

dc_1016_15

MTA doktori értekezés

**A KÁRPÁT-MEDENCE ÉS DK-EURÓPA
KÉSŐ PLENIGLACIÁLIS ÉS HOLOCÉN
VEGETÁCIÓFEJLŐDÉSE
KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A GYORS FELMELEGEDÉSI
ÉS LEHŰLÉSI HULLÁMOKRA MUTATOTT
VEGETÁCIÓS VÁLASZOKRA**

Magyari Enikő

Budapest

2015

1. Bevezetés és célkitűzések	1
2. Módszerek	2
2. 1. Vizsgálati módszerek	3
2. 1. 1. Fúrás	3
2. 1. 2. Radiokarbon kronológiák, üledék rétegtan	4
2. 1. 3. Szerves anyag meghatározás, mágneses szuszceptibilitás mérés, üledék kémia	5
2. 1. 4. Pollen, mikropernye, sztóma és növényi makrofosszília analízisek	6
2. 2. Adatelemzési módszerek	7
3. Eredmények és megvitatásuk	9
3. 1. Utolsó glaciális maximum (LGM) és későglaciális vegetációtanulmányok	9
3. 1. 1. A bulgáriai Trák-alföld későglaciális növénytakaró változásai	9
3. 1. 1. 1. Bevezetés	
3. 1. 1. 2. A mintavételi terület jellemzése	
3. 1. 1. 3. Mintavétel	
3. 1. 1. 4. Eredmények: Kor-mélységmodell és üledékrétegtan	
3. 1. 1. 5. Eredmények: biosztratigráfia	
3. 1. 1. 6. Eredmények: Pollen és makrofosszília alapú későglaciális környezetrekonstrukció	
3. 1. 1. 7. Diskusszió	
3. 1. 2. A Déli-Kárpátok szubalpin zónájának későglaciális/koraholocén vegetációdinamikája, erdőhatár változások	22
3. 1. 2. 1. Bevezetés	
3. 1. 2. 2. A mintavételi terület jellemzése	
3. 1. 2. 3. Eredmények: kor-mélység modellezés, üledék akkumulációs ráta, rétegtan	
3. 1. 2. 4. Eredmények: Pollen, sztóma és növényi makrofosszília alapú vegetációdinamika	
3. 1. 2. 5. Eredmények: A főkomponens analízis (PCA) eredményei	
3. 1. 2. 6. Diskusszió	
3. 1. 2. 6. 1. A későglaciális és koraholocén klímaváltozásokra és rövid-távú klíma oszcillációkra adott gyors vegetációs válaszok	
3. 1. 2. 6. 2. A későglaciális és kora holocén erdő és fahatár fluktuációk regionális összevetése	
3. 1. 2. 6. 3. A Retyezát-hegység refúgium szerepe és a kora holocén <i>Abies alba</i> (jegenyefenyő) expanszió nagy magasságban	
3. 1. 3. A Keleti-Kárpátok vegetációtörténete az utolsó eljegesedés maximumán (LGM)	41
3. 1. 3. 1. Bevezetés	
3. 1. 3. 2. Glaciális öskörnyezet a Kárpátok romániai vonulataiban	
3. 1. 3. 3. A mintavételi terület jellemzése	
3. 1. 3. 4. Eredmények	
3. 1. 3. 4. 1. Kor-mélység modellezés	
3. 1. 3. 5. Üledék rétegtan, szemcse-eloszlás, mágneses szuszceptibilitás, XRF és LOI eredmények	
3. 1. 3. 5. 1. Pollen, alga, nem-pollen palinomorfák (NPP) és mikropernye tartalom eredmények	
3. 1. 3. 5. 2. Növényi makrofossziliák	
3. 1. 3. 5. 3. PCA, biom rekonstrukció és pollen összetételbeli változások	
3. 1. 3. 6. Diskusszió	
3. 1. 3. 6. 1. Fizikai környezet a vizsgált területen az utolsó eljegesedés maximumán és a későglaciális felmelegedés során	
3. 1. 3. 6. 2. Pollen és növényi makrofosszília alapú vegetáció rekonstrukció és regionális erdőtüz történet	
3. 1. 3. 6. 3. A Keleti-Kárpátok GS-2 és GS-3 idejének vegetációjának összevetés a dél és nyugat-európai szelvényekkel	
3. 1. 3. 6. 4. Eredményeink összevetés a román Kárpátokból származó későglaciális (GI-1, GS-1) pollen, növényi makrofosszília és stabil izotóp arány profilokkal	

3. 1. 4. A Kárpátok eljegesedés maximum idejének vegetációváltozásai közép-kelet európai kontinensben: vannak-e modern analógok? Milyen volt a vegetáció képe? Megfigyelhetők-e vegetációs gradiensek a régióban? (összegzés)	68
3. 1. 4. 1. Modern analógok	
3. 1. 4. 2. A Kárpát-medence és a Keleti Kárpátok LGM és LPG növényzetének jellemvonásai a modern analóg vizsgálat eredményei alapján	
3. 1. 4. 3. Mi az oka annak, hogy a Dél-Szibéria statisztikai értelemben „nem jó” analógja a Kárpáti Régió késő pleniglaciális környezetének?	
3. 1. 4. 4. Lombhullató mérsékeltövi fák refúgiumjai a Kárpát-medencében az utolsó eljegesedés maximumán	
3. 1. 5. A Kárpát-medence keleti területeinek későglaciális vegetációtörténete és klímafluktuációi (összegzés)	90
3. 1. 5. 1. Későglaciális klímaváltozás a Kárpáti Régióban: a régió klímaváltozásának sajátosságai	
3. 1. 5. 1. 1. A rekonstrukció főbb eredményei	
3. 1. 5. 1. 2. A pollen és árvaszúnyog alapú júliusi középhőmérséklet rekonstrukciók összevetése	
3. 1. 5. 1. 3. Miért hasonlít az alpi pollen alapú júliusi kh. rekonstrukció az NGRIP d ¹⁸ O görbére? Miért irrealisztikus?	
3. 1. 5. 1. 4. Mi történt a fiatal driász (GS-1) lehűlés során a Déli-Kárpátokban: hűvösebbek lettek-e a nyarak, milyen klímamutatók változása tehető felelőssé a tapasztalt ökoszisztéma válaszreakciókért?	
3. 1. 5. 1. 5. A közép-kelet európai térségből származó kvantitatív klímarekonstrukciók: közös trendek, nyitott kérdések	
3. 1. 6. Késő pleniglaciális és későglaciális ökoszisztéma válaszreakciók közép-kelet Európában: szárazság gradiens a földrajzi szélességek mentén, a csillapított nyári középhőmérséklet változások hatása és a magassági fahatár a Kárpátokban	100
3. 1. 6. 1. Az eljegesedés maximumát követő időszak vegetációválaszainak térbeli mintázata közép-kelet Európában (20000 és 14700 évek között)	
3. 1. 6. 2. A vegetációváltozások térbeli mintázata a későglaciális felmelegedés kezdetén (GI-1e, ~14700 év)	
3. 1. 6. 3. A vegetációváltozások térbeli mintázata a későglaciális felmelegedés maximumán (GI 1a-c, ~14000-12800 évek)	
3. 1. 6. 4. A vegetációváltozások térbeli mintázata a fiatal driász lehűlés során (GS-1, 12800-11700 évek)	
3. 1. 6. 5. Későglaciális erdőhatár változások a Kárpátokban	
3. 2. Holocén vegetációtörténeti tanulmányok	107
3. 2. 1. Az Észak-Alföld holocén vegetációtörténete különös tekintettel az erdős-sztyep vegetáció kialakulására	107
3. 2. 1. 1. Az Észak-Alföld holocén vegetációdinamikája	
3. 2. 1. 2. Az erdők kiterjedésének változása a Nagyalföldön 11700 évtől napjainkig	
3. 2. 2. Térségi trendek az Észak-Alföld és Északi- Középhegység holocén vegetációdinamikájában: térségi zónák, a pollenösszetek változásának mértéke és a szekuláris szukcesszió menete	120
3. 2. 3. Dunán innen Dunán túl: különbségek és hasonlóságok a két térség holocén vegetáció szukcessziójában	125
4. Összegzés	129
4. 1. Bevezetés, célkitűzések	129
4. 2. Módszerek	129
4. 3. Új tudományos eredmények	130
5. Köszönetnyilvánítás	133
6. Irodalomjegyzék	i

dc_1016_15

1. Bevezetés és célkitűzések

Ismereteink a Föld szárazulatainak pleisztocén és holocén növénytakaró változásaira vonatkozóan nagyon nagymértékben két tudományterület kutatási eredményeire támaszkodnak: a **pollen analízis**re és a **növényi makrofossziliák** vizsgálatára. Mindkét tudományterület lendületes fejlődésen esett át a 20. század második felében (Birks & Birks, 1980, 2006; Moore et al., 1992; Bennett & Willis, 2001; Seppä & Bennett, 2003; Jakab & Sümegei, 2011). Európai vonatkozásban a hozzáférhető üledékek gazdagsága, a tudományos érdeklődés fokozódása, és természetesen az anyagi feltételek megléte ÉNY-Európa országaiban vezetett el odáig, hogy az országoként publikált pollen és növényi makrofosszília vizsgálati eredmények száma elérte, és több esetben meg is haladta az több százat (lásd Európai Pollen Adatbázis, EPD). Ez a lendületes fejlődés a Kárpát-medencében is nyomomonkövethető, elsősorban az 1950-es évektől kezdődően (Zólyomi, 1952), ugyanakkor a radiometrikusan korolt, többváltozós, korrelációs és idősorozati elemzésekre is lehetőséget adó pollenszelvények száma elhanyagolható volt egészen az 1990-es évekig (lásd Willis et al., 1995; Magyarai, 2002; Juhász, 2002; Buczkó et al., 2009a). A pollen analízis segítségével ismereteink bővültek Európa utolsó glaciális vegetációjára vonatkozóan (Lang, 1994), míg a fajok posztglaciális expansióját térképes formában két európai szintű feldolgozás is megörökítette. Előbbi, Brian Huntley vezetésével (Huntley & Birks, 1983; Huntley, 1992) több száz pollenszelvényen alapult, hiányosságának a kormodellek pontatlanságát lehet felróni, ezt fejlesztette tovább a Thomas Giesecke vezetésével újjászerveződő paleoökológus csapat (Giesecke et al., 2014), mely a nyolcvanas évek óta felhalmozódott új információt igyekezett az elmúlt években összegezni szinoptikus térképeken és diagramokon, jóval nagyobb időbeli felbontásban (Giesecke et al., 2014). Számos európai országban, köztük Csehországban és Lengyelországban is készültek országos és regionális szintű összegzések a későglaciális (14700-11700 évek közt) és a holocén (11700-tól napjainkig) vegetáció változásairól (Walanus & Nalepka, 2004; Kuneš et al., 2009; Obidowicz et al., 2013), izopollen térképeken bemutatva a fás vegetáció elemeinek százalékos változásait évszázados felbontásban. Mint azt Buczkó et al. (2009a) 1. ábrája is szemlélteti, a Kárpáti Régióban a közölt pollenszelvények száma szépen növekszik, azonban a radiokarbon módszerrel több ponton datált szelvények száma az elmúlt évek intenzív kutatásai ellenére is alacsony, és eloszlásuk nem egyenletes. A közép-kelet európai térség pollen analitikus közösségének hosszú távú célja, hogy nemzetközi összefogásban létrehozzon egy későglaciális és holocén időszakot lefedő izopollen térképsorozatot, melynek a dolgozatban bemutatott pollen és növényi makrofosszília vizsgálati eredmények fontos elemét képezik majd.

Ha végigtekintünk a pollen analitikai kutatások közelmúltbeli történetén, akkor azt láthatjuk, hogy a kutatások az elmúlt évtizedekben három jelentős irányvonal mentén rendeződtek.

1. Hosszú távú ökológiai irányú vizsgálatok, ahol a kutatások a növényzet klímaváltozásra és emberi hatásra adott válaszreakciójának tempóját, a növényi cönózisok átalakulásának/szükszeccsziójának menetét vizsgálják, kitérek olyan kérdésekre, mint az egyes növényzeti együttesek rezilienciája, diverzitása, a fajkicserélődés gyorsasága (turnover, rate of change), a pollen akkumulációs ráták alkalmazásával pedig a populációméret növekedés sebességét, illetve a populációk összeomlásának idő- és mennyiségbecslését is lehetővé tették (pl. Froyd & Willis, 2008; Magyarai et al., 2011, 2012).
2. Pollen alapú kvantitatív klímarekonstrukciók (Davis et al. 2003; Huntley et al., 2012; Salonen et al., 2014), melyek elsősorban a holocén időszak vonatkozásában adnak pontos becsléseket, a fosszilis és modern pollen együttesek, és utóbbiakhoz rendelt klímaméterek összetevése révén. Számos transzfer függvény (Guiot, 1990; Seppä & Bennett, 2003; Peyron et al., 2011), számos módszertani fejlesztés ismert, legkifinomultabban alkalmazott a módszer Skandináviában (Salonen et al., 2014), de jelentősége miatt a későglaciális és glaciális maximumi rekonstrukciók is széles körben hivatkoztak (Peyron et al., 1998). A pollen analízis ilyen irányú

felhasználása mind az utolsó glaciális maximum (LGM), mind a holocén tekintetében segíti a klímamodell szimulációk validálását és finomhangolását (Jost et al., 2005; Strandberg et al., 2014), ezért a társtudományok által megbecsült irányát képezték a korai 2000-es év kutatásainak.

3. Kvantitatív tájrekonstrukciók, melyek népszerűvé is tették ezt a tudományterületet mind a régészek (Marquer et al., 2014), mind a természetvédők (Pirzamanbein et al., 2014), mind a nagyközönség (Gaillard et al., 2015) körében. A pollen-felhalmozódás törvényszerűségeit újragondoló modellek (LOVE és REVEAL; Sugita et al. 2007ab) térinformatikai alkalmazásokkal párosítva, napjainkban lehetővé teszik, hogy egy kisebb tájban pollenszelvények hálózatát felhasználva térben lehatároljuk a vegetáció cönózisokat, és ezek a térképi formában megjelenített paleo-vegetáció sorozatok sokkal könnyebben értelmezhetőek, és nem utolsó sorban pontosabbak, mint a pollendiagramok kvalitatív értékelésével rekonstruált vegetációk.

Doktoranduszként majd fiatal kutatóként a fentebbi kutatási irányvonalak első és második pontjának megvalósítására törekedtem. Ebben az értekezésben ezt igyekszek összegezni néhány a vezetésemmel készült dél-kelet európai esettanulmány kapcsán. Ezek a kutatás módszertan élvonalába tartozó adatelemzési és mintavételi technikákat alkalmazó munkák hozzájárultak a térség elmúlt közel 30000 évének vegetációdinamikai rekonstrukciójához, különös tekintettel a gyors klímaváltozásokra adott növényzeti válaszreakciókra. A gyors klímaváltozások növényzeti hatásainak tanulmányozása különös aktualitást nyer a napjainkban zajló globális felmelegedés kapcsán, mely a későglaciális és kora-holocén felmelegedés léptékével összevethető amplitúdójú, viszont alacsonyabb alaphőmérsékletekről indul. Ahogyan a fejezetek diszkuszióiban látni fogjuk, társaimmal közösen folytatott kutatómunkám hozzájárult a térségi klímaváltozási trendek és növényi válaszreakciók felderítéséhez.

Végezetül, a paleoökológiai kutatások nemzetközi trendjét követve, mind doktori, és különösen posztdoktori kutatásaim során, törekedtem a multi-proxi szemlélet alkalmazására a tavi és lápi üledékek vizsgálatában. Ez a „bűvszó” számos kutatási pályázat mottója volt a korai kétezres években, különösen a Birks házaspár (Birks & Birks, 1980) munkássága hívta fel a figyelmet arra, hogy az egykori élővilág és klíma rekonstrukciójához szükséges és előnyös, ha több proxit (a múltbéli környezet és élővilág egyes elemeinek rekonstruálására alkalmazott módszer) együttes vizsgálatával törekszünk a folyamatok megértésére (pl. tavak vízszintjének rekonstrukciója szerves anyag tartalom adatsor, diatóma, cladocera fauna és rétegtan együttes értelmezésével; árvaszúnyog és pollen alapon rekonstruált hőmérsékletek közös értékelése; növényi makrofosszília, sztóma és pollenvizsgálatokon alapuló erdő- és fahatár rekonstrukció). A PROLONG és CARPENVCCHANGE projektek (www.paleo.hu/magyari) kapcsán, elsősorban biológiai és kémia proxik vizsgálatára szerveződő kutatócsoport elmúlt években közölt publikációi különösen a Retyezát-hegység és az Csomád-hegycsoport Szent-Anna tavának üledék feldolgozásai kapcsán különösen jól példázzák a multi-proxi szemlélet fontosságát és előnyeit (pl. Magyarai et al., 2009a, 2012; Korponai et al., 2011; Buczkó et al., 2012, 2013; Braun et al., 2013). A disszertációban számos következtetés ilyen multi-proxi megközelítésen alapul.

2. Módszerek

A dolgozatban részletesen öt üledékgyűjtő medence vizsgálati eredményeit tárgyaljuk (**Ezeroláp:** Trák-alföld, Bulgária; **Szent-Anna tó:** Csomád-hegycsoport, Románia, **Brazi-tó** és **Gales-tó:** Retyezát-hegység, Déli-Kárpátok, Románia, **Sarló-hát:** Polgár-Tiszagyulaháza, Magyarország), ezért a vizsgálati módszerek rövid összefoglalása ezekre irányul. A szövegben ezen kívül számos korábbi általam analizált vagy mások által készített pollen és növényi makrofosszília vizsgálati eredmény szerepel, melyek módszertanát mindig a hivatkozott publikáció tartalmazza.

2. 1. Vizsgálati módszerek

2. 1. 1. Fúrás

A bulgáriai **Ezero-láp** fúrása 2002-ben készült 7 cm átmérőjű Orosz-fúróval (2.1. ábra). A lápban két fúrást mélyítettünk. A rövidebb EZ-1 fúrás (2,85 m) a medence déli részén mélyült, míg a hosszabb a medence nyugati felében (EZ-2; 6,0 m). A disszertációban a hosszabb, EZ-2 jelű fúrás analitikai eredményeit tárgyaljuk.

A Retyezát-hegység **Brazi- és Gales-tavainak** fúrása 2007 nyarán Kullenberg és Livingstone típusú magmintavevőkkel történt úszó platformhoz erősített állványzatról (2.2. ábra). A fúrási munkálatokat Braun Mihály vezetésével végeztük.

Az erdélyi **Szent-Anna tavat** többször is próbáltuk mintázni. A glaciális üledékeket nagyobb terjedelemben 2010 telén sikerült mintavételezzük, a fúrási munkálatokat Braun Mihály irányította. 7-cm fejtátmérőjű Livingstone-típusú mintavevővel dolgoztunk, melynek fejhosszúsága 200 cm volt. A fúrólyukat 12 méteres mélységig belécsöveztük (2.3. ábra). Az SZA-2010-es jelű fúrás 600 cm-es vízmélységről indult és 1700 cm-en végződött. A disszertációban tárgyalt fúrás nem érte el a kráterkitöltés alját. Egy későbbi, 2013-ban mélyített fúrás viszont igen (SZA-2013). A tavi üledék alsó határa ebben a fúrásban 2100 cm-en volt, ez alatt tavi és vulkáni rétegek váltakoztak egészen 2300 cm-ig, mely alatt már csak vulkáni törmelékot találtunk.

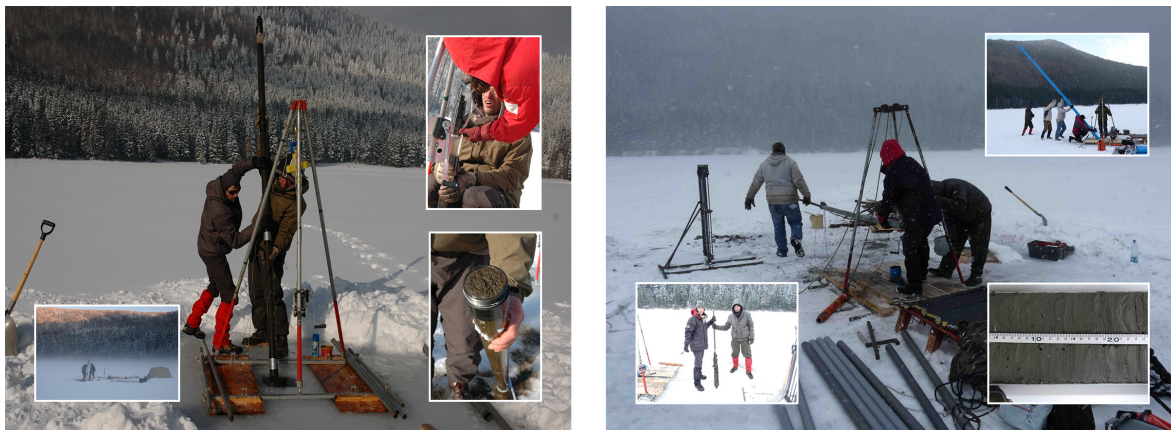


2.1. ábra A bulgáriai Trák-alföldön, Nova Zagora város közelében található Ezero-láp képe, a fúrás folyamatával.

A holocén vegetációtörténeti tanulmányok során tárgyalt **Sarló-hát SH-WOOD** üledékszelvényét 2002-ben mintavételeztük (2.4. ábra). A fúrási helyszínt a területen végzett régészeti terepbejárás eredményei alapján választottuk ki (Chapman et al., 2009). A fúrás a meder északi felén található neolitik és bronzkori telepmaradványok közelében helyezkedik el kb. 30 méterre a parttól és kb. 150 méterre délre a korábban vizsgált SH-II fúrástól (Magyari et al., 2002). A fúrás hossza 7,3 m. A mintavételezéshez a felső 3 méterben orosz fúró, majd Livingstone típusú dugattyús magmintavevőt alkalmaztunk.



2.2. ábra A Retyezát-hegység északi lejtőin elhelyezkedő Brazi-tó (baloldal) és Gales-tó (jobb oldal) fúrásának folyamata 2007-ben. Középen a Livingstone típusú fúrófej szerelési folyamatát látjuk.



2.3. ábra A Csomád-hegycsoport legfiatalabb krátertavának, a Szent-Anna tónak a fúrási munkálatai 2009-ben (felső kép) és 2010-ben (alsó kép). A fúrások mindkét évben február végén, jégről történtek, átlagosan 20 cm-es jégvastagság mellett. Az jobb oldali kép jól szemlélteti a béléscső-, ovezés folyamatát (kék műanyag cső). A 2009-es fúrás során pedig a holocén üledék átlátszó plexi csőbe történő kiemelését szemléltetjük (egybe a felső 4 méter üledék).



2.4. ábra A Polgár és Tiszagyulaháza községek közelében elhelyezkedő sarló-háti morotva fúrási munkálatai 2002-ben (jobb felső sarok) és 2012-ben (nagy kép). Mindkét esetben az üledék felső részét Orosz-típusú magmin-tavevővel mintáztuk, majd a talajvíz elérése után áttértünk a Livingstone-típusú fúrófej alkalmazására. A fúrások teljes hossza mindkét évben meghaladta a 7 métert. A képen jól látszik az akácós erdőfolt a feltöltődött meder partján. A kép jobb alsó felében pedig a kora-holocén üledék fotóját látjuk, mely gyors felhalmozódású, szerves anyagban szegény agyagos kőzetliszt.

2. 1. 2. Radiokarbon kronológiák, üledék rétegtan

Ezero-láp EZ -2 fúrás esetében 10 növényi makrofosszília és 1 teljes üledék mintán történt AMS ^{14}C kormeghatározás a Poznani Radiokarbon Laboratóriumban. A fúrás radiokarbon adatait az

intcal98 görbe segítségével (Stuiver et al., 1998) a Calib4.4. programban kalibráltuk.

A **Brazi-tó** üledékének későglaciális szakaszán 6 AMS ^{14}C mérést végeztünk növényi makrofossziliákon. A ^{14}C adatok kalibrációja a Bcal (Buck et al., 1999) programban az intcal04 kalibrációs görbe alapján történt (<http://bcal.shef.ac.uk>). A **Gales-tó** későglaciális üledékében nem találtunk szárazföldi eredetű növényi makrofossziliákat, ezért Cladocera maradványokat választottunk ki kormeghatározásra (főként petéket).

A **Szent-Anna tó SZA-2010** jelű fúrásának későglaciális és LGM szakasza makrofossziliákat nem, vagy csak nagyon kis mennyiségben tartalmazott. Az AMS ^{14}C mérésre 10 rétegből választottunk ki üledékmintákat, 1127 cm-ig mikrofaszén és növényi makrofosszília került elő, 1127 cm alatt viszont csak zooplankton vagy zoobentosz maradványok (Cladocera héj, chironomida fejtök). A minta-előkészítés módszertanát Rehemeyer et al. (2013) tartalmazza, a savas és lúgos kezelések időtartamát azonban csökkentettük a szerves anyag teljes veszteségének elkerülése végett.

A minta-előkészítés a Kölni Egyetemen történt, a grafit targetek mérése viszont a zürichi ETH (Swiss Federal Institute of Technology) Intézetben. A nyers ^{14}C korok kalibrációját az INTCAL13 kalibrációs görbével végeztük (Reimer et al., 2013).

Az üledékek rétegtani leírása minden esetben Troels-Smith (1955) rendszerével készült.

Sarló-hát SH-WOOD esetében a Troels-Smith kategóriák mellett az üledék szilikát komponenseit az alábbi szemcseméret tartományok szerint különítettük el: homok (2.0 – 0.06 mm), kőzetliszt (0.06 – 0.002 mm), agyag (<0.002 mm).

A Nagyalföld más ősmédreirehöz hasonlóan (pl. Borsy & Félegyházi, 1983; Sümegi et al., 2005b), a sarló-háti üledékek szerves anyag tartalma rendkívül alacsony volt, ennek nagy része kisméretű szerves törmeléként volt jelen a mintákban. Ilyen üledékekben, különösen azok karbonát tartalma miatt a radiokarbon kormeghatározás nehézségekbe ütközik (Walker, 2005). Különösen azért mert a vízinövények vízben oldott és részben karbonát eredetű CO_2 -t akkumulálnak, ezért a kapott korok a valósnál idősebbek lehetnek (Ogden et al., 2001). Az SH-WOOD jelű fúrásban emiatt sok időt töltöttünk el makroszkópikus, egyértelműen teresztris eredetű szerves anyag után kutatva. 5–10 cm^3 üledéket 180 mikronon szűrtünk, majd ha voltak, kiválogattuk a növényi makrofossziliákat (magok, termések, mikro és makropernyék, levél és gally maradványok), és szárítás után ezeket küldtük el radiokarbon kormeghatározásra.

12 minta esetében sikerült korolásra anyagot leválogatnunk, melyek AMS ^{14}C mérése a Poznańi Radiokarbon Laborban történt.

Amennyiben másképpen nem jelöljük, a disszertációban tárgyalt összes koradat kalibrált BP kor (a radiokarbon kalibrációs görbékkel 1950-től visszafelé számított kor).

2. 1. 3. Szerves anyag meghatározás, mágneses szuszceptibilitás mérés, üledék kémia

A szerves anyag és karbonát tartalom meghatározása minden fúrásszelvényben izzítási veszteség módszerével készült. A 105°C -on kiszárított üledékmintákat 550°C -on majd 950°C -on 3-3 óráig izzítottuk, majd a tömegvesztésből következtettünk a szerves anyag és karbonát tartalomra (Heiri et al., 2001).

A **Szent-Anna tó SZA-2010** fúrásszelvényének feldolgozása a 950-1700 cm üledékszakra koncentrált, mely magában foglalja az utolsó eljegesedés maximumát, a későglaciális és a kora holocént. A hengeres fúrómagokat hosszában kettévágtuk, majd az egyik felét fotó dokumentáltuk, MSCL készüléken mértük a mágneses szuszceptibilitást 5 milliméterenként, az elemösszetélt pedig nagy felbontású röntgen-fluoreszcens készülékkel mértük (ITRAX core scanner; COX Ltd., Sweden, beállítások Croudace et al. (2006) alapján) 2 milliméterenként 20 másodperces mérési időt alkalmazva. A disszertációban csak a leggyakoribb elemek eloszlását tárgyaljuk. A fúrómag másik felét 1 cm-enként felszeleteltük és a mintákat önzáró zacskókban 4°C -on tároltuk. A szemcseméret meghatározásra 20 db 1 g tömegű mintát választottunk ki 1100 és 1700 cm közt.

A 630 mm-nél nagyobb üledékfrakció eltávolítása után a mérések Micromeritics Saturn DigiSizer 5200 lézeres szemcsemérővel történtek. A szemcseeloszlást térfogatszázalékban fejeztük ki.

Sarló-hát SH-WOOD fúrás esetében a szerves anyag és karbonát tartalom meghatározás izzítási veszteség módszerével 4 centiméterenként vett 2 cm³-nyi részmintákon történt.

2. 1. 4. Pollen, mikropernye, sztóma és növényi makrofosszília analízisek

Ezero esetében a növényi makrofossziliák elemzését 5 cm vastag 10 centiméterenként vett üledékmintákon végeztük. A 30-45 cm³ térfogatú mintákat 2-mm, 1-mm, 500-µm és 250-µm lyukátmérőjű szitákon desztillált vízzel szűrtük, majd a hálókön fennmaradt növényi maradványokat méretfrakciónként elkülönítve elemeztük. A növényi makrofossziliák határozása során a magokat, termésmaradványokat faj illetve nemzetség szinten határoztuk, emellett megbecsültük a főbb, fajszinten nem azonosítható üledékkomponensek relatív mennyiségét. A mag és termés határozás Anderberg (1994), Beijerinck (1976), Berggren (1969, 1981), Katz et al. (1965), Schermann (1967) és Schoch et al. (1988) atlaszai és határozókulcsai alapján történt. Emellett felhasználtuk a Durhami Egyetem Régészeti Tanszékének valamint a Szófiai Egyetem Növénytan Tanszékének makrofosszília referencia gyűjteményeit is. A boróka (*Juniperus*) és ostorfa (*Celtis*) nemzetségek termésének pontosabb határozását Matsutani (1987) munkája segítette. A famaradványok határozást Elena Marinova végezte Greguss (1972) és Schweingruber (1989) határozói alapján.

Ezero esetében a pollen analízishez 8 centiméterenként vett 1 cm³ – nyi üledékmintát használtunk fel. A feltárás Moore et al. (1992) alapján HCl, szűrés (180 µm), NaOH, HCl, HF, mikroszűrés (10 µm), acetolízis, festés és alkoholos dehidratálás lépésekből állt. A makrofosszília koncentrációk meghatározásához ismert spóratartalmú *Lycopodium* tablettákat adtunk a mintákhoz (Stockmarr, 1971). A pollenek határozását Moore et al. (1992) és Beug (2004) határozókulcsai alapján végeztük. mintánként legalább 500 szárazföldi pollent számoltunk ki. A százalékszámítás alapja minden mintában a szárazföldi taxonokat tartalmazó főösszeg volt. A vízi taxonok és algák arányának meghatározása során a főösszegbe bevontuk a kérdéses taxon kiszámolt mennyiségét is, arányát erre az összegre vonatkoztattuk.

A **Brazi-tó TDB-1** fúrásának növényi makrofosszília analízisét 2 centiméterenként vett 1 cm vastag részmintákon végeztük (minták térfogata 9-10 cm³). A mintákat desztillált vízzel 250 µm lyukátmérőjű hálón szűrtük. A határozást Jakab Gusztáv végezte Jakab et al. (2004a) módszerével. A **Gales-3 fúrás**ban csak a koraholocén szakaszon fordult elő növényi makrofosszília, ezek határozása hasonló elvek alapján történt.

Pollen analízishez a TDB-1 fúrás esetében a későglaciális és koraholocén üledék minden centiméterét megmintáztuk. A Gales-3 szelvényben a mintavételi köz 4 cm volt. A pollenfeltárás és pollen koncentráció meghatározás és százalékszámítás menete hasonló az Ezero esetében leírtakhoz, azonban acetolízis ezeken a mintákon nem történt, hogy segítsük a tülevél eredetű cellulóz falú sztóma detektálásának valószínűségét. A Brazi-tó esetében a pontos kormodell lehetővé tette pollen akkumulációs ráták számítását is (PAR; pollen szem cm²yr⁻¹). Mivel ez a mérőszám az 1 cm²-re évente hulló pollenszemek számát adja meg, megbízhatóbban tükrözi a populációméret változásait, mint a százalékos értékek (Hicks, 2001; Seppä és Hicks, 2006a). A PAR változásai- ból így következtethetünk a vizsgált taxonok expanziójára, populációik hirtelen vagy fokozatos összeomlására (Seppä et al., 2009), aminek különösen nagy jelentősége van a gyors klímaváltozásokra adott növényzeti válaszreakciók tanulmányozásában.

A retyezáti mintákon **mikropernye analízist** is végeztünk. Ez a módszer a 10-180 mikron közötti elszenesedett részecskék leszámolásán és akkumulációs rátájának (részecske/cm²/év) meghatározásán alapszik. Segítségével a regionális erdőtüzek gyakoriságára következtethetünk.

A pollenlemezekeken a tülevelekből megmaradó gázcsere nyílás zárósejteket (**sztóma**) is meghatároztuk és mennyiségüket rögzítettük Sweeney (2003) határozókulcsa és leírása alapján. Emellett

a törpefenyő (*Pinus mugo*) és cirbolyafenyő (*P. cembra*) sztómáinak elkülönítéséhez saját határozókulcsot dolgoztunk ki (Magyari et al., 2012). A sztómák a növény tó körüli vagy tó közeli (néhány 100 méter) jelenlétére utalnak. Mivel a Brazi-tavat patak nem táplálja, ezért ebben a tóban a sztómák lejtőbemosás vagy légköri kiülepedés révén kerülnek a tóba, nagy valószínűséggel a tó néhány száz méteres körzetében élő egyedekről (Clayden et al., 1996; MacDonald, 2001), míg a Gales-tónak van egy befolyója, ezért a sztómák itt vagy a tóközeli, vagy a magasabbról víz által behordott tűlevelekből származnak.

Pollen analízist a **Szent-Anna tó SZA-2010**-es fúrásán 2-8 centiméteres mintaközönként végeztünk, a feltárás menete hasonló volt, mint az Ezero kapcsán fentebb leírtak esetében.

A pollenek határozásához felhasznált atlaszok és határozókulcsok Moore et al. (1992), Reille (1992, 1995, 1998) és Beug (2004) voltak. A pollenszázalékok mellett ebben az üledékben is felhasználtuk a pollen akkumulációs rátákat a populációméret változások detektálásában (Seppä & Hicks, 2006b). Mikropernye vizsgálatok szintén történtek az SZA-2010 üledéksoron. A vizsgálat módszertana megegyezett a Brazi és Gales tavak esetébe leírtakkal.

A növényi makrofossziliák szisztematikus elemzése az SZA-2010 fúrásban még folyamatban van. A disszertációban 12 minta elemzését tárgyaljuk, melyekhez 15 cm³ üledéket 10%-os NaOH kezelést követően 250 mikronon szűrtünk.

A **Sarló-háti SH-WOOD** fúrásból 100 minta pollen elemzését végeztük el. A pollenfeltárás Berglund & Ralska-Jasiewiczowa (1986) alapján történt, melyekhez kiegészítő lépésként 2%-os nátrium-hipokloritos kezelést alkalmaztunk a lignin tartalmú szerves anyag törmelék oldására, és 10 mikronos szűrést az agyagszemcsék kiszűrésére. A pollen koncentráció meghatározása szintén *Lycopodium* tabletták hozzáadásával történt. Minimum 500 szárazföldi pollent számoltunk le és azonosítottunk mintánként. A pollen atlaszok mellett a határozáshoz felhasználtuk a Durham-i Egyetem Biológiai Intézetének referencia gyűjteményét. A pollenek mellett a mikropernyék mennyiségi elemzését is elvégeztük a pollenlemezekon Clark (1982) pontszámolásos módszerével. A százalékszámítás során a sásféléket (Cyperaceae) kizártuk a főösszegeből. A lokális pollenzónák meghatározása információtartalom alapján történő osztással történt a 20 leggyakoribb szárazföldi pollen taxon figyelembevételével (Birks & Gordon, 1985).

2. 2. Adatelemzési módszerek

Ezero pollen és növényi makrofosszília diagramjaiban a lokális pollen együttes zónák meghatározása információtartalom alapján, bináris osztással történt (Birks & Gordon, 1985) a psimpoll 3.00 (Bennett, 1992) programban. A statisztikailag szignifikáns zónákat a broken-stick modellel határoztuk meg (Bennett, 1996). A pollen és növényi makrofosszília diagramok a Psimpoll 3.00 és Corel Draw programok segítségével készültek.

A **Brazi-** és **Gales-tavak** későglaciális pollendiagramjainak zónákra bontása hasonló módon történt.

A palinológiai diverzitás meghatározásához ezekben a szelvényekben rarefrakció analízist (rarefraction analysis) végeztünk (Bennett, 2005). A pollenösszletek ordinációja a fő vegetációdinamikai trendek meghatározását szolgálta, és főkomponens analízissel történt. Ezt megelőzően detrendelt korrespondencia analízist (DCA) végeztünk. Mivel a leghosszabb DCA axis hossza <2.0 SD egységénél rövidebbnek adódott, ezért a lineáris ordinációs eljárást, a főkomponens analízist választottuk (ter Braak, 1995). Az 5%-ot legalább egy rétegben elérő taxonok bevonásával készült PCA kovariancia mátrixon alapul, és négyzetgyök transzformált adatokat használ.

A **Szent-Anna tó SZA-2010** fúrás esetében a lokális pollenegyüttes zónák meghatározása klaszter analízissel történt (CONISS; Birks and Gordon, 1985) a Psimpoll 3.00 programban (Bennett, 2007). A palinológiai diverzitás és főkomponens analízis módszertana megegyezik a Brazi-tó esetén leírtakkal.

Emellett detrendelt kanonikus korrespondencia analízist (DCCA) is végeztünk, melyet a pollenflóra kicserélődés mértékének (turnover) meghatározására használtunk. Ez a statisztikai módszer áttelesen a tájon belüli flórakicserélődés mértékének becslésére szolgál (Birks & Birks, 2008).

Az analízis a kort használja háttérváltozóként (Birks, 2007). Az eredményeket SD unitok (sztenderd deviancia egységek) formájában skáláztuk és a pollenösszetétel kicserélődésének mértékéért értelmeztük. Az ordinációkat a Canoco 5 programban végeztük.

Az utolsó eljegesedés maximumának növényzeti analógiáit az Altáj és Szaján-hegységekből származó felszíni pollenminták segítségével is vizsgáltuk (Magyari et al., 2014a). A disszertációban a fosszilis és recens pollenösszletek összevetését két módszerrel végeztük el: főkomponens analízissel és modern analóg módszerrel (AM). Ehhez első körben harmonizáltuk a modern és fosszilis pollenminták nevezéktanát, különösen a szibériai vikariáns fajok esetében (*Abies alba*–*A. sibirica*, *Alnus viridis*–*A. fruticosa*, *B. nana*–*B. rotundifolia*, *L. decidua*–*L. sibirica*, *P. abies*–*P. obovata*). Összevonásra került a *P. cembra* és *P. sylvestris* típus, különböző pollentípusok az alábbi családokon/alcsaládokon belül: Ericaceae, Caryophyllaceae, Compositae subf. Asteroideae, Gentianaceae, Labiatae, Ranunculaceae (kivéve *Ranunculus acris*-típus), Rosaceae, Saxifragaceae és Umbelliferae.

A főkomponens analízist az R (R Core Team, 2012) vegan programcsomagjában végeztük (Oksanen et al., 2012) hasonló beállításokkal, mint a Brazi-tó esetén leírtuk.

A modern analóg vizsgálathoz (AM; Simpson, 2012) az R „analogue” programcsomagját használtuk (Simpson, 2007). Első lépésben a recens pollenminták tulajdonságainak leírása történt meg „receiver operating characteristics (ROC)” módszerrel, melyhez a pollenminták mellé azt a vegetációtípust is megadtuk, amelyből származott. Ez lehetővé tette az optimális disszimilaritás érték meghatározását. Ez az érték teszi lehetővé a statisztikai értelemben szignifikáns analógok (valós) és a nem-analógok elválasztását (Simpson, 2012). A disszimilaritás mérésére hűrtávolságot használtunk, a kritikus disszimilaritás érték 0,443-nak adódott. E fölött két mintát az összevetés során nem tekintettünk analógnak. Amennyiben több statisztikai értelemben szignifikáns analóg vegetációtípus is adódott, akkor az első öt legalacsonyabb disszimilaritással rendelkező mintát vettük figyelembe.

A pollen adatokat az SH-WOOD fúrás esetében az erdők és a sztyep arányának rekonstrukciójára használtuk fel. A pollenzállítódás és felhalmozódás törvényszerűségeit leíró modellek és empirikus adatok (Sugita, 1994; Soepboer et al., 2007) arra utalnak, hogy a sarló-háti morotvával megegyező méretű tavak (100–150 m átmérő), a pollenszázalékok és vegetáció összetétel közötti korreláció nem javul 400–600 méteres távolságon túl. A regionális pollenesővel érkező uniform pollentömeg, mely több 10 km-es távolságból is érkezik, az össz pollentartalom 45 százaléka (Soepboer et al., 2007). Összességében a sarló-háti pollen adatok egy nagyobb táj vegetációjának integrált képét rögzítik (Jacobson & Bradshaw, 1981; Prentice, 1985). Mivel az uralkodó szélirány északi, és feltehetőleg ez nem változott jelentős mértékben a holocénben, a pollenösszletek extralokális és regionális komponensei főként a Taktaközből és az Északi-középhegységből érkeztek. A vegetáció rekonstrukciójának módszere a biomizáció volt (Prentice et al., 1996), amit az indikátor taxonok vizsgálatával egészítettünk ki a sztyep flóra karakterének pontosítására. Annak ellenére, hogy a fás szárúak össz pollenszázaléka alapvetően jó közelítője az erdőborítás mértékének, a gyakorlati példák azt bizonyítják, hogy az arány nem egy az egyhez. Az elmúlt években heves vita bontakozott ki például Európa holocén erdőborításának mértékéről (Vera, 2000; Mitchell, 2005; Fyfe, 2007), és az erdőirtások detektálásának lehetőségeiről pollen alapon Skandináviában (Broström et al., 2005). Ezekben a tanulmányokban kulcskérdés volt, hogy milyen mértékben tükrözik a fásszárúak össz pollenszázalékai az erdőborítást (Mitchell, 2005; Fyfe, 2007). A modell kísérletekkel (Sugita, 1994) egyetértésben, ezek a tanulmányok arra a következtetésre jutottak, hogy egy döntően erdőkkel borított tájban a kisebb nyílt foltok vagy erdőirtások

csak abban az esetben detektálhatóak a pollendiagramokban, ha azok a pollengyűjtő medence közvetlen közelében vannak. Így például Bradshaw et al. (2003) és Mitchell (2005) kimutatták, hogy erdei pocsolyákból származó pollenmintákban a fás taxonok pollenszázalékai jól tükrözik a pollengyűjtő terület erdőborítottságának mértékét, ugyanakkor ezeknek az erdei pocsolyáknak az effektív pollengyűjtő területe mindössze 50-100 m. Összességében azt mondhatjuk, hogy a fásszárú taxonok magas össz pollenszázaléka önmagában nem zárja ki a nyílt foltok jelenlétét a medencétől nagyobb távolságban. Ezzel szemben, ha a fásszárú taxonok össz pollenszázaléka alacsony, akkor biztosak lehetünk abban, hogy a mintavételi hely közelében jelentős a nyílt területek aránya. Például 25-60% közötti fásszárú pollen arány nagyméretű kirgiz tavak felszíni mintáiban jól reflektálja, hogy a táj döntően sztyeppel borított, de lokalizáltan a tó körül zárt erdő van (Beer et al., 2007). Összességében tehát azt mondhatjuk, hogy az egyszerű összefüggés hiánya nem zárja ki azt, hogy a fásszárú taxonok össz pollenszázalékából következtetést vonjunk le a sztyep egykori jelenlétére. A pollenösszletek alapján jól elkülöníthető egy döntően erdővel, és egy mozaikos, sztyeppel és erdővel borított táj. Ezt jól tükrözi a 3.2.1. fejezetben bemutatott 3.2.1.5. ábra is, mely Eurázsia felszíni pollenmintáiban mutatja a fásszárú taxonok arányát. Mindezt egy vegetáció térképen látjuk, mely jól példázza, hogy a zárt erdővel borított vegetációzónákban a fásszárúak pollenszázalékai általában 90% felett van, ritkán esnek csak 80%-ra vagy az alá az értékek. Ezzel szemben az erdős sztyep zónában ez az arány általában 70% alatti, míg a sztyep zónában 50% alatti. Néhány esetben a felszíni minták alluviális környezetből származnak, ahol az erdős sztyep zónában a lokálisan kedvező vízháztartás miatt magasabb az erdőborítás. Ezekben a területeken gyakran emelkedik az össz fapollen százalék 70% fölé. Mindazonáltal, az erdős sztyep határának nagy biztonsággal jelölhetjük ki a 70%-ot. Ennek megfelelően a biomizáció során (Prentice et al., 1996), Allen et al. (2000) módszerét követjük, és 70% alatti fásszárú pollenarány alatt erdős sztyepet rekonstruálunk.

A sztyep indikátor taxonok elsősorban lágyszárú növények. Ezek közt több rovarmegporzású faj/taxon is szerepel, melyek minden esetben alulreprezentáltak lesznek a pollenösszletekben (pl. *Adonis*, *Allium*, *Astragalus*, *Euphorbia*, *Gagea*, *Genista*, *Verbascum*). Jelenlétük tehát jól indikálja a sztyepei növényársulások jelenlétét. Vannak ezen kívül szélmegporzású sztyep indikátorok is (pl. *Artemisia*), melyek általában túlreprezentáltak a pollendiagramokban. Ez a túlreprezentáció akkor a legkifejezettebb, ha a sztyep borítása jelentősen meghaladja az erdő borítását, vagy ha a nyílt területek közvetlen a tó partján vannak (Sugita, 1994).

3. Eredmények és megvitatásuk

3. 1. Utolsó glaciális maximum (LGM) és későglaciális vegetációtanulmányok

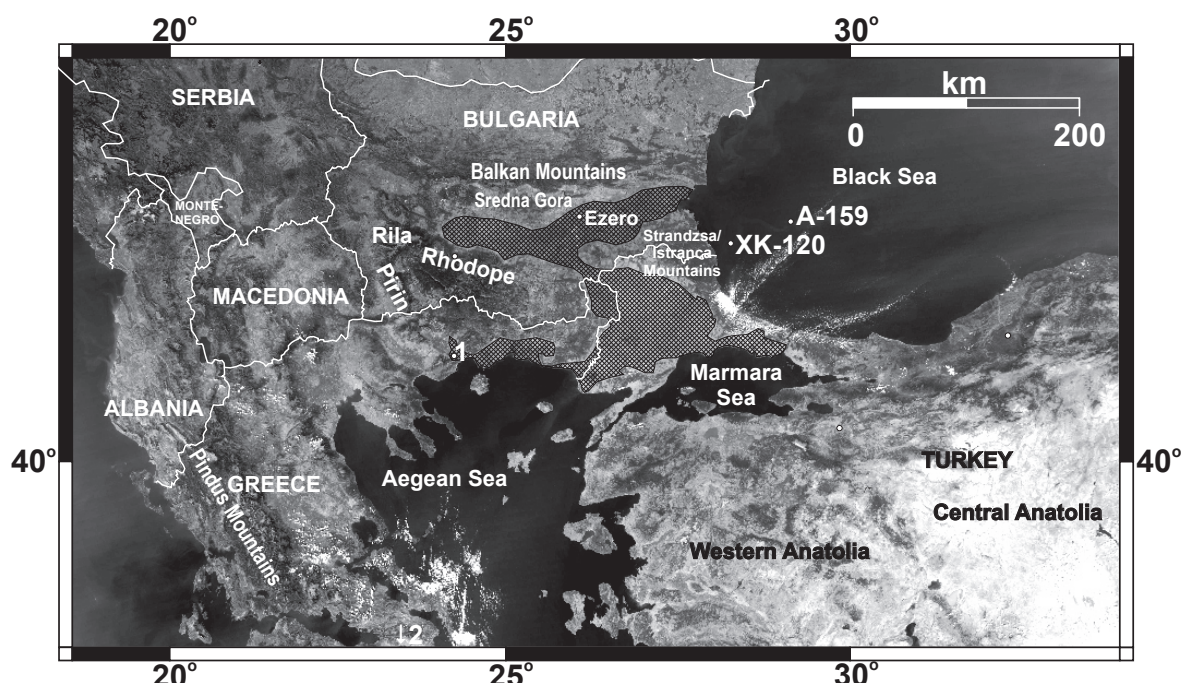
3. 1. 1. A bulgáriai Trák-alföld későglaciális növénytakaró változásai

3. 1. 1. 1. Bevezetés

A rendkívül fajgazdag flórával és faunával rendelkező Balkán-félszigeten számos ökoszisztémás kutatás igazolta a térség központi szerepét az európai mérsékeltövi élővilág glaciális/interglaciális ciklusokon átívelő megőrzésében (Bennett et al., 1991; Tzedakis et al., 2002; Tzedakis, 2004). Az elmúlt évtizedekben főként fa- és cserjefajokon végzett populációgenetikai vizsgálatok arra is felhívták a figyelmet, hogy a rendkívüli fajgazdagságot rendkívüli fajon belüli allélgazdagság kíséri a Balkánon, ami szintén az európai mérsékeltövi fajok élőhelyeinek viszonylagos negyedidőszaki stabilitására utal (Vendramin et al., 1999; Brewer et al., 2002; Palme & Vendramin, 2002; Petit et al., 2002; Grivet & Petit, 2003; Heuertz et al., 2004). Az európai flóraelemek mellett ugyanakkor a Balkán flóráját kis számban ugyan, de tarkítják kisázsiai eredetű fajok, melyeket gyakran

keleti (*orientális, pontikus*) elemként említenek (Polunin, 1980). **Egy hipotézis szerint ezek a fajok a pleisztocén időszakban a Földközi-tenger alacsonyabb vízszintű fázisaiban jutottak el a Balkán-félszigetre feltehetőleg a mainál nagyobb Trák-alföldön és a mai Égei-tenger központi és déli régióin keresztül** (Turill, 1929). A Trák-alföld szerepét ebben a nyugati irányú vándorlásban Turill (1929, p. 374) 47 faj elterjedésével példázta, melyek Ny-Ázsián kívül, csak a Trák-alföldön fordulnak elő.

Mivel a keleti fajok döntően kontinentális sztyep és erdős sztyep növényzethez kötődnek, mely vegetációtípus kiterjedése az eljegesedések során igazoltan megnőtt a Földközi-tenger medencéjében (van Andel & Tzedakis, 1996; Huntley et al., 2003; Allen et al., 1999, 2000), olyan időszakokban amikor a tenger vízszintje közel 120 méterrel alacsonyabb volt a mainál (Fairbanks, 1989), ezek a glaciális ciklusok a keleti fajok számára valóban a Turill (1929) által feltételezett nyugati vándorlás fő időszakai lehettek. A keleti fajok ekkor eljuthattak a Balkán-félszigetre és potenciálisan a Földközi-tenger medencéjének ettől is nyugatabbra fekvő részeire is. Egy alternatív elképzelés szerint, ugyanakkor, a keleti fajok neogén maradványok, és a késő neogén sztyep uralta fázisban jutottak el Kis-Ázsiából nyugatra, a Földközi-tenger medencéjébe is (Ribera & Blasco-Zumeta, 1998). E két hipotézis elbírálásának egyik lehetősége az ökoszisztémák vizsgálatokban rejlik. Amennyiben bizonyítani tudjuk, hogy a keleti fajok a mainál nagyobb számban és gyakoriságban voltak jelen az utolsó eljegesedés stadiális fázisaiban, és ezek közül is kiemelkedően a későglaciálisban (14700-11600 évek közt) a Trák-alföldön, akkor joggal feltételezhetjük, hogy a hidegkontinentális sztyep uralma kedvezett nyugati irányú vándorlásuknak. Ugyanakkor azt is fontos bizonyítanunk, hogy a későglaciálishoz hasonlóan a würm eljegesedés korábbi időszakában is rendelkezésre álltak a keleti fajok terjedésének kedvező környezeti feltételek a térségben. A tavi és lápi üledékek vizsgálata alkalmas erre, és ebben a fejezetben ezt kísérreljük meg a Trák-alföld vonatkozásában. A Trák-alföld a mi Nagyalföldünkénél kisebb és tagoltabb síkság ÉNy-Törökország, Bulgária és ÉK-Görögország területén (3.1.1.1. ábra).



3.1.1.1. ábra Délkelet-Európa műholdas felvétele. A szövegben használt földrajzi nevek angol megfelelői valamint a mintavételi területünk Ezero kiemelve és számozva. 1. Tenaghi Philippon; 2. Franchthi-barlang. 3. Öküzi-barlang. A Trák Alföld területét ferdevonalas háló jelzi.

A Drama-síkságon, a Fekete-tenger DNy-i medencéjében az XK-120 és A-159-es fúrásokon

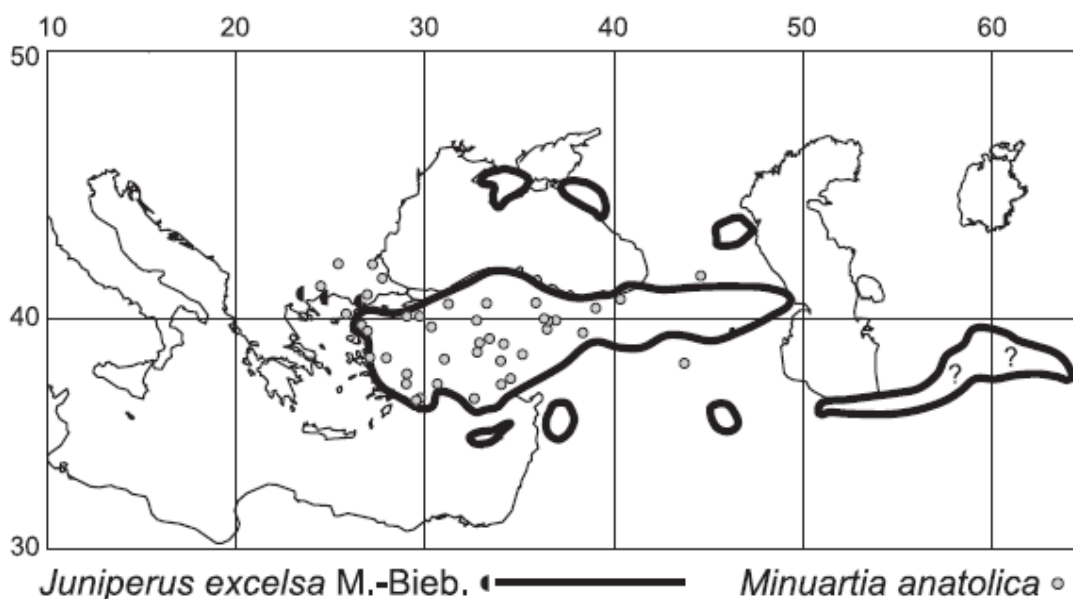
végzett pollen vizsgálatok egyöntetűen kontinentális sztyepdominanciára utalnak ebben a térségben a későglaciálisban, amit az üröm (*Artemisia*), libatopfélék (Chenopodiaceae) és fűfélék (Gramineae) pollenjeinek magas százalékaire és más sztyepjelző virágos növények pollenjeinek előfordulására alapoznak (Bottema, 1978, 1979; Tzedakis et al., 2004; Atanassova, 2005). Bulgária tengermelléki régiójában ez a növényzeti összetétel egészen 8000 évig változatlan maradt, majd a Földközi-tenger vízszintjének növekedésével víz alá került a Trák-alföld egy része és a Fekete-tenger szintjének növekedésével egy időben a tengermelléki alföldeken megindult a mérsékeltövi lombhullató erdők terjedése (Atanassova, 2005). Szórványos pollenvizsgálatokból tudjuk, hogy a fásszárú vegetáció elemei közül a boróka (*Juniperus*) és csikófarok (*Ephedra*) fajok jelen voltak Észak-Bulgária flórájában (Bozilova et al., 1996; Palamarev, 2002), ugyanakkor a Trák-alföld würm végi növényzetéről 2009-ben megjelent tanulmányunkig (Magyari et al., 2009a) nem volt hozzáférhető adat. Célunk tehát ebben a fejezetben az, hogy a Trák-alföld bulgáriai részének középpontjában elhelyezkedő tavak és lápok ökoszisztémái (főként pollen és makrobotanikai) vizsgálatával képet alkossunk a terület későglaciális-koraholocén növényzeti összetételéről, és teszteljük a keleti fajok glaciális expanziójával kapcsolatos hipotézist, miszerint a balkán flóra pontikus elemei, különös tekintettel a fás szárúakra, optimális környezeti feltételeket találtak maguknak a Trák-alföldön a würm eljegesedés stadiális és interstadiális fázisaiban egyaránt, és terjedésük a Balkánon nyugati irányba a pleisztocén glaciálisiban intenzív volt. Továbbá, célunk volt a Trák-alföld későglaciális fás növényzetének összetételbeli vizsgálata, mivel a folyóvölgyek a hegységek középrégióihoz hasonlóan kiegyenlített vízellátásuk lévén joggal feltételezhetően menedéket szolgáltatottak számos mérsékeltövi lombhullató fásszárú növénynek a glaciálisok idején. Ökoszisztémái vizsgálatok hiányában fosszilis bizonyítékaink viszont ezidáig nem voltak e tekintetben.

3. 1. 1. 2. A mintavételi terület jellemzése

A Trák-alföld a Balkán-hegységtől délre helyezkedik el. A hegység a tréség fontos klímaválasztója. Az északról érkező kontinentális légtömegeknek útját állja, tőle délre már nagyobb szerepet kapnak a mediterrán térségből, valamint a Fekete-tenger medencéjéből induló légáramlások (Velev, 2002). A Balkán-hegység növényföldrajzi szempontból is fontos választóvonal. Számos keleti növényfaj a hegység déli pereménél éri el elterjedésének északi határát (Turill, 1929). A 3.1.1.2. ábra két példát mutat erre, a görög boróka (*Juniperus excelsa*) és az anatóliai kőhúr (*Minuartia anatolica*) elterjedési térképén keresztül (Zohary, 1973; Polunin, 1980).

A terület éghajlata meleg kontinentális (Velev, 2002), az éves kh. 12,5 °C, a januári kh. 0-1 °C, míg a júliusi kh. 24 °C. Az éves átlagos csapadékmennyiség 520-560 mm (Kirilova, 1985; Velev, 2002). Júniusban esik a legtöbb, míg augusztusban a legkevesebb csapadék. A Pannon-medence alföldi régióitól a magasabb nyári és téli kh. mellett, a novemberi másodlagos csapadékmaximum különíti el a Trák-alföld éghajlatát, ami a közvetlen mediterrán klímahatást jelzi.

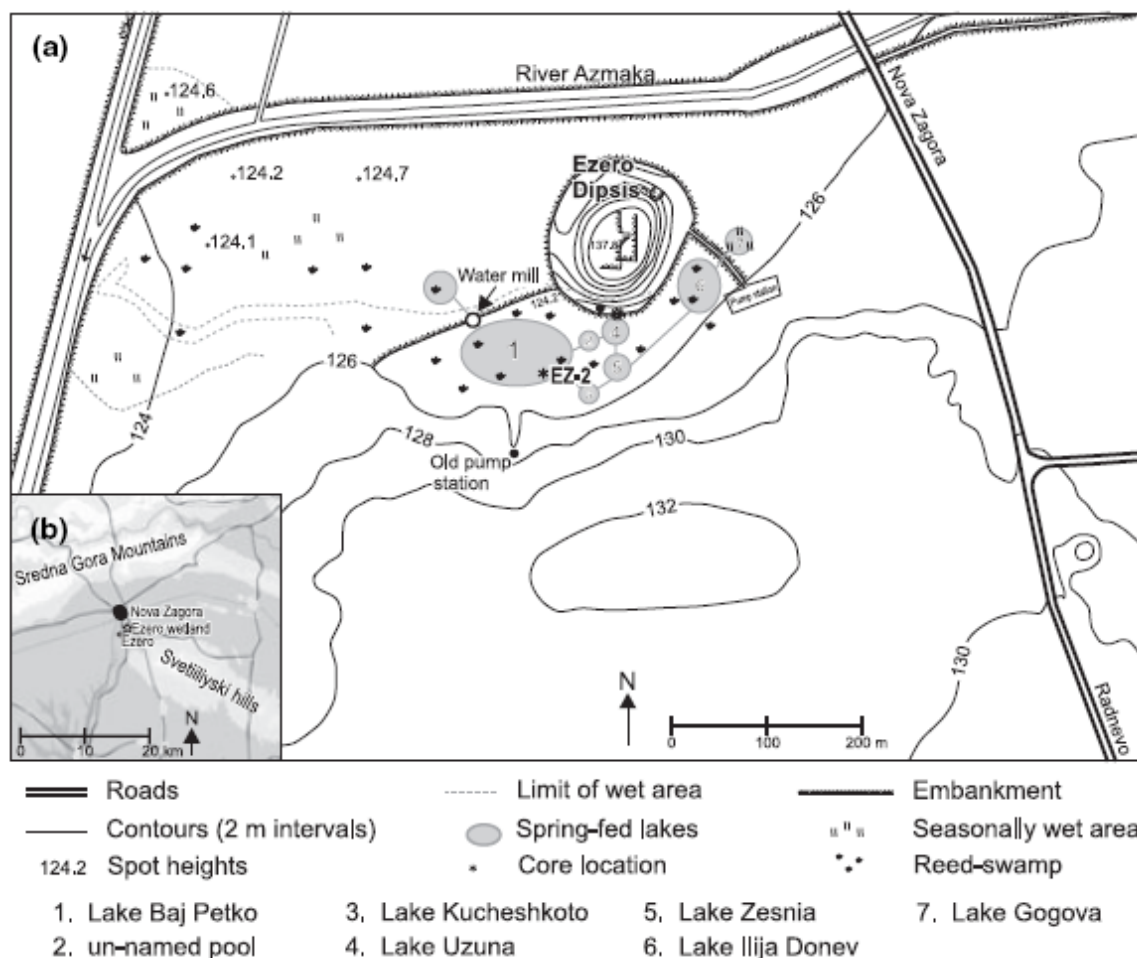
A terület potenciális természetes növénytakarója Polunin (1980) szerint kelet-közép európai átmeneti (kontinentális) lombhullató erdő és erdős sztyep. A mezőgazdasági tájban ennek az egykoron kiterjedt erdőségnek és erdős sztyepnek a nyomát néhány kisebb szubmediterrán erőfolt jelzi csupán, melyek lombkoronaszintjének domináns fa és cserjefajai a molyhos tölgy (*Quercus pubescens*), olasz tölgy (*Q. virgiliana*), csertölgy (*Q. cerris*), magyar tölgy (*Q. frainetto*), keleti gertyán (*Carpinus orientalis*) és virágos kőris (*Fraxinus ornus*) (Turrill, 1929; Bondev, 1991; Palamarev, 2002), cserjeszintjében továbbá gyakori a cserszömörce (*Cotinus coggygria*). Társulástanilag ez az erdőtípus a DK-európai molyhos tölgyesekhez tartozik (Orno-Cotinetalia, Jakucs, 1960, 1961), és a pannóniai molyhos tölgyesekkel (Orno-Cotinion) mutat hasonlóságot (főként a Dunántúlon, pl. Bakony déli lejtőin; Borhidi & Sánta, 1999; Fekete et al., 2014).



3.1.1.2. ábra A DK-európai flóra két keleti (orientális vagy pontikus) elemének elterjedési területe. Mindkét fajnak ma DNy-Ázsiában van az elterjedési centruma, elterjedési területük viszont átnyúlik a Trák Alföldre és itt érik el elterjedésük ÉNy-i határát. Az elterjedési területek McNeill (1963), Farjon (1992), Tutin et al. (1993) és Jalas & Suominen (1973, 1983) munkái alapján készültek. A *Juniperus excelsa* M.-Bieb. iráni és türkménisztáni elterjedése bizonytalan, ezért ezt kérdőjellel jelöltük. A bizonytalanság oka egy közel rokon fajjal történő összetévesztés lehetősége ebben a régióban (*J. polycarpus* K. Koch). A függőleges és vízszintes vonalak a földrajzi hosszúságot és szélességet jelölik.

A Maritza folyó – Burgasz vonaltól délre a mediterrán klímahatás felerősödik, ami a vegetációban a molyhos tölgyesek egy speciális társulását eredményezi. Ezek lombkoronaszintjében a karmazsintölgy (*Quercus coccifera*), babérlevelű olajfagyal (*Phillyrea latifolia*), görög boróka (*Juniperus excelsa* M.-Bieb.) (Adams, 1999, 2001) és a *J. deltoidea* R.P. Adams (Adams et al., 2005) is előfordul, helyenként gyakori (Velev, 2002). A Trák-alföld mai sztyep vegetációja másodlagos, feltehetően a vaskorban felerősödő erdőirtásokat követő folyamatos tájhasználat eredménye (Nam, 1995; Chapman et al., 2009).

Az általunk vizsgált lág, Ezero-lág (42° 28' N, 26° 1' E; 124 m), a Trák-alföld északi pereméhez közel, Nova Zagora városától 3 km-re délkeletre, Ezero falutól 1 km-re északkeletre fekszik, egy karsztforrások által táplált lápos területen (3.1.1.3. ábra). A felszín közelében neogén tavi és folyóvízi üledékeket találunk (Nedialkov, 1985; Angelova et al., 1993), melyek egy mélyen szabdaltságot paleogén vulkáni és üledékes kőzetekből felépülő felszínre települnek. Ezero térségében a neogén üledékek alatt triász dolomit rétegek húzódnak (Bosnek Formáció), melyek repedésből karsztforrások erednek. Terepi megfigyeléseink alapján Ezero-lápot öt karsztforrás táplálja. A falubeliek szóbeli közlése alapján a 20. század elején a mai lágvidék helyén hét forrástó helyezkedett el, és a tavacsák vize télen sem fagyott be, vízszintjük pedig ciklikusan emelkedett és csökkent (Tshanev személyes közlése; Gaydarska et al., 2007). Jelenleg a tavak felszínét nádas-gyékényes úszólág borítja, ami feltehetőleg az 1970-es években végrehajtott vízrendezési munkálatoknak köszönhető. A 3.1.1.3. ábra az egykori tavak feltételezhető helyzetét mutatja, ezek közül az EZ-2-es fúrás a Baj Petko tóban mélyült.



3.1.1.3. ábra A mintavételi terület földrajzi helyzete. (a) Helyi földrajzi objektumok Ezero térségének szintvonalas térképén; Ezero-Dipsis egy tell település maradványait jelöli, ahol intenzív régészeti ásatások a késő neolitikumtól egészen a vaskorig húzódó megtelepedésre utaló nyomokat tártak fel. (b) A tágabb régió főbb földrajzi neveit mutató relief térkép.

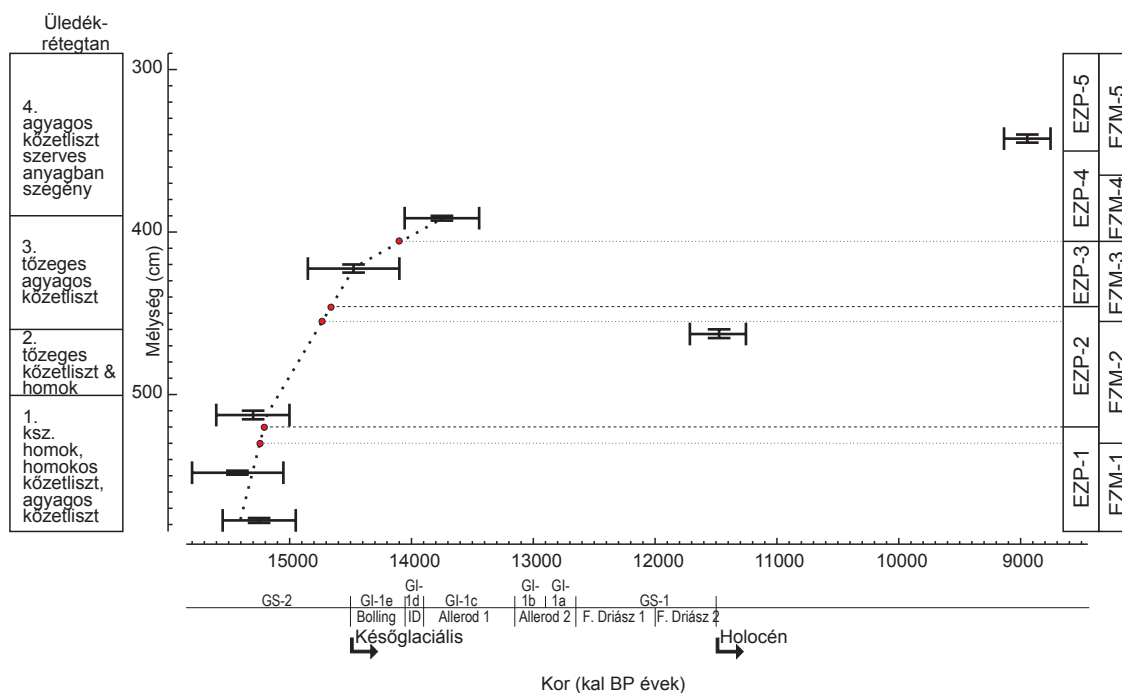
A láp körül a térszín alacsony, 120-150 m, ugyanakkor a legközelebbi Svetiilyski-dombság mindössze néhány kilométerre délkeletre 500 méteres magasságot is elér, a Srdna Gora hegység északnyugatra pedig 1500 méteres csúcsokkal rendelkezik (3.1.1.3. ábra). A lápot északon az Azmaka folyó határolja, melynek medre a folyószabályozás előtt erősen kanyarulatossá volt, a folyó áradások során több ponton kilépett medréből, előntve a környező széles ártéri síkságot (Dennel, 1978). A lápot övező szárazulatok talaja elsősorban dilúviális (glaciális) homoktalaj, szmolnitsa (hasonló a mi öntéstalajunkhoz), és barna erdőtalaj (Kirilova, 1985). A homoktalajok a Srdna Gora és Svetiilyski-dombság hegyláb felszíneit borítják (Dennel, 1978), Ezero-láp alatt is találkozunk homokos talajokkal, ezeket azonban helyenként több méter vastag ártéri öntéstalaj (agyagos kőzetliszt) fedi be. A lápi vegetáció főbb elemei: közönséges nád (*Phragmites australis*), széleslevelű gyékény (*Typha latifolia*), keskenylevelű gyékény (*T. angustifolia*) (Atanassova & Marina, 2005). A Svetiilyski-dombság maradvány erdeinek fő erőalkotó fajtái a magyar tölgy (*Quercus frainetto*), csertölgy (*Q. cerris*) és mezei szil (*Ulmus minor*) (Kirilova, 1985), melyek szubkontinentális-szubmediterrán tölgyesekre utalnak mint potenciális erdőtüskék, és felépítésükben a Pannon-medence balkáni cseres-tölgyeseivel rokoníthatók (Quercion farnetto I. Horvat 1954; Borhidi & Sánta, 1999). Az egykori erdők diverz faállományát jelzi a területen ma is előforduló néhány reliktum fafaj: dobudzsai ostorfa (*Celtis glabrata* Stev.) és déli ostorfa (*Celtis australis* L.).

3. 1. 1. 3. Mintavétel

A fejezetben tárgyalt fúrásszelvényt (EZ-2, 6 m) 2002 nyarán emeltük ki a lápból orosz típusú kézi magmintavevővel. A későglaciális időszakot (14700-11600 évek közt) a szelvény alsó 3 métere fedi le, melyre a későholocén rétegek jelentős időbeli hiátussal települnek (3000-11000 évek közt üledékhiány van). Ebben a fejezetben a későglaciális üledék pollen és makrofosszília vizsgálati eredményeit mutatjuk be.

3. 1. 1. 4. Eredmények: Kor-mélységmodell és üledékrétegtan

Az EZ-2 fúrás rétegtanát és kor-mélységmodelljét a 3.1.1.4. ábra tartalmazza. 600-500 cm közt az üledék szerves anyagban gazdag kőzetlisztes homok, mely nagy valószínűséggel a hegyláb felszíni diluviális homoktakaró eróziójával jutott a tó/láp-medencébe. Erre 500-460 cm közt kisebb átlagos szemcseméretű homokos tőzeg és kőzetlisztes agyag rétegek települnek, majd 460-390 cm közt a szerves anyag tartalom tovább nő és az üledék tőzege, kőzetlisztes agyagba megy át. 390-285 cm közt éles váltással az üledék szerves anyag tartalma csökken, homogén agyagos kőzetliszt jellemző, melynek makrofosszília tartalma jelentősen csökken az alatta elhelyezkedő rétegekhez képest. A terület földtani felépítése alapján nagy a valószínűsége, hogy ez a réteg az Azmaka-folyó alluviális áradmányüledéke (Dennel, 1978; Angelova et al., 1993), és az üledékváltás 390 cm-nél a terület hidrológiai rendszerében bekövetkezett hirtelen változásra utal.



3.1.1.4. ábra Az EZ-2 fúrás kor-mélységmodellje. Az ábrán feltüntetjük az üledék alsó 300 centiméteréből kor-meghatározáshoz vett minták mélységi terjedelmét, a koradatok 2σ kalibrált terjedelmét (0,941 valószínűség). Az ábra baloldalán az üledékrétegtan, míg az ábra jobb oldalán a lokális pollenegyüttes zónák (EZP-1-től EZP-5-ig) és a vízi/lápi makrofosszília együttes zónák (EZM-1 – EZM-5) határait tüntettük föl. A grönlandi GRIP fúrás alapján készült későglaciális esemény kronosztratigráfia (Björck et al., 1998) beosztása a korszála alatt olvasható. A pontozott vonal a kormodell, mely alapján a lokális pollen és makrofosszília zónák időhatárainak megállapítása történt az üledék alsó 200 cm-én (további részletek a fejezetben olvashatók).

Az EZ-2 fúrásszelvény időskáláját 11 darab radiokarbon kormeghatározás biztosította, melyből 7 esik a későglaciális-koraholocén időszakra. Az AMS ^{14}C vizsgálatok többsége szárazföldi

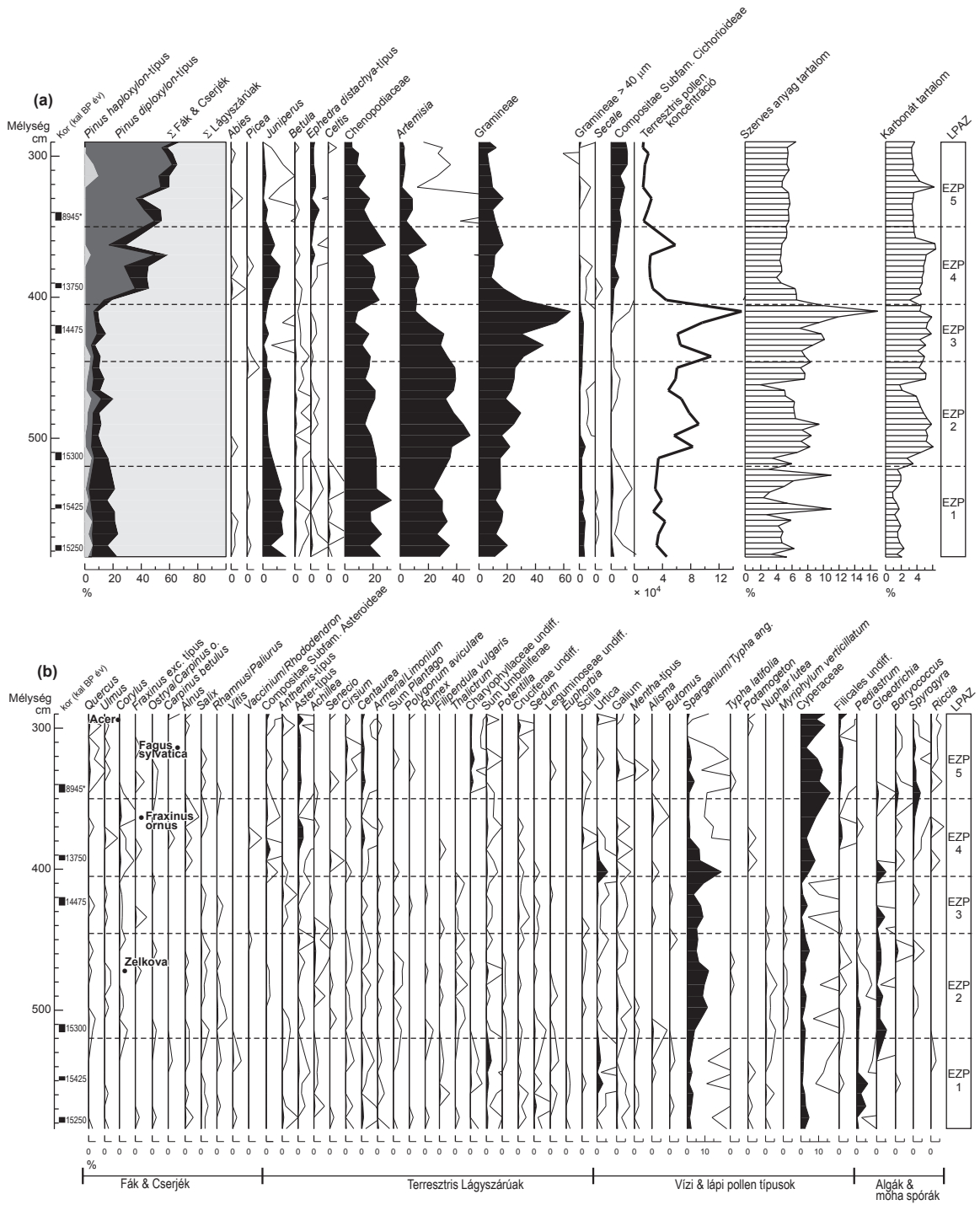
növényi makrofosszilián készült (3.1.1.1. táblázat). A kor-mélység modellt részletesen Magyari et al. (2009) tárgyalja, itt csak a főbb ülepedési ráta változásokra és kormodell bizonytalan pontjaira térünk ki (3.1.1.4. ábra). 500-600 cm közt 3 db AMS ^{14}C mérés történt, melyek mindegyike hasonló kort adott, a 2σ kalibrált terjedelmek átfednek (3.1.1.1. táblázat). Ez az alsó méter rendkívül gyors felhalmozódására utal. A lineáris interpolációval készült kor/mélység modell az üledék-felhalmozódás kezdetét 15450 évvel ezelőtre teszi, ez az utolsó eljegesedés MIS2 fázisának vége, a grönlandi jég kronológiájában a GS-2 stadiális vége, a nyugat-európai kronozstratigráfiában a legidősebb driásznak felel meg (Björck et al., 1998). A második és harmadik üledékrétegből (3.1.1.4. ábra) további három koradat áll rendelkezésünkre, ezek alapján az 500 és 390 cm közti üledékrétegek a későglaciális felmelegedés (GI-1a, Bølling, 3.1.1.4. ábra) kezdetén halmozódtak fel, 14000 és 15000 évek közt. Ekkor az üledékképződés sebessége kissé csökkent. 390 és 300 cm közt az agyagos kőzetlisztből mindössze egy koradat áll rendelkezésünkre 340-345 cm közt, és mivel ez a holocén koradat bizonytalan (Magyari et al., 2009b), ezért a kor-mélységmodell 390 cm fölé már nem terjed, mindösszesen annyit mondhatunk, hogy a 300-390 cm közti alluviális üledék feltehetőleg az utolsó glaciális végén és a koraholocénben halmozódott fel.

3.1.1.1. táblázat Az Ezero EZ-2 fúrás mintáin végzett AMS ^{14}C kormeghatározások eredményei.

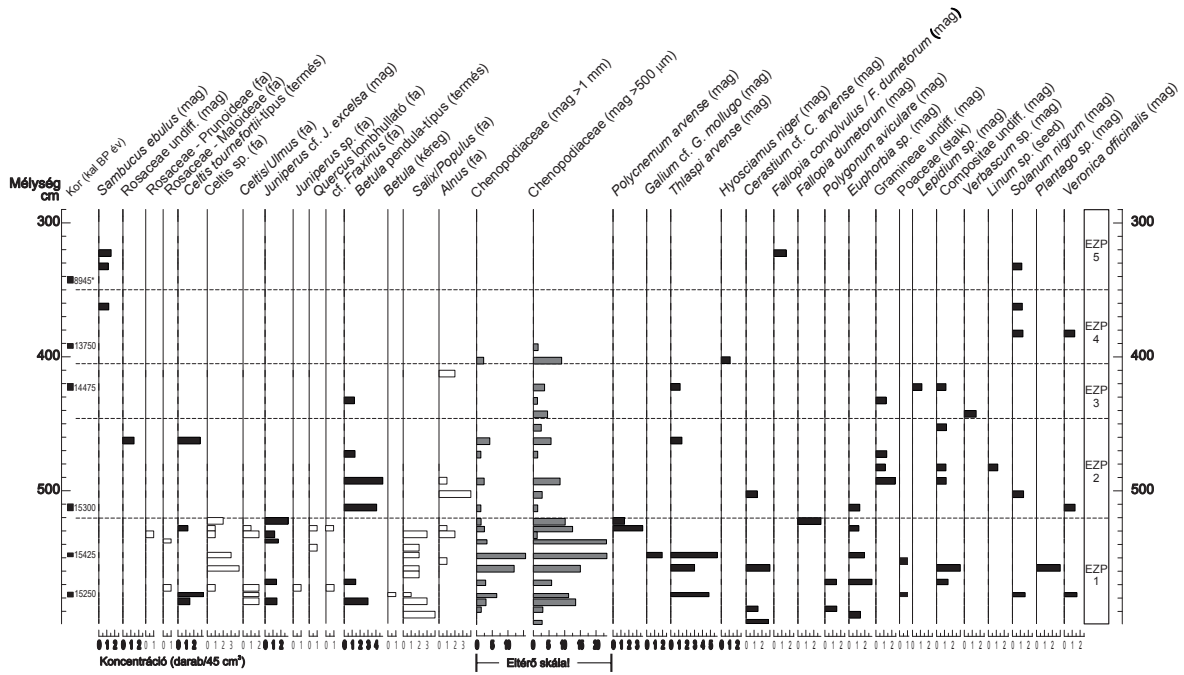
Mélység (cm)	Korolt anyag	Tömeg (g)	Labor kód	Becsült kor (^{14}C év BP)	Kalibrált kor (kal BP év, 2σ terjedelem)
50–52	faszén darabok	12.03	Poz-1931	110.6 ± 0.5	Modern
165–167	egyszikű levéltöredékek	2.54	Poz-1932	1315 ± 35	1290–1220
260–265	Sambucus ebulus mag	2.71	Poz-12215	2970 ± 30	3260–3000
287–289	fadarab	7.24	Poz-1933	3000 ± 35	3330–3070
340–345	egyszikű levéltöredékek	0.83	Poz-13602	8060 ± 50	9130–8760
390–393	többféle növényi makrofosszília	2.59	Poz-2734	11,750 ± 60	14,060–13,440
420–425	egyszikű levéltöredékek	2.43	Poz-13603	12,390 ± 60	14,850–14,100
460–465	egyszikű levéltöredékek	0.91	Poz-13604	10,000 ± 50	11,710–11,260
510–515	egyszikű levéltöredékek	1.98	Poz-13605	12,930 ± 60	15,600–15,000
547–549	teljes üledék	25.71	Poz-1934	13,030 ± 70	15,800–15,050
576–579	Celtis termés	2.01	Poz-12190	12,900 ± 60	15,550–14,950

3. 1. 1. 5. Eredmények: biosztratigráfia

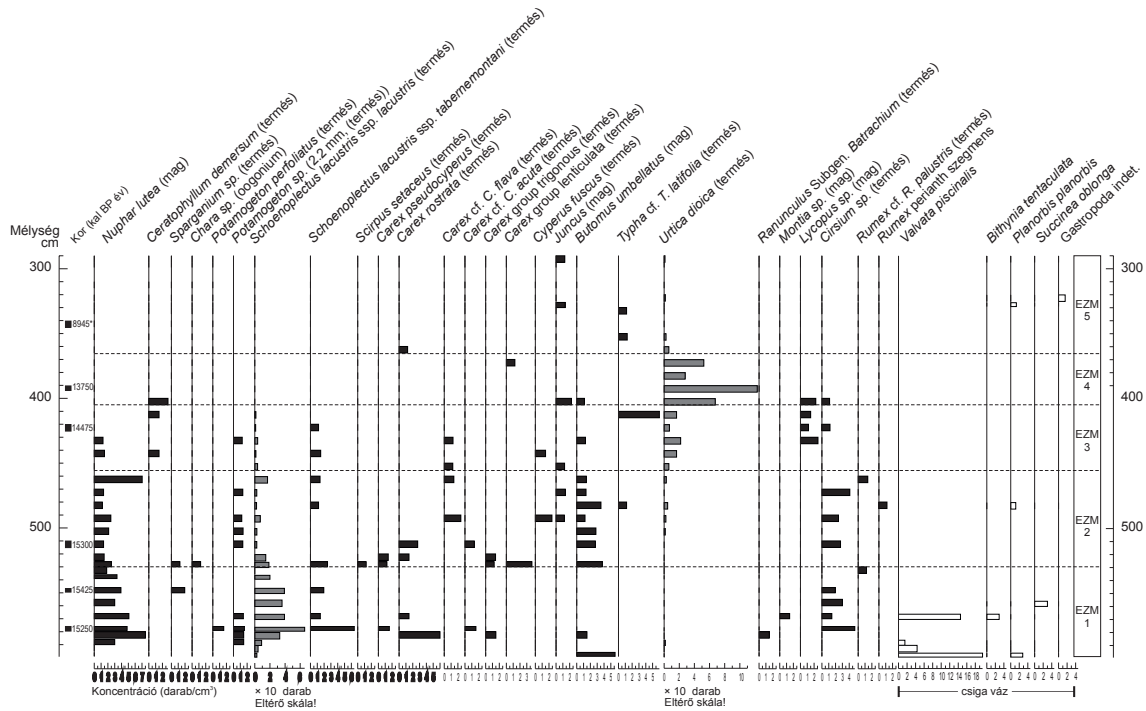
A szárazföldi vegetáció változásait az üledék pollen, növényi makrofosszília és faszénmaradványai alapján rekonstruáltuk (3.1.1.5. és 3.1.1.6. ábrák). Öt lokális pollen együttes zónát különítettünk el (EZP-1-5) a pollenösszetétel százalékos változásai alapján. A 3.1.1.7. ábra a vízi/lápi vegetációra vonatkozó makrofosszília adatokat, míg a 3.1.1.5. ábra a vízi/lápi pollen taxonokat mutatja. A vízi makrofosszília összetétel mennyiségi változásai alapján 5 makrofosszília zónát határoztunk meg (EZM-1 – EZM-5).



3.1.1.5. ábra Az EZ-2 fúrás (Ezero, Trák Alföld, Bulgária) százalékos pollendiagramja. A pollenszázalékokat mélységskála mentén tüntettük fel az üledék alsó 300 centiméterére, mely a Würm későglaciális időszakát fedi le. (a) Gyakoribb szárazföldi pollen típusok, szárazföldi pollenek összkoncentrációja, az üledék szerves anyag és karbonát tartalma. (b) Néhány alacsonyabb százaléokban előforduló, ökológiai indikátorértékkel bíró szárazföldi, lápi és vízi pollentípus. Az üledéken mért kalibrált radiokarbon korok a diagram bal oldalán a mélységskála mellett, míg a lokális pollenegyüttes zónák a diagram jobb oldalán (EZP1-EZP5) olvashatók.



3.1.1.6. ábra Az EZ-2 fúrás (Ezere, Trák Alföld, Bulgária) szárazföldi növényi makrofosszília diagramja. A termékek és magok koncentráció értékeit (fekete és szürke színnel kitöltött oszlopok) és a meghatározott famadarványok (> 2 mm) koncentrációit (fehér színnel kitöltött oszlopok) mélységskála mentén tüntettük fel az üledék alsó 300 centiméterére, mely a Würm későglaciális időszakát fedi le. Az üledéken mért kalibrált radiokarbon korok a diagram bal oldalán a mélységskála mellett, míg a lokális pollenegyüttes zónák a diagram jobb oldalán (EYP1-EYP5) olvashatók.

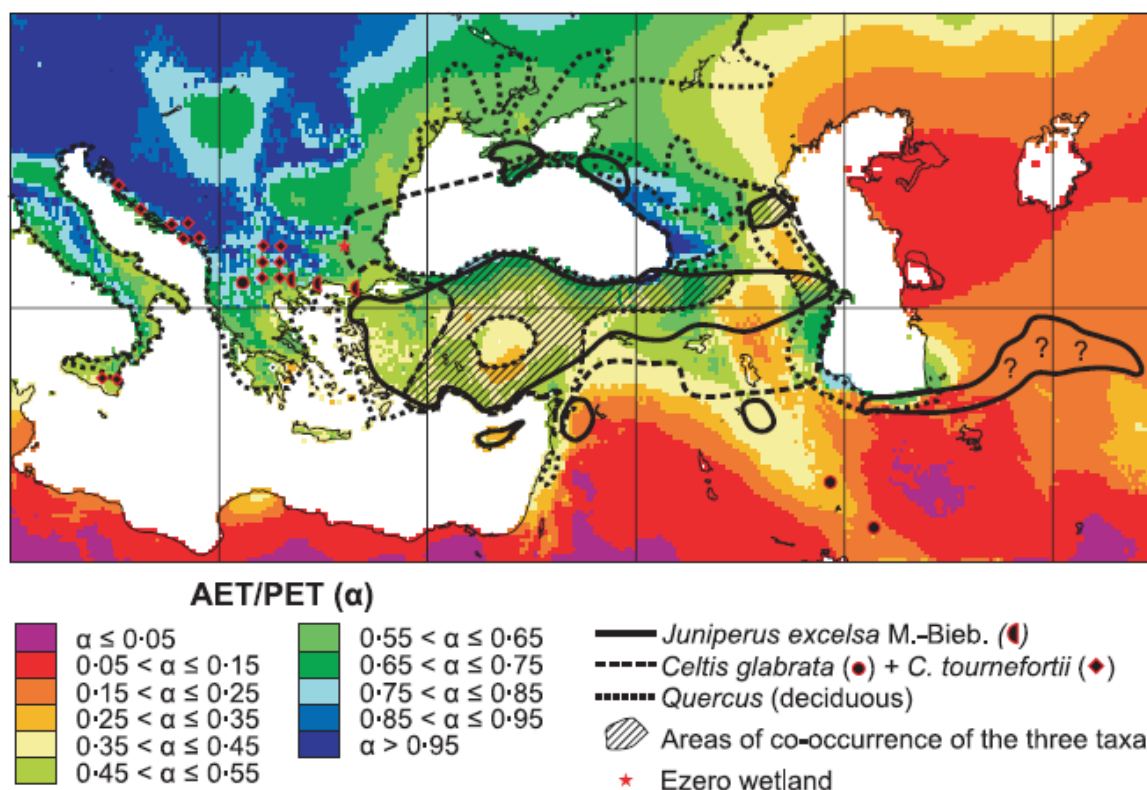


3.1.1.7. ábra Vízi és lápi növényi makrofossziliák és csigák koncentrációi az EZ-2 fúrásban (Ezere, Trák Alföld, Bulgária). A magok és termékek koncentrációit feketével és szürkével kitöltött oszlopok, míg a csigamaradványok koncentrációját fehérrel kitöltött oszlopok jelölik. Mindkettőt mélységskála mentén tüntettük fel az üledék alsó 300 centiméterére, mely a Würm későglaciális időszakát fedi le. Az üledéken mért kalibrált radiokarbon korok a diagram bal oldalán a mélységskála mellett, míg a lokális vízi/lápi makrofosszília együttes zónák a diagram jobb oldalán (EZM1-EZM5) olvashatók.

3. 1. 1. 6. Eredmények: Pollen és makrofosszília alapú későglaciális környezetrekonstrukció

A tavi üledék felhalmozódás kezdete 15450 évvel ezelőtt a würm eljegesedés maximumának legutolsó évezredeire esik, mely a grönlandi jégelvonulások esemény sztratigráfiájában a GS-2 fázis (Björck et al., 1998). A pollenösszetétel hidegkontinentális sztyep és erdős sztyep vegetációra utal Ezero környezetében jelentős, de nem extrém szezonális vízdeficittel. A görög boróka (*Juniperus* cf. *J. excelsa*), keleti ostorfa (*Celtis tournefortii*-típus) és lomhullató tölgy (*Quercus*) makrofosszíliaak, famaradványok és pollenek együttes előfordulása a fásszárú flórában összességében arra utal, hogy a terület GS-2 végi klímája a mainál kontinentálisabb és meleg nyarú volt. E három taxon együttes előfordulása ma a Krím-fsz., Törökország és a Transz-Kaukázus területére esik (3.1.1.8. ábra), melyek a Trák-alföld mai klímájánál erősebb nyári és téli vízdeficittel jellemezhetők (az aktuális és potenciális evapotranspiráció aránya (AET/PET) minimálisan 0,35), továbbá a szezonális hőmérsékletingadozás is magasabb, a téli átlaghőmérséklet pedig -10°C alatti több olyan részén is az átfedő áréának ahol a nyári kh. $20-25^{\circ}\text{C}$ közötti. 20°C fok alatti hőmérséklet pedig csak néhány hegyvidéki régióban fordul elő (3.1.1.8. ábra; interpolációk Leemans & Cramer (1991) alapján). A makro- és mikroflórában egyaránt jelentős szerepet betöltő ruderalis elemek (pl. *Thlaspi arvense*, *Cerastium* cf. *C. arvense*, Chenopodiaceae, *Polygonum aviculare*) ingadozó nyári vízszintre utalnak. Ezek a gyors életciklusú növények nagy valószínűséggel a tó partján nőttek a nyári vízdeficit következtében kialakult szárazulatokon. A mediterrán flóraelemek teljes hiánya a hideg-tűrő elemek jelenlétével együtt, mint pl. a nyírek (*Betula*), szintén a mainál jelentősen alacsonyabb téli középhőmérsékleteket támasztja alá. Az európai nyír fajok mindegyike olyan térségekben fordul elő, ahol a téli kh. 0°C alatt van (B. Huntely, publikálatlan adatok). A gyors ülepedési ráta és a homokfrakció magas aránya erős eróziós aktivitásra utal, ami erős fizikai aprózódásra és ezzel együtt a mainál alacsonyabb téli középhőmérsékleteket jelez. Összességében, a makro- és mikroflóra alapján levont öségajlati következtetéseink jó egyezést mutatnak Kutzbach (1993) 12000 ^{14}C évre (13780-13920 kal. BP év) készített paleoklíma szimulációival.

Mindössze 250 évvel később a pollendiagramban a sztyepflóra elemei, különösen az üröm (*Artemisia*) és fűfélék (Gramineae) aránya emelkedik, míg a fásszárúak fajgazdagsága és relatív mennyisége csökken (EZP-2). Bár ez a változás értelmezhető úgy, mint a szezonális ariditás fokozódása, a libatopfélék (Chenopodiaceae) pollenek arányának csökkenése ellentmond ennek a következtetésnek. A nyír (*Betula*) makrofosszíliaak arányának növekedése és az összpollenkoncentráció jelentős emelkedése továbbá a vegetációborítás és pollen produktivitás növekedésére utal ebben az időszakban. A nyírek (*Betula*) terjedése az orientális és mérsékeltövi, enyhe teleket jelző fásszárú elemekkel szemben viszont nehezen értelmezhető, önmagában a téli hőmérséklet csökkenésére utalhat (EZP-2). Az üledék összetételének változása a kisebb szemcseméretű kőzetliszt és agyag irányába szintén a pollenkoncentrációkból levont következtetést támasztja alá, miszerint a tópart növényzeti borítottsága növekedett. Ugyanakkor nem zárhatjuk ki, hogy a boróka (*Juniperus*), tölgy (*Quercus*) és ostorfa (*Celtis*) makrofosszíliaak eltűnése tafonómiai okokra vezethető vissza. A lehordási környezet változása, a tópart vegetációs borítottságának növekedése szintén lehetett okozója a tapasztalt pollen és makrofosszília összetételbeli változásoknak. A tafonómiai változásokra utal a makroflórában a ruderalis elemek eltűnése és a vízben álló vízparti növények megjelenése (pl. *Typha angustifolia*, *Sparganium erectum*, *Butomus umbellatus*). A nyári vízszintingadozás mértéke valószínűleg csökkent.



3.1.1.8. ábra Három az EZ-2 fúrás későglaciális szakaszában előforduló fásszárú taxon elterjedése a hozzáférhető vízmennyiség (α) eloszlástérképén. Az aktuális és potenciális evapotranspiráció jelenlegi (1931–1960) aránya (AET/PET, Priestley-Taylor féle α tényező) Leemans & Cramer (1991) klímaadatbázisa alapján számított érték, 10-es földrajzi hosszúsági és szélességi cellákra interpolálva (W. Cramer, publikálatlan adatsor) Cramer & Prentice (1988) 'bucket' modellje alapján. Az alábbi taxonok elterjedését ábrázoltuk: *Juniperus excelsa* M.-Bieb., *Celtis glabrata* + *C. tournefortii* ("C. tournefortii"-type) és *Quercus* (kivéve *Q. ilex*, *Q. coccifera* és más a Földközi-tenger medencéjében előforduló örökzöld *Quercus* faj). Az elterjedési térképek Meusel et al. (1965), Browicz & Zieliński (1977), Farjon (1992) és Jalas & Suominen (1973, 1976) alapján készültek.

14650 évvel ezelőtt (EZP-3), nagyjából a későglaciális felmelegedés kezdetével egy időben (GI-1, GRIP esemény sztratigráfia; Björck et al., 1998) a kontinentális sztyep összetételének újabb változását látjuk. A fűfélék (Gramineae) arányának emelkedése, az ürmök (*Artemisia*) csökkenése és az összpollenkoncentráció növekedése arra utal, hogy a félsivatagi jellegű ürmös cserjés sztyepeket produktívabb füves sztyepek váltották fel (Zohary, 1973), ami a nyári hozzáférhető vízmennyiség növekedésére utal. Az üledék szerves anyag tartalma ebben az időszakban volt a legmagasabb. Bár ez következhet a vízi szukcesszió előrehaladott állapotából, a makrofosszília összetétel kiegyensúlyozott nyári vízszintet jelez.

A következő változás a regionális növénytakaróban 14150 évvel ezelőtt következett be. Ez a dátum közel esik a GI-1d fázis kezdetéhez a grönlandi esemény sztratigráfiában (~14050 év, Björck et al., 1998) és az európai pollen alapú későglaciális kronosztratigráfiában idősebb driásként ismert (Lang, 1994). A pollen és makroflóra alapján cserjés félsivatagi jellegű hidegkontinentális sztyep, mérsékeltövi lombhullató erdős sztyep és tűlevelű erdős sztyep rekonstruálható, a fő változás a diploxylon fenyők (*Pinus* subgenus *Pinus*) és a boróka (*Juniperus*) pollen arányának emelkedése és az összpollenkoncentráció csökkenése az EZP-4 pollen zónában. A sztyep vegetáció típusának változására a libatopfélék (Chenopodiaceae) megnövekedett, míg a fűfélék (Gramineae) csökkent mennyisége utal. Ez a pollenkép megfelel az idősebb driász idejére várható csökkent produktivitású ökoszisztémák megjelenésnek és legfőképpen az ariditás növekedésére utal, ugyanakkor a diploxylon fenyő (*Pinus* subgenus *Pinus*) pollenek arányának emelkedése, ezzel ellentétben, ön-

magában az erdőborítottság mértékének növekedését is jelezheti. E tekintetben fontos megjegyeznünk, hogy az üledék összetételbeli változása a diploxylon fenyők (*Pinus* subgenus *Pinus*) emelkedésével majdnem teljesen egy időben következik be (a *Pinus* subgenus *Pinus* görbe emelkedése kissé megelőzi ez üledékváltást). Ahogyan azt fentebb tárgyaltuk, az agyagos-közetliszt szezonális áradásokra és ártéri üledékképződésre utal, ami távolabbról, a Srdna Gora hegység felől jelentős mennyiségű fenyő pollent hozhatott a medencébe, ugyanakkor a *Pinus* bőséges pollentermelő révén (Hicks, 1980) mindig erősen túlreprezentált a százalékos pollendiagramokban, tehát az erdőborítottság mértéke a pollen diagram alapján pontosan nem becsülhető. A gyér makroflóránál szűkebb körű elemek ebben az időszakban nem fordulnak elő, csupán földi bodza (*Sambucus ebulus*) és fekete csucsor (*Solanum nigrum*) került elő kisebb mennyiségben, továbbá az EZM-4 zónára jellemző a nagy csalán (*Urtica dioica*) magok tömeges megjelenése, ami szintén nedves áradmányfelszínre és nitrofiták fajok időszakos burjánzására utal a mintavételi ponton.

Az időskála bizonytalansága nem teszi lehetővé, hogy időben pontosan lehatároljuk az EZP-4 és EZP-5 zónák határát, a növénytakaró váltások alapján nagy valószínűséggel ez egybeesik az Allerød (GI-1c; Björck et al. 1998) kezdetével 13900 évvel ezelőtt. A diploxylon fenyők (*Pinus* subgenus *Pinus*) arányának további növekedése mellett a mérsékeltövi lombhullató fák pollengörbéi ebben az időszakban már folyamatosak (*Quercus* és *Ulmus* -1%), a libatopfélék (Chenopodiaceae) és fűfélék (Gramineae) aránya pedig jelentősen csökken, ezzel szemben a fészkesvirágúak nyelvirágú alcsaládjába tartozó (Compositae Subfamily Liguliflorae) lágyszárúak mennyisége nő, ami a füvekkel együtt a környező területeken virágos/füves sztyep vegetációra utal és főként tűlevelű erdős sztyepekre. Az ariditást jelző elemek közül erre a zónára a csikófark (*Ephedra distachya*) pollenjének emelkedése jellemző.

3. 1. 1. 7. Diszkusszió

A Balkán-félsziget déli részéről nagyon kevés későglaciális, makrofosszília vizsgálatot is tartalmazó, öskörnyezeti tanulmány ismerünk (Tzedakis, 2004). A dél-görögországi Franchthi-barlangban (3.1.1.1. ábra) Hansen (1991) keleti ostorfa (*Celtis tournefortii*) terméseket talált boróka (*Juniperus*) faszénmaradványok kíséretében GS-2 és GI-1 fázisba datált későglaciális üledékekben, ami arra utal, hogy a dél-görögországi fás vegetáció összetétele hasonló lehetett a Trák-alföldéhez és az orientális flóraelemek legalább egyike jelen volt Dél-Görögországban is a würm glaciális végső fázisaiban. Ostorfa (*Celtis*) pollen és makrofosszília előfordulást emellett számos paleolit lelőhelyen jeleztek a Balkán déli részén, főként Törökországban és Szíriában. A vizsgálatok szerint a paleolit emberek gyűjtötték és fogyasztották az ostorfa termését (Matsutani, 1987; Hillman et al., 1989; Martinoli, 2001; Emery-Barbier & Thiébault, 2005). Ez a széleskörű előfordulás arra utal, hogy a *Celtis* genus tagjai a würm második felében gyakoriak voltak DK-Európában. Az Anatóliában előkerült *Celtis* maradványokat Martinoli (2001) egyértelműen *Celtis tournefortii*-ként határozta meg. A lelőhelyek némelyikén számos más fásszárú taxon maradványai is előkerültek: Emery-Barbier & Thiébault (2005) pl. a délnyugat-anatóliai Öküzini-barlangban boróka/ciprus (*Juniperus/Cupressus*), mandula (*Prunus* cf. *P. dulcis*), lombhullató tölgy (*Quercus*), almatermésű rózsaféle (Rosaceae Subfam. Maloideae) és berkenye/galagonya (*Sorbus/Crataegus*) faszénket és terméseket talált. Emellett Törökországban és a Közel-Keleten számos későglaciális és MIS2 fázisba sorolható üledék makrofosszília és pollenvizsgálata fajgazdag fásszárú flórát mutatott ebben az időszakban. A szíriai Tell Abu Hureyra paleolit telepen Hillman és mtsai (1989) folyóvízi és ártéri erdei elemeket - kőris (*Fraxinus*), fűz/nyár (*Salix/Populus*), tamariska (*Tamarix*) - valamint szárazságtűrő erdei és mediterrán cserjés elemeket - szömörcefélék (Anacardiaceae), pisztácia (*Pistacia*), örökzöld tölgy (*Quercus*), varjútovis/olajfagyal (*Rhamnus/Phillyrea*), olajfa (*Olea*) - találtak. Saját makrofosszília és faszén vizsgálati eredményeink a fent említett lelőhelyekhez hasonlóan olyan taxonokat tartalmaztak, melyek ma a pontikus erdős sztyepek (pl. Rosaceae Subfam. Maloideae,

Rosaceae Subfam. Prunoideae) és folyóparti ligeterdők elemei (*Alnus*, *Fraxinus*, *Salix/Populus*). Összességében a makrofosszília vizsgálatok diverz fásszárú flórára utalnak az utolsó glaciális végén, ami éles ellentétben áll a pollendiagramok által tükrözött lágyszárú dominanciával (van Zeist & Bottema, 1977; Bottema, 1978, 1979; Yasuda et al., 2000; Tzedakis et al., 2002, 2004; Wick et al., 2003). A pollendiagramok alapján a kutatók az utolsó eljegesedés maximumán a sztyep vegetáció dominanciájára következtettek erősen kontinentális klíma mellett. A Földközi–tenger keleti partján ezt a pollenképet a későglaciálisban a tölgy (*Quercus*) terjedése egészítette ki (Wright & Thorpe, 2005). Tzedakis és mtsai (2002, 2004) az ÉNy-görögországi pollendiagramokat úgy értelmezték, hogy azok üröm (*Artemisia*) és libatopféle (Chenopodiaceae) dominanciájú sztyepekre utalnak a síkvidékeken, és véleményük szerint fás vegetáció csak a középhegységi régióban fordult elő. Willis (1992abc) ÉK-görögországi pollenvizsgálatai során hasonló következtetésre jutott azzal a különbséggel, hogy a tölgy (*Quercus*) és diploxylon fenyő (*Pinus* subgenus *Pinus*) fajok véleménye szerint elsősorban jelen lehettek az alföldeken is, a középhegységi zónában pedig mérsékeltövi lomberdei nemzetségek közül a hárs (*Tilia*) és szil (*Ulmus*) az utolsó glaciálisban állandó elemei voltak az erdőrefúgiumoknak. A DNy-bulgáriai Rila és Pirin hegységekből származó pollendiagramok a későglaciálisig nyúlnak vissza, és szintén alpin sztyepekre utalnak, az interstadiálisokban növekedő tűlevelű és kis mértékben mérsékeltövi lomberdei vegetációval (Bozilova & Tonkov, 2000; Atanassova & Stefanova, 2003; Stefanova & Ammann, 2003).

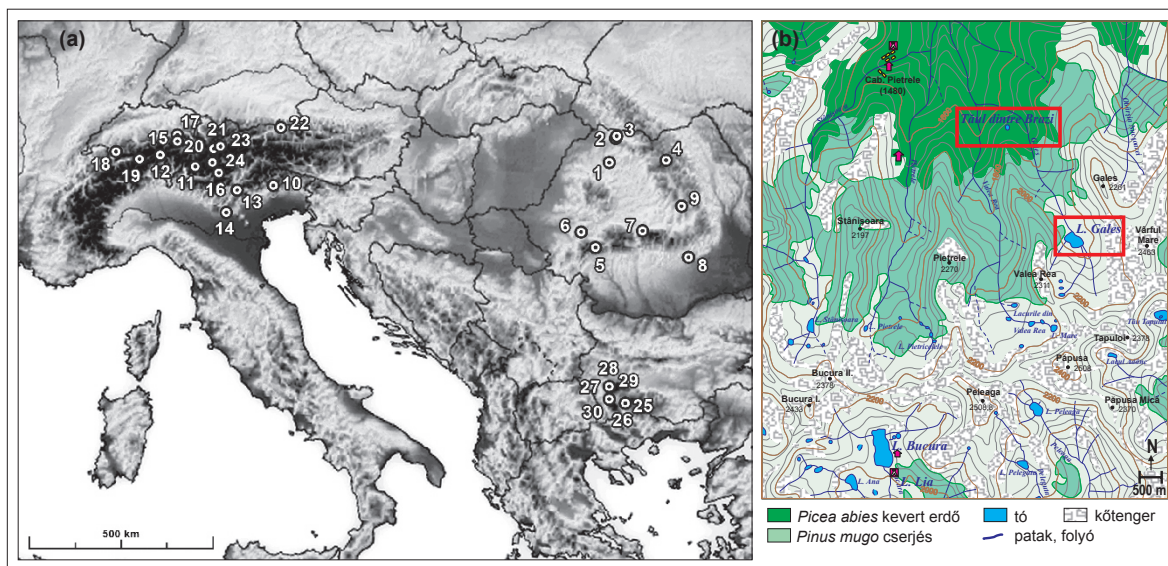
Ez a fentebbiekben vázolt ellentmondás a pollen és makrofosszília adatok közt a fásszárú fajdiverzitás és arány tekintetében nemcsak DK-Európára jellemző, Európa más régióban is kimutatható (lásd Kullman, 1998abc; Willis et al., 2000; Willis & van Andel, 2004). E tekintetben **a trák-alföldi pollen és makrofosszília vizsgálataink eredményeinknek talán az a legnagyobb jelentősége, hogy rávilágítanak arra, hogy az alföldi fásszárú vegetáció elemei szárazságtűrő elemekből épültek fel (*Celtis tournefortii*-type, *Juniperus* cf. *J. excelsa*, Rosaceae Subfams. Maloideae és Prunoideae), melyek közt több keleti (orientális) flóraelem és több rovarmegporzású, következésképpen gyenge pollentermeléssel és terjedéssel rendelkező taxon is megtalálható volt (pl. *Celtis tournefortii*, Rosaceae Subfamily Maloideae és Prunoideae)**. Emellett a folyók mentén a maihoz hasonló mérsékeltövi lombhullató fák éltek (pl. *Alnus*, *Fraxinus*, *Salix/Populus*). Összehasonlítva mindezt a terület közép és magashegységi vegetációjával, utóbbiakban a tűlevelűek és a mérsékeltövi mezikus lombhullató elemek uralma jellemző orientális elemek nélkül (Bozilova & Tonkov, 2000; Atanassova & Stefanova, 2003; Stefanova & Ammann, 2003; Willis, 1992b). Valószínű, hogy mind az alföldi mind a hegységi régióban a fák folszerűen fordultak elő, ún. mezoklimatikus oázisokban (v.ö. Willis & van Andel, 2004) az egyébként füves és cserjés félsivatagi jellegű sztyepekkel borított tájban (az egykori sztyepék fajösszetétele tekintetében lásd Hillman et al., 1989).

Összegezve a fejezetben közölt eredményeket, azt mondhatjuk, hogy adataink támogatják Turill (1929) hipotézisét, miszerint a Balkán flóra keleti (orientális) elemei legalább részben a mai Trák-alföldön keresztül érték el a Balkán déli területeit, a glaciálisnak olyan szakaszaiban, amikor a Földközi-tenger szintje a mainál alacsonyabb volt. Az Ezero-láp térségében talált fásszárú keleti flóraelemek az Anatóliai –fennsík mai erdős sztyep vegetációjához hasonló növényzeti összetételre utaltak (vö. Zohary, 1973). Az egyértelműen meghatározott keleti flóraelemeken kívül – *Celtis tournefortii*-type és *Juniperus* cf. *J. excelsa* – több olyan fásszárú taxon maradványát is megtaláltuk, melyek fajszinten nem voltak meghatározhatók, ua. társulástani megfontolások alapján nagy valószínűséggel szintén keleti flóraelemektől származtak (pl. Rosaceae Subfam. Maloideae: *Pyrus elaeagrifolia* és *Crataegus laciniata*). Mivel azok a szélsőségesen kontinentális klímájú erdő sztyep élőhelyek, melyek ezeknek az orientális elemeknek kedveznek a glaciálisokban kiterjedtek voltak DK-Európában, inkább tekinthetjük őket a Balkán mai flórájában 'glaciális reliktumoknak' melyek ma holocén refúgiumaikban élnek. Neogén reliktumoknak pedig legalábbis felesleges neveznünk őket.

3. 1. 2. A Déli-Kárpátok szubalpin zónájának későglaciális/koraholocén vegetációdinamikája, erdőhatár változások

3. 1. 2. 1. Bevezetés

A Trák-alföldtől északi irányban elmozdulva az első hegyvonulat, mely magasságának és viszonylagos csapadékgazdagságának köszönhetően többször is eljegesedett az utolsó glaciálisban, a Retyezát-hegység (3.1.2.1. ábra).



3.1.2.1. ábra DK-Európa domborzati térképe a vizsgált tavak és más a szövegben hivatkozott területek elhelyezkedésével (a); a Retyezát-hegység északi oldalának vázlatos térképe a Barzi- és Gales-tavak helyzetével és a főbb vegetációzónákkal (b). 1) Turbuta; 2) Preluca Tiganului; 3) Steregoiu; 4) Iezerul Caliman; 5) Tăul dintre Brazi, Lacul Gales, Tăul Zănogutii; 6) Pesteana; 7) Avrig; 8) Mohoš; 9) Luci; 10) Palughetto; 11) Pian di Gembro; 12) Gola di Lago Ticino; 13) Lago di Lavarone; 14) Totenmoos; 15) Suossa; 16) Passo del Tonale; 17) Sass de la Golp; 18) Leysin; 19) Zeneggen; 20) Lai Nair; 21) Chanoua; 22) Schwarzsee; 23) Gruinsee; 24) Bormio; 25) Lake Besbog; 26) Lake Kremensko-5; 27) Lake Ribno; 28) Lake Sedmo Rilsko; 29) Lake Trilistnika; 30) Lake Sucho Ezero.

Ezen tavak üledékének vizsgálata lehetőséget ad a würm glaciális végi gyors felmelegedési és lehülési hullámok növényzeti válaszreakciójának tanulmányozására. Magashegységek esetén érzékeny tengerszint feletti magasságban elhelyezkedő tavat választva az üledékek pollen, sztóma és növényi makrofosszília vizsgálati eredményeiből képet kaphatunk a klímaváltozás hatására végbemenő erdő- és fahatár-változásokról*. A Retyezát-hegységben ma ez a magasság 1900 méter körül van, figyelembe véve azonban a glaciális során a mainál jóval alacsonyabb vegetációs periódusban akkumulálódott hó összegeket, ez a magasság jóval alacsonyabban lehetett, így az északi völgyben általunk választott két tó, a Brazi- és Gales-tavak közül az 1740 méteren fekvő Brazi-tóról joggal feltételezhető, hogy a későglaciális felmelegedés hatására meginduló magassági fahatár expanzió elérte ezt a tavat.

Számos tanulmány bizonyította, hogy a napjainkban zajló globális klímaváltozáshoz a növénytakaró gyorsan igyekszik alkalmazkodni, a fajok elterjedési területei máris igazodni látszanak a felmelegedéshez Európában (Mckenny et al., 2007; Mátyás, 2010). Hasonló gyors felmelegedések (pl. GS-2/GI-1 (14,500 éve) vagy GS-1/holocén átmenet (11600 éve)) növényzetre gyakorolt hatásának vizsgálata azért is fontos, mert a növénytakaró-változás sebességének és irányának múltbéli példája segíthet predikálni a jövőbeni változásokat.

Az Alpokban árvaszúnyog lárva maradványok segítségével végzett kvantitatív klímarekonstrukció eredményei alapján tudjuk, hogy ott a legmelegebb hónap középhőmérséklete 48 év leforgása alatt 3-7°C-ot emelkedett a későglaciális felmelegedés kezdetén (Heiri et al., 2003). A későglaciális elején gyors, de tisztázatlan mértékű felmelegedésre utalnak a Déli-Kárpátok cseppköveiből nyert $d^{18}O$ vizsgálatok eredményei is (Constantin, 2007). Nagyfelbontású regionális klímamodellek ugyanakkor érdekes eltérésre hívják fel a figyelmet Európa északi és nyugati, valamint középső, keleti és déli területei közt (Renssen & Isarin, 2001). A modellkísérletek 11600 évvel ezelőttre például a Retyezát-hegység térségében csupán $<-2^{\circ}C$ -os nyári középhőmérséklet emelkedést feltételeznek, ezzel szemben az Alpokban 4-6°C-ot. Amennyiben a modellkísérletek számításai igazak, akkor azt várhatjuk, hogy a holocén felmelegedést megelőző fiatal driász lehűlés során az erdő és fahatár változásának mértéke kisebb volt a Déli-Kárpátokban, mivel ezek a határvonalak a vegetációs időszak során akkumulálódott hó összegtől függenek (Crawford, 2008).

Ezeknek a kérdéseknek a vizsgálatára ebben a fejezetben a Retyezát szubalpin övéből származó két tavi üledékszervény későglaciális és koraholocén szakaszának nagyfelbontású (25-100 év) pollen- és sztómavizsgálati eredményeit mutatjuk be, majd a diszkusszió során az értelmezéshez felhasználjuk ezen szervények makrofosszília vizsgálati eredményeit is (Jakab G. analízise, Magyar et al. (2012) alapján). Vizsgálatainkkal arra a kérdésre keressük a választ, hogy a felmelegedés során mely fa és cserjefajok kolonizáltak először a tavak partján, hogyan reagált az erdő- és fahatár a klímaváltozásra, és hogyan befolyásolt a kora-holocén erdőhatár közeli erdők szerkezetét és szukcesszióját a fajok közötti versengés.

Az elmúlt évtizedben számos nagyfelbontású, radiokarbonnal több ponton korolt későglaciális és koraholocén pollenszervényt publikáltak a Keleti- és Déli-Kárpátokból (Fărcaș et al., 1999; Feurdean et al., 2001; Wohlfarth et al., 2001; Feurdean, 2004; Feurdean & Bennike, 2004; Tanțău et al., 2003, 2006; 3.1.2.1. ábra), ugyanakkor mindezidáig egyetlen pollenszervény sem ismert ebből a régióból amelyik lefedi az eljegesedés maximumát, továbbá a pollenek mellett növényi makrofosszília vizsgálatot tartalmazó tanulmányok száma is elenyésző (3.1.2.1. ábra: Steregoiu és Preluca Tiganului; Feurdean & Bennike, 2004). Ennek következtében, egy néhány éve megjelent összegzés a Keleti- és Déli-Kárpátok glaciális és későglaciális vegetációtörténetéről a későglaciális polleösszletekre alapozva jut arra a megállapításra, hogy a Kárpátok keleti és déli területei az alábbi fászfű taxonok számára nyújtottak menedéket (refúgium) az eljegesedés maximuma idején: *Pinus*, *Betula*, *Picea*, *Alnus*, *Larix*, *Salix* és *Juniperus*.

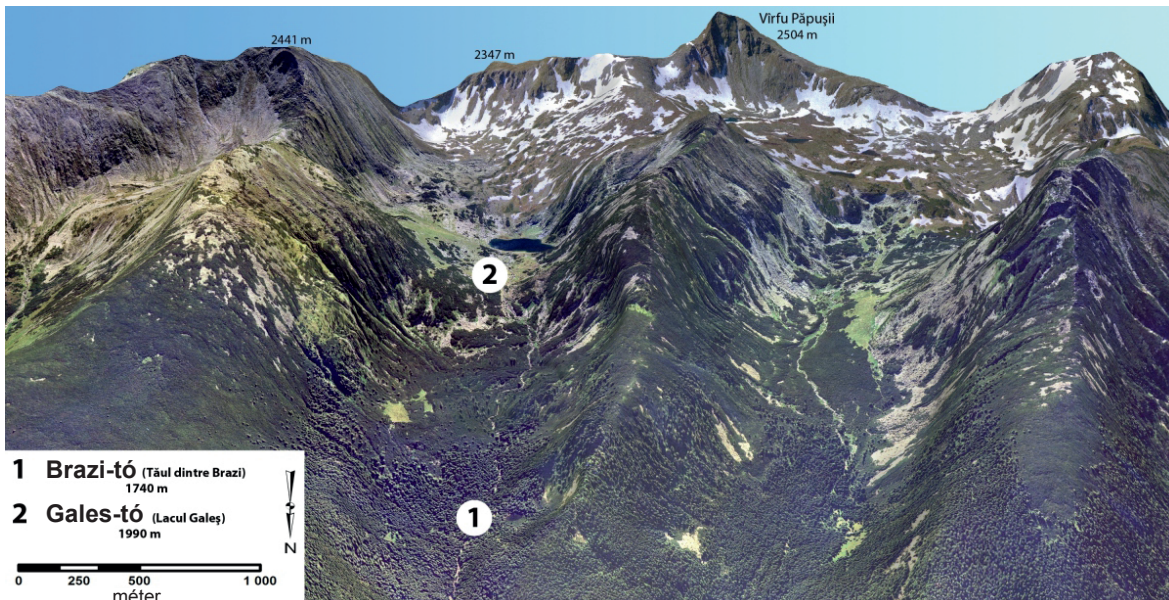
Az általunk végzett későglaciális paleoökológiai vizsgálatok a szubalpin és alpin zónákra koncentrálnak a Déli-Kárpátokban (1500-2500 méter közt, 3.1.2.1. ábra). Mivel ez a magassági zóna nem kellőképpen lefedett a korábbi tanulmányokban (Fărcaș et al., 1999; Feurdean et al. 2007), és a regionális pollen mellett más, lokális növényzeti összetételre utaló proxim (sztóma, makrofosszília) vizsgálata kevés helyen történt meg, ezért sok tisztázandó kérdésre igyekszünk választ adni. Az eddigi pollen alapú tanulmányok arra utalnak, hogy a romániai Kárpátok területén a későglaciális interstadiálisaiban a fahatár 1100-1500 m tengerszintfeletti magasságban volt, azaz a fenyők (főként *Pinus cembra*, *P. mugo*, *Picea abies*, *Larix decidua*) nem érték el az általunk vizsgált alsó tó magasságát (1740 m). Mindezek tükrében **a bemutatott vizsgálat két hipotézis tesztelését tűzte ki célul:**

1. A Retyezátban a későglaciális hideg és meleg fázisai közötti júliusi középhőmérséklet ingadozás kisebb mértékű volt ($0-2^{\circ}C$) mint a Központi-Alpokban és ÉNy-Európában ($4-8^{\circ}C$) (Renssen & Isarin, 2001), ezért a későglaciális és koraholocén erdő- és fahatár fluktuáció kisebb mértékűek voltak a Retyezátban, mint a Központi-Alpokban.
2. A Déli-Kárpátokban számos tülevelű fafaj menedékre talált az utolsó glaciális hideg periódusaiban, mivel a terület változatos topográfiája révén változatos mikro- és mezoklimájú élőhelyekkel rendelkezett, melyek mindvégig megfelelő körülményeket biztosítottak ezen taxonok lokális túléléséhez (Varga, 2008).

3. 1. 2. 2. A mintavételi terület jellemzése

A Retyezát-hegység a romániai Kárpátok egyik legcsapadékosabb vonulata (1400 mm/év 1500-1600 méteren), ami annak köszönhető, hogy a terület bőséges csapadékot kap az Atlanti-óceán vidékéről a nyugati szelek által, ugyanakkor csapadékot szállító légtömegek érkeznek ide a Fekete-tenger irányából is (Fărcaș et al., 1999). Valószínűleg topográfiájának és csapadékgazdagságának köszönhető, hogy az utolsó eljegesedés során itt fejlődtek ki a legnagyobb gleccserek (Urdea, 2004). A hegységből eddig egy radiokarbonnal korolt pollendiagramot közöltek (Taul Zanogutii, Fărcaș et al., 1999). Az általunk vizsgált két tó a hegység északi oldalán, a Gales-völgyben helyezkedik el (3.1.2.2. ábra). A Brazi-tó (Taul dintre Brazi, TDB-1 fúrás; 45°23'47"É, 22°54'06"K; 0,5 ha; 1740 m t.sz.f.m.; vízmélység max. 1,1 m) a szubalpin övben, míg a Gales-tó (Lacul Gales, 45°23'6"É, 22°54'33"K; 3,68 ha; 2040 m t.sz.f.m.; max. vízmélység 20 m) az alpin övben található. A Brazi-tó az erdőhatár alatt kevert lucfenyves – cirbolyafenyves állományban található, míg a Gales-tó 150 méterrel a luc- és cirbolyafenyő (*Picea abies*, *Pinus cembra*) alkotta fahatár fölött helyezkedik el, és törpefenyves (*Pinus mugo*) foltok veszik körül az alpin rétek mellett. A törpefenyves állományok felső határa 2300 m. A Brazi-tó északi részét fedő úszóláp fő összetevői *Pinus mugo*, *Sphagnum* fajok, *Juncus filiformis*, *Eriophorum vaginatum*, *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis-idaea* és *Rhododendron myrtifolium*. A Gales-tó körüli alpin rétek jellegzetes fajai a *Campanula alpina*, *Festuca rubra*, *Gentiana punctata*, *Geum montanum*, *Ligusticum mutellina*, *Loeseria procumbens*, *Plantago gentianoides*, *Potentilla ternata*, *Rhododendron myrtifolium*, *Soldanella pusilla* és *Veratrum album*. A tó alját 5-7 méteres mélységig mohák borítják (*Eurynchium sp.*, *Scapania sp.*).

A magashegyi zonáció a hegységben 550-700 (800) m közt kevert tölgyes erdőkből áll, e fölött jegenyefenyves bükkösök helyezkednek el 1200 méterig, majd őket a lucosok követik 1850 méteres magasságig, ahol is helyüket fokozatosan a törpefenyvesek veszik át 2250 méterig. A lucos erdőzóna felső határán a luc gyakran keveredik cirbolyafenyővel és törpefenyővel. 2250 méter fölött alpi rétek, legelők és zuzmó borította kötengerek dominálnak.



3.1.2.2. ábra A Retyezát-hegység egyik északi völgyének, a Gales-völgynek digitális domborzatmodellre ráfeszített légifotója, mely jól szemlélteti a tavak helyzetét és a növénytakaró övezetességét (Magyari et al, 2009).

A 10°C-os júliusi izoterma az erdőhatárral párhuzamosan fut a déli lejtőn 1900 méteres, míg az északi lejtőn 1800 méteres tengerszint feletti magasságban. Az éves csapadékmennyiség 800-1800 mm közt változik tengerszint feletti magasságtól függően. A terület éghajlata mérsékeltövi

kontinentális (Fărcaș & Sorocovschi, 1992). Az éves átlaghőmérséklet 800 méteren 6 °C, míg a hegycsúcsokon (2500 m) -2 °C. A júliusi átlaghőmérséklet -11,22 °C 1740 méteren és 9,3 °C 1990 méteren. A januári középhőmérséklet az északi lejtő előbbi magasságain -6,6 és -7,3 °C (a legközelebbi 5 meteorológiai mérőállomás adataiból lineáris interpolációval nyert adatok Bogdan (2008) adatait felhasználva).

3. 1. 2. 3. Eredmények: kor-mélység modellezés, üledék akkumulációs ráta, rétegtan

A radiokarbon kormeghatározás eredményeit az 3.1.2.1. táblázat tartalmazza. Összességében a Brazi-tó növényi makrofossziliákon végzett AMS ¹⁴C mérései megbízható eredményeket adtak, csupán egyetlen eredményt zártunk ki rétegtani reverzió miatt, viszont a Gales-tó üledékének későglaciális szakasza nem tartalmazott növényi makrofossziliát, ezért itt Cladocera tartós peték kormeghatározásával próbálkoztunk, sajnos kevés sikerrel.

Az alacsony mintatömegek és az áthalmazódás fiatalíthatják és öregbíthetik is a kapott korokat, és a két szelvény szerves anyag valamint pollen eredményeinek összevetése arra utal, hogy a Gales-tó üledékszervényéből egyik későglaciális koradat sem fogadható el, ezért ezt a szelvényt a pollenspektrumokban fellelhető egyidejű változások alapján láttuk el relatív kormeghatározással (3.1.2.3. ábra), amit egy koraholocén növényi makrofossziliából nyert koradat egészít ki. A Brazi-tó TDB-1 fúrásának későglaciális/koraholocén kormodellje nem-lineáris súlyozott regresszióval készült (Magyari et al., 2009b). Ebben a fúrásban 1 cm üledék átlagosan 75 évet reprezentál 15700 – 11100 évek közt, és 25 évet 11100 – 9700 évek közt (mintavételi sűrűség: pollen 1 cm, növényi makrofosszília 2 cm). A Gales-tó kormodellje lineáris interpolációval készült a relatív korok és egy abszolút kor felhasználásával (3.1.2.3. ábra), ebben a szelvényben a 4 cm-es mintavételi sűrűség 120 éves felbontást eredményez.

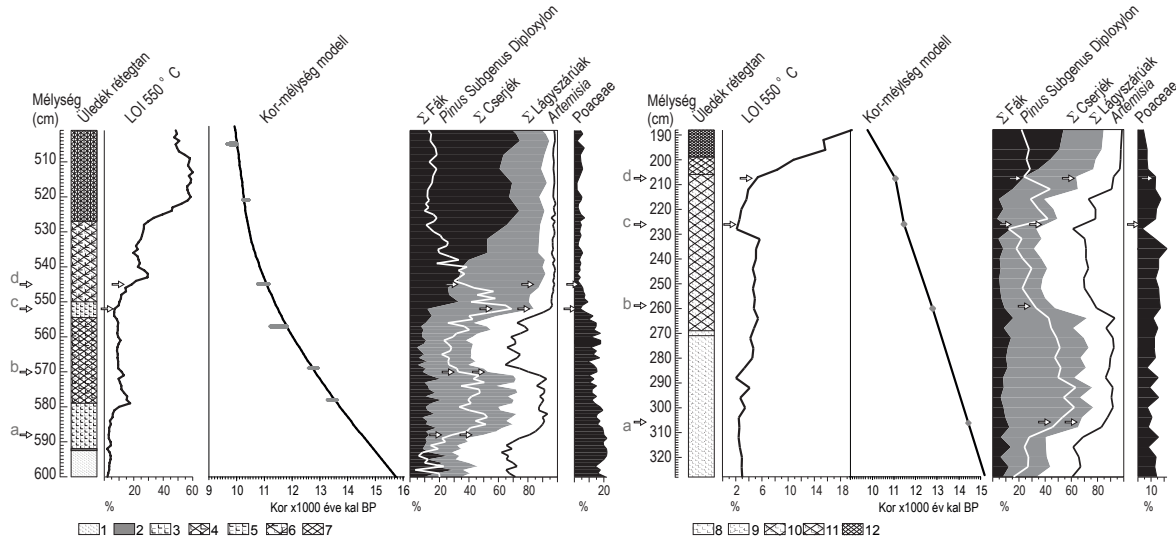
3.1.2.1. táblázat Radiokarbon koradatok a Brazi-tóból (TDB-1) és a Gales-tóból (Gales-3), Retyezát-hegység, Románia. Az AMS ¹⁴C mérések a Poznań-i Radiokarbon Laboratóriumban készültek Lengyelországban.

Fúrás	Labor kód	Korolt anyag	Mélység (cm)	¹⁴ C kor BP év	Kalibrált terjedelem BP (2σ)	Megjegyzés
TDB-1	Poz-26110	<i>Picea abies</i> mag és tűlevél	450	8240 ± 50	9072-9326	
TDB-1	Poz-26111	<i>Picea abies</i> tűlevél	505	8810 ± 50	9670-9966	gyanús
TDB-1	Poz-31714	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	521	9150 ± 50	10223-10432	
TDB-1	Poz-26112	<i>Picea abies</i> toboz	545	9610 ± 50	10764-11165	
TDB-1	Poz-31715	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	557	9980 ± 100	11216-11618	
TDB-1	Poz-31716	makropernye	569	10870 ± 70	12598-12925	
TDB-1	Poz-27305	<i>Pinus sp.</i> tűlevél (2)	578	11590 ± 60	13287-13620	
TDB-1	Poz-26113	<i>Picea abies</i> toboz pikkely	591	9690 ± 50	11067-11225	kiugró érték
Gales-3	Poz-27308	<i>Pinus</i> tűlevél	179	8240 ± 50	9072-9326	
Gales-3	Poz-27307	Cladocera	179	8170 ± 70	8992-9318	0.7 mg C
Gales-3	Poz-26118	Cladocera	213	10510 ± 70	12363-12605	
Gales-3	Poz-27309	Cladocera	261	10390 ± 100	11967-12576	0.19 mg C, elvetett
Gales-3	Poz-26132	Cladocera	281	7880 ± 60	8552-8812	0.5 mg C, elvetett

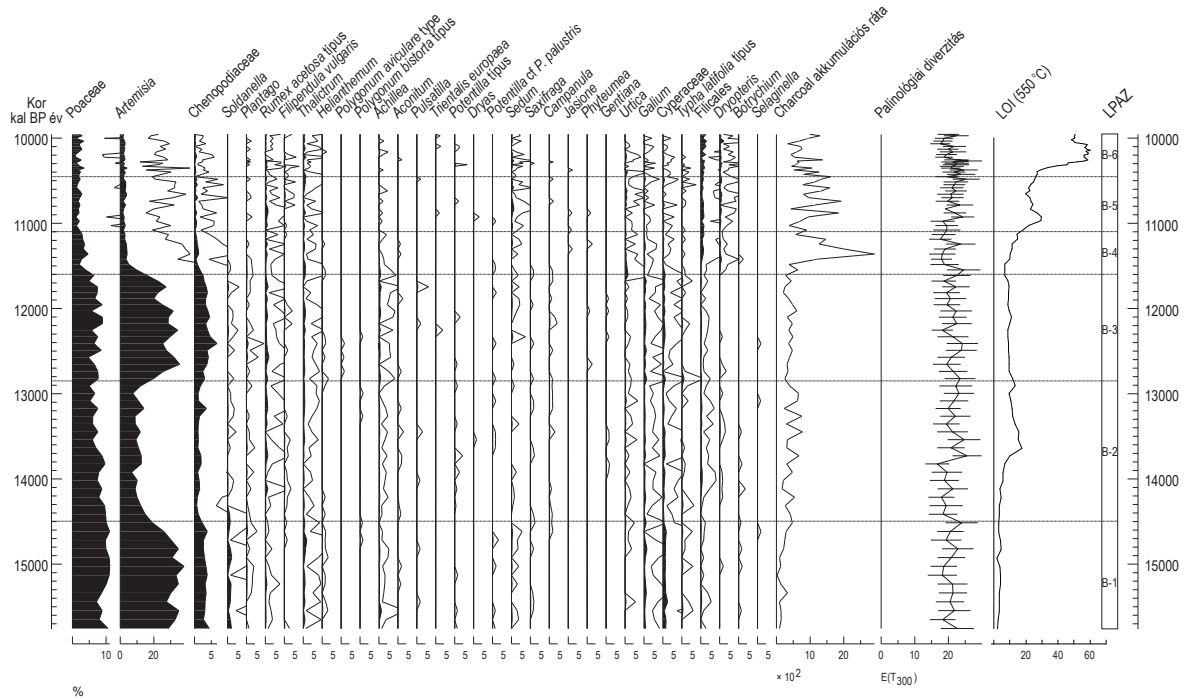
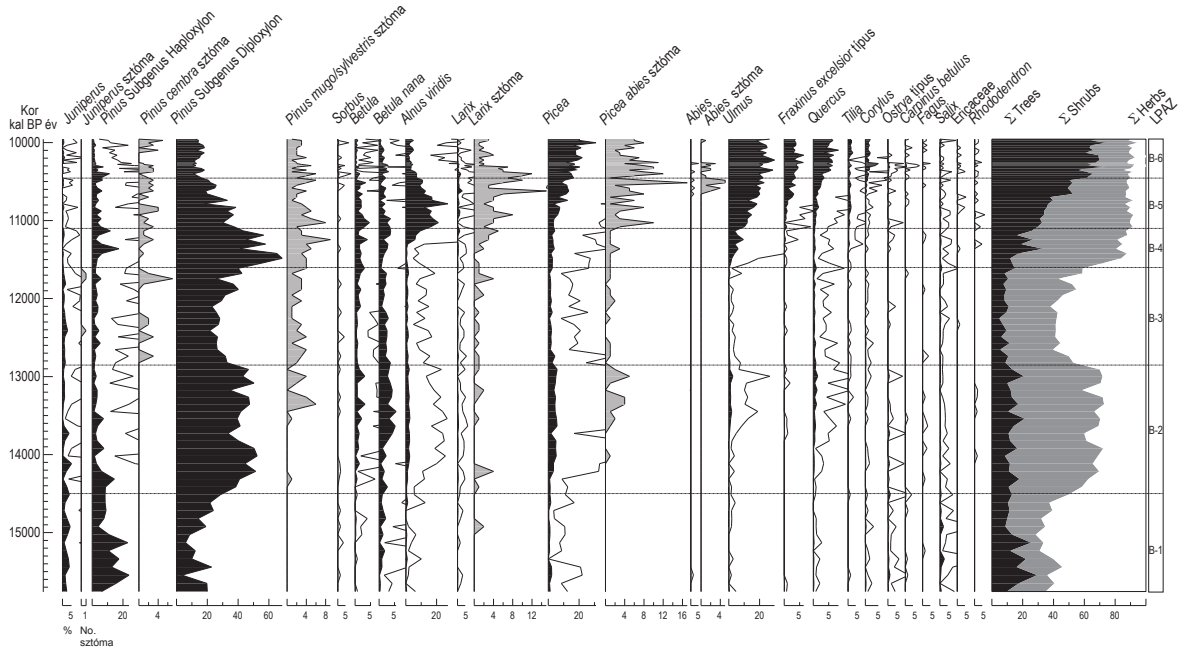
3. 1. 2. 4. Eredmények: Pollen, sztóma és növényi makrofosszília alapú vegetációdinamika

A későglaciális vegetációdinamikát ebben a fejezetben a Brazi-tó TDB-1 szelvényének biosztratigráfiája alapján tárgyaljuk. A pollen együttes zónák határai ebben a szelvényben jó egyezést mutatnak a későglaciális grönlandi jég esemény sztratigráfia határaival (Björck et al., 1998), de

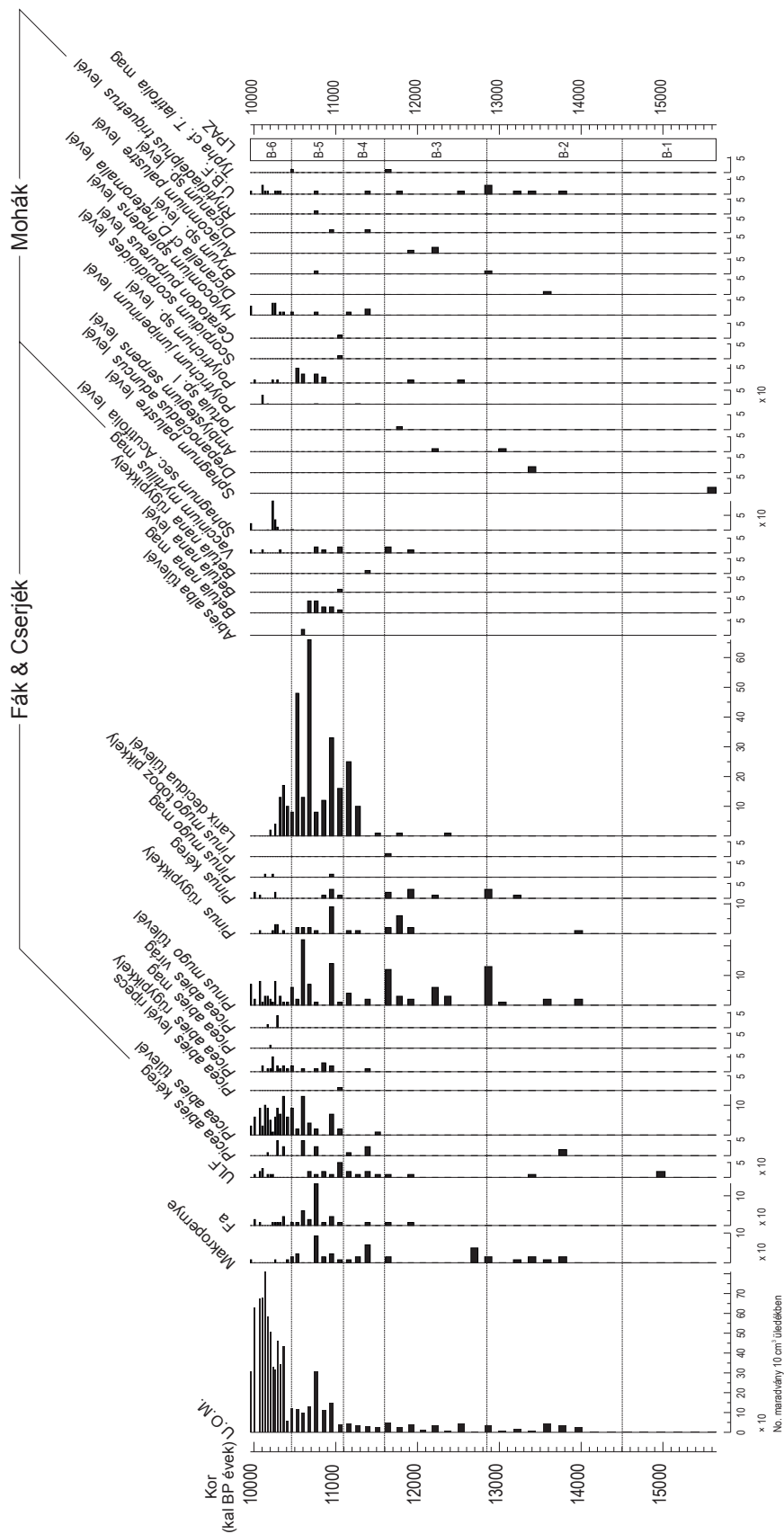
a kora-holocénben a gyakori váltások a pollenösszetételben sok rövid ideig tartó pollen együttes zónát eredményeznek, melyek nagy valószínűséggel a koraholocén felmelegedés hatására bekövetkező gyors növényzeti reorganizáció lépéseit rögzítik. A pollen és sztóma százalék diagramokat valamint a növényi makrofosszília koncentráció diagramot a 3.1.2.4. és 3.1.2.5. ábrák tartalmazzák. A pollen akkumulációs ráták a 3.1.2.6. ábrán, míg a Gales-3 szelvény pollen és sztóma százalécai a 3.1.2.7. ábrán szerepelnek.



3.1.2.3. ábra Az izzítási-vesztés mérés (LOI) eredményei, kormodell és néhány fontos pollentípus százalékos eloszlása a Barzi- és Gales-tavak üledékeinek későglaciális és koraholocén üledékszelvényében (TDB-1, Gales-3). A nyilak azokat a viszonyítási pontokat jelölik, melyeket pollenösszetételbeli változásaik alapján felhasználtunk a Gales-tó megfelelő rétegének relatív kormeghatározására. a) 588 cm a TDB-1 szelvényben, 306 cm a Gales-3 szelvényben (14510 év): az össz fapollen százalék emelkedésének időpontja (AP), *Pinus* Subgenus *Diploxylon* pollenszázalékának emelkedése és az *Artemisia* pollen százalékának csökkenése; b) 570 cm a TDB-1 szelvényben, 260 cm a Gales-3 szelvényben (12820 év): az össz fapollen százalék csökkenése, *P. Subgenus Diploxylon* pollen százalékának csökkenése és az *Artemisia* pollen százalékának emelkedése; c) 552 cm a TDB-1 szelvényben, 228 cm a Gales-3 szelvényben (11480 év): az össz fapollen százalékok és *P. Subgenus Diploxylon* emelkedése (AP), *Artemisia* és LOI csökkenése; d) 545 cm a TDB-1 szelvényben, 207,5 cm a Gales-3 szelvényben (11080 év): a LOI emelkedése, a fapollen százalékok további emelkedése, a *P. Subgenus Diploxylon* és *Poaceae* csökkenése; 1) TDB-1, 592,5-600 cm, As4Ag+Ld+Th+, közép szürke – világos barna kőzetlisztes agyag; 2) TDB-1, 592-592,5 cm, Gs3Sh1, feketés szürke homoklencse; 3) TDB-1, 579-592 cm, As2Ag2Ld+Th+Tl+, középszürke kőzetlisztes agyag enyhe laminációval; 4) TDB-1, 554,5-579 cm, Ld2As1Ag1Th+Tl+, középszürke – közép barna agyagos gyttja növekvő szerves anyag tartalommal; 5) TDB-1, 550-554,5 cm, As2Ag2Ld+Th+Tl+, világos szürke – világos barna kőzetlisztes agyag kevés szerves törmelékekkel és növényi makrofossziliákkal; 6) TDB-1, 527-550 cm, As2Ld1Th+Tl+Ag1, középszürke – közép barna kőzetlisztes agyag; 7) TDB-1, 500-527 cm, Ld3Th1Tb+Tl+As+, közép- és sötét barna finom törmelék tavi (gyttja) üledék növényi makrofossziliákkal, makropernyékkel és fa maradványokkal; 8) Gales-3, 271-328 cm, As3Ga1Ld+, sárgás szürke alacsony víztartalmú kőzetlisztes agyag, helyenként durva homokkal; 9) Gales-3, 269-271 cm, As3Ga1Ld+Th+, világosszürke homokos kőzetlisztes agyag; 10) Gales-3, 206-269 cm, As3Ld1Ag+, zöldesszürke kőzetlisztes agyag; 11) Gales-3, 199-206 cm, Ld2As2Tg+, közép barna – középszürke agyagos tavi (gyttja) üledék; 12) 188-199 cm, Gales-3, Ld4Th+Tb+Tl+, sötét barna finomtörmelék tavi üledék (gyttja).

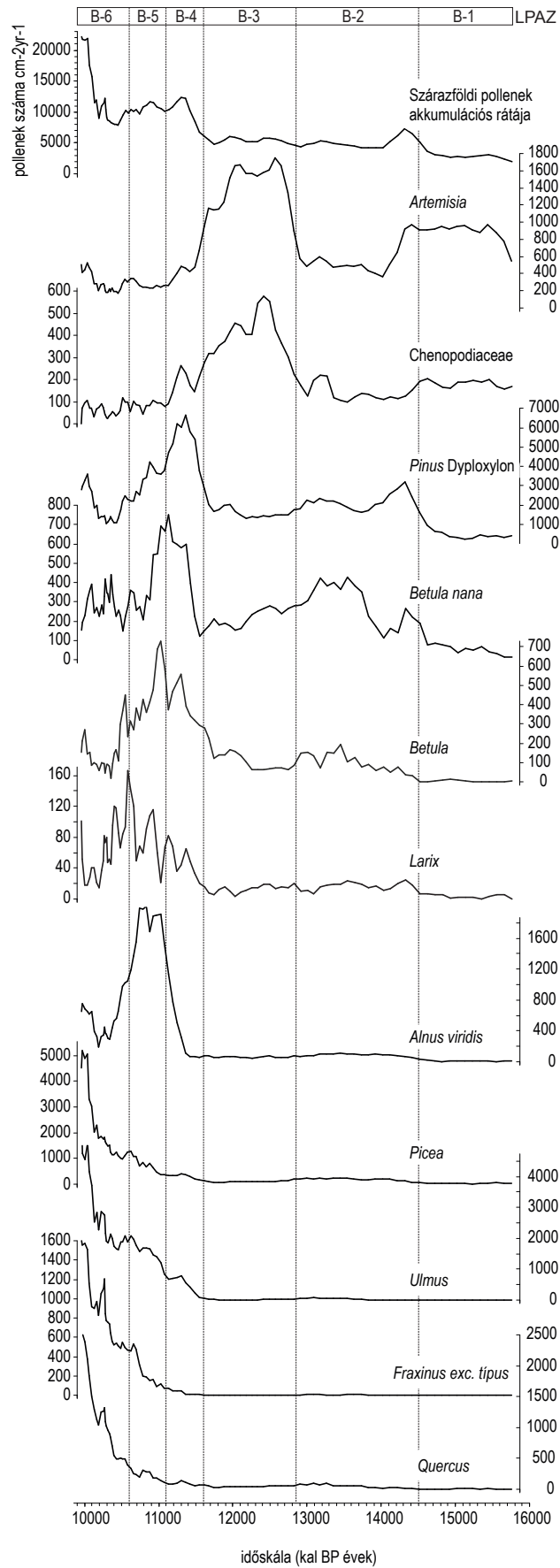


3.1.2.4. ábra A főbb taxonok százalékos polleneloszlása, sztóma száma (500 pollenszem mellett talált sztómák abszolút száma), mikropelyne akkumulációs rátája és palinológiai diverzitása a Barzi-tó TDB-1 fúrászelvényében (1740 m, Retyezát-hg.). Az adatok korszaka mentén vannak ábrázolva. A feltüntetett pollen együttes zónákat (B1-6) a PSIMPOLL programban határoztuk meg az információtartalom alapján történő optimális osztás módszerével.

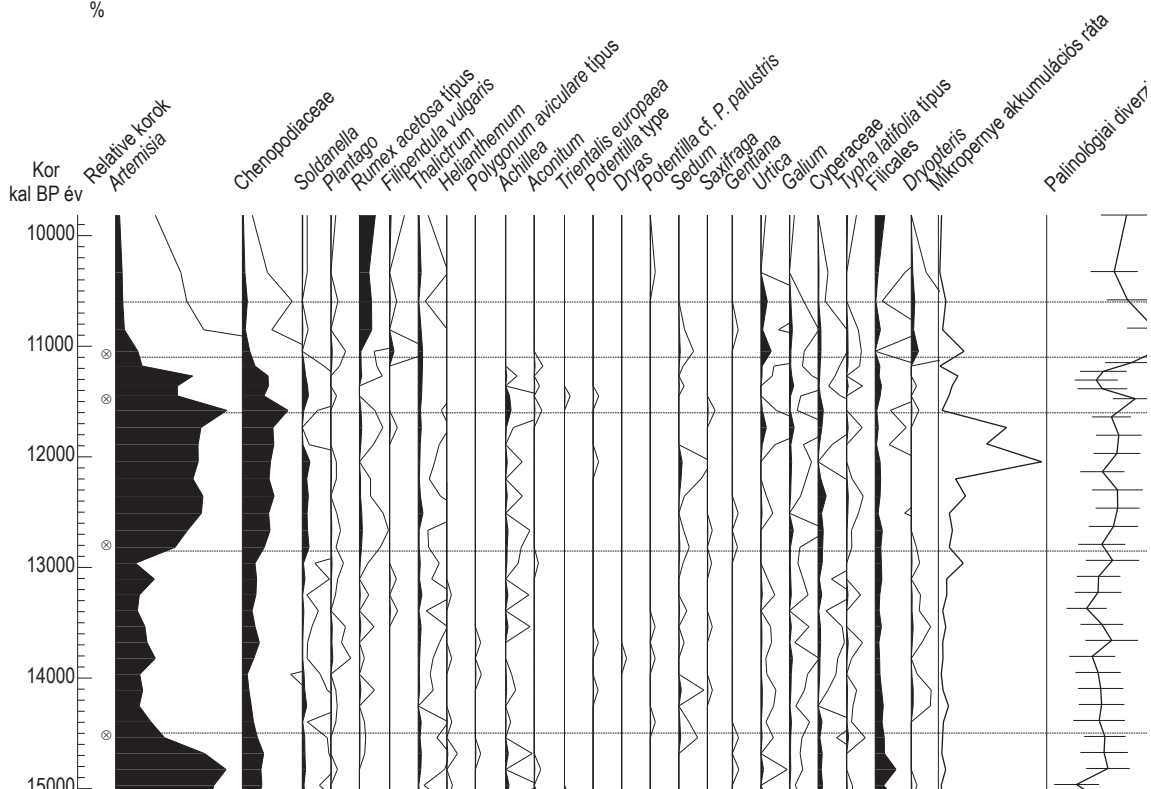
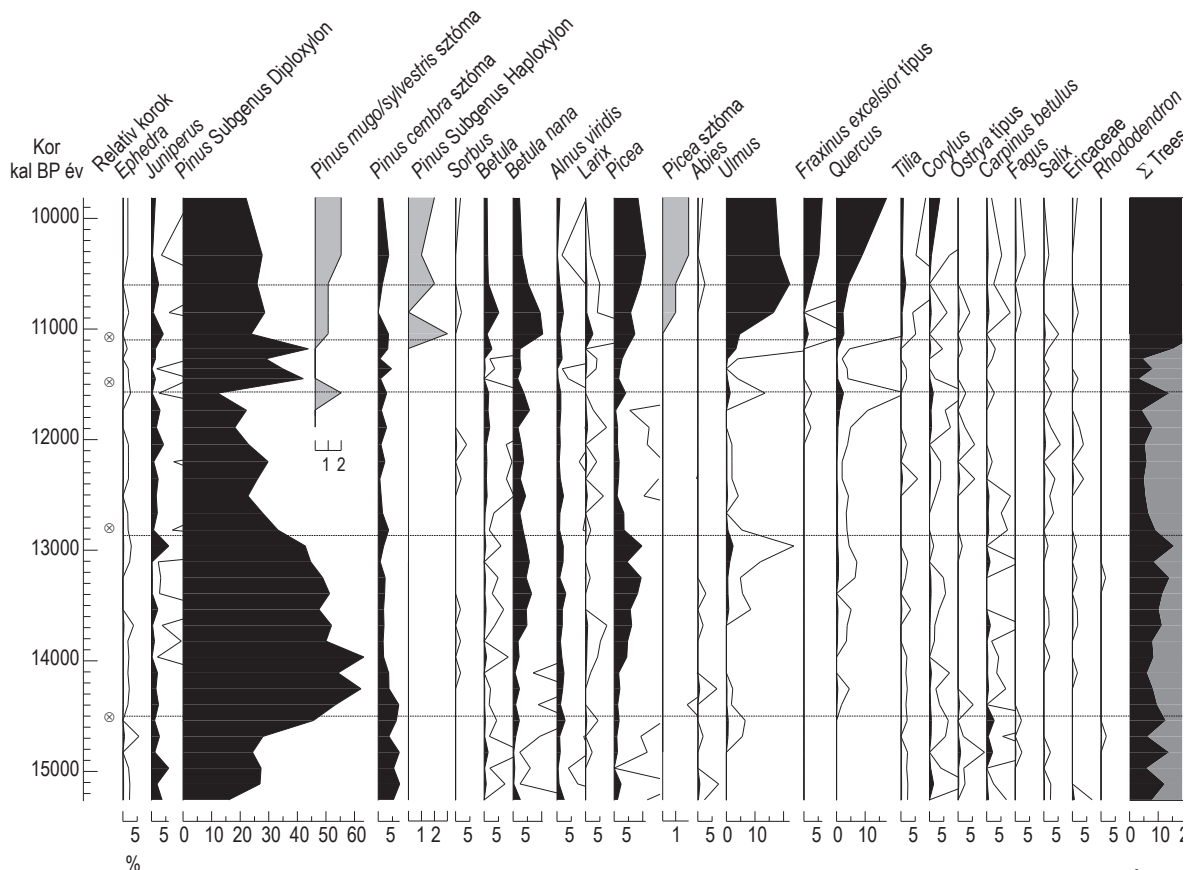


3.1.2.5. ábra A Brazi-tó (1740 m, Retyezát-hegység) TDB-1 fúrásában talált makrofossziliák koncentráció diagramja kor mentén ábrázolva. A 3.1.2.3. ábrán szereplő pollen együttes zónák az ábra jobb oldalán feliratozva szerepelnek (B1-6). U.O.M.: nem meghatározható szerves törmelék; U.B.F.: pontosabban nem meghatározható moha maradvány; l: levelek; fl: virág; bs: rügypikkely; s: mag.

dc_1016_15



3.1.2.6. ábra Néhány fontosabb szárazföldi pollen taxon pollen akkumulációs rátája a TDB-1 fúrásban (Brazi-tó, 1740 m, Retyezát-hegység) kor mentén ábrázolva. A B1-6 lokális pollen együttes zónák a 3.1.2.3. ábra alapján.



3.1.2.7. ábra A főbb taxonok százalékos polleneloszlása, sztóma száma (500 pollenszem mellett talált sztómák abszolút száma), mikropornye akkumulációs rátája, és palinológiai diverzitása Gales-tó Gales-3 fúrásában (1990 m, Retyezát-hegység). Az adatok korskála mentén vannak ábrázolva. A feltüntetett pollen együttes zónákat (G1-6) a PSIMPOLL programban határoztuk meg az információtartalom alapján történő optimális osztás módszerével.

15750 - 14500 évek (B-1, G-1)

Ruderális és heliofita légyszárúak relatíve magas százaléka és pollen akkumulációs rátája jellemzi ezt az időszakot mindkét üledéksorban. Növényi makrofosszília sem a Brazi- sem a Gales-tó üledékéből nem került elő ebből az időszakból, amiből arra következtethetünk, hogy a tavak partjának növényzete ritkás lehetett a gleccserek visszavonulását követően nem sokkal, 15700 év körül. Hideg-kontinentális sztyep (*Artemisia*, Poaceae), alpin rét (*Campanula*, *Plantago*), hómező (*Soldanella* és *Primula*) és törmeléklető (*Rumex*, *Plantago*, Charyophyllaceae, *Dryas octopetala*, *Saxifraga*) társulások jelenlétére következtethetünk a pollenösszetétel alapján. A *Juniperus*, *Pinus* Subgenus Haploxyton, *P. mugo*, *Larix decidua*, *Picea abies*, *Betula nana*, és fás *Betula* pollenek jelenlétéből ezen fa és cserjefajok regionális jelenlétére következtethetünk, valószínűleg alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban. A *P. cembra* (*Pinus* Subgenus Haploxyton típusú pollen) valószínűleg gyakori lehetett alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban, mivel a pollenjének aránya és influx értéke is kiemelkedően magas volt ebben az időszakban (T-1; 5-20%, átlag 354 pollen cm⁻²yr⁻¹; 3.1.2.4. és 3.1.2.6. ábrák). Érdekes, hogy *Sphagnum palustre* levelek szintén előkerültek ebben a zónában (598.5 cm, 15,600 éve), ami tápanyagszegény vizes élőhelyekre utal. Az időszak vége felé, a 14920 évnek megfelelő rétegben detektáltuk az első vörösfenyő (*Larix decidua*) sztóma (gázcsereenyílás) maradványt az üledékben, amiből a vörösfenyőnek a tó tágabb környezetében történő megjelenésére következtethetünk. Megjelenése az erdős tundra zóna északi lejtőkön történő magassági expanziójára enged következtetni a GS-2 fázis (Idősebb Driász) végén. Sztóma maradványok ugyanakkor nem kerültek elő a magasabban fekvő Gales-tóból (G-1 zóna), ami arra utal, hogy 2000 méter körüli magasságban továbbra is sztyep-tundra, növényzeti borítás nélküli kötengerek és hómezei növénytársulások uralkodtak. Mindkét szelvényben alacsony mikroporne akkumulációs rátákat tapasztaltunk, ami az erdőtüzek ritka előfordulására utal csupán, míg a palinológiai diverzitás értéke viszonylag magas volt (18-20 szf-i taxon a 300-ra normalizált pollen főszegek alapján). Ebből diverz légyszárú flórára következtethetünk az effektív pollengyűjtő területen.

14500 - 12850 évek (B-2, G-2)

A B-2 és G-2 zónák határát a *Pinus* Subgenus Dyploxyton (valószínűleg *P. mugo*) pollenszázalékainak és akkumulációs ráta értékeinek hirtelen emelkedése, míg a légyszárú pollentípusok (főként *Artemisia* és Chenopodiaceae) csökkenése jelöli ki kb. 14500 évnél (3.1.2.4., 3.1.2.6. és 3.1.2.7. ábrák), ami jól egybevághat a grönlandi jégmagokban a későglaciális felmelegedés kezdetével (GI-1), az európai szárazföldi üledék szelvények esetében pedig a Bølling/Allerød (BA) interstadiális kezdetével. Az erdőborítás regionális növekedésre a pollenspektrum változása (AP% növekedés, *Pinus*

Subgenus Dyploxyton, fás *Betula*, *B. nana*, *Larix* pollenszázalékok és influxok emelkedése) és a *Larix* sztómák gyakori előfordulása utalnak. Figyelemreméltó ugyanakkor, hogy a *L. decidua* makrofosszíliai nem kerültek elő ebből az időszakból a vizsgált tavakból, ami arra utal, hogy közvetlenül a tavak partján ez a faj valószínűleg nem élt vagy nagyon ritka volt. Ezzel szemben, a törpefenyő (*Pinus mugo*) tűlevelei, magjai és sztómái 14200 és 14100 évek közt már jelen voltak a Brazi-tó üledékében, ami a cserje megtelepedésére utal a tó partján a GI-1 felmelegedés kezdeti szakaszán.

A sztóma és növényi makrofosszília adatok alapján a lucfenyő (*Picea abies*) 200 évvel a törpefenyőt követően telepedett meg a Brazi-tó partján. Pollen százaléka és influx értéke 14300 évtől emelkedik, sztómája 14000 évtől, míg makrofosszíliai 13800 évtől kerültek elő a Brazi-tóból. Mindebből arra következtethetünk, hogy a lucfenyő a későglaciális felmelegedés során a Retye-zát-hg. északi oldalán meglepően nagy tengerszint feletti magasságba jutott, az Allerød kezdetén

(-13800 év) már egészen biztosan előfordult 1740 méteren.

13800 évtől a mérsékeltövi lombhullató fák pollenjeinek influx és százalékos értékei is növekednek (*Ulmus*, *Fraxinus* és *Quercus*), ami alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban történő terjedésükre utal. A *P. mugo*, *Picea* és *Larix* sztóma koncentrációi szintén emelkednek 13800 évtől a Brazi-tó szelvényében, ami a tó körül fokozódó fa és cserje borításra utal. Ez egybeesik a Brazi-tó üledékének szerves anyag tartalom és pollen diverzitás növekedésével, ami összességében produktívabb szárazföldi és vízi környezetre utal (3.1.2.4.-3.1.2.7. ábrák). A Gales-tó pollendiagramja ugyanebben az időszakban szintén a mérsékeltövi lombhullató fák pollenjeinek százalékos növekedését mutatja, és megerősíti a Brazi-tó szelvényéből levont következtetéseket (3.1.2.7. ábra). Növényi makrofosszília és sztóma ugyanakkor továbbra sem került elő ebből a tavi szelvényből, tehát 2000 méteren továbbra is ritkás növényzeti borításra következtethetünk csupán: a *Sedum*, *Saxifraga* and *Achillea* pollenek növekvő aránya törmeléklető és hegyi rét társulásokra utal a tér-ségben.

Emellett az időszakra jellemző, hogy erdők alján és tőzefelszíneken élő mohafajok szár és levélmaradványai rendszeresen jelen vannak a Brazi-tó üledékében (*Dicranella heteromalla*, *Amblystegium serpens*, *Bryum* sp., *Drepanocladus aduncus*) a 13800 évnél fiatalabb rétegekben, ami támogatja a nyílt boreális és erdős tundra típusú erdők megtelepedését a Brazi-tó környezetében. Ezekben a vörösfenyő, törpefenyő és lucfenyő előfordulását bizonyítják adataink.

A mikropernye akkumulációs ráta értékek alapján a regionális erdőtüzek gyakorisága továbbra is alacsony volt ebben az időszakban, kissé növekedett az előző időszakhoz képest.

12850-11600 évek (B-3, G-3)

Ezt az időszakot az *Artemisia* és *Chenopodiaceae* pollenek influx és százalékos értékeinek hirtelen erőteljes növekedése jellemzi mindkét szelvényben. A TDB-1 fúrás kormodellje ezt az eseményt 12850 évre teszi, ami jó egyezést mutat a grönlandi jégmagokban a $d^{18}O$ értékek első csökkenésének időpontjával a GCC05 korskála mentén (Blockley et al., 2012), ami a GS-1 fázis kezdetét jelöli (Fiatal Driász a szárazföldi szelvényekben). A pollen összetételbeli változások erőteljes szárazodásra és lehülésre utalnak a Retyezát-hegységben. Az erdőborítás csökkenés és ezzel párhuzamosan a szárazságtűrő sztyep társulások terjedése alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban következett be valószínűleg (e tekintetben figyelemreméltó a *Helianthemum* és *Polygonum aviculare* típusú pollenek magas aránya a B-3 and G-3 zónák alsó részében). A *Soldanella* és *Primula* pollenek arányának emelkedése a hómező társulások terjedésére utalnak. A *Picea* pollenszázaléka 7-ről 2-re csökken a Brazi-tóban, amit a *Pinus* Subgenus *Diploxylon* és mérsékeltövi lombhullató fák arányának csökkenése is követ (3.1.2.5. és 3.1.2.7. ábrák). Mindezek ellenére az alacsonyabban fekvő Brazi-tóból *Pinus mugo* makrofossziliák továbbra is szép számban kerültek elő, ami arra utal, hogy ez a cserjefaj a Fiatal Driász lehülés során sem tűnt el a tó partjáról. Mi több, a cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) sztómáinak megjelenése a Brazi-tó üledékében erre az időszakra tehető, ami arra utal, hogy a cirbolyafenyő a Fiatal Driász időszakban telepedett meg a tó szűkebb környezetében. 12750 évtől folyamatosan jelen volt a tó körül. Emellett *Larix* és *Picea* sztómák folyamatosan előfordultak az üledékben ebben az időszakban. A *Picea* pollenszázalékai 2% körüli értékekre csökkentek, és az adatokból összességében arra következtethetünk, hogy egy rövid időszak kivételével a *Picea abies* valószínűleg folyamatosan jelen volt a Brazi-tó környezetében. A fás vegetáció lokális túlélésére a mohafaj is utal. A *Polytrichum* sp., *A. serpens*, *Aulacomnium palustre* makrofossziliák a Brazi-tóból több mintából is előkerültek ebből az időszakból (3.1.2.5. ábra), és közülük több vizenyős területeken és korhadó fán él erdőaljzaton. Valószínűleg a Brazi-tó partján éltek a kérdéses időszakban.

A mikro- és makropernye influx és koncentráció értékek a Brazi tóban mindvégig alacsonyak voltak ebben az időszakban, ugyanakkor a mikropernye akkumulációs ráták erősen emelkedtek

az előző zóna végén és a G-3 zóna második felében a Gales-tóban (emelkedés 12950 valamint 12100-11750 évek közt; 3.1.2.7. ábra). Mindez arra utal, hogy az erdőtüzek gyakorisága és intenzitása is növekedett a GS-1 időszak második felében a Brazi-tavat meghaladó tengerszint feletti magasságokban.

11600 - 11100 évek (B-4, G-4)

Ennek a zónának a kezdete egybeesik a grönlandi fúrások oxigén izotóp görbéi által kijelölt GS-1/holocén határral. A fás pollenek, a *Pinus* Subgenus Diploxyton és Haploxyton, valamint az *Ulmus* pollenszázalékainak és influx értékeinek emelkedése egyértelműen erőteljes beerdősülésre utal a térségben. A makrofosszília adatok alapján elmondhatjuk, hogy ekkor a Gales-tó közelében is megjelennek a cserjék, elsőként a *Pinus mugo*. Sztómája 11600 évtől van jelen, míg a *P. cembra*, *Picea abies* és *Juniperus* sztómái kisebb késéssel, 11100 évtől kerülnek elő a Gales-tó üledékéből, utalván megjelenésükre a tó tágabb környezetében. Összességében a Gales-tó paleobotanikai adatai arra utalnak, hogy a fahatár nagyon korán, már a holocén elején elérte a 2000 méteres tengerszint feletti magasságot, azaz a fahatár már a kora holocénben magasabban volt, mint ma. E tekintetben fontos megjegyeznünk, hogy a fahatár a 2 m feletti fásszárú növények szórványos elfordulásának felső határa, a *P. mugo* pedig a fahatár fölött törpecserjés zónát alkot (Krummholz zóna; Crawford, 2008). A felmelegedésre adott növényzeti válaszreakció rendkívül gyors volt: a Brazi-tó sztóma és makrofosszília diagramjai alapján a kora holocénben mind a 4 fenyőfaj egyszerre terjedt (*P. mugo*, *P. cembra*, *L. decidua* and *P. abies*) és nyílt lombkoronájú boreális kevert erőt alkotott a Brazi-tó partján. A pollen influx értékei elsőként a *Betula*, *Pinus* Subgenus Diploxyton, *Larix* és kisebb mértékben a *Picea* taxonoknak emelkedtek. Ezt követte a *B. nana*, *Ulmus*, *Quercus* és *Alnus viridis* gyors influx emelkedése (3.1.2.6. ábra). Adataink összességében arra utalnak, hogy a *Pinus mugo* egy széles Krummholz zónát hozott létre a kora holocénben, ami lefelé legalább a Brazi-tóig terjedt, felfelé pedig valószínűleg 2000 méter felé. A krummholz zónában ugyanakkor a boreális fák szálanként előfordultak a mainál diverzebb faji összetétellel. Mindkét tó üledékében mikropertnye maximumot tapasztalunk 11250-11350 évek közt, ami epizódikusan ismétlődő erdőtüzekre utal a hegység északi lejtőin. A pollenadatokkal összevetve, ezek az erdőtüzek a törpecserjés (*P. mugo*) állományt érinthették. A zóna második felében a Gales-tó diagramjában a *Betula nana*, míg a Brazi-tó diagramjában az *Alnus viridis* pollenje emelkedett, ami az alpin és szubalpin zónákban a törpecserjések terjedésére utal és valószínűleg összefüggésbe hozható a tartós hó/jégtakaró további olvadásával. Ezeken a területeken az elsőként kolonizáló cserjék ezek a fajok lehettek. Emellett a Brazi-tóban a *Larix decidua* tűlevelei 11300 évtől nagy számban fordultak elő, ami a fafaj terjedésére utal a tóparton. Más fenyőfajokkal karöltve fordult elő a tó partján, de 11300 évtől valószínűleg egy időre ez a faj vált dominánssá a tavat övező nyílt erdőben.

11100 - 10600 évek (B-5, G-5)

Ezt a zónát az *Alnus viridis* pollenek nagyon magas százaléka és influxa jellemzi a Brazi-tóban. Emellett a lombhullató mérsékeltövi fák pollenjeinek értékei fokozatosan emelkedtek mindkét szelvényben (*Ulmus*, *Fraxinus excelsior* type, *Quercus*, *Corylus*), amiből az alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban kevert lomberdő zóna kialakulására következtethetünk, míg az *A. viridis* terjedése valószínűleg az észak lejtőkön a szubalpin tűlevelű erdőzóna (*L. decidua* - *P. cembra* - *P. abies*) fölötti és közti gyakori lavina árákkal terhelt régióban mehetett végbe. A *Pinus* Subgenus Diploxyton pollenjének csökkenéséből a Krummholz zóna összesűkülésére következtethetünk, valószínűleg alsó határa toldott feljebb a tűlevelű fák további terjedésével. A Gales-tó sztóma adatsora alapján a *Picea abies* és *Pinus cembra* egyaránt jelen voltak 2000 méteres magasságban, míg a *Larix decidua* dominánssá vált a Brazi-tó körül, ugyanakkor a felső fahatár összetételében

nem játszott szerepet, jelenlétét nem detektáltuk 2000 méteres magasságban. A Brazi-tó körül a *L. decidua*-t kísérő fafajok a *P. mugo*, *P. cembra* és *P. abies* voltak. Együttesen továbbra is nagy valószínűséggel nyílt lomkoronájú kevert erdőket alkottak. *Betula nana* és *Vaccinium myrtillus* magok szép számban kerültek elő a Brazi-tó üledékéből 11100-10750 évek közt. Valószínűleg mindkét faj a tóparti lápzónában terjedt. A vízszint csökkenésére és a lápzóna növekedésére a szerves anyag tartalom arányának növekedése és a barnamohás lápokra jellemző *Scorpidium scorpioides* moha terjedése is utal. Ebben az időszakban kerültek elő a jegenyefenyő (*Abies alba*) sztómái és tűlevelei a Brazi-tóból, előbbi 10600-10280 évek közt, utóbbi 10600 évnél, amiből arra következtethetünk, hogy a kora holocénben a jegenyefenyő időszakosan megtelepedett 1740 méteres magasságban.

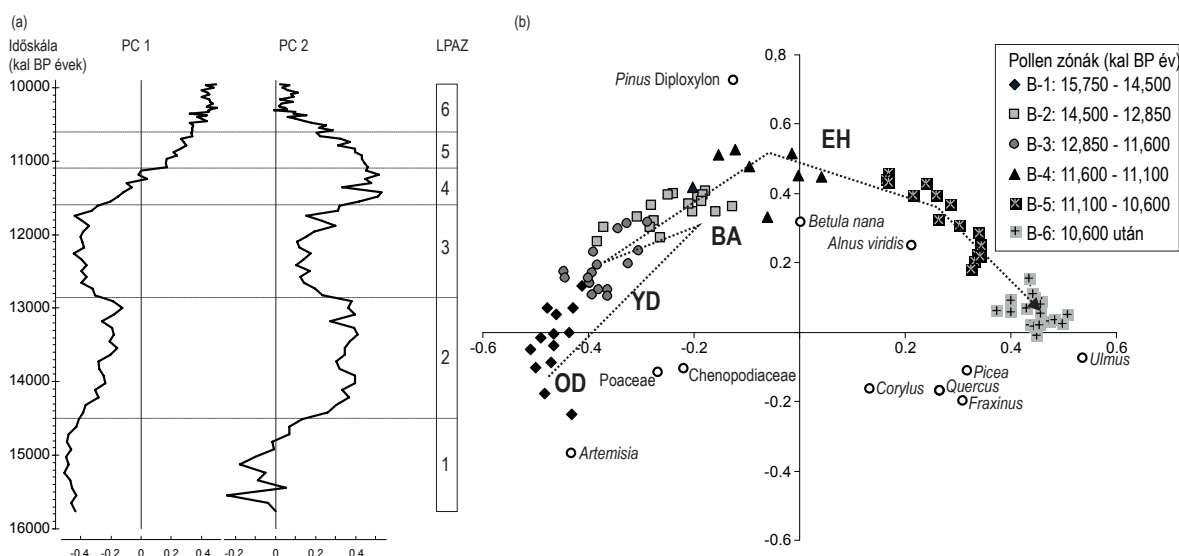
10600 év után (B-6, G-6)

Ennek az időszaknak a legfontosabb növény-összetételbeli változása a vörösfenyő eltűnése, vagy jelentős populációméret csökkenése a Brazi-tó környezetében. A fafaj tűlevelei teljesen eltűntek az üledékből 10600 éve, ugyanakkor sztómáját még megtaláljuk. Ezzel egyidejűleg a lucfenyő (*Picea abies*) makrofossziliái és sztómái gyakoribbá váltak az üledékben, ami az utóbbi fafaj terjedésére utal a Brazi-tó körül. Ezzel egyidejűleg a *P. mugo* és *P. cembra* makrofossziliái gyakorivá váltak a Gales-tóban, ami a törpefenyves és cirbolyafenyves borítás növekedésére utal 2000 méteren. A proxy adatok a Brazi-tóban a vízszint csökkenésére utalnak 10300 év körül. Ekkor a *Sphagnum* Sect. *Acutifolia*, *Polytrichum* sp. és *Hylocomnium splendens* mohafajok koncentrációinak emelkedéséből valamint a szerves anyag tartalom gyors növekedéséből a tóparti lápzóna kiterjedésének növekedésére következtethetünk, ami feltehetőleg megközelítette a tó közepi fúráspontot, ezáltal a nyíltvíz felülete jelentősen csökkent. A Gales-3 szelvény proxy rekordjainak a felbontása nem elegendő ahhoz, hogy hasonló rövid-ideig tartó változást kimutassunk ebben a szelvényben, ugyanakkor a Brazi-tó pollenszelvényében az alacsonyabb tengerszint feletti magasságokból származó pollenösszletek is jól jelzik a gyors klímaváltozás vegetációra gyakorolt hatását. Figyelemreméltó például a mogyoró (*Corylus*) pollenjének hirtelen százalékos emelkedése 10300 évnél, amit a szil (*Ulmus*) és hárs (*Tilia*) taxonok csökkenése ellensúlyoz. Ezzel párhuzamosan a mikropertnye akkumulációs ráta 10300 évnél epizodikusan megemelkedik. Mindezek együttesen aszályos nyarakra utalnak ebben az időszakban. Feltehetően az erdőtüzek a száraz nyarak során következtek be, a leégett erdőfoltokban pedig a szekunder szukcesszió pionír fafajai közül a mogyoró terjedése vált láthatóvá a nagyobb tengerszint feletti magasságban elhelyezkedő Brazi-tó pollendiagramjában. A klímaváltozás feltehetőleg összefüggésbe hozható a vörösfenyő (*Larix decidua*) populációjának hirtelen drasztikus csökkenésével és a jegenyefenyő (*Abies alba*) eltűnésével, ami kedvezett a *Picea abies* terjedésének, utóbbi fafaj valószínűleg biotikus interakciók révén szorította ki mind a vörösfenyőt mind a jegenyefenyőt.

Az alacsonyabban fekvő erdőzónák főbb változási trendje 10600 évtől mindkét pollen diagram alapján a szil (*Ulmus*) arányának csökkenése és a tölgyek (*Quercus*) arányának növekedése volt a régióban.

3. 1. 2. 5. Eredmények: A főkomponens analízis (PCA) eredményei

A főkomponens analízist a két adatsorban mutatkozó főbb trendek megállapítása végett végeztük el. Az első komponens az összvariancia 64, míg a második komponens a 14%-át jeleníti meg (3.1.2.8. ábra). Fontos eredmény, hogy a lokális pollenzóna határok a minták főkomponens értékeit idő mentén ábrázoló PC1 és PC2 görbéken (3.1.2.8a. ábra) minden esetben nagymértékű főkomponens érték változások idejére helyeződnek, ami megerősíti a zónahatárok idején a szignifikáns pollen és így növény összetételbeli változásokat.



3.1.2.8. ábra A Brazi-tó (1740 m, Retyezát-hegység) TDB-1 szelvény pollenmintáin végzett főkomponens analízis (PCA) mintákra kapott főkomponens értékeinek kor szerinti eloszlása (a) és biplotja (b). A minták lokális pollenegyüttes zónák szerint lettek csoportosítva (LPAZ, B1-6) és különböző szimbólumok jelölik őket. A pontozott vonal a (b) ábrán az ordináció röppályáját mutatja. OD: idősebb driász stadiális; BA: Bølling/Allerød interstadiális; YD: fiatal driász stadiális; EH: kora-holocén.

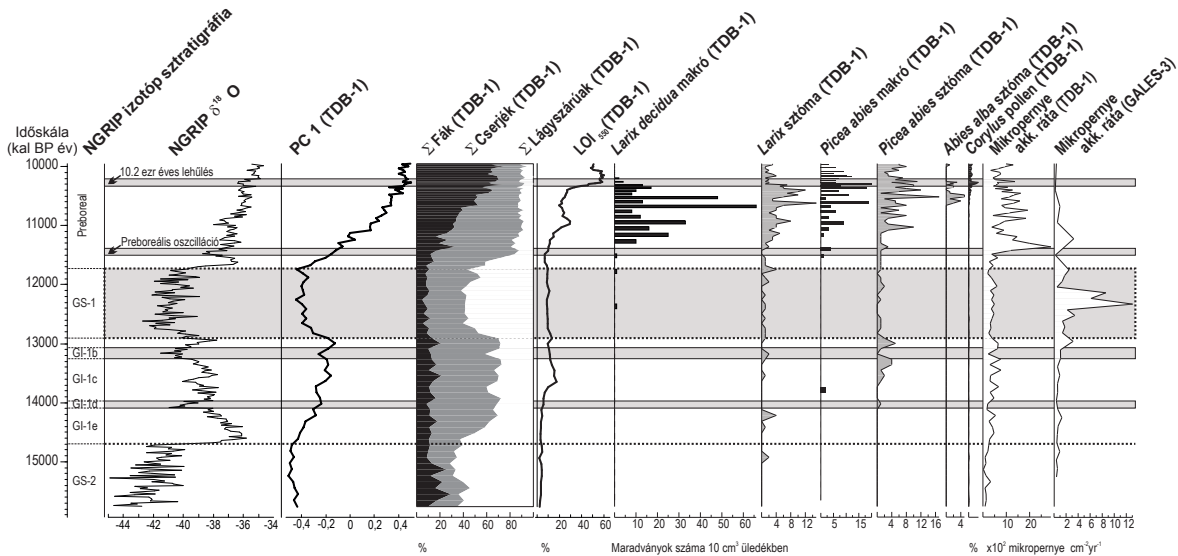
Az első főkomponens változásait pozitív irányban meghatározó taxonok az *Ulmus*, *F. excelsior* típus és *Picea*, míg negatív irányban az *Artemisia*, *Poaceae* és *Chenopodiaceae* (3.1.2.8b. ábra). Mivel az utóbbi taxonok a hideg sztyeppek és alpin rétek magas pollen produktivitású elemei, míg előbbieik mérsékeltövi lombhullató és boreális erdei elemek, melyek felmelegedéshez és berdősüléshez köthetők, így a PC1 értékek mélység vagy időskála menti lefutása leginkább hőmérsékleti és hozzáférhető nedvesség gradiensként értelmezhető. A magas értékek ezen a görbén felmelegedést, míg az alacsony értékek lehűlést és csökkenő hozzáférhető vízmennyiséget jeleznek. A második főkomponens mentén magas főkomponens értéket mutató taxon a *Pinus Diploxylon* típus (valószínűleg *P. mugo*), míg a legnegatívabb értéket mutató taxon az *Artemisia*. Mivel e két taxon a későglaciális során ellentétes százalékos fluktuációt mutat (3.1.2.3 és 3.1.2.6. ábrák), az emelkedő és magas értékek a 2. főkomponens mentén a *P. mugo* expanziós időszakait jelölik ki kb. 14500-12900 valamint 11600 és 10600 évek közt.

3. 1. 2. 6. Diszkusszió

3. 1. 2. 6. 1. A későglaciális és koraholocén klímaváltozásokra és rövid-távú klíma oszcillációkra adott gyors vegetációs válaszok

A minták főkomponens értékeinek szisztematikus, a zónahatárokon nagy emelkedést vagy csökkenést mutató értékei a 3.1.2.8. ábrán arra hívják fel a figyelmet, hogy a pollen zónák által lehatárolt időközök vegetációi közt jelentős flóracicserélődés zajlott. Az OD, BA, YD és EH pollen zónák jól elkülönülnek a kétdimenziós térben. Leginkább eltérő vegetáció összetételt a várakozásoknak megfelelően a kora holocén mutat, míg a fiatal driász (YD) visszatérést jelent egy korábbi hidegebb/szárazabb állapot, az idősebb driász (OD), vegetáció összetételéhez, és a hideg kontinentális sztyep és sztyep-tundra társulások időszakos visszatérő dominanciájára utal. Ettől eltekintve viszont a későglaciális vegetációváltozásokat a főkomponens analízis egy egyirányú, gyakori és nagymértékű változást mutató folyamatként jeleníti meg, amiből egy döntően egyirányú, ugyanakkor időnként lökészerűen felgyorsuló szekuláris szukcesszióra következtethetünk. A vegetáció

cserélődéséhez a lökéseket a gyors klímaváltozási események adták egyértelműen 14500, 12800 és 11600 éveknél (GI-1e, GS-2 és a holocén kezdete), míg fokozatosabb vegetáció átmeneteket rekonstruálhatunk 11100 és 10600 éveknél (3.1.2.8a. ábra). A PC1, szelektált pollen, sztóma és makrofosszilai adatokat együttesen, a grönlandi NGRIP jégoszlop oxigén izotóp görbéje mentén ábrázoló 3.1.2.9. ábrán az oxigén izotóp fázisok határai nagyon jó egyezést mutatnak a pollen zónák határaival. Ebből arra következtethetünk, hogy a későglaciális vegetáció változásait alapvetően a gyors klímaváltozások idézték elő. Ugyanakkor a 11100 és 10600 évnél jelentkező pollen-zóna határok, melyek a PC tengelyek mentén csak fokozatos átmenetet mutatnak, nem mutatnak határozott korrelációt az NGRIP $d^{18}O$ görbe fluktuációjával, bár a 11100 éves határ csupán 200 évvel követi a közismert preboreális klímaoszillációt (3.1.2.9. ábra), míg 10600 évnél egy kisebb lehűlés mutatkozik Grönland felett a $d^{18}O$ görbe alapján.



3.1.2.9. ábra A környezeti változásokat szemléltető összefoglaló ábra. A vizsgált proxik közül a LOI, fontosabb pollen taxonok, makrofossziliák, sztómák és a mikropernye akkumulációs ráták szerepelnek főként a TDB-1 (Brazi-tó, 1740 m) fúrásból, valamint a mikropernye akkumulációs ráták a Gales-3 (Gales-tó, 1990 m) fúrásból. A grönlandi NGRIP jégfúrás $d^{18}O$ görbéje az északi félteke általános klímájának mérőszámaként szerepel, és gyors változásokat mutat a későglaciálisban valamint a koraholocénben (North Greenland Ice Core Project (NGRIP) members, 2004; Rasmussen et al., 2006).

Ahhoz, hogy pontosabban megértsük a 11100 és 10600 évnél tapasztalt vegetációváltozások kiváltó okát, érdemes összevessük eredményeinket a Brazi-tó azonos üledékmagján készült árvíznyom-alapú júliusi középhőmérséklet rekonstrukcióval (Tóth et al., 2012). Ez a rekonstrukció azt mutatja, hogy a kora-holocénben a nyári középhőmérsékletek markáns emelkedése a Retyezát-hegységben csak a preboreális oszcilláció (PBO: 11300 éve) után indult meg. 11400 és 11240 évek közt a Brazi-tó körül a $T_{\text{július}}$ 8,8-ról 9,2°C-ra emelkedett. Ezt egy második lépésszerű emelkedés követte 11240 és 10830 évek közt, amikor is a $T_{\text{július}}$ egészen 11,9°C-ig emelkedett (Tóth et al., 2012). Nagy a valószínűsége, hogy a montán és szubalpin vegetáció ezekre a lökészerű nyári kh. emelkedésekre reagált késéssel, ugyanakkor az is elképzelhető, hogy ezek az időhatárok a környezeti limitáló faktorok kritikus szintjeinek elérését jelzik.

A Bølling/Allerød interstadiális rövid lehűlési eseményire adott vegetációs válaszok szintén kimutathatók a Brazi-tó pollen és makrofosszília szelvényében (GI-1d és 1b), de ez az első főkomponens értékeinek és az arbor pollen százalékok kismértékű csökkenését vonja csak maga után. A GI-1b lehűlés során a *Picea abies* sztómái eltűntek az üledékből (3.1.2.9. ábra), ugyanakkor a szerves anyag tartalom és mikropernye értékek változatlanok maradtak. A GI-1d eseménnyel egyidejűleg az árvíznyom alapú hőmérséklet rekonstrukció 0,8°C-os lehűlést mutatott, ami egybevág

a pollenek alapján rekonstruálható gyenge lehüléssel, ugyanakkor a GI-1b esemény során az árvaszűnyog alapú rekonstrukció nem mutatott hőmérsékletváltozást (Tóth et al., 2012). Összességében a multi-proxi adatok arra utalnak, hogy a relatíve jó időbeli felbontás ellenére a későglaciális kisebb klímafluktuáció az ÉNy-európai és alpi szelvényekkel, de akár az É-romániai (Feurdean és Bennike, 2004) szelvényekkel szemben is, kisebb mértékben jelentkeztek a Déli-Kárpátok Retyezát-hegységében. Ezek a következtetések egybevágnak a klímamodellek alapján feltételezett európai klíma gradienssel, mely DK-Európában kisebb mértékű lehülést és szárazodást jelez, mint az Atlanti-óceánhoz közelebb eső ÉNy- és Ny-európai területeken. Ha a hatásmechanizmusokat tekintjük, akkor ez azzal magyarázható, hogy a Golf-áramlat északi alámerülési pontjának délre helyeződése, melyet a lehülések kiváltó okának tartanak, jóval erősebben befolyásolja az óceánhoz közelebb eső területek légköri cirkulációját, és így klímáját (Shakun és Carlson, 2010). Eredményeink tehát megerősítik a klímamodellek által jelzett 0-2 °C-os nyári kh. csökkenést a rövid lehülések során, beleértve a fiatal driászt is (GI-1), és annak 0-1 °C-os tartományába helyezik a lehülés mértékét, Renssen és Isarin (2001) rekonstrukciójához hasonlóan.

A fiatal driász lehülésre adott vegetációs válaszok mind a Brazi- mind a Gales-tó üledékeiben jól kimutathatók: regionálisan a sztyep tundra és hideg kontinentális sztyep növényzet terjedése zajlott, míg az északi lejtő alpin és szubalpin zónájában a fa- és cserjeborítás mértéke csökkent. Továbbá a főkomponens analízis is határozottan elkülöníti a fiatal driász rétegeket (3.1.2.9. ábra). A vizsgált tavak szűk környezetében ugyanakkor a tapasztalt vegetációs válasz a fiatal driász során jóval kisebb mértékű. A Brazi-tó sztóma és makrofosszilai vizsgálati eredményei például azt tükrözik, hogy a fiatal driász során fa és cserjefajok lokálisan túléltek a tó partján, azaz a felső fahatár csökkenése semmiképpen sem volt nagymértékű. Ez összhangban van az árvaszűnyog alapú $T_{\text{július}}$ rekonstrukció eredményeivel, mely a fiatal driász során nem mutat szignifikáns nyári kh. csökkenést (az értékek 8,1 °C körüliek; Tóth et al., 2012). A Brazi-tó ugyanazon fúrászelvényén elvégzett nagy felbontású diatóma vizsgálatok továbbá (Buczko et al., 2009b, 2012) azt jelezték, hogy a fiatal driász során a tó téli jégborításának időtartama jelentősen növekedett. Ezzel egybevágnak Feurdean et al. (2008a) pollen alapú klímarekonstrukciója, mely szintén a téli félév erősebb hőmérsékletcsökkenését jelezte az ÉK-Kárpátokban (14-16 °C-al alacsonyabb a mai értékeknél). Ezek az eredmények összességében arra utalnak, hogy a Keleti- és Déli-Kárpátokban a fiatal driászt főként a téli kh. csökkenése és a szezonális eltolódása jellemezte. Ez regionális szinten markáns vegetációválaszt váltott ki, de számos tűlevelű fa és cserjefaj (*P. cembra*, *P. abies*, *P. mugo*, *L. decidua*, *Juniperus*) túlélte a lehülést relatíve nagy tengerszint feletti magasságokban is (pl. 1740 méter körül a Retyezát-hegység északi lejtőin). Ez nagy valószínűséggel azzal magyarázható, hogy a téli lehülés ellenére a vegetációs periódus során akkumulált hó összeg mennyisége csak kis mértékben csökkent ebben a régióban (Sykes et al., 1996).

A fák túlélése nagyobb tengerszint feletti magasságokban hozzájárulhatott ahhoz is, hogy a kora holocénben a makrofossziliák alapján rekonstruálható erdő és fahatár emelkedés rendkívül gyors volt.

A kora holocénben két közismert rövidtávú lehülést fednek le a Brazi tó proxy-adatsorai. Ezek közül az első a preboreális oszcilláció (PBO: 11400-11500 évek közt), melynek hatása kismértékű. A fapollenszázalékok csökkenése minimális erdőborítás csökkenésre, míg a *Larix decidua* (vörösfenyő) sztóma koncentrációjának csökkenése a vörösfenyő egyedek ritkulására utal. Fokozódó erdőtűz aktivitás a PBO második évszázadában észlelhető a mikropernye akkumulációs ráták alapján (3.1.2.9. ábra). Ez utóbbi a nyári aszályos időszakra és a kontinentalitás mértékének fokozódására utal. Ugyanakkor az árvaszűnyog alapú rekonstrukció határozott nyári kh. csökkenést (0,7 °C) jelez ebben a két évszázadban. A második kora-holocén lehülés 10200 évre datálódik a grönlandi NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ adatsorban. Ennek a szárazföldi növényzetre és tavi élővilágra gyakorolt hatása sokkal kifejezettebb a Brazi-tó adatsoraiban (3.1.2.9. ábra). A proxik a tó vízszintjének hirtelen csökkenését, a felszín tőzeglápi tóvá alakulását és 1 °C-os júliusi kh. csökkenést mutatnak

(Korponai et al., 2011; Buczkó et al., 2012; Tóth et al., 2012). Összességében elmondhatjuk, hogy a 10200 éves klímaoscilláció ökoszisztéma hatásai a Retyezát-hegységben sokkal markánsabbak voltak mint a PBO, hasonlóképpen az ÉK-Kárpátokban tapasztaltakhoz (Feurdean et al., 2008b).

3. 1. 2. 6. 2. A későglaciális és kora holocén erdő és fahatár fluktuációk regionális összevetése

A trópusokon kívül, az erdőhatár pozícióját a nyári félév (április-október) hőösszege határozza meg, míg a telek hőmérséklete kevésbé fontos limitáló tényező (Havranek and Tranquillini, 1995). Ezért ha összevetjük a Déli-Kárpátok, a Balkán hegyvidékek és az Alpok későglaciális és kora-holocén erdő és fahatár változásait, akkor ezen hegységek nyári hőmérsékletiben mutatkozó hasonlóságokra és különbségekre következtethetünk. Renssen and Isarin (2001) modell szimulációi szerint, ezeknek a fluktuációknak a mértéke jóval kisebb volt DK-Európában mint a Központi-Alpokban és ÉNy-Európában. Következésképpen, az erdőhatár fluktuációjának várható mértéke kisebb a Retyezátban mint az Alpokban. A Déli-Alpok és Retyezát közel azonos földrajzi szélességen fekszik (45-46° É). A késő glaciális vegetációváltozásokat áttekintő összefoglaló tanulmány szerint (Vescovi et al., 2007) a Bølling/Allerød interstadiális előtt az erdőhatár 800-1000 méter közt húzódott, és 15000 éve a *Pinus mugo* elsőként 1000 méteres magasságig már felterjedt. A Bølling/Allerød interstadiálisban a fahatár 1700-1900 méter közt helyezkedett el, de nagyobb valószínűséggel e terjedelem alsó felében, mivel Gehrig (1997) fák és cserjék lokális jelenlétére nem talált bizonyítékot 1883 méteren. A fahatár pozíciója így alapvetően megegyezik a Retyezát-hegységgel, ahol mi a felső fahatárt 1750 és 1900 m közé tettük. A Déli-Alpok keleti részén (Prealpi Venete; helyzetét lásd a 3.1.2.1. ábrán) a felső erdőhatár közeli erdők összetételében a *Larix*, *Picea* és *Betula* taxonok vettek részt, míg a nyugati részén (Ticino, Brianza) a *Larix*, *P. cembra* és *Betula* domináltak (Heiss et al., 2005; Tinner & Vescovi, 2007). Összességében a Retyezát a legnagyobb hasonlóságot a Déli-Alpok keleti részével mutatja, viszont a Retyezátban a *Picea* sztómák magasabb koncentrációja arra utal, hogy a lucfenyő itt gyakoribb volt.

Az Alpok fiatal driász erdő és fahatár változásait Gobet et al. (2005) és Vescovi et al. (2007) összegezték. Bár a makrofosszília vizsgálattal is ellátott szelvények száma kicsi nagyobb tengerszint feletti magasságokban, a felső fahatárt 1500 és 1570 m közé tették a svájci Központi-Alpokban (Leysin, Zeneggen, Lai Nair, Chanoua; helyzetüket lásd a 3.1.2.1. ábrán). Ez közel 200 méterrel alacsonyabb mint a Bølling/Allerød erdőhatár. A mai szubalpin öv (1800-2400 méterek közt) tehát fátlan volt, nem úgy mint a Retyezátban, ahol a mai szubalpin övben elhelyezkedő Brazi-tó partján továbbra is nőttek szórványosan fák és cserjék. Tirolban, tavi üledékekben talált fenyő sztómák alapján a fiatal driász erdőhatárt 1720-1840 méter közé tették (Schwarzsee, Grunsee; 3.1.2.1. ábra). Ez hasonlatos a Retyezát északi lejtőjén tapasztaltakkal. A Déli-Alpokban a legmagasabban *Pinus* és *Larix* sztómát a Bormio-tóban találtak a fiatal driászban (Welten, 1982), ami arra utal, hogy a felső fahatár itt az 1900 métert is elérte, ami kissé magasabb mint a Retyezátban tapasztalt (1740-1800 m).

A fahatár faji összetétele tekintetében a Retyezát legfigyelemreméltóbb tulajdonsága a *Picea abies* tartós és majdnem folyamatos jelenléte a fiatal driász során. Ez a faj nem fordult elő az Alpok felső erdőhatár ökotónjában a fiatal driászban, ugyanakkor tartós jelenléte a Retyezátban a lehülés során is, megerősíti azt a populáció- és ősi genetikai vizsgálatokon alapuló feltevést, miszerint a *Picea abies* nagy és genetikailag változatos összetételű populációkat volt képes fenntartani az utolsó eljegesedés lehülési periódusaiban is a Retyezát-hegységben, és a későglaciális szubalpin zóna fontos alkotója volt (Tollefsrud et al., 2008; Magyarai et al., 2011). A fiatal driász fahatár csökkenés mértéke tekintetében a legnagyobb mértékű csökkenés a Központi-Alpokban rekonstruálható, míg Tirolban és a Déli-Alpokban a felső fahatár alig csökkent a lehülés hatására. Ez arra utal, hogy a délebb földrajzi szélességeken fekvő hegységekben (45-46° É) a Retyezáthoz

hasonlóan gyenge a fiatal driász lehülés fahatárra gyakorolt hatása, míg a 47. északi szélességi fokon elterülő Központi-Alpokban a fahatár csökkenés mértéke elérte a 200 métert, ami a nyári kh. erőteljesebb csökkenésére utal itt.

A Balkánon déli irányban elmozdulva a Retyezáttól, nagy felbontású, radiokarbonnal korolt későglaciális makrofosszília és pollen szelvények a Rila és Pirin hegységekből állnak rendelkezésre, nagy tengerszint feletti magasságokból. E vizsgálatok szerint a Pirinben a felső fahatár elérte a 2250 métert a Bølling/Allerød intersatdiálisban, és *Betula*, *Juniperus* és *Pinus peuce* alkotta (Atanassova

& Stefanova, 2003; Stefanova et al., 2006; Tonkov et al., 2006, 2011; 3.1.2.1. ábra). Ezek az állományok túlélték a fiatal driász lehülést, sőt mi több összetételük még a kora-holocénben sem változott, bár a tölgy (*Quercus*) ebben az időszakban terjedt felfelé, és 1900 métert is elért (Stefanova et al., 2006). A kutatók ezt a mintázatot magas nyári inszolációval és ennek következtében magas nyári középhőmérséklettel, valamint a kora-holocénben növekvő ariditással magyarázták. A Déli-Kárpátokkal összevetve a felső erdőhatár a Pirinben jóval magasabban helyezkedett el, de számos a Retyezátban a fahatár ökotonban terjedni képes fa és cserjefaj nem töltött be hasonló szerepet a Dél-Balkánon. Például, a *Pinus mugo* és *Picea abies* a Pirin és Rila hegységekben csak a holocén közepén indult terjedésnek az erdőhatár ökotonban. Továbbá a fiatal driász tekintetében Stefanova et al. (2006) tanulmánya egyértelműen fokozottabb ariditásra utal a Balkán déli részén.

A Rila-hegységben Sucho Ezero (1900 m; 3.1.2.1. ábra) vizsgálata a *Pinus peuce* lokális jelenlétét bizonyította a fiatal driászban 1900 méteren (Tonkov et al., 2011). Ebben a hegységben fás növények makrofossziliái még nem kerültek elő a Sucho Ezero-nál magasabban fekvő tavak üledékeiből, ami arra utal, hogy itt a felső fahatár 1900 méter körül lehetett (Bozilova et al., 1990; Tonkov et al.,

2006), ami kissé magasabb, mint az általunk meghatározott felső fahatár a Retyezátban (1740-1800 m), de jelentősen alacsonyabb, mint a közeli Pirinben mért (2250 m). Feurdean et al. (2007) pollenszelvényeket használt a fahatár későglaciális fluktuációinak megállapításához a Román Kárpátokban, és óvatos becsléssel az erdőhatár ökoton felső határát <1500 méterben állapította meg a Bølling/Allerød interstadiálisban. A retyezáti eredmények birtokában, ugyanakkor elmondhatjuk, hogy legalább a román Kárpátok legdélebbi magashegységi vonulataiban a fahatár ennél magasabban húzódott.

A koraholocén fahatár tekintetében, az általunk rekonstruált 2000 méter körüli magasságot az Alpokban rekonstruáltakkal összevetve azt mondhatjuk, hogy az Alpok néhány vonulatában az erdőhatár sokkal magasabbra tört, különösen a Központi-Alpokban (kb. 2500 m; Gobet et al., 2003; Tinner és Kaltenrieder, 2005), míg a Francia-Alpokban elérte a 2810 métert (Talon, 2010). A Retyezát koraholocén relatíve alacsony felső fahatárát feltehetően a hegység magas téli hóborítása magyarázza. Általános szabály ugyanis, hogy a csapadékosabb hegyvonulatokban a nagy téli hóborítás miatt a felső fahatár lefele tolódik az ugyanazon földrajzi szélességen, mint a kontinentálisabb, kevesebb téli csapadékkal jellemezhető hegységekben (Holtmeier, 2009).

3. 1. 2. 6. 3. A Retyezát-hegység refúgium szerepe és a kora holocén *Abies alba* (jegenyefenyő) expanzió nagy magasságban

Délies helyzete és az utolsó eljegesedés maximumán minimális jégborítottsága miatt a Retyezát-hegység védett völgyeiről, délies kitettségű lejtőiről régóta feltételezték a kutatók, hogy menedékkül szolgálhattak a mérsékeltövi, boreális és apelin flóra és fauna elemei számára az utolsó eljegesedés maximumán (LGM) (Fărcaș et al., 1999) A gleccserek elöretörése a Retyezát-hegységben az LGM után következett csak be, 16-18 ezer évek közt (Reuther et al., 2007). Az egyre sokasodó populáció genetikai adatok mind fás és lágyszárú növényfajok tekintetében megerősítik a Retyezát biodiverzitás és genetikai forrópont szerepét, melynek flórája endemikus fajokban különösen

gazdag (Petit et al., 2003; Lascoux et al., 2004; Tollefsrud et al., 2008; Varga, 2008; Höhn et al., 2009; Bálint et al., 2011).

Paleoökológia proxy adatsoraink szerint 14500 éve, a későglaciális felmelegedés kezdetén, a hegység északi lejtőin számos fa és cserjefaj gyors expanziója zajlott a szubalpin övben. A vörösfenyő (*Larix decidua*) megtelepedése 1740 méteren 14920, a törpefenyőé (*Pinus mugo*) 14200, a lucfenyőé (*Picea abies*) 14000, a borókáé (*Juniperus sp.*) 12400, a cirbolyafenyőé (*Pinus cembra*) 12750 évre datálható. Ezek a korai megtelepedési időpontok nagy tengerszint feletti magasságban a populációgenetikai következtetéseket megerősítik. Eszerint, a boreális erdőkhöz köthető fajok a Retyezátban viszonylagosan nagy populációkban túléltek az utolsó eljegesedés maximumát (Schmitt és Haubrich, 2008; Varga, 2008). Korai expanziójuk szintén egybevág Feurdean et al. (2007) makrofosszília vizsgálatokon alapuló következtetéseivel. Höhn et al. (2009) vizsgálatai szerint a cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) különösen magas genetikai diverzitást ér el ma a Retyezátban, ami arra utal, hogy a faj felfszabdalt populációi a Retyezát több völgyében is menedéket találhattak. A vörösfenyő (*Larix decidua*) ma természetes állományok formájában Nyárádi (1958) szerint nem fordul elő a Retyezátban. Figyelemreméltó ugyanakkor, hogy a későglaciálisban a felső erdőhatár ökoton fontos eleme volt, majd a kora-holocénben több évszázadon keresztül dominált a Brazi-tó partján (11200-10600 évek közt), hasonlóan a Központi-Alpok számos későglaciális és kora holocén élőhelyéhez (Tinner & Theurillat, 2003), valamint az ÉK-Kárpátok alacsonyabban fekvő vonulataihoz (730-790 m; Feurdean & Bennike, 2004), ahol maximális elterjedését összefüggésbe hozták a nyári inszoláció maximumával.

A Brazi- és Gales-tavak pollendiagramjai arra is utalnak, hogy számos mérsékeltövi lombhullató fa és cserjefaj menedéket találhatott a Retyezátban. Az *Ulmus*, *Quercus*, *Fraxinus*, *Tilia* és *Corylus* korai megjelenése a későglaciális felmelegedés során arra utal, hogy a kiindulás populációk a közelben helyezkedhettek el.

A Brazi- és Gales-tavak pollen, sztóma és makrofosszília szelvényeinek egyik érdekes és fontos eleme a jegenyefenyő (*Abies alba*) megjelenése a kora-holocénben. A Brazi-tó partján ez a fenyőfaj kb. 10650 évvel ezelőtt telepedett meg, még DNS-ét is sikerült kimutassuk az üledékből (10700 éves rétegben; Magyarai et al., 2011). A Gales-tó üledékéből előkerült sztómái továbbá arra utalnak, hogy a faj még a Brazi-tavat meghaladó magasságokban is előfordult a kora-holocénben, kb. 9000 éve. Érdekesség ugyanakkor, hogy a makrofossziliák és sztómák alapján rekonstruálható lokális jelenlétét alacsony pollen százalék és influx értékek kísérték (<1%, max. 0.05%, <200 pollen cm⁻²yr⁻¹), mely alapján lokális jelenlétre nem következtetnénk (Giesecke & Bennett, 2004; Hicks, 2006; Liepelt et al., 2009; Poska & Pidek, 2010). Ez a példa támogatja Hicks következtetését, miszerint a pollenek alacsony aránya/influxa vagy hiánya nem bizonyítja az adott taxon hiányát a tájban (Hicks, 2006). Ez különösen igaz a nagyméretű és így nehezen repülő *Abies alba* pollenjére.

A jegenyefenyőre vonatkozó genetikai és paleobotanikai eredményeket nemrégiben Sasha Liepelt és munkatársai összegezték egy tanulmányban (Liepelt et al., 2009). Ők arra a következtetésre jutottak, hogy a fajnak legalább egy refúgiuma volt a Balkán-félsziget déli és délkeleti részén, de ennél pontosabban nem határozták meg a refúgium helyzetét. A Brazi-tóból származó paleobotanikai eredmények alapján feltételezhető, hogy a jegenyefenyőnek volt glaciális refúgiuma a Retyezát-hegységben is, mivel pollenje már a későglaciálisban jelen van a mintákban, kora-holocén magashegyi expanziója pedig szintén közeli forrásra utal. Mai ökológiáját figyelembe véve, refúgium populációi feltehetően a hegy nedvesebb északi lejtőin helyezkedhettek el. A Retyezáthoz hasonló kora-holocén magashegyi expanzióját ennek a fajnak a francia Alpokból (Ponel et al., 2001) és a svájci Alpok északi részéről is leírták (Lotter et al., 2006; Wick and Mohl, 2006). Klimatikus tekintetben ez a nagy tengerszintfeletti magasságokban történő megjelenés arra utal, hogy a téli leghidegebb hónap középhőmérséklet -7°C fölött, míg a nyári legmelegebb hónap középhőmérséklete legalább 14°C volt abban az időszakban, amíg a jegenyefenyő jelen volt a vizsgált tavak körül (Kühl et al., 2002). A Brazi-tóból származó árvaszúnyog lárvá alapú

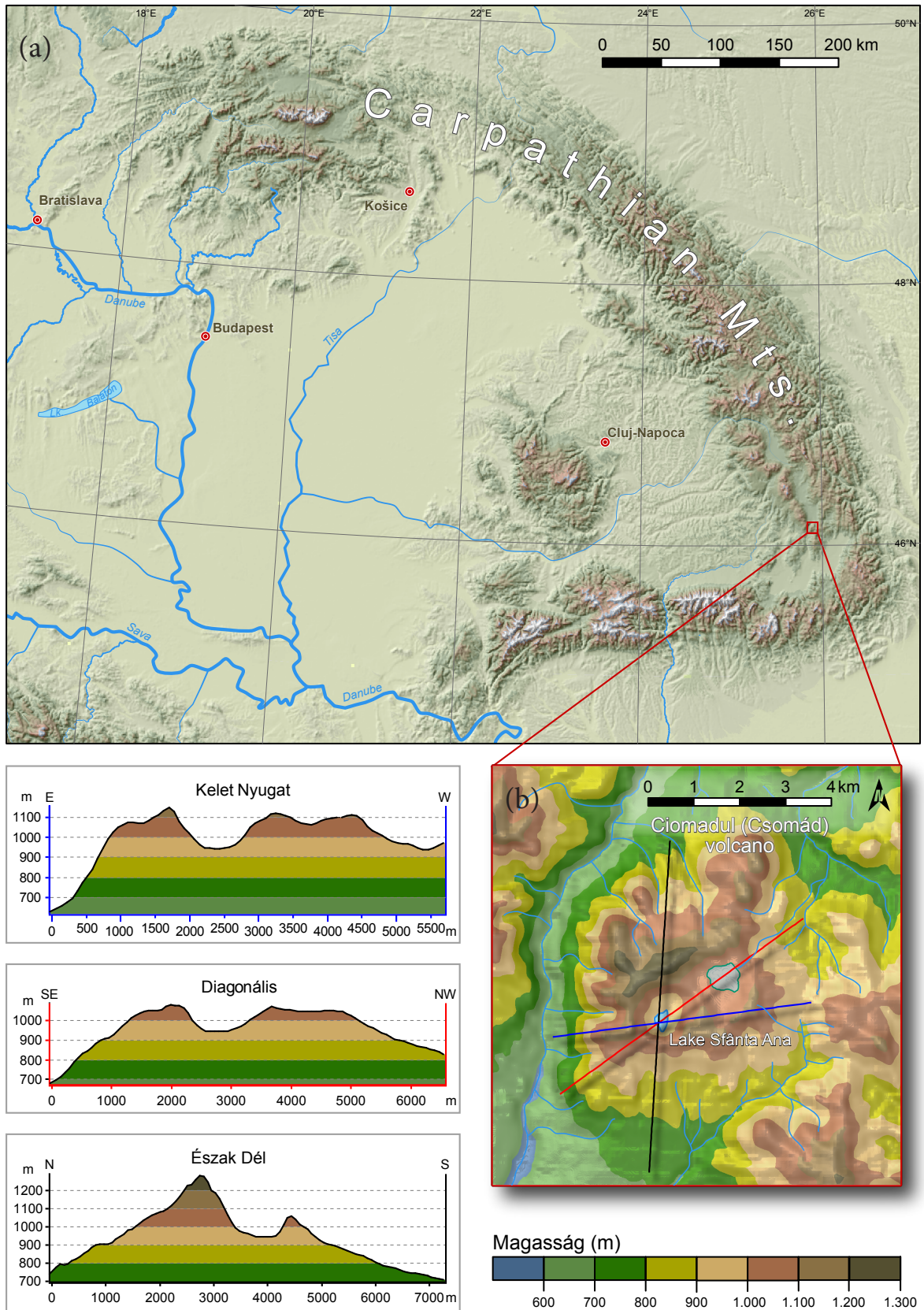
hőmérséklet rekonstrukció szerint az *Abies alba* megtelepedése idején a tó körül $12 \pm 1,5^\circ\text{C}$ volt a júliusi középhőmérséklet, mely egy picit elmarad az *Abies alba* mai elterjedését a klímaterképekkel átfedető módszerrel meghatározott minimum értéktől, mely ugyanakkor alföldi területekre vonatkozik (Kühl et al., 2002). A jegenyefenyő valószínűleg szálanként fordult elő a Brazi-tó partján, és valószínűleg a mai kevert *Larix decidua* - *Picea abies* - *Abies alba* - *Pinus cembra* erdőkhöz hasonló erdőállományokban élt, mely ma az Alpok délnyugati, tengerhez közel eső részén fordulnak elő északi, nedves lejtőkön, ahol a felső erdőhatárt képezik. Ezeknek a területeknek az éghajlatát enyhe telek és magas nyári középhőmérsékletek jellemzik (Ott et al., 1997). Ma a Brazi-tó partján a júliusi átlaghőmérséklet $11,22^\circ\text{C}$ ($\pm 1,3^\circ\text{C}$) ami $2,8^\circ\text{C}$ -al alacsonyabb, mint az *Abies alba* által sejtetett kora-holocén hőmérséklet 10600 és 10300 évek közt. Ezek a mainál magasabb júliusi középhőmérsékletek a nyári inszoláció mainál magasabb értékeivel esnek egybe, ami a Retyezátban meglepő túlevelű fajdiverzitáshoz vezetett a szubalpin zónában.

3. 1. 3. A Keleti-Kárpátok vegetációtörténete az utolsó eljegesedés maximumán (LGM)

3. 1. 3. 1. Bevezetés

Térben a Déli-Kárpátok vonulatától észak-keleti irányban haladva, a Keleti-Kárpátokban helyezkedik el a térség geológiailag talán legizgalmasabb területe a Dél-Hargita Csomád-hegycsoportja, mely fiatal vulkanizmusának köszönhetően két krátertavában az utolsó eljegesedés második felének klíma és környezettörténetét örökítette meg. A Kárpátok legfiatalabb vulkáni térsége (3.1.3.1. ábra) a legújabb geokronológiai módszerekkel végzett kormeghatározások alapján az utolsó 100 ezer évben volt aktív (Karátson et al., 2013), legfiatalabb kráterének, a Szent-Annának, az utolsó kitörése pedig kb. 30-32 ezer évre tehető (Vinkler et al., 2007; Harangi et al., 2010; Magyarai et al., 2014b). A relatíve alacsony tengerszint feletti magasságon (950 m) elhelyezkedő tó üledéksorának jelentőségét az adja, hogy az utolsó eljegesedés globálisan maximális mértékű lehülésének időszakából (LGM: 19000-26000 évek közt Clark et al. (2009) szerint, ami megegyezik a Grönlandi izotóp kronosztratigráfiában a GS-3, GI-2.2, GS-2.2, GI-2.1, GS-2.1bc fázisokkal (eseményekkel) Rasmussen et al. (2014) definíciója alapján) is magában foglal üledéket, így lehetőséget biztosít ennek az izgalmas és a mérsékeltövi flóra túlélése szempontjából kritikus időszaknak a növényzeti rekonstrukciójára. Hasonló korú üledék ősnövényzeti vizsgálatáról eddig a Keleti- és Déli-Kárpátok vonulataiból nincs tudomásunk. A leghosszabb datált tavi üledékszelvény a Kárpát-kanyar 450 méteres tengerszint feletti magasságában elhelyezkedő Avrig szelvénye, mely kb. 18000 évig nyúlik vissza (Tanatu et al., 2006; Feurdean et al., 2014).

A történeti növényföldrajzi kutatások elmúlt évtizedekben legtöbbet vitatott kérdése, hogy a mérsékeltövi lombhullató fafajok milyen földrajzi szélességig voltak képesek fennmaradni a würm eljegesedés maximumán (Huntley, 1980). A konzervatív nézeteket valló, a Balkán kutatására koncentrálnak kutatók egy része megrögzötten ragaszkodik a déli refúgiumok kizárólagosságához (lásd Tzedakis et al., 2013), míg a kutatók egyre népesebb tábora véli úgy, hogy Európa déli félszigetein túl a 45-47. szélességi fokon elhelyezkedő területek, így a kárpáti és alpi vonulatok egy része is menedéket nyújthatott a mérsékeltövi fák egy részének (Willis et al., 2000; Stewart és Lister, 2001; Willis és van Andel, 2004; Baghwat et al., 2008; Provan és Bennet, 2008; Feurdean et al., 2013ab; Tzedakis et al., 2013; Huntley et al., 2013), sőt az elmúlt években megjelentek olyan genetikai, paleogenetikai és paleoökológiai módszereket felhasználó cikkek, melyek a boreális lucfenyő (*Picea abies*) skandináv félsziget nunatak élőhelyein történő fennmaradását bizonyította (Parducci et al., 2012), ezt azonban megkérdőjelezték (Birks et al., 2012).



3.1.3.1. ábra Közép-Kelet Európa topográfiai térképe a Szent-Anna tó és a Csomád-hegycsoport helyzetének feltüntetésével (a), valamint a Szent-Anna tó helyzete Csomád-hegycsoportban (b). A Csomád-hegycsoporton belüli magassági gradiensek változását három transzekt mentén a (b) ábra baloldalán tüntették fel.

A Kárpáti Régió vonatkozásában direkt, kézzel fogható (pl. növényi makrofosszíliák) evidenciánk mérsékeltövi lombhullató taxonok LGM túlélésére nincsenek. Számos boreális és hideg mérsékeltövi fa és cserjefaj tekintetében rendelkezünk faszén és/vagy növényi makrofosszília bizonyítékokkal (lásd Rudner et al., 2001; Willis et al., 2000, 2004; Baghwat et al., 2008; Feurdean et al., 2007, 2012ab, 2014; Obidowicz, 2006; Jankovská and Pokorný, 2008; Kuneš et al., 2008). Ezek a cirbolyafenyő (*Pinus cembra*), erdei fenyő (*Pinus sylvestris*), törpe fenyő (*Pinus mugo*), lucfenyő (*Picea abies*), vörösfenyő (*Larix* sp.), boróka (*Juniperus* sp.), nyír (*Betula* sp.), fűz (*Salix* sp.), nyár (*Populus* sp.) taxonokra vonatkoznak.

Egyre növekvő számú populációgenetikai vizsgálat szolgáltat ugyanakkor indirekt evidenciát a tekintetben, hogy a mérsékeltövi fajok egy része a glaciális maximumot túlélte a Kárpát-medencében és Kárpátok vonulataiban (pl. Fér et al., 2007; Ronikier et al., 2008a,b, 2011; Bálint et al., 2011; Schmitt és Varga, 2012). Ezt mind a genetikai mind a paleoökológiai tanulmányok a hegység változatos mikro- és mezoklimájú élőhelyeivel és az orografikus csapadék hatásával magyarázzák (Tanțau et al., 2006; Feurdean et al., 2004, 2012a,b, 2013a). Ezek a változatos élőhelyek az utolsó eljegesedés során mind a mérsékeltövi, mind a boreális és alpin növények folyamatos fennmaradását tették lehetővé a magassági övekben történő fluktuáló elterjedés révén.

Arról azonban nagyon kevés direkt bizonyítékkal rendelkezünk, hogy a vegetáció övek magassági és földrajzi szélesség szerinti fluktuációja hogyan alakult az utolsó eljegesedés nagy amplitúdójú klímafluktuációinak hatására, mivel az elmúlt években szép számban megjelenő jól datált, nagy időfelbontású paleoökológiai tanulmányok a későglaciális felmelegedésre adott vegetációs válaszok vizsgálatára koncentráltak (Feurdean et al., 2007, 2012ab, 2014; Magyarai et al., 2012) vagy a holocénre (Fărcaș, 1999, 2013; Tanțau et al., 2003, 2006, 2011; Feurdean and Bennike, 2004; Magyarai et al. 2009; Feurdean et al., 2011, 2013a).

A legnagyobb amplitúdójú klímafluktuációk a 3. tengeri oxigén izotóp fázisban jelentkeztek az utolsó glaciálisban (GS-3 és GS-12 közt a Grönlandi izotóp kronosztratiográfiában, lásd 3.1.3.4. kiegészítő ábra). Ám ezeknek a vegetációra gyakorolt hatását pontosan nem ismerjük a Kárpáti Régióban, vizsgálatra alkalmas hosszú (nagy időtartamot lefedő) tavi üledékszelvek hiányában.

A Keleti-Kárpátok eljegesedés maximumát jellemző növénytakarójára vonatkozóan számos megválaszolatlan kérdésünk van, mint például **1) mely boreális és mérsékeltövi fa és cserjefajok éltek túl az LGM-et a Keleti-Kárpátok középhegységi zónájában (400-1500 m közt); 2) mi volt a különbség a hegyvidéki és az alföldi tájak LGM növénytakarója közt mind nyugatra (Magyarai et al., 1999, 2014; Sümegi et al., 2013) mind keletre (Markova et al., 2009) a Kárpátoktól;** és végezetül **4) a Keleti-Kárpátok vegetációváltozásainak sorozata összefüggésbe hozható-e a Fekete-tenger és vízgyűjtőjének vizsgálata során tapasztalt hidroklima változásokkal (Major et al., 2006; Rostek és Bard, 2013; Soulet et al., 2013).** A Szent-Anna tó és a Fekete-tenger távolsága mindössze 300 km, a két terület éghajlata pedig egymással szorosan összefügg, ezért joggal feltételezhető, hogy pl. a 19000 éves hőmérséklet emelkedés a Fekete-tenger térségében vagy a tőzegmohákból eredő alkenonok arányának emelkedése 17000 évnél, mely a permafroszt drasztikus olvadásának időpontját jelöli ki a Dnyeper és Dnyeszter felső vízgyűjtőjén, olyan időhatárok, melyek a Szent-Anna tó pollenszelvényében is fontos változások időpontjai lesznek. Utóbbi időhatár egybeesik a Heinrich 1 lehűléssel, ugyanakkor a permafroszt olvadásának felerősödése jelzi, hogy ennek az észak-atlanti régióba sodródó olvadó jégtáblák okozta epizodikus lehűlésnek a hatása nem feltétlen Európa-szerte érzékelhető. Szintén ugyanekkor, a Fekete-tenger déli partján fekvő Sofular barlang $d^{13}C$ görbéje hirtelen csökkenést mutat, ami a hozzáférhető nedvesség növekedésére utal ebben a térségben (Göktürk et al., 2011). Ezek a változások amplitúdójuk tekintetében összevethetőek a későglaciális felmelegedés idején tapasztaltakkal (~14700 év; Blockley et al., 2012). Vajon tapasztalható-e regionális léptékű vegetáció-változás ugyanekkor a Csomád-hegycsoportban?

Az LGM egy másik, egyre több pollenszelvény alapján kirajzolódó jellegzetessége a kelet-euró-

pai síkság észak-dél irányú övezetessége. A hozzáférhető nedvesség földrajzi szélességgel arányos növekedése ebben a zónában északon tundra és boreális erdős növényzetet eredményezett, mely dél-felé haladva fokozatosan ment át hidegkontinentális sztyeptebe, majd félsivatagi cserjés vegetációba (Markova et al., 2009). Kelet-közép Európába síkságain (a román Kárpátoktól nyugatra és délre fekvő területeken) az eredmények összegzése hasonló képet látszik kirajzolni (Feurdean et al., 2014). Földrajzi szélessége, 46°7'35"N, alapján a Szent Anna tó ennek az övezetességnek a boreális erdős sztyepte zónájába esik, ezért várakozásaink szerint a tó LGM rétegeibe érkező regionális pollen komponens főként ebből a növényzeti formációból ered. Ebből egyenesen következik az a kérdés, hogy milyen mértékben tér el mégis a hegységi pozíció miatt az LGM pollenösszetétel, ez mivel magyarázható, és kimutatható-e az orográfiai barrier helyzetből eredő nedvesebb éghajlati hatás az LGM idején (Drăgușin et al., 2014)?

Az is egyre jobban ismert tény, hogy a sarki tengeri jégtakaró délre húzódása miatt az LGM idején az európai légkörzés a maihoz képest jelentősen átalakult. A nyugatias szelek útvonala délebbre tolódott, és a NY-K irányú jet-stream zóna pozíciója további fluktuációt mutatott a stadiális/interstadiális változásoknak megfelelően (Moreno et al., 2011). Másrészt, a klíma modell szimulációk (Renssen & Isarin, 2001; Strandberg et al., 2011; Huntley et al., 2013), és niche modellezés (Svenning et al., 2008) eredményei szerint a kontinens belsejében fekvő területek nyári és téli középhőmérséklet fluktuációja a stadiálisok és interstadiálisok közt jóval kisebb mértékű volt, mint Ny-Európában, az idős vizek izotópvizsgálata alapján az LGM éves átlaghőmérséklete a maitól csupán 9°C-al volt alacsonyabb a Kárpát-medencében (Varsányi et al., 2011), míg a csapadékmennyiség a mainak kb. a 60%-a volt (Heyman et al., 2013). Mindezeket a klimatikus körülményeket figyelembe véve, Közép-Kelet Európában a mérsékeltövi flóra túlélési esélye 45 ° északi szélességtől északabbra jóval nagyobb volt, mint Ny-Európában.

Közismert fogalom a „kriptikus északi refúgium”, melyet Európában a mérsékeltövi flóra és fauna tekintetében alkalmaznak, és olyan rejtett menedék állományokat illetnek ezzel a kifejezéssel, melyek pontosan kis méretük és rejtett élőhelyeik miatt paleoökológiai módszerekkel nem mutathatóak ki. A faj fő elterjedési területétől távol (esetünkben északabbra) fordulnak elő foltszerű megjelenéssel (Provan and Bennett, 2008). **A Kárpátokban a mérsékeltövi fák és cserjék némelyike a feltételezések szerint kriptikus északi refúgiumokban fordult elő (Provan and Bennett, 2008).** Ezeknek a detektálása klasszikus paleoökológiai módszerekkel rendkívüli kihívás. Makrofossziliák előkerülésére az esély csekély, leginkább pollenjeik révén detektálhatóak a kis populációkban elszórtan előforduló fajok, ugyanakkor pollenek esetében állandó problémát jelent a távoli behordás lehetősége, illetve az áthalmozás olyan időszakokban melyek saját szerves produkciója rendkívül alacsony. Ezek egyike pontosan az utolsó eljegesedés maximuma.

Mindezen hosszúra nyúlt bevezető után, egyértelmű, hogy az alábbiakban bemutatandó kutatási eredmények a bevezetőben felvetett kérdésekre igyekeznek válaszokat nyújtani. Az üledék-vizsgálat során több proxy módszert alkalmaztunk a pollen analízis mellett. Az üledék rétegtani leírását, a LOI és XRF vizsgálat elemösszetétel adatai egészítik ki. Ezen kívül a tülevelű sztomák és növényi makrofossziliák vizsgálata is támogatja a pollen alapon levonható növénytakaró összetételére vonatkozó következtetéseinket. A vizsgálatok jelentőségét az is növeli, hogy eredményeink felhasználásra kerültek a modell – proxy összevetések során az INTIMATE (INTEgrating Ice core, MARine, and TERrestrial records) kutatói összefogás modelltesztelő kísérleteiben, és ezáltal hozzájárultak a klíma modellek validálásához, áttételesen pedig a jövőre vonatkozó klíma predikciók megbízhatóságának növeléséhez (Renssen és Osborn, 2003; Jost et al., 2005).

3. 1. 3. 2. Glaciális öskörnyezet a Kárpátok romániai vonulataiban

Az Alpokkal összevetve a Kárpátok eljegesedése a würm glaciálisban jóval kisebb mértékű volt. A Kárpátok romániai részén gleccserek csak az 1600 métert meghaladó masszívumokban alakultak

ki. A gleccsermorfológiával foglalkozó, nemrégiben megjelent tanulmányok szerint, a gleccserek maximális kiterjedése megelőzte a globális eljegesedési maximumot (Urdea, 2004; Urdea et al., 2011). A kutatási eredmények alapján a hóhatár (glacial equilibrium line altitude, ELA) alacsonyabban húzódott az északi országrészben (1500 m) mint a déli országrészben (1700-1800 m), és egy másodlagos nyugat-kelet irányú trend is megfigyelhető volt, a nyugati vonulatokban lejjebb húzódó hóhatárral, ami a magasabb csapadékmennyiséggel magyarázható. A Szent Anna-tavat magába foglaló Csomád-hegycsoport a Keleti-Kárpátoknak egy ilyen nyugati helyzetű vonulatában fekszik (3.1.3.1. ábra). A geomorfológiai vizsgálatok továbbá megerősítik, hogy az utolsó glaciálisban a fő csapadékot hozó szélirány nyugati volt (Mîndrescu et al., 2010). Kítettési korok a Retyezát és Pareng hegységből továbbá arra utalnak, hogy a gleccserek előretörése ezekben a déli-kárpátokbeli vonulatokban a globális glaciális maximumot követően indult meg, kb. 16800 ± 1800 és 17900 ± 1600 évek közt (Reuther et al., 2007; Urdea et al., 2011). Ezek az előretörési időpontok egybeesnek a Fennoskandináv jégtakaró felolvadásának kezdeti időpontjával az Orosz-síkság térségében, ami a Fekete-tengerbe ebből az irányból ömlő folyók megnövekedett vízhozamához vezetett (Soulet et al., 2013), és valószínűleg hozzájárult a Kárpátokban a csapadékmennyiség növekedéséhez az első Heinrich stadiális során, kb. 17000 éve.

A permfroszt maximális kiterjedése a Kárpátok térségében egybeesik az északi jégpajzs maximális kiterjedésének időszakával. Összefüggő permafroszt a 47-es északi szélességi fokig alakult ki, ettől délre a 45-ös szélességig foltszerű permafroszt előfordulással (Vanderberghe et al., 2012; Fábrián et al., 2013). A Hargita-hegységben a periglaciális felszínformák és permefroszta utaló felszíni alakzatok jól ismertek (Naum és Butnaru, 1989), de a Szent-Anna tó környezetében gleccserek nem alakultak ki.

3. 1. 3. 3. A mintavételi terület jellemzése

A Szent-Anna tó (Lacul Sfânta Ana; Lake St Anne; 946 m; 46° 07' 35" N, 25° 53' 17" E) a Hargita-hegység Csomád-hegycsoportjában helyezkedik el (3.1.3.1. ábra). A legfiatalabb tefra rétegek radiometrikus kormeghatározása alapján a Szent-Anna kráter utolsó kitörése a 3. tengeri oxigén izotóp fázis (MIS 3) végén, kb. 26000-33000 évek közt volt (Harangi et al., 2010; Karátson et al., 2013). A Csomád vulkán dácitos láva komplexum, melynek központi tömbjét (central edifice) a Szent-Anna és a Mohos ikerkrátere töri meg. E körül számos láva kupola (lava dome) emelkedett ki, melyet keskeny, vulkáni kitörési anyaggal borított gyűrű alakú síkság vesz körül (3.1.3.1. ábra). A közepes magasságú dombok és hegyek (700-900 méter átlagosan, a legmagasabb csúcs 1301 m) az Alcsíki-medence fölé emelkednek, mely a hegyvonulattól északra terül el (3.1.3.1b. ábra). A vulkáni utóműködés CO₂ feláramlás és mofetták formájában van jelen (Szakács et al., 2002). A CO₂ feláramlás mértéke váltakozó intenzitású a Szent-Anna kráterében. Geológiai értelemben a vulkán ma is aktívnek tekinthető (Popa et al., 2011), Közép-kelet Európa egyetlen aktív vulkánja.

A krátertavat dácit láva kupolák övezik, a kráter lejtőjét pedig vulkáni piroklaszt, melyek kalcium tartalma rendkívül alacsony. A domináns talajtípus 900 méter alatt savanyú, nem podzolosodó barna erdőtalaj, míg e fölött a fiatal vulkáni felszíneken andosolok alakultak ki (sötét színű, magas szerves anyag tartalmú talajok, melyek enyhén podzolosodnak; Jakab et al., 2005; Jakab, 2011).

A tó területe ~ 189900 m²; a maximális vízmélység ~6 m, az átlagos vízmélység ~3,1 m, a tó átlagos átmérője ~310 m (Pandi, 2008). A víz kémhatása nyáron semleges, télen savanyú (4,3 és 7 közt váltakozik). A tó vizének kémhatása viszont összességében jelentősen emelkedett az elmúlt években az emberi hatás következtében, mely elsősorban a fürdőzők növekvő számával hozható összefüggésbe (Pál, 2001; Magyarai et al., 2009a). Ma a kráterlejtőt bükk (*Fagus sylvatica*) és lucfenyő (*Picea abies*) dominálta erdő borítja. Utóbbi fafaj gyakoribb az árnyékos helyeken és a tóparton. Elegyfajként a gyertyán (*Carpinus betulus*), közönséges nyír (*Betula pendula*), kecske-

fűz (*Salix caprea*), hamvas fűz (*Salix cinerea*), platán levelű juhar (*Acer platanoides*) és erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) jellemzőek. A tó sekély, észak-keleti parti sávjában úszóláp alakult ki (Pál, 2000), melynek fő alkotóelemei a csőrös sás (*Carex rostrata*), gyapjasmagvú sás (*C. lasiocarpa*), keskenylevelű tőzegmoha (*Sphagnum angustifolium*) és a fürtös lizinka (*Lysimachia thyrsoiflora*).

A kráter és a közeli Olt-folyó völgyének érdekes klimatikus sajátossága a hőmérsékleti reverzió, ami a növényzet fordított sorrendű övezetességéhez vezet. A lombhullató erdők döntően a lejtők tetején és magasabb felében tenyésznek, míg a lucfenyvesek alattuk, főként a folyóvölgyek és zárt medencék alján.

Növényföldrajzilag a Csomád-hegycsoport a kelet-kárpáti Flóra Provinciába tartozik, amely bővelkedik alpin endemikus és reliktum fajokban (kb. 200 faj). Az Erdélyi-medencében és az előhegységi régióban a potenciális növénytakaró ma tölgyes erdő 700 méteres tengerszint feletti magasságig, amely azonban erősen fragmentálódott a sorozatos erdőirtások következtében. A bükkösök öve 700-1100 méter közt, míg a lucosok öve 1100 méter fölött helyezkedik el.

A terület éghajlata mérsékelt kontinentális. Az éves átlaghőmérséklet a kráter tengerszint feletti magasságában 6-7°C, a januári átlaghőmérséklet -5 és -6°C közötti.

A legmelegebb hónap a július, átlaghőmérséklete -15°C. Az éves átlagos csapadékmennyiség 800 mm. Az uralkodó szélirány nyugati, észak-nyugati, ezek gyakorisága összességében meghaladja az 50%-ot (Diaconu & Mailat, 2010).

A Szent-Anna tó közepes nagyságú tó, ami azt jelenti, hogy körülbelül a felületére érkező pollenek 50 %-a regionális eredetű, míg a maradék 50% lokális és extralokális forrásból származik (Sugita, 2007ab). Fontos azonban megjegyezzük, hogy a tó pollengyűjtő területe a múltban fluktuálhatott, mivel ennek a területnek a nagysága erősen függ a táj erdőborítottságának mértékétől. A holocénben a térséget mindvégig erdők borították, míg a glaciális idején a táj javarészt erdőtlen volt, ami a pollengyűjtő terület nagyságát növelte.

3. 1. 3. 4. Eredmények

3. 1. 3. 4. 1. Kor-mélység modellezés

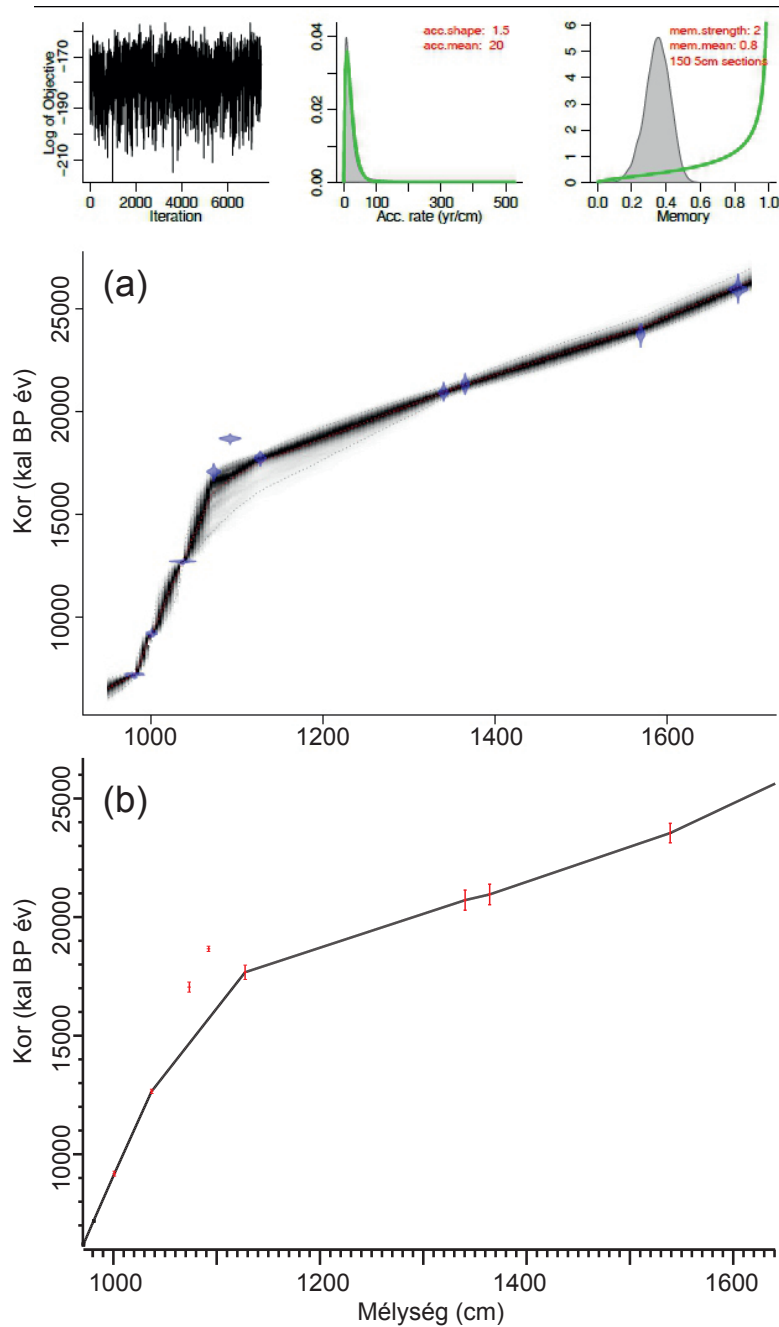
A 3.1.3.1. táblázat a Szent Anna-tó SZA-2010-es fúrásából származó radiokarbon adatait tartalmazza. Általánosságban elmondható, hogy a kormeghatározásra leadott minták tömege rendkívül alacsony volt, de különösen alacsony ez az érték a legelső két minta esetében (1-5 mg), ami nagyon alacsony grafitizálható szénttartalmat eredményezett (90-180 µg). Emellett az 1340 cm-es mélység alatt minden radiokarbon kor legalább részben vízi élőlények maradványain mért, melyek rezervoárhatással érintettek lehetnek. A tó vulkanikus eredete miatt a kürtöből váltakozó intenzitással CO₂ feláramlás tapasztalható, mely beoldódik a tó vizébe. Ezt a CO₂-t első körben a vízben élő algák építik be a testükbe, majd rajtuk keresztül eljut a tápláléklánc többi eleméhez is ¹⁴C izotópot nem tartalmazó, így a kor tekintetében öregítő hatással bíró inaktív szén. Ezeket a potenciális problémákat figyelembe véve a radiokarbon mérés eredményei a tekintetben biztatóak, hogy csupán egy kor-reverziót tapasztaltunk 1091-1092 cm közt. Ez a minta idősebb kort adott (15400±44 ¹⁴C BP) mint a fölötte és alatta elhelyezkedő minta (14038±38, 14541±67 ¹⁴C BP). Ezeknek az eredményeknek a birtokában két különböző kormodellt is készítettünk a Szent-Anna tó SZA-2010-es fúrásának kor-mélység modellezésére. Ahogyan azt a 3.1.3.2a. ábra mutatja, a Bayes-módszert használó kormodell (Blaauw, 2013) egy kizárandó kort (outlier) határoz meg, emellett gyors és egyenletes üledék felhalmozódást jelez 1700 és 1072 cm közt (26400 - 16100 évek, ülepedési ráta: 12-44 év cm⁻¹). Ezt jelentősen csökkenő üledék felhalmozódási sebesség követi egészen 980 cm-ig (16100 - 7200 év; ülepedési ráta: 70-124 év cm⁻¹), és ezen az üledékszakaszon is közel lineáris a kor-mélység modell, ami egyenletesen lassú üledék felhalmozódásra utal.

3.1.3.1. táblázat A Szent Anna-tó SZA-2010-es fúrásának AMS radiokarbon adatai. Mélység, választott anyagok, mért ^{14}C és kalibrált naptári korok. A ^{14}C korokat az INTCAL13 kalibráció görbével kalibráltuk (Reimer et al., 2013).

Mélység (cm)	Labor kód	Korolt anyag	konv. kor (BP évek)	±	Kalibrált terjedeleml (2 σ)	Kor (cal BP) lineáris modellhez	±	Szén tömeg (mg)	Megjegyzés
980-982	COL1116.1+2.1	<i>Sphagnum</i> levelek és száruk, <i>Picea abies</i> tűlevelek, rügpikkelyek	6246	26	7155–7258	7206.5	51.5	1	
1000-1002	COL1117.1+2.1	moha levelek és száruk, rügpikkelyek, periderma	8216	28	9082–9286	9184	102	1	
1036-1038	COL1118.1+2.1	Pernye, moha száruk, periderma, rügpikkely	10739	42	12,562–12,742	12652	90	0.58	
1072-1073	COL1119.1.1	mikro & makropernye	14038	38	16,830–17,263	17046.5	216.5	1	
1091-1092	COL1121.2.1	lágyszárú szár, valószínűleg Cyperaceae	15400	44	18,556–18,784	18670	114	1	lineáris modellből kizárt
1126-1127	COL1122.2.1	Cyperaceae szár/levél fragmentum	14541	67	17,371–17,976	17673.5	302.5	0.26	
1340-1342	COL1123.1.+2.1	Pernye Cyperaceae szár fragmentum, chironomida fejtök, Cladocera tartós pete	17338	84	20,290–21,138	20714	424	0.28	
1365-1366	COL1124.1+2.1	Cyperaceae szár fragmentum, chironomida fejtök, cladocera tartós pete	17626	96	20,523–21,387	20955	432	0.18	
1538-1540	COL1127.1.+2.1	Moha levelek, száruk, chironomida fejtök, cladocera tartós pete	19717	122	23,133–23,953	23543	410	0.13	
1661-1662	COL1128.1.1	cladocera tartós pete	21685	163	25400–26713	26056.5	656	0.09	

Az alternatív kormodell egyszerű lineáris interpoláció a mért radiokarbon korok 2 σ kalibrált terjedelmei között (3.1.3.2b. ábra). Ebben a modellben mi zártunk ki 2 koradatot a pollen sztratigráfia és az XRF mérések eredményei alapján (1073 cm: 14038 ± 38 ^{14}C BP, 1092 cm: 15400 ± 44 ^{14}C BP). Mindkét proxy-adatsor arra utalt, hogy ezek az eljegesedés maximuma után felhalmozódott rétegekből származó terresztris minták valószínűleg túl öregek. A Bayes-módszert alkalmazó modell (mely minden radiokarbonmérési adatot figyelembe vesz) az erdei fenyő (*Pinus* Subgenus *Diploxylon* típus) pollenek emelkedését 17000 évre teszi, a Ti és Al koncentrációjának csökkenését pedig még korábbra, 17500 évre. Bár nem kizárható, hogy ezek a melegedésre utaló események ilyen korai időpontban elkezdődtek (Heinrich 1 stadiális idején; GS-2.1a a grönlandi jégizotóp sztratigráfiában, Rasmussen et al., 2014), az is elképzelhető hogy ezekben a mintákban a terresztris alkotó áthalmozott és a permafroszt olvadása következtében mosódhatott a kráter tóba a kiolvadó jégből.

A lineáris és a Bayes-féle modell 12000 és 18000 évek közt különbözik egymástól, ebben az időszakban a lineáris modell rendre fiatalabb korokat eredményez. Különösen a száraz sztyep fajok (főleg *Artemisia* és *Chenopodium*-type) expanziójának időpontja egyezik jobban a fiatal driász (GS-1) stadiális grönlandi jég alapján meghatározott kezdeti dátumával (3.1.3.3. ábra). Emiatt a két kormodell közül a lineáris modellt választottuk, és az eredmények bemutatás és diszkutálása során ebből a modellből származó korokat használjuk.

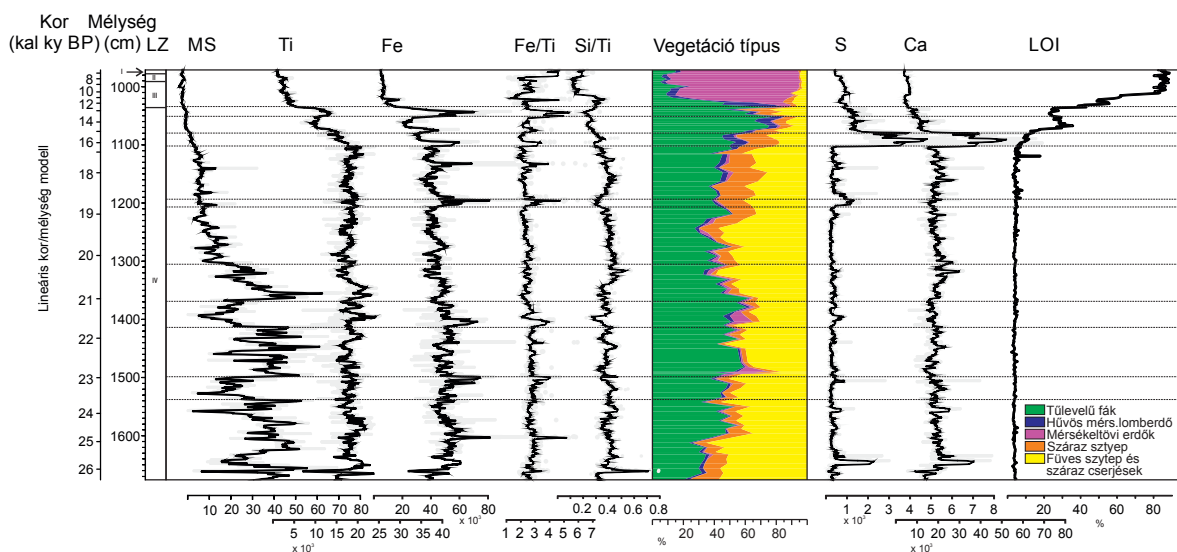


3.1.3.2. ábra Az SZA-2010-es fúrás kor-mélységmodellje 1700-950 cm közt, Szent Anna-tó, Keleti-Kárpátok. Két kormodellt mutat az ábra: a Bayes-féle modell minden radiokarbon kort figyelembe vesz (a), míg a lineáris modell (b) készítése során az 1092 cm mélységből mért koradatot kizártuk.

3. 1. 3. 5. Üledék rétegtan, szemcse-eloszlás, mágneses szuszceptibilitás, XRF és LOI eredmények

A 3.1.3.3. ábra, a 3.1.3.2. kiegészítő táblázat és a 3.1.3.2. kiegészítő ábra az üledék főbb fiziko-kémiai paramétereinek változását és az SZA-2010 fúrás üledék rétegtanát mutatja be. A 2010-es fúrás itt tárgyalt üledékszakasának (950-1700 cm) tetejét nagyon magas szerves anyag tartalmú (>80%), szerves törmelékben gazdag tőzeges gyttja üledék jellemzi (Unit 1) 950-977 cm közt, ezt agyagos-kőzetlisztes gyttja üledék követi lefelé 1036 cm-ig (Unit II; LOI 30-80 %). A kőzetliszt a későglaciális rétegekben válik uralkodó üledék-összetevővé (Unit III; 1036-1100 cm; LOI: 5-30%), amit az LGM rétegektől sárgásabb színe és a vulkáni kőzettörmelék hiánya különít el. A sárgás szín valószínűleg az oxidált vas (Fe^{3+}) növekvő arányának köszönhető, míg a fekete foltok feltehetőleg vas-szulfid (FeS) kiválások az üledékben. Az üledék glaciális maximum idejére (Unit IV) gyakori váltakozást mutat sötétebb és világosabb szürke, időnként laminált

kőzetlisztes üledékrétegek közt, melyek szerves anyag tartalma nagyon alacsony (2-5%). Vivianit ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{2+}2(\text{PO}_4)2\cdot 8\text{H}_2\text{O}$) nagy fehér (levegőn hirtelen kékülő) foltok formájában fordul elő ebben az üledékszakasban 1582-1617 cm közt, ami redukzív környezetre utal az üledék/víz határ felületén. A foszfor valószínűleg bomló szerves anyagból származik, míg a Fe^{2+} valószínűleg szintén gyakori volt az üledékfelszínen (Manning et al., 1991). A feltehetően hó felületén akkumulálódott és szállítódott 5-40 mm átmérőjű közettörmelék (dropstone) szintén gyakori ezen az üledékszakaszon, 1090 cm alatt. Néhány réteg a IV-es üledékrétegben turbiditekhez hasonlatos összetételű: egy sötét színű 1-2 mm vastag alapot durvaszemcsés homok követ felfelé, ami fokozatosan csökkenő szemcsemérettel végül agyagos kőzetlisztbe megy át. Mivel ezek a turbidit szerű rétegek vékonyak és ritkák, a szemcseméret fokozatos csökkenése sokszor nem figyelhető meg bennük, szerves anyag, pollen- és kémiai összetételük nem tér el a környező üledékrétegektől, ezért ezeket a szakaszokat nem értelmeztük hirtelen/gyors üledékbehordási eseményekként, és nem vágtuk ki ezeket a szakaszokat a rétegsorból.



3.1.3.3. ábra Az SZA-2010-es fúrás üledékrétegtana litozónákkal (LZ), mágneses szuszceptibilitás (MS), titán (Ti), vas (Fe), kalcium (Ca) és kén (K) intenzitások ($\times 10^3$), szerves anyag tartalom (LOI%), fő vegetáció típusok (a százalékos pollen adatok alapján), mélység és kor 1682-970 cm közt. A szaggatott vonal az MS és XRF alapú elem adatsorok főbb változásait jelöli. Az összefoglaló százalékos pollendiagramban minden szárazföldi pollentípust a Feurdean et al. (2014) által közölteknek megfelelően soroltunk be különböző vegetációtípusokba egy egyszerű biom-modellt követve.

A mágneses szuszceptibilitás (MS) értékei magasak és erősen fluktuálnak 1300-1700 cm közt (20140-26850 évek), ami a mágnesezhető ásványok jellemzően magas, de erősen fluktuáló mennyiségére és ezáltal gyakorta váltakozó ülepedési környezetre utal kb. 20140 évig. Ezt a MS értékek lépésszerű csökkenése követi, majd felfelé haladva az MS értékek fokozatosan tovább csökkennek. Fontos, hogy az MS görbe nem mutat korrelációt az XRF módszerrel mért Fe tartalommal, ami arra utal, hogy a vastartalom váltakozásai önmagában nem magyarázzák az MS fluktuációt. Ezért nagy a valószínűsége annak, hogy az MS változásait az allochton üledékkomponens minőségének és mennyiségének változása okozza, amit a tavi redukzív viszonyok változásai utólagosan vagy az ülepedéssel egy időben tovább módosíthattak. Az oxidatív/redukatív viszonyok váltakozására utal többek közt a vivianit jelenléte az üledékben. A részletes mágneses vizsgálatok előzetes eredményei arra utalnak, hogy a fő mágnesezhető molekula az üledékben a hematit, és csupán néhány kiugró csúcs köthető a magnetit megjelenéséhez. Továbbá az alacsony MS értékek magas/növekvő víz és szerves anyag tartalmú rétegekre jellemzőek, ami természetes hígító hatást gyakorol az MS értékekre.

A titánt (Ti) gyakran használják a detritális szervesanyag mennyiségi indikátoraként üledékes medencék vizsgálata során (Kylander et al., 2011). Ennek az elemnek a koncentrációja az LGM-ben és a későglaciálisban magas. Első csökkenése 1100 cm-en tapasztalható (16150 év), melyet több további csökkenés és fluktuáció követ a későglaciális során. A titán tartalom végső csökkenése 1035 cm-re tehető (12460 év). A GS-3 és GS-2 grönlandi izotópfázisoknak megfelelő rétegekben 1700 és 1094 cm közt (26,850-15,810 évek) az üledék szerves-anyag tartalma nagyon alacsony, 5% alatti, átlagosan 4%. Ezt fokozatos emelkedés követi 1080 cm-ig (15040 év), ahol a szerves anyag tartalom 12%. 1080 cm fölött a szerves anyag tartalom lépésszerűen emelkedik, és 1051 cm-en már 32%-ot ér el (13,430 év). A legmagasabb érték 36% 1067 cm-en (14320 év). Ezt a szerves anyag tartalom kismértékű csökkenése követi 1051-1037 cm-ek közt (13,430-12,650 cal yr BP). Ugyanekkor az Al és Ti tartalom emelkedik, míg az összfa pollen százaléka csökken. Ezt a rövid ideig tartó reverz, az LGM irányába visszalépést mutató, időszakot 1037 cm-től (12650 év) a szerves anyag tartalom hirtelen emelkedése követi, 1011 cm-en (10150 év) a szerves anyag tartalom már 80%, és hasonlóan magas értékek jellemzőek egészen 950 cm-ig.

Összességében, a MS, LOI és XRF proxy adatsorokat összevetve (3.1.3.3. ábra) azt mondhatjuk, hogy az 1051-1031 cm közötti üledékszakasz valószínűleg a fától a fától lehűlésnek felel meg (GS-1 Grönlandon, Rasmussen et al., 2014). A lineáris kormodell ezt a réteget 13430 és 12650 évek közé helyezi, ami ~530 éves elcsúszás az NGRIP esemény sztratigráfiához képest, ahol ez a fázis 12896-11703 évek közt van (Blockley et al., 2012). Ez pedig összességében arra utal, hogy a kormodell valószínűleg nem pontos a későglaciális üledékszakáson.

3. 1. 3. 5. 1. Pollen, alga, nem-pollen palinomorfa (NPP) és mikropelye tartalom eredmények

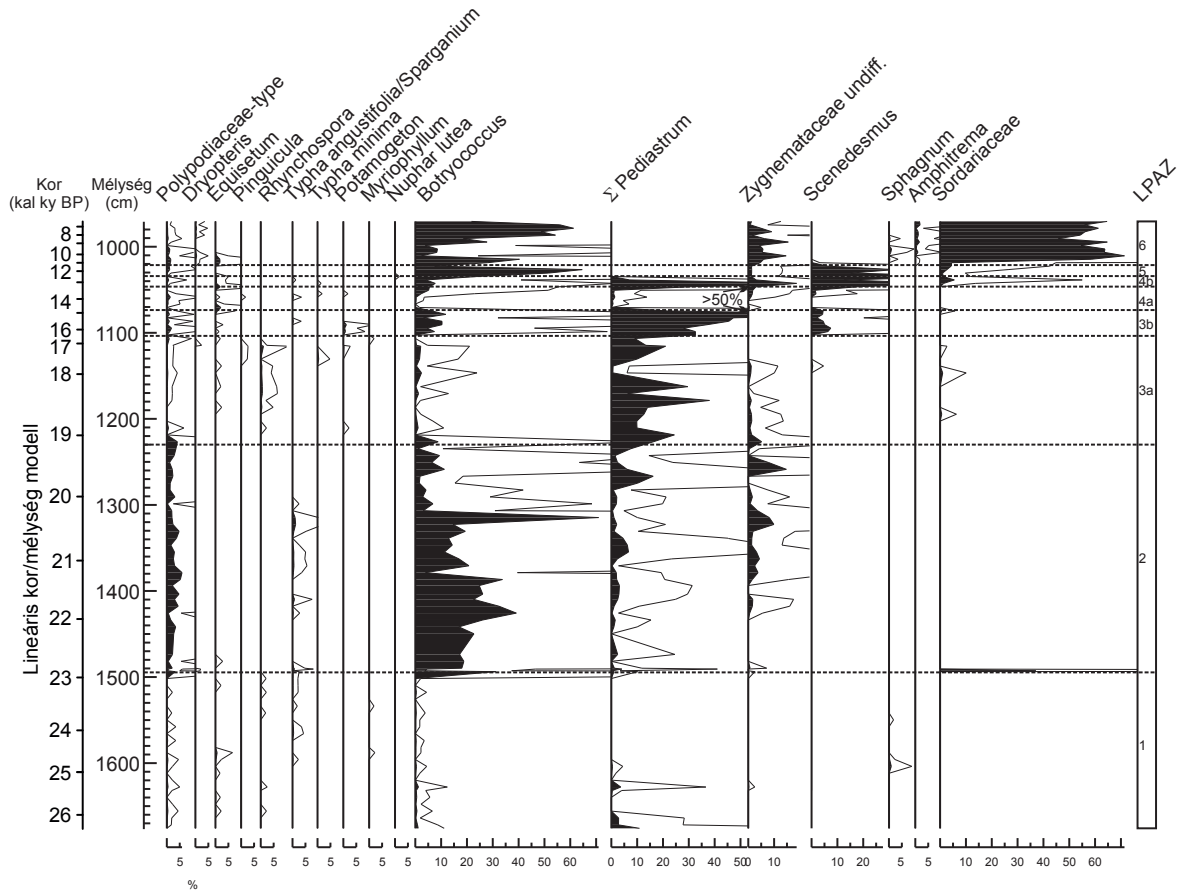
A pollenek százalékos és akkumulációs ráta diagramjait a 3.3.3.4-5-6. ábrák és a 3.1.3.3 kiegészítő ábrák mutatják be, a CONISS (stratigraphically constrained cluster analysis) módszerrel meghatározott pollen együttes zónákra jellemző pollenösszetételt pedig a 3.1.3.2. táblázat részletezi. Az SZA 1-4 zónák az LGM és a későglaciális idejére esnek, míg az SZA-5 és SZA-6 zónák a holocénre datálhatók. A pollen és spóraösszetétel alapján rekonstruálható szárazföldi és vízi vegetációra vonatkozó következtetéseket szintén tartalmazza a 3.1.3.2. táblázat, melyek közül az alábbiakban a legfontosabbakat emeljük ki.

Az SZA-1 és SZA-3 pollen zónákban 26350-22870 valamint 19150-14600 évek közt a hidegkontinentális sztyepekre jellemző lágyszárúak pollenjei, az *Artemisia* és *Chenopodium*-típus a leggyakoribbak, ami szárazságtűrő sztyepek terjedésére utal a füves sztyepekkel szemben ezekben az időszakokban. A szárazságtűrő sztyepek maximális kiterjedése 1230 és 1033 cm közé tehető (19150-12300 évek) a pollen influx diagram alapján.

A palinológiai diverzitás, amely a múltbéli növénytakaró diverzitásának egy áttételes mérőszáma, a legmagasabb értékeket az LGM idejére datálódó SZA-2 pollen zónában mutatja, 22000 és 20000 évek közt. Ez a relatív magas pollen taxon diverzitás az arktikus alpin lágyszárú növényekhez köthető (3.1.3.4. ábra, 3.1.3.2. táblázat).

A fenyő (*Pinus*), boróka (*Juniperus*) és Poaceae pollenek aránya az LGM pollen zónákban a legmagasabb (SZA-1 – SZA-3). Ugyanitt az összfa pollen százalékok relatív magasak (átlagosan 45%).

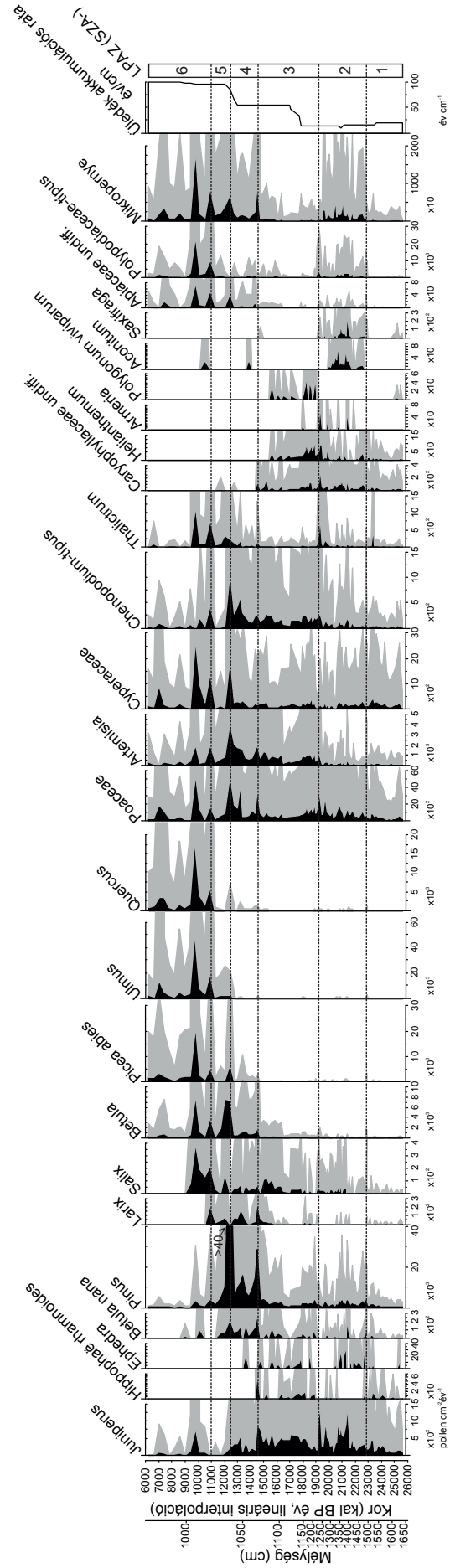
A borkóró (*Thalictrum*) pollenek két jelentős százalékos csúcsot mutatnak 1526 és 1243 cm-en (23350 és 19320 évek); mindkettő jelentős szárazföldi pollenösszetételbeli változást előz meg vagy vezet be az SZA-1-2 és SZA-2-3 pollen zónák határán (3.1.3.4. ábra).



3.3.3.5. ábra A főbb vízi és lápi pollen- és spóra típusok relatív gyakoriság diagramja és a nem-pollen palinomorfák (algák és Sordariaceae gomba spórák) a Szent-Anna tó SZA-2010 fúrásában, Keleti-Kárpátok, Románia (kb. 6200 - 26400 éves közt). LPAZ: lokális pollen együttes zónák.

Bár a fénymikroszkópos vizsgálat fajszintű határozást ezen a növénynemzetségen belül nem tesz lehetővé, a borkóró (*Thalictrum*) fajok mai elterjedése alapján a legszélesebb toleranciával bíró faj, mely a nedves térszínek magaskórós társulásaiban is gyakori, a *Thalictrum lucidum*. Amennyiben a *Thalictrum* pollenek százalékos és influx emelkedése ehhez a fajhoz köthető, akkor ezek az átmeneti állapotok a permafroszt oladásához vagy a tó vízszintjének változásához köthetőek nagy valószínűséggel.

A 3.1.3.6. ábrán bemutatott pollen influx vagy más néven pollen akkumulációs ráta diagram (PAR: 1 cm² felületre egy év alatt lehullott pollenek abszolút száma) a szárazföldi növényzeti borítottság változásának értékelését teszi lehetővé az LGM-ben, a későglaciálisban és a kora-holocénben. Általánosságban elmondható, hogy nagyobb növényzeti borítottságra a nagyobb/növekvő össz-terresztris pollen akkumulációs rátákból következtethetünk, egyes taxonok pollen influx értékeinek változását pedig alapvetően populációméret változásokként interpretálhatjuk (Seppä & Hicks, 2006a). Fontos ugyanakkor megjegyezni, hogy a PAR értékek változása összefügghet más tényezőkkel is: mint pl. a pollentermelékenység változásával, a pollengyűjtő terület nagyságának változásával. Továbbá pollen influxok számításához nagyon fontos a pontos kormodellezés.



3.1.3.6. ábra A főbb szárazföldi pollentípusok akkumulációs rátái (pollen cm² év⁻¹) a Szent-Anna tó SZA-2010 fúrásában. A lokális pollen együttes zónák (LPAZ) leírását a 3.1.3.2. táblázat tartalmazza.

3.1.3.2. táblázat A pollenzónák jellemzői az SZA-2010 fűrészbán, Szent Anna tó, Román Kárpátok.

Zóna	Mélység/Kor cm/kal BP év	A zóna jellemzői (3.1.3.4. és 3.1.3.5. ábrák alapján, korok a lineáris modell alapján)	Vízi és NPP*	AP %	CHAR	PAR	PAL RICH
		Szárazföldi					
SZA-1	1676-1493,5 lineáris modell: 26.350-22.870 Bayes modell: 25.965-23,025	<i>Pinus</i> (12-45%) és <i>Juniperus</i> (8-15%) dominál a fászfűrűk között; haplo- és diploxylon fenyők egyaránt jelen vannak; egyéb jellemző fák a <i>Betula</i> , <i>Picea</i> , <i>Larix</i> , <i>Quercus</i> és <i>Corylus</i> , <i>Hippophae rhamn.</i> ; a lágyfűrűk között a Poaceae dominál (22-35%), <i>Artemisia</i> (5-17%), Chenopodiaceae, Caryophyllaceae és Asteraceae jellemző; szintén fontos a <i>Plantago m/n.</i> , <i>Rumex</i> , <i>Helianthemum</i> , <i>Polygonum viviparum</i> , <i>Soldanella</i> , <i>Jasione</i> , <i>Galium</i> ; a <i>Thalictrum</i> aránya emelkedik 1526 cm-en (23,350 kal BP év); egy degradált fenyő szótma 1628 cm-en (25,370 kal BP év); rekonstruált vegetáció: a kráter lejtőin fás növényzet nagy valószínűséggel nem élt, hemiboreális és tajga erdő és erdős sztyep regionalis jelenléte következtethetünk, <i>Juniperus</i> valószínűleg gyakori volt a hegyvidéken, a kráter lejtőit alpin/tundra lágyfűrű növények borították; az őssz vegetációborítás alacsony volt	nagyon kevés vízi taxon, <i>Typha ang.</i> , <i>Rincozpora</i> , <i>Equisetum</i> , <i>Sphagnum</i> időkenti előfordulása; a zöldalgákat kevés <i>Botryococcus</i> , <i>Spyrogyra</i> és <i>Pediastrum</i> maradvány képviseli; néhány Cyperaceae pollen, feltehetőleg vízenyős területeket jelöl; fajszegegy sekély, feltehetőleg szezonálisan vagy akár az év nagy részében jéggel borított víztest, a tóparton sások nőhetnek	max. 57 min. 24 átlag 42	721 61 265	2705 432 1270	26 15 21
SZA-2	1493,5-1230 lineáris modell: 22.870-19.150 Bayes modell: 23.025-19.140	a <i>Pinus</i> pollenszázálektái magasak (40-50%) 22.000-23.000 kal BP évek közt, majd csökkennek 10-20%-ra; <i>Corylus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Fraxinus exc.</i> , <i>Fagus</i> , <i>Carpinus betulus</i> , <i>Salix</i> aránya nő vagy gyakrabban fordulnak elő a pollenösszetletekben; fontos a lombhullató pollenek százalékos maximuma 1493 cm-en (22,860 kal BP év); <i>Juniperus</i> aránya magas (10-20%); <i>Ephedra</i> gyakoribb; <i>Artemisia</i> csökken (10 → 3%); Poaceae aránya nő 1355 cm fölött (20,860 kal BP év); jelezgetes lágyfűrűk <i>Thalictrum</i> , <i>Armeria</i> , <i>Ranunculus</i> , <i>Aconitum</i> , <i>Saxifraga</i> , <i>Cardamine</i> , <i>Scrophularia</i> -típus, <i>Valeriana</i> off.; Apiaceae, <i>Hypericum</i> , <i>Helieborus</i> ; regionalisan növekvő fászfűrű borításra következtethetünk és a regionalis erdőtűzek gyakoriságának növekedésére; mérsékeltvízű lombhullató fák/cserjék alacsonyabb tengerszint feletti magasságban feltehetőleg jelen voltak a régióban; növekvő növényzeti borítás a kráterben, magaskörös és párna növények nedves és sziklás felszíneken terjedtek, a száraz sztyepek aránya csökkent, fűves sztyepek dominanciája jellemző	a <i>Botryococcus</i> , Polyopodiaceae, <i>Pediastrum</i> , <i>Spyrogyra</i> és Zygnemataceae gyors emelkedése; Cyperaceae csökken; sekély, disztróf tó, a hozzáférhető tápanyag csökken; harasztok spórái feltehetően regionalis eredetűek	max. 75 min. 30 átlag 52	5814 269 1698	7549 1025 3103	33 18 25
SZA-3	1230-1073 lineáris modell: 19.150-14.600 Bayes modell: 19.140-16.010	<i>Pinus</i> aránya 20-50% közt fluktuál; mérsékeltvízű lombhullató fák pollenjei jelen vannak, de arányuk csökken; <i>Betula</i> és <i>Pinus</i> aránya nő az SZA-3b zónában (1103 cm, 16,310 kal BP év); <i>Artemisia</i> és Chenopodiaceae aránya szignifikánsan emelkedik, míg a Poaceae és a <i>Juniperus</i> csökken; fontos, hogy a <i>Juniperus</i> aránya újból nő 1139-1107 cm közt (17,830-17,070 kal BP év); tipikus lágyfűrűk a <i>Polygonum viviparum</i> , <i>Soldanella</i> , <i>Tridentalis</i> , <i>Sanguisorba officinalis</i> , <i>Dryas octopetala</i> ; rekonstruált vegetáció változás: a száraz/ <i>Artemisia</i> sztyepek aránya nő a fűves sztyepekhez és a borókásokhoz képest ~19,150 évtől; fenyő-nyír erdő regionalis terjedésére következtethetünk 1107 cm, 16,500 évtől; összességében a vegetációborítás mértéke nőtt; a kráterben alpin, tundra és nedves réti elemek terjedtek; a regionalis erdőtűzek gyakorisága csökkent; a <i>Juniperus</i> újibóli terjedése leltőlásra utal a Heinrich 1 eseményel egy időben	<i>Pediastrum</i> maradványok aránya gyorsan emelkedik; <i>Rincozpora</i> , <i>Equisetum</i> , <i>Potamogeton</i> , <i>Mirrophyllum vert.</i> , <i>Pinguicula</i> jelen vannak; <i>Botryococcus</i> , <i>Pediastrum</i> , <i>Scenedesmus</i> aránya tovább emelkedik az SZA-3b alzónában; rekonstruált vegetáció: a tóban a zöldalgák diverzitása és mennyisége növekszik, ami növekvő vízszintre és/vagy a hozzáférhető tápanyag mennyiségre utal különösen az SZA-3b zónában	max. 67 min. 38 átlag 51	998 90 467	6379 1525 3314	28 13 21
SZA-4	1073-1033 lineáris modell: 14.600-12.300 Bayes modell: 16.010-12.290	A <i>Pinus</i> aránya gyorsan emelkedik (50 → 70%); <i>Larix</i> , <i>Picea</i> és <i>Betula</i> gyakori fászfűrű taxonok; <i>Juniperus</i> (10 → 2%), <i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae gyorsan csökken 1071 cm-nél (14,540 kal BP év); <i>Polygonum viviparum</i> , Caryophyllaceae, <i>Potentilla</i> , <i>Dryas</i> , <i>Helianthemum</i> eltűnik/csökken; <i>Epiobium</i> megjelenik; az SZA-4b zónában (1047-1033 cm közt, 13,300-12,300 évek) az <i>Artemisia</i> és Poaceae aránya nő, míg a <i>Pinus</i> , <i>Betula</i> és <i>Picea</i> aránya csökken; rekonstruált vegetáció változás: hemiboreális fenyő-nyír erdő és vörösfenyves hemiboreális erdő és lucosok arányának növekedése a száraz sztyepek ellenében; a sztyepek ismételt epizódikus terjedése a zónán belül csökkentő hozzáférhető vízmennyiségre utal, és feltehetőleg a fiatal driász leltőlással korrelál; a regionalis erdőtűz gyakoriság nő	A zöldalgák eltűnnek/mennyiségük csökken a SZA-4a zónában, melyet újibóli megjelenésük követ az SZA-4b alzónában; <i>Scenedesmus</i> aránya magas az SZA-4b alzónában, <i>Sordaiaceae</i> spórák első megjelenése; a tó vízszintje valószínűleg gyorsan csökkent az SZA-4a alzónában, majd nőtt az SZA-4b alzónában az arbor pollen százaléok csökkenésével együtt	max. 89 min. 54 átlag 77	9553 1076 3188	37657 3214 9703	19 11 17
SZA-5	1033-1021 lineáris modell: 12.300-11.100 Bayes modell: 12.290-11.160	<i>Ulmus</i> (1,6 → 10%) és <i>Betula</i> (5-32%) aránya gyorsan nő, melyet a <i>Fraxinus exc.</i> , <i>Corylus</i> és <i>Quercus</i> arányának növekedése követ; a <i>Pinus</i> aránya csökken 1031 cm-nél (12,070 kal BP évek), míg a <i>Betula</i> aránya csökken a zóna második felében; a korai szukcessziós fajokkal történő kezdeti beerdősülést követően 1000 méter alatti magasságban lombhullató erdők terjedtek; a kráter lejtőit is beerdősíttek (helyben a nyír és luc voltak fontosak)	a <i>Botryococcus</i> arányuk gyors emelkedése; a <i>Pediastrum</i> eltűnése; <i>Scenedesmus</i> SZA-4b alzónához hasonló magas értékei jellemzik ezt a zónát; vízi száraz növények pollenjei eltűnnek; a tó vize valószínűleg melegebb és sekélyebb lett; a pH csökkent	max. 89 min. 84 átlag 86	3862 1730 2606	13516 4110 8039	16 12 14
SZA-6	1021-971 lineáris modell: 11.100-6200 Bayes modell: 11.160-6200	<i>Ulmus</i> , <i>Fraxinus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Picea</i> , <i>Corylus</i> dominál a pollen együtteseket; regionalisan a kevert lombterdők dominanciájára következtethetünk; <i>Picea abies</i> dominál a tóparton (Magyarai et al., 2006, 2009)	Sordaiaceae spórák dominálnak; <i>Botryococcus</i> és <i>Zygnemataceae</i> gyakoriak; a házas amőbák jelen vannak; <i>Sphagnum</i> mohák dominálta semélyek és pocsolyák; Sordaiaceae gombák feltehetőleg korhadékán éltek.	max. 96 min. 88 átlag 94	18150 524 3322	217795 9928 41881	22 12 15

Mindezen tényezőket figyelembe véve az össz PAR értékek az SZA-1 zónában a legalacsonyabbak, ami alacsony össz vegetációs borítottságra utal. A növekvő és relatíve magas fűféle (Poaceae) PAR értékek az SZA-2 zónában a füves sztyepek kiterjedésének növekedésére utalnak, míg az üröm (*Artemisia*) és libatop (*Chenopodium*-típus) PAR értékeinek növekedése az SZA-3 és SZA-4 zónákban a száraz sztyepek, félsivatagi vegetáció borításának növekedésére utal ezekben az időszakokban. Ezt követte az erdei, törpe és cirbolya fenyő pollenjeit egyesítő *Pinus*, a nyír (*Betula* sp.) és lucfenyő (*Picea*) pollen típusok PAR értékének növekedése az SZA-4 zónában, ami a boreális erdőtársulásokra jellemző fák borításának növekedésére utal a későglaciálisban. Az össz teresztis PAR görbe változásai továbbá arra utalnak, hogy a pollen produktivitás és ezzel összefüggésben valószínűleg az össz vegetációs borítottság a Szent Anna-tó közelében 26350 és 13300 évek közt nagyon alacsony volt.

A későglaciális és koraholocén zónákban (SZA-4 és SZA-6 zónák közt) a PAR értékek gyakori fluktuációja arra utal, hogy az ülepedési ráták valószínűleg nem voltak olyan állandóak, mint azt a lineáris kormodell sejteti, hanem gyakori hirtelen változásokat mutatattak, következésképpen a PAR változások nem tekinthetők közvetlen populációméret fluktuációknak. Ezt erősíti az tény is, hogy az említett időszakban az üledék több pontján is minden pollen taxon PAR maximummal rendelkezik (pl. 1010, 1040, 1073 cm), melyek egyértelműen a váltakozó ülepedési rátákból eredő műtermékek.

Az SZA-2010 üledék mikropertnye akkumulációs rátája a vizsgált üledékszakaszon a nagymértékű változásokat mutatott. Ezek közül a legjelentősebb a mikropertnye akkumulációs ráták emelkedése az SZA-2 és SZA-4 pollen együttes zónákban, ami ezekben az időszakokban a regionális erdőtűz aktivitás növekedésére utal.

3. 1. 3. 5. 2. Növényi makrofossziliák

A 3.1.3.3. táblázat azokat a szárazföldi száras növény és mohafajokat ismerteti, melyek a Szent-Anna SZA-2010 fúrás a grönlandi GS-2, GI-1 és GS-1 izotópfázisokban előfordultak a fúrásban 12 nagy térfogatú (15 cm³) minta előzetes elemzése alapján (Jakab Gusztáv és Magyar Enikő elemzése alapján). A későglaciális minták nagyfelbontású makrofosszília elemzése még folyamatban van, ezek eredményét egy a későglaciálisra fókuszáló tanulmány tárgyalja majd. Ahogyan azt a radiokarbon vizsgálatok eredményeit bemutató fejezetben tárgyaltuk, a Szent-Anna tó GS-3 és GS-2 izotópfázisainak megfelelő rétegei nem tartalmaztak meghatározható szárazföldi növényi makrofossziliát, ami arra utal, hogy ezekben az időszakokban a kráter lejtőit nem borította összefüggő növényzet, feltehetőleg a növényzet ritkás volt. Fásszerű növények időszakos jelenlétére utal ugyanakkor 3 minta, melyekből makroszkópikus faszenek kerültek elő. Ezek a minták a lineáris kormodell alapján 20830 és 21930 évek közé datálódnak (1352, 1375, 1430 cm). Ezt követően, 15700 évtől (1092 cm) fák és cserjék makropertnyei és makrofossziliái folyamatosan előkerültek az üledékből, ami arra utal, hogy ettől az időponttól fogva a kráterlejtőn folyamatosan megtelepedtek és terjedtek a fásszerűak.

3.1.3.3. táblázat A Szent Anna-tó SZA-2010-es fúrásából előkerült növényi makrofossziliák, Csomád hegycsoport, Románia. Fontos, hogy fák/cserjék makrofossziliái 1082 cm alatt (15 150 kal BP évek) nem fordultak elő az üledékben. A zárójelben szereplő számok a fossziliák darabszámát jelölik; UI: pontosabban nem meghatározható fosszília

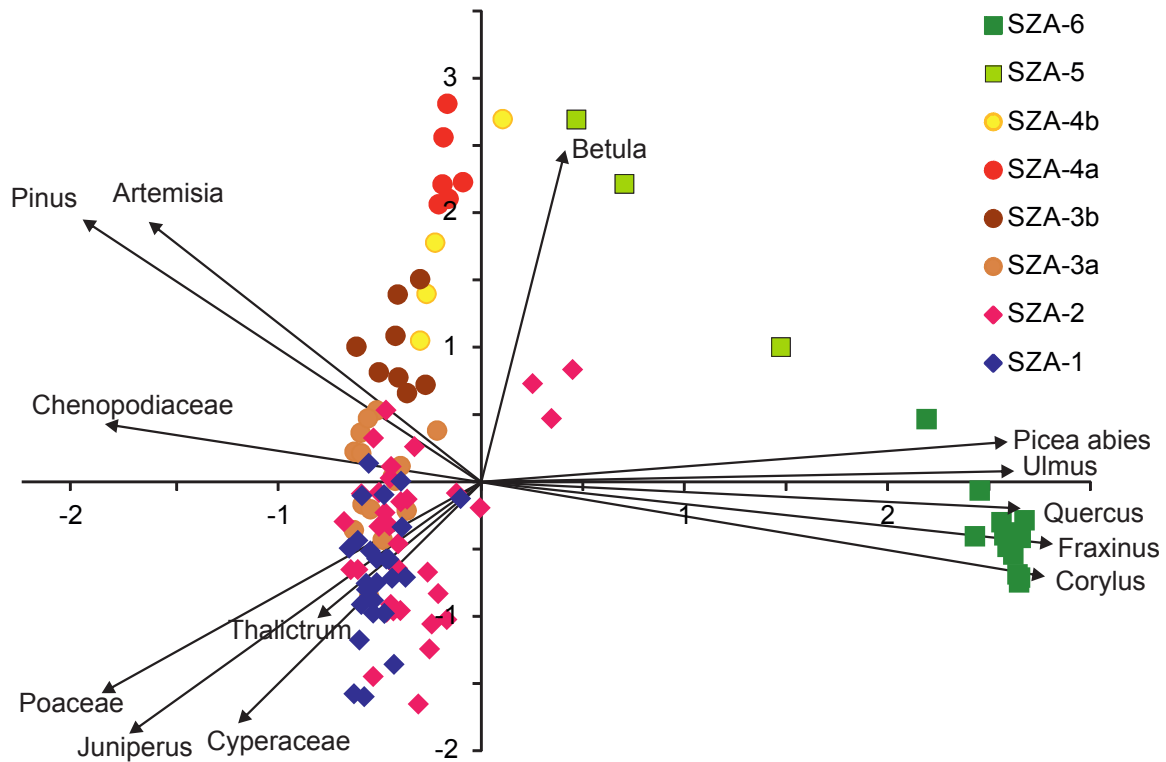
Mélység (cm)	Kor kal BP év (lineáris modell)	Növényi makrofossziliák
1050	13370	<i>Sphagnum</i> sec. Cuspidata levél (1)
1051	13430	<i>Betula pubescens</i> mag (1), <i>Equisetum fluviatile</i> epidermis maradvány (sok, >100), <i>Warnstorfia fluitans</i> levél (1), <i>Sphagnum</i> sec. Cuspidata levél (2)
1074	14705	<i>Pinus sylvestris</i> tűlevél (1); <i>Pinus sylvestris</i> epidermisz (1)
1081	15095	cf. <i>Scheuchzeria</i> epidermisz fragmentum
1082	15150	<i>Betula nana</i> mag (1), <i>Betula pubescens</i> mag (1), <i>Carex</i> sp. tömlő fragmentum (1), <i>Polytrichum</i> sp. levél (1)
1091	15650	<i>Typha minima</i> mag (1), UI Cyperaceae szár (sok)
1092	15705	UI Cyperaceae szár (several), makropernye (sok)
1111	16760	meghatározható növényi makrofosszília nem került elő
1112	16815	meghatározható növényi makrofosszília nem került elő
1352	20830	UI makropernye
1375	21115	UI moha szár
1430	21930	UI makropernye

A fajszintű határozás 15150 évtől kezdődően volt lehetséges, ekkor elsőként a törpe nyír (*Betula nana*) és molyhos nyír (*Betula pubescens*) megtelepedését detektáltuk. Ezt követte az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) tűleveleinek megjelenése 14700 évnél, ami egybeesik a későglaciális felmelegedés kezdetével, amikor a *Pinus* pollen akkumulációs ráta értékek szintén emelkedtek (3.1.3.6. ábra). Emellett vörösfenyő (*Larix decidua*) tűlevelek kerültek elő az SZA-2013 fúrás (pozíciója az SZA-2010-es fúrás közeli, tőle kb. 10 méterre mélyített) későglaciális rétegeiből, 1041 cm-es (-12,870 cal yr BP) üledékmélységből, ami arra utal, hogy egy kezdeti molyhos nyír (*Betula pubescens*) és törpe nyír (*Betula nana*) alkotta erdős tundra jellegű növényzeti fázist (kb. 15700-15100 évek közt) követően a kráter lejtőin boreális erdőtársulások elemei terjedtek a későglaciálisban.

3. 1. 3. 5. 3. PCA, biom rekonstrukció és pollen összetételbeli változások

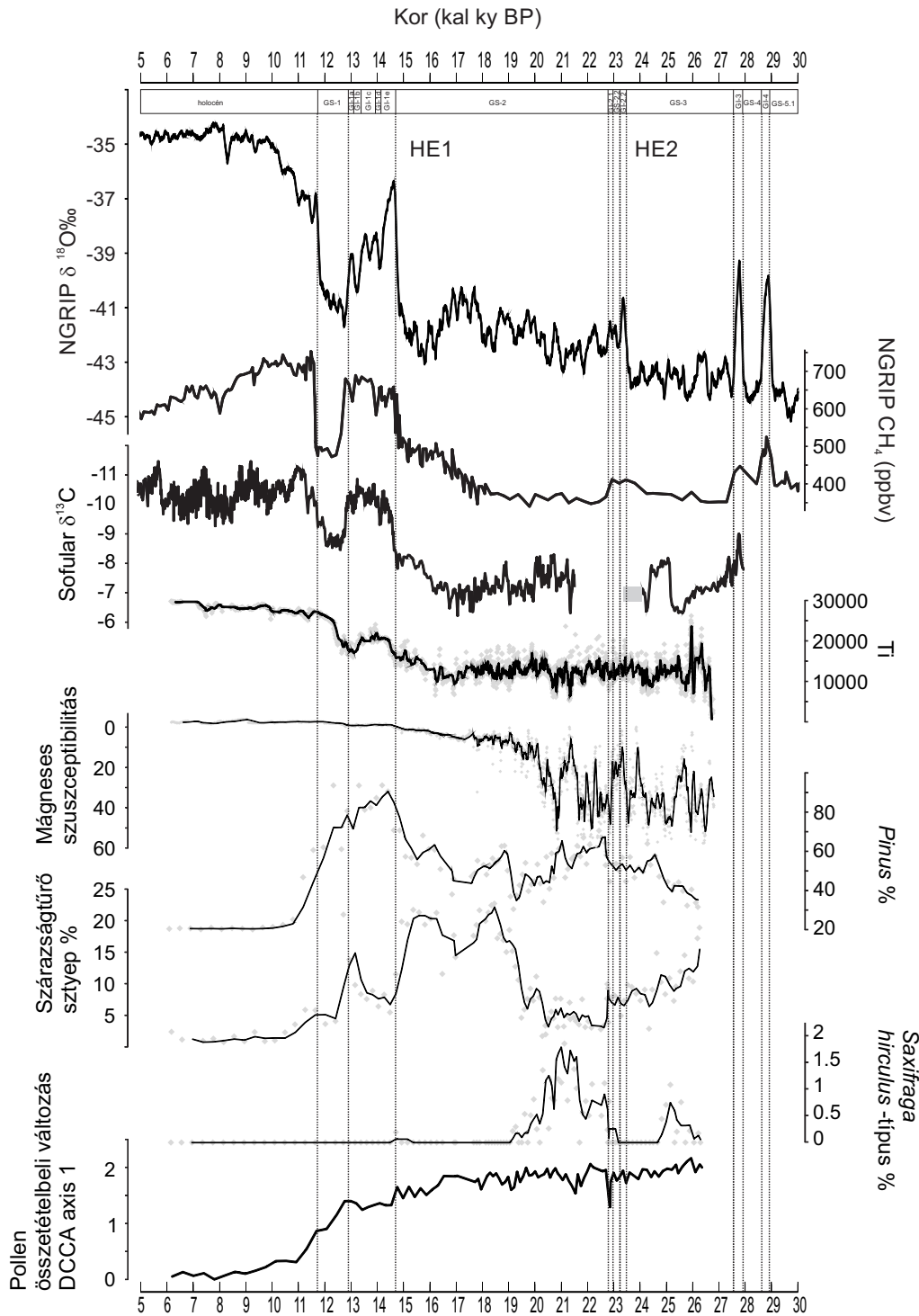
A 3.1.3.7. ábrán bemutatott főkomponens analízis koordinátarendszerében a kora holocén pollen együttesek határozottan elkülönülnek a glaciális pollen együttesektől az első tengely mentén. E mentén a tengely mentén a magas pozitív főkomponens súllyal rendelkező fajok mind mérsékeltövi lombhullató fák valamint a lucfenyő (*Picea abies*). A legnagyobb pollen kompozíciós változást 11600 évnél (1027-1023 cm közt) jelzi a PCA. A második főtengety a GS-3, GS-2 és GI-1 izotópfázisokkal megegyező módon választja szét a glaciális pollen együtteseket. E tengely mentén erősen negatív főkomponens súlyokat a fűfélék (Poaceae), a boróka (*Juniperus*), a sásfélék (Cyperaceae), a szegfűfélék (Caryophyllaceae) és a borkóró (*Thalictrum*) mutatnak, míg pozitív értékeket a fenyő (*Pinus*), a nyír (*Betula*) és az üröm (*Artemisia*). A 2. főkomponens értékeit mélység szerint ábrázolva pedig azt látjuk, hogy a második legjelentősebb pollen kompozíciós változás 16300 éve ment végbe (1103 és 1107 cm közt).

dc_1016_15



3.1.3.7. ábra A főkomponens analízis eredményei (PCA), melyhez a 30 leggyakoribb szárazföldi pollen taxon százalékos eloszlás adatait használtuk fel. Szent-Anna tó, SZA-2010 fúrás, (minták 971 és 1676 cm közt). SZA-1-től SZA-6-ig pollen együttes zónák a 3.1.3.4. ábrának és 3.1.3.2. táblázatnak megfelelően.

A 3.1.3.6. ábrán bemutatott ökológiai csoportonként összegzett százalékokat bemutató pollen diagram arra utal, hogy az eljegesedés maximumán a füves sztyepek és száraz/félsivatagi cserjések voltak a leggyakoribb vegetációalkotók, a tűlevelű fákat főként az euritherm (széles tűrőképességű) fenyők (*Pinus*) képviselték (max. 60%); ezek a fenyők ugyanakkor valószínűleg erősen túlreprezentáltak magas pollentermelésük miatt. A vegetáció összprodukciónak alacsony voltát az alacsony PAR értékek támasztják alá. A pollen összetétel változásokat egy dimenzióban leképező DCCA (detrendelt kanonikus korrespondencia analízis) első tengelyét a 3.1.3.8. ábra mutatja. Ez a görbe 23000 és 21000 évek közt gyors pollen és így feltehetően vegetáció összetételbeli változást jelez, de ettől eltekintve a glaciális maximum idején pollenösszetételek stabil összetételűnek mutatkoznak. A DCCA 1 komponens gyors pollen és ezáltal növény összetételbeli átrendeződést mutat ugyanakkor 16300, 14700 és 12700 éveknél, a PCA eredményeihez hasonlóan. A legnagyobb mértékű pollen összetételbeli változást az adatsor 12700 és 11000 évek közt mutatja (1,2 SD (standard deviancia) egység).



3.1.3.8. ábra A Szent-Anna tó 2010-es fúrászelvényének nagyfelbontású pollen és mágneses szuszceptibilitás görbéi összevetve a (a) grönlandi jég $\delta^{18}\text{O}$ görbéjével (Andersen et al., 2004), CH_4 görbéjével (b) (Blunier et al., 2007), a Sofular-barlang $\delta^{13}\text{C}$ görbéjével (c) (Gögtürk et al., 2011). (d) Mágnes szuszceptibilitás a szél által szállított por mennyiségi indikátora az eljegesedés maximumán LGM (fordított skála!); (e) *Pinus* pollen százalékok; (f) Szárazságtűrő sztyep indikátor taxonok összesített százaléka; (g) az első DCCA tengely értékei, mely a pollenösszetételbeli változás mértékét mutatja és ezáltal a vegetáció összetétel változásainak mértékét tükrözi. HE: Heinrich-esemény; DO: Dansgaard-Oeschger esemény; GI: grönlandi interstadiális; GS: grönlandi stadiális.

3. 1. 3. 6. Diszkusszió

3. 1. 3. 6. 1. Fizikai környezet a vizsgált területen az utolsó eljegesedés maximumán és a későglaciális felmelegedés során

Ahogy az a 3.1.3.3. és 3.1.3.8. ábrák is szemléltetik, a Szent Anna-tó üledékében a GS-3 és GS-2.1c izotópfázisoknak megfelelő rétegekben különösen sok durva homok és kőzettörmelék fordult elő, melyeknek bekerülését a tó közepi üledékbe legjobban a jég felületén történő szállítódással magyarázhatjuk (ice flow transport), ezt a típusú üledékalkotót jég úsztatta törmeléknek is nevezük (angol rövidítés IRD: ice-rafted-debris). Ez a mainál hosszabb jégborításra utal a tó felületén, a kőzettörmelék besodródása, pedig egyértelműen bizonyítja a kráter lejtőinek gyér vegetációborítását. Az IRD akkumuláció 16100 évnél ér véget (3.1.3.3. és 3.1.3.8. ábrák és 3.1.3.2. kiegészítő táblázat), ami arra utal, hogy ettől az időponttól kezdve a kráter lejtőinek talaja stabilizálódott és a tó vizének téli jégborítása valószínűleg rövidült.

Az üledék vastartalmának (Fe) gyakori és nagy amplitúdójú fluktuációja többféle folyamatra is utalhat, mint például redox változásokra, a terrigén behordott anyag váltakozó mennyiségére, talajváltozásokra. A vas vegyületek ezen kívül képesek az üledéken belül is elmozdulni a pórusvízzel, ami tovább nehezíti a Fe tartalom változásainak értelmezését. Ahhoz, hogy ezeket a folyamatokat megpróbáljuk különválasztani és értelmezni a Fe görbét, a 3.1.3.1. kiegészítő ábrán az üledék fotó mentén ábrázoltuk a Fe tartalom változásait. Ebből az ábrából nyilvánvaló, hogy a Fe tartalom hirtelen változásai fontos litosztratigráfiai határokat megelőzően vagy azok után következnek be, ami posztszedimentációs folyamatok érvényesülésére utal, különösen a későglaciálisban és a kora holocénben. A turbidit rétegek sötét humuszos szintje szintén emelkedett Fe tartalommal rendelkeznek a glaciális maximum üledékretegeiben, ami terrigén bemosódásra és FeS kicsapódásra utal erősen redukív környezetben (Kylander et al., 2011). Összességében a Fe és Fe/Ti arány görbék arra utalnak, hogy a leggyakoribb változások a tó (üledék/víz határ) redox állapotában a későglaciális időszakban következtek be, ami feltehetőleg a vízszint gyakori változásával állhatott összefüggésbe.

A glaciális maximum idején tapasztalt magas Si/Ti arányok, ami indirekt módon a biogén szilikát tartalom magas arányára utal (Liu et al., 2013), és a magas Fe/Ti arányok továbbá együttesen arra utalnak, hogy a tó ebben az időszokban vasban gazdag volt, az üledék/víz határon oxigénben relatíve gazdag, és az alacsony biológiai produktiót relatíve nagy mennyiségű hulló por akkumuláció vagy relatíve magas kovamoszat (Bacillariophyta) produkció kísérte kb. 20000 évvel ezelőttig. A Si/Ti görbe alapján 20000 évet követően a kovamoszat produkció erősen fluktuált. A tó belső fiziko-kémiai környezete továbbá az LGM során kedvezett a kevés termelő szerves anyag bomlásának az oxigén gazdag üledékfelszín miatt (hasonló példáért lásd Veres et al., 2009). A magas és erősen fluktuáló MS értékek a glaciális maximum idején valószínűleg a hulló por akkumuláció és a tó belső környezetében lejátszódó folyamatok együttes hatásának eredményeként értelmezhetők. Mivel az MS görbe nem mutat szoros korrelációt a Fe tartalom és Fe/Ti arány változásaival és más tipikusan klasztikus elem mennyiségi változásával (pl. Ti), arra a következtetésre juthatunk, hogy az MS görbe változásait főként a hulló por arányának ingadozásai okozzák a glaciális maximum idején. A szél által szállított por (löss és löszszerű anyagok) vastagon beborítja a Csomád-hegycsoportot övező síkságot, néhol több méter vastagon. Az üledéken végzett szemcse eloszlás-elemzések (3.1.3.2. kiegészítő ábra) azt mutatják, hogy az LGM rétegekben a domináns szemcsefrakció a kőzetliszt, ami intenzív löszhullásra utal 20000 és 26000 évek közt a Keleti-Kárpátokban. Extrém magas lösz akkumulációs rátákat ugyanebben az időszakban a Keleti-Kárpátoktól délkeletre eső löszrégióban nemrégiben mutattak ki optikai és radiokarbon kormeghatározások segítségével (Fitzsimmons és Hambach, 2014), ami megerősíti a mágneses szuszceptibilitás görbe alapján levont következtetésünket. Szintén jó egyezést mutatnak ezek az

adatok a román Kárpátoktól nyugatra, délre és keletre eső alföldi löszterületek vizsgálati eredményeivel, melyek szintén gyors lösz akkumulációt mutattak az utolsó eljegesedés maximumán (Marković et al., 2008; Újvári et al., 2010; Novothny et al., 2011; Stevens et al., 2011).

A Szent-Anna szelvényében több csökkenő porhullásra utaló időszak is kimutatható; ezek közül a legegységesebb 22000-21000 valamint 23500-23000 évek közé tehető (3.1.3.8. ábra). Az első időszak növekvő fapollenszázalékokat mutat és növekvő regionális erdőborításra utal, míg a második időszakban a fapollenszázalékok nem emelkednek, erdő-expanzió nem kíséri a csökkenő lösz akkumulációt; a fenyő (*Pinus* sp.) pollenek emelkedése az alacsony mágneses szuszceptibilitású időszakot követi (3.1.3.8. ábra). Ugyanakkor a 23500-23000 évek közti alacsony mágneses szuszceptibilitású időszak pontosan egybeesik a GI-2.1 and GI-2.2 grönlandi interstadiálisokkal (Rasmussen et al., 2014).

Az XRF mérési eredmények arra utalnak, hogy a klasztikus üledékalkotók akkumulációja jelentősen csökkent 16500 évet követően (3.1.3.3. ábra). Bár a későglaciális üledékszakaszkormodellje bizonytalan, a titán (Ti) értékek csökkenésével reprezentálható klasztikus üledék input csökkenés több lépcsőben következett be, a kormodell ~16200, 14700 és 12500 évekre teszi a lépésszerű csökkenések időpontjait. Fontos, hogy ezek az időpontok egybeesnek a fapollenszázalékok lépésszerű növekedésének időpontjaival, ami elsősorban a fenyő (*Pinus*) pollenek százalékos növekedésének tudható be. Szintén egybeesnek ezek a változások a pollenösszetétel, a szerves anyag tartalom és a zöld alga közösség változásaival (3.1.3.4., 3.1.3.5., 3.1.3.8. ábrák). A kén (S) és a kalcium (Ca) csúcsa 16200 és 15000 évek közt egybeesik a klasztikus üledékalkotók arányának első csökkenésével, és feltehetően egy növekvő szerves anyag produkciójú időszakot jelöl fluktuáló redox viszonyok mellett. A hozzáférhető tápanyag növekedését és a gyakran változó környezeti feltételeket a zöldalga flóra gyakori változásai is alátámasztják (lásd *Pediastrum* és *Scenedesmus* görbéket a 3.1.3.5. ábrán). A későglaciális felmelegedés kezdete (GI-1e, ~ 14,700 cal yr BP), jól látszik a makroelem összetétel és szerves anyag tartalom görbén. Ugyanakkor a zöldalgák teljesen eltűnnek, amiből összességében erős melegedésre, a szárazföldi növénytakaró produkciójának növekedésére, a kráterlejtő talajának stabilizálódására és a tó vízszintjének erőteljes csökkenésére következtethetünk.

A proxy adatok arra utalnak, hogy a későglaciális felmelegedés kezdetén a gyors melegedés a tó fúrásponthoz közeli régiójának szezonális kiszáradásához vezetett (az üledék viszont mindvégig vízzel telített maradhatott). A zöldalga eredmények a vízszint újbóli emelkedését jelzik 13200 évvel ezelőtt. A klasztikus üledékkomponens aránya újból emelkedik ekkor (GS-1 stadiális ~ fiatal driász), az üledék Ti tartalma szintén, szerves anyag tartalma pedig kis mértékben csökken. A lehűlésre utaló változások a proxy adatsorokban ugyanakkor megelőzik a GS-1 stadiális kezdeti időpontját a grönlandi jégben (Blockley et al., 2012), ahogyan azt a kronológiai fejezetben már tárgyaltuk, és az ott leírtak értelmében ez az eltérés nagy valószínűséggel a Szent-Anna kormodell pontatlanságával magyarázható.

A szerves anyag tartalom és XRF adatok a tavi és szárazföldi produkció újbóli és egyben jóval nagyobb mértékű emelkedését jelzik a koraholocénben, amikor a tó tözegmohalappá alakult át 90% feletti szerves anyag akkumulációval (Magyari et al., 2009a).

3. 1. 3. 6. 2. Pollen és növényi makrofosszília alapú vegetáció rekonstrukció és regionális erdőtüztörténet

A Szent Anna-tó körülbelül évszázados felbontású pollen diagramjában három jól körülhatárolható vegetáció fázist különíthetünk el az utolsó eljegesedés maximumán (26000 – 19000 évek közt; Clark et al., 2009), továbbá két rövid klímafluktuációval egybeeső pollenösszetételbeli változást detektáltunk, amiből növényzeti válaszreakciókra következtethetünk (GI-2.1 és GI-2.2; 3.1.3.8. ábra).

A pollenspektrumok (3.1.3.4. és 3.1.3.6. ábrák) arra utalnak, hogy a **Keleti-Kárpátok alacsony**

nyabban fekvő területeit kb. 26350-22870 évek közt boreális erdős sztyep borította főként fenyő (*Pinus*), vörösfenyő (*Larix*) és boróka (*Juniperus*) fa- és cserjefajokkal, emellett füves sztyep, cserjés tundra és sztyep tundra jelenlétére következtethetünk. Ezeknek a fosszilis pollenegyütteseknek a Magyari et al. (2014) által közölt összevetése a dél-szibériai erdős sztyep, tundra és sztyep zóna felszíni pollenegyütteseivel továbbá arra utal, hogy az eljegesedés maximumán élt növényzet és mai dél-szibériai növénytakaró hasonlatossága csupán kismértékű, szignifikáns analóg pollen együttesek és így feltehetőleg vegetáció formációk is csak kevés esetben mutathatók ki. A relatíve magas fapollen százalékok ellenére (átlag 42%) a leggyakoribb analóg pollenegyüttesek száraz sztyepekről és nedves füves rétekről kerültek ki. Ez arra utal, hogy a fenyők bőséges pollentermelése miatt a fapollen százalékok erősen túlbecsülik a valós erdőborítást (Seppä & Hicks, 2006), ami valójában jóval alacsonyabb volt.

A glaciális maximum flóra egy másik fontos eleme, a boróka (*Juniperus*) volt; pollenszázalékai 8-20% közt ingadoztak a Szent-Anna diagramjában. Ez a taxon az európai LGM pollenflórák gyakori összetevője (Tzedakis, 1999; Digerfeldt et al., 2000; Fletcher et al., 2010), de különösen magas pollenszázalékok az LGM utáni GS-2.1a és GI-1 fázisokba eső pollendiagramokban fordulnak elő (pl. Ammann, 2000; Vescovi et al., 2007). A hideg mérsékeltövi, boreális és tundra területeken élő boróka fajok modern ökológiája alapján, különösen a közép-ázsiai hegyvidékeket figyelembe véve (Agakhanyants, 1981), arra következtethetünk, hogy **a boróka cserjék nagy valószínűséggel a hegyek északi lejtőin fordultak elő a Keleti-Kárpátokban ahol a hozzáférhető vízmennyiség magasabb volt, mint a déli lejtőkön, így a füves sztyep és sztyep-tundra társulásokat ezeken a biotópokon részben borókások helyettesítették.** A Szent-Anna glaciális maximum idejének üledékrétegeiből növényi makrofossziliák nem kerültek elő, mindössze egy fenyő gázcserenyítés (sztóma) maradvány és néhány taxonómiailag meghatározatlan makropernye került elő 20830 és 21930 éveknél (3.1.3.3. táblázat). Ebből arra következtethetünk, hogy **a kráter-lejtőkön fás növényzet nem élt.** Ugyanakkor a pollendiagramban megjelenő különösen diverz alpin/tundra és sztyepp növények és ruderalis elemek nagy valószínűséggel legalább részben a kráter lejtőn élő növényektől származnak (lásd a 3.1.3.2. táblázatot a faji összetétellel kapcsolatban). Vízi növények nagyon ritkán fordulhattak elő ebben az időszakban, amit nehéz értékelni, mivel a tófejlődés korai szakaszában vagyunk (Harangi et al., 2010; Karátson et al., 2013). A tó az elemvizsgálati és pollen eredmények alapján is feltehetőleg tápanyagszegény volt és sekély ebben az időszakban.

Adataink a növénytakaró összetételében ~22870 évvel ezelőtt jelentős változásra utalnak. Ekkor a szárazságtűrő sztyeppi növény taxonok (*Artemisia* és *Chenopodium*-típus) aránya csökkent, amit a fűfélék (*Poaceae*) és a fenyők (*Pinus*) arányának emelkedése ellensúlyozott. Mindebből **regionálisan növekvő erdőborításra és a füves sztyepek arányának növekedésére következtethetünk.** A légyszárúak diverzitása tovább növekedett. Fontos megjegyeznünk, hogy ennek a változásnak a kezdete egybeesik a GI-2.2 interstadiálissal (3.1.3.4. és 3.1.3.7. ábrák; Rasmussen et al., 2014), míg a fázis vége 19150 évnél az LGM végével (Clark et al., 2009). Az LGM-nek ez a fázisa mutatja a legmagasabb palinológiai diverzitás értékeket (3.1.3.4. ábra, 3.1.3.2. táblázat), amiből **jól-fejlett, diverz légyszárú flórára következtethetünk a Keleti-Kárpátokban magaskórós, sztyepei, tundra és törmeléklető flórák elemeinek ötvözésével (pl. *Saxifraga hirculus*-típus, *Saxifraga sp.*, *Ranunculus*, *Aconitum*, *Cariophyllaceae*, *Thalictrum*, *Hypericum*).** Haraszt spórák (*Polypodiaceae*) is növekvő mennyiségben kerültek elő az üledékből ebben az időszakban, és a csoportba tartozó boreális erdei affinitású fajok (pl. *Polypodium vulgare*) valószínűleg az alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban előforduló boreális erdős sztyep zónából érkeztek. Szintén ennek az időszaknak a jellegzetessége a Szent-Anna tó üledékében a mikropernye koncentrációk és akkumulációs ráták emelkedése és a mérsékeltövi lombhullató fák pollenszázalékainak kismértékű emelkedése (*Corylus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Carpinus betulus*, *Fraxinus excelsior*-típus és *Quercus*). A mikropernye alapján feltételezhető növekvő regionális erdőtüz gya-

koriság (Daniau et al., 2010) egyben arra is utal, hogy az éghajlat erősen kontinentális lehetett, éghető biomassza pedig elegendő mennyiségben volt jelen, hogy jelentős tűzesemények történjenek a régióban. A mérsékeltövi lombhullató pollenek növekvő arányát nehéz értelmezni, mert ezek a százalékos értékek továbbra is alacsonyak (taxononként <2%), és különösen a glaciális alacsony produktivitású ökoszisztémák esetén nő a nagy távolságokról történő pollenbehordás valószínűsége. Mindenesetre adataink ha önmagukban nem is bizonyító erejűek a mérsékeltövi lombhullató fajok lokális jelenlétére vonatkozóan, támogatják azoknak a populációgenetikai vizsgálatoknak az eredményeit, melyek a Kárpátok térségében area-specifikus alléleket mutatnak ki, és hegységbeli vagy hegységhez közeli északi refúgiumpopulációk meglétére engednek következtetni a bükk (*Fagus sylvatica*), magas kőris (*Fraxinus excelsior*) és mogyoró (*Corylus avellana*) esetében (Palmé and Vendramin, 2002; Heuertz et al., 2004; Magri et al., 2006).

A Kárpáti Régió refúgiumkérdését részletesen tárgyaló publikáció (Magyari et al., 2014a) szerint a klímamodelleket felhasználó LGM fajelterjedési modellek szerint a Kárpát-medencében és a Kárpátok alacsonyabban fekvő nyugati lejtőin egyaránt olyan klímával rendelkeztek az utolsó eljegesedés maximumán, mely potenciálisan lehetővé tette a mérsékeltövi lombhullató fák lokális fennmaradását. Ezt a pollen adatok támogatják, ugyanakkor mindeközéig egyetlen LGM időszakra datált növényi makrofosszília nem került elő, ami az érintett mérsékeltövi lombhullató fáktól származik. Ezen fák elszenesedett törzsmaradványai ugyanakkor előkerültek a mai Csehország területén fekvő Moráviából 30000 éves és annál idősebb üledékekből (Willis and van Andel, 2004). A Szent-Anna tó LGM pollendiagramjában a mérsékeltövi fák pollenjei időről időre jelen vannak, arányuk bizonyos rétegekben határozott emelkedést mutat (különösen a *Quercus*, *Corylus*, *Fraxinus excelsior*-típus, *Ulmus*, *Fagus*, *Carpinus betulus*), ami azért különösen figyelemreméltó, mert a dél-európai LGM pollenszelvények teljesen hasonló képet mutatnak. A tölgyek (*Quercus*) kivételével, a lombhullató mérsékeltövi fák pollenjei hasonló százalékban fordulnak elő ezekben a pollenszelvényekben, esetenként százalékaik alacsonyabbak is. A bükk (*Fagus*) esetében tapasztalt relatíve magas értékek (helyenként 5%) pedig dél-európai összehasonlításban is magas (3.1.3.4., 3.1.3.3. kiegészítő ábra; Allen et al., 1999; Tzedakis et al., 2002, 2004, 2013; Allen et al., 1999; Müller et al., 2011). Bár a Tuszád-szoros (630 m) és a Csíki-medence (640-700 m) éghajlata erősen kontinentális a medencehatásnak köszönhetően (az abszolút hőmérsékleti minimum -38 °C, az abszolút hőmérsékleti maximum 33 °C, éves átlaghőmérséklet 3,8-7,6 °C, Ujvárosi et al., 1995; Demeter & Hartel, 2007), a térségben több meleg mikroklímájú dombvidék található, melyeken melegkedvelő növényzet él, ma olyan fajokkal mint a törpe mandula (*Prunus nana*), bókoló zsálya (*Salvia nutans*), csipkés gyöngyvesző (*Spiraea crenata*) és csillagvirág (*Hiacinthella leucophyllea*). Ezek mindegyike a Szent-Anna tótól délre és nyugatra helyezkedik el, példaképpen említjük a Vargyas szurdokot (555-945 m), Sânzieni falu közelében Perkőt (555-945 m) valamint az Olt-folyó völgyét Ariuşd közelében (500 m) (Jakab et al., 2007). Amennyiben a mérsékeltövi lombhullató fák túléltek az utolsó eljegesedés maximumát a térségben, akkor legnagyobb valószínűséggel ezek az élőhelyek 500-600 méter közötti magasságban nyújthattak menedéket számukra. A nedves tundra jellegű vegetáció terjedését ebben az időszakban leginkább a mocsári kötőőfű (*Saxifraga hirculus* típusú pollen) százalékos arányának emelkedése jelzi 22870 és 18150 évek közt (3.1.3.8. ábra). Összességében adataink arra utalnak, hogy **az utolsó eljegesedés maximuma kevésbé volt száraz a Keleti-Kárpátokban mint DK-Európa mediterrán medencéiben** (Tzedakis et al., 2004; Müller et al., 2011; Connor et al., 2013), míg az ÉNy-görögországi hegyvidéki Ioannina melegebb lehetett (különösen télen), ami a mérsékeltövi lombhullató fák nagyobb populációinak fennmaradását tette lehetővé (Tzedakis et al., 2002). **Másrészt, a Szent-Anna tó pollenszelvénye arról is tanúskodik, hogy a lehetséges LGM refúgiumok ellenére az LGM után kezdődő felmelegedés nem kedvezett a lombhullató fajok terjedésének. A szárazságtűrő sztyep flóra elemeinek terjedése ebben az időszakban csökkenő hozzáférhető vízmennyiségre utal egészen 19000 évtől kezdődően 15000 évig** (SZA-3 pollen zóna, 3.1.3.3., 3.1.3.4., 3.1.3.7. áb-

rák). A magashegységi rétek és tundra elemek ebben az időszakban is túléltek (pl. *Polygonum viviparum*, *Dryas octopetala*), ugyanakkor az össz-vegetációborítás mértéke is emelkedett (utóbbi a teljes pollen akkumulációs ráta emelkedése jelzik). Az erdőtüzek gyakorisága csökkent, és a boreális erdőborítás mértéke emelkedett (*Betula*, *Pinus sylvestris*, *Pinus cembra*, *Larix decidua* and *Picea abies*) 16300 évtől kezdődően. A makrofosszília vizsgálatok szerint a kráter lejtőin fa és/vagy cserjefajok telepedtek meg legkésőbb 15700 évvel ezelőtt, amikor számos elszenesedett fa-maradvány fordul elő az üledékben. Pontosabb határozást lehetővé tevő növényi makrofossziliák 15150 évnél kerültek elő ekkortól a törpe nyír (*Betula nana*) és szőrös nyír (*Betula pubescens*) már egészen biztosan előfordultak a kráterlejtőn, míg 14700 évtől az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) is megtelepedett a kráter lejtőin (3.1.3.3. táblázat). Ezek a makrofosszília eredmények megerősítik a polleneredményeket, miszerint a kráterlejtőn már a későglaciális felmelegedést (GI-1) megelőzően megtelepedtek a fák és cserjék, melyek ma a boreális és erdős tundra övekre jellemzőek (Chytrý et al., 2008; Magyari et al., 2014a). 16300 évtől kezdődően a zöldalgák relatív gyakorisága is növekedett (*Pediastrum*, *Scenedesmus*), és a hínárnövényzet (*Myriophyllum verticillatum*) is megjelent a tóban, ami növekvő tápanyag hozzáférhetőségre és feltehetően magasabb vízszintre utal, bár ez a következtetés ellentmond a szárazságtűrő sztyepei elemek terjedésének. **Az ürmös sztyepek terjedése feltehetően a korábban borókéval borított területeken ment végbe**, melynek pollenszázaléka ellentétesen mozgott ezen sztyepei elemekkel. 16300 évtől kezdődően a nyír (*Betula*), fenyő (*Pinus*), vörösfenyő (*Larix*), lucfenyő (*Picea*) és szil (*Ulmus*) pollenszázalékainak és pollen akkumulációs rátáinak emelkedése a vízi taxonok alapján következtetett hozzáférhető vízmennyiség növekedését támogatja. Ezt **17000 évnél a boróka (*Juniperus*) és a fűféle (*Poaceae*) pollenek rövid ideig tartó ismételt emelkedése előzte meg, ami nagyon nagy valószínűséggel a Heinrich 1 lehűlési eseménnyel esik egybe és jelzi, hogy a kontinens belsejében a szárazföldi növénytakaró a glaciális maximumhoz hasonló növényzetre váltott vissza az ismételt lehűlés hatására (GS-2.1a fázison belül; 3.1.3.4 és 3.1.3.7. ábrák).**

Az utolsó még eljegesedés idej pollenzóna a későglaciális időszakot fedi le (GI-1 és GS-1). A rendkívül alacsony üledék akkumulációs rátáknak köszönhetően a pollen diagram nem túl nagy felbontású ezen a szakaszon. A későglaciális felmelegedés kezdetét (GI-1e) a fenyő (*Pinus*) pollenszázalékok és akkumulációs ráták gyors emelkedése jellemzi, emellett a lucfenyő (*Picea*), a vörösfenyő (*Larix*) és a nyír (*Betula*) pollenszázalékai emelkednek, míg a boróka (*Juniperus*) gyors csökkenést mutat. Mindebből boreális fajokkal történő beerdősülésre következtethetünk. **A nyírelegyes erdei fenyves és vörösfenyves erőtársulások a Szent Anna-tó partján és a környező hegyvidékeken terjedhettek**, mint ahogyan azt a makrofosszília vizsgálatok eredményei megerősítik. Ugyanakkor a mérsékeltövi lombhullató fák pollenjeinek aránya a 22870-19150 évek közti időszakhoz viszonyítva csökkent. Ezt részben magyarázhatjuk a bőséges pollentermeléssel rendelkező erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) állományának növekedésével (lásd a 3.1.3.6. ábrán a *Pinus* akkumulációs rátákat). Az 1047 és 1035 cm közt (13300-12300 évek) tapasztalt üröm (*Artemisia*) és libatop (*Chenopodium*-típus) pollen százalékos emelkedés a sztyepnővényzet ismételt terjedésére utal, és sok más európai szelvényhez hasonlóan a fiatal driász (GS-1) időszakot jelöli. **A vízi mikrofosszília együttesek érdekes módon a későglaciális felmelegedés kezdetén a zöldalgák teljes eltűnését mutatják, ami jelentős vízszintcsökkenésre utal a melegedéssel párhuzamosan, ugyanakkor a fiatal driásznak megfelelő rétegekben a zöldalgák mennyisége újból nő, ami arra utal, hogy a sztyepei növényzet terjedésével együtt a tó vízszintje nőtt.** Furcsa, látszólag egymásnak ellentmondó folyamatok ezek, melyeket nehéz értelmezni. A vízszint csökkenésére a későglaciális felmelegedés kezdetén talán magyarázatot adhat a kráterlejtő beerdősülése, ami a lehulló csapadék jelentős részét köti meg, részben a lombkorona, részben a talajból felszívódó víz által, így a tóba kevesebb víz jut. Ha a fiatal driász idején az erdőborítás csökkent a kráterlejtőn, akkor az ellentétes folyamat eredményeképpen a tó vízszintje növekedhetett, annak ellenére, hogy a csapadékmennyiség feltehetően csökkent (erre utal a vegetációban a sztyepei elemek jelentős

és gyors terjedése). Ugyanakkor a későglaciális felmelegedés során a növekvő átlaghőmérséklet magasabb párolgáshoz is vezetett, és a melegedés hatására tapasztalt csökkenő vízszint talán ezzel a párolgási plusszal is magyarázható. Ezt az interpretációt támogatja a szerbiai löszszelvények lipid vizsgálati eredménye, mely a melegebb időszakokban csökkenő fás borítást mutatott ki a szerbiai lösztáblákon (Zech et al., 2013), míg a hidegebb időszakokban a fák terjedését. Ezt a szerzők a hozzáférhető vízmennyiség érzékeny változásaival magyarázták, mely a meleg nyarú, délvidéki kontinentális területeken a nyári vízdeficit miatt valóban ellentétes folyamatokat eredményezhet, mint az atlantikusabb klímájú területeken. Hasonló összefüggések ezért nem elképzelhetetlenek a Keleti-Kárpátokban, ugyanakkor a hegyvidéki éghajlat, az extra orografikus csapadék megléte miatt, mindenképpen magasabb hozzáférhető vízmennyiséghez vezet a hegyvidéken mint az alföldi területeken, még a nyári hónapokban is.

A fentiekben részletezett vegetációs változások az utolsó eljegesedés maximumán és az azt követő későglaciálisban jó egyezést mutatnak Fletcher et al. (2010) összefoglaló tanulmányával, mely szintén csökkenő erősségű lehűlést és arra adott vegetációs választ mutat Kelet Európában, amit az észak-atlanti régiótól való növekvő távolsággal magyaráz.

3. 1. 3. 6. 3. A Keleti-Kárpátok GS-2 és GS-3 idejű vegetációjának összevetés a dél és nyugat-európai szelvényekkel

A Szent Anna-tó LGM pollen spektrumait összevetve számos dél-európai hosszú pollenszelvény releváns szakaszával, melyek főként a kelet-mediterrán régióból származnak, a Szent-Anna kitűnik 1) relatíve magas fapollen százalékaival az LGM idején, amit a *Pinus* és *Juniperus* pollenek magas reprezentációja okoz, 2) a mérsékeltövi lombhullató fák pollenjeinek általánosan magasabb reprezentációjával, és 3) a szárazságtűrő sztyepei vegetáció LGM-et követő terjedésével (kb. 19000 évtől), ami ellentétes a DK-európai szelvényekben ugyanekkor tapasztalható csökkenő sztyep borítással (Allen et al., 1999; Tzedakis, 2002; Panagiotopoulos et al., 2013). A Keleti-Kárpátokhoz hasonlóan, a szárazságtűrő sztyepek arányának növekedését az Ibériai-félszigeten is leírták az LGM-et követően, ugyanakkor ez az Ibériai-félszigeten később, kb. 17500 évnél indult meg, és szoros összefüggést mutatott az Atlanti-óceán üledékeiben kimutatható Heinrich 1 IRD eseménnyel (ice rafted debris: jég szállította törmelék). Moreno et al. (2011) a növekvő szárazságot az AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) csökkenő intenzitásával magyarázta, ami fokozódó tengeri jégborításhoz és csökkenő páráképződéshez vezetett az Atlanti-óceán fölött. Ezzel szemben a Szent Anna-tó térségében a Heinrich 1 esemény idején a boróka (*Juniperus*) és a fűfélék (Poaceae) terjedéséből arra következtethetünk, hogy ebben a térségben nem a szárazodás, hanem az észak-atlanti perturbáció hűtő hatása volt a meghatározó.

Számos európai hosszú pollenszelvényben megfigyelhető jelenség, hogy a 30000 évesnél idősebb rétegekben (MIS 3) a fapollenszázalékok rövid idejű emelkedése egybeesik a grönlandi jégfúrások $d^{18}O$ csúcsaival (Allen et al., 1999, 2000; Tzedakis et al., 2002; Panagiotopoulos et al., 2013; Müller et al., 2011). Ezzel szemben az MIS2 rétegekben (ami megfelel a GS-3, GS-2 és GS-4 jégfázisoknak) a fapollen százalékok tartósan alacsonyok (Tzedakis et al., 2013; Helmes et al., 2014), annak ellenére, hogy kisebb amplitúdójú stadiális/interstadiális fluktuációk továbbra is megfigyelhetőek a grönlandi jégfázisokban (3.1.3.8. ábra). Mindezek alapján nem meglepő, hogy a fenyő (*Pinus*) pollenek százalékaival és a mágneses szuszceptibilitás értékekkel a fluktuációja az SZA-2010-es fúrásban nem köthetőek egyértelműen stadiális/interstadiális fluktuációhoz GS-2 és GS-3 fázisoknak megfelelő rétegekben (3.1.3.8. ábra; Rasmussen et al., 2014).

A karbonátos alapkőzet és/vagy vulkáni eredet miatt a DK-európai hosszú szelvények LGM és későglaciális rétegeinek kormodelljei hasonló bizonytalanságokkal terheltek, mint a Szent Anna tó (Allen et al., 1999; Digerfeldt et al., 2000; Tzedakis, 2002; Jones et al., 2013). Figyelembe véve ezeket a lehetséges korlási bizonytalanságokat, ezeknek a pollenszelvényeknek a közös jellemvo-

nása az LGM-et követő korai erdőterjedés főként boreális és délebbre szintén mérsékeltövi lombhullató fajokkal. A legtöbb pollenszelvényben a fapollenszázalékok emelkedése 17000 és 16000 évek közt indul meg (Tinner et al., 1999; Müller et al., 2011; Magyari et al., 2014ab), hasonlóan a Szent Anna szelvényhez. A későglaciális felmelegedés csak másodlagos fapollen százalékos emelkedést hoz, ami arra utal, hogy mind az alföldi mind a középhegységi élőhelyek beerdősülése fokozatosan zajlott már a Heinrich 1 stadiálist (GS-2.1a) követő időszakban, és a Kárpátokhoz hasonlóan az alföldi és középhegységi területek a későglaciális elejére már legalább részben erdősültek voltak. A Fekete-tengerbe ömlő nagymennyiségű olvadákvizet a Szofulár-barlangból származó cseppkövek és a fekete-tengeri üledékek $d^{18}O$ vizsgálata is igazolta (3.1.3.8. ábra; Fleitmann et al., 2009; Badertscher et al., 2011). Ezekben a szelvényekben a $d^{18}O$ értékek pozitív irányú eltolódása 16100 évtől indul, ami jó egyezést mutat a Szent-Anna tó pollenszelvényében a *Pinus* pollenek arányának és akkumulációs rátájának emelkedésével (16200 év), és megerősíti, hogy a hozzáférhető vízmennyiség a jég olvadásának következtében már -16200 évtől nőtt (Fleitmann et al., 2009). Érdekes ugyanakkor, hogy a Fekete-tengerbe érkező üledék összetételi változások ellenére (vörös réteg, ami a kutatók szerint vízszint-emelkedésre és a Kaszpi-tengerrel történő összeköttetésre utal) a fekete-tengeri pollenszelvényekben a fapollenszázalékok egészen 14500 évig nem emelkednek, csupán a mérsékeltövi lombhullató fák (és biomjainak) reprezentációja mutat minimális emelkedést 15400 évtől (Shumilovskikh et al., 2012). A bulgáriai Trák-alföldön a pollen adatok arra utalnak, hogy a kontinentális sztyepek ebben a régióban az eljegesedés maximumát követően is dominálnak a későglaciális folyamán végig; a legnagyobb változás kb. 17900 évnél jelentkezik, amikor a hideg-sztyep átvált félsivatagba ezzel jelezve, hogy a hőmérséklet emelkedését a hozzáférhető vízmennyiség csökkenése kísérte ebben a régióban. (Shumilovskikh et al., 2012; Connor et al., 2013).

A klíma modell kísérletek a nyári nyugati légáramlások északabbra tolódását mutatják a Földközi-tenger térségéből 18000 és 12000 évek közt, ami az észak-atlanti tengert borító jég olvadásával magyarázható (Strandberg et al., 2011; Huntley et al., 2013). Ugyanebben az időszakban a nyári inszoláció növekvő mértékű (Berger & Loutre, 1991), és proxy adataink összességében azt mutatják, hogy ezeknek a változásoknak az ökoszisztémára gyakorolt együttes hatása kétféle volt a keleti-Kárpátokban: a melegkontinentális sztyepek terjedése 19000 és 16100 évek közt, ami feltehetően a nyári inszoláció növekedésére nyújtott vegetációs válasz volt, és ezt követte a melegedés és csapadékmennyiség növekedés együttes hatása 16100 évtől.

3. 1. 3. 6. 4. Eredményeink összevetés a román Kárpátokból származó későglaciális (GI-1, GS-1) pollen, növényi makrofosszília és stabil izotóp arány profilokkal

Annak ellenére, hogy az SZA-2010 fúrás későglaciális szakaszának az időbeli felbontása nem túl kedvező a lassú üledékképződés miatt (minden cm 70-124 évet reprezentál), a Kárpátok más térségéből származó hasonló korú szelvényekkel összevetve számos hasonlóságot figyelhetünk meg (Feurdean et al., 2007, 2012ab). A Szent-Anna tó közelében a Lucs és Mohos tőzegmohalápok üledékei visszanyúlnak a későglaciális időszakba (Tanțău et al., 2003, 2014) és a Szent-Annához hasonlóan a felmelegedés kezdetét 14700 évvel ezelőtt ezekben a szelvényekben is fenyő (*Pinus*) pollenek gyors százalékos emelkedése jelzi (3.1.3.8. ábra) (Feurdean et al., 2007, 2012, 2014; Tanțău et al., 2014). Ugyanakkor egyik pollenszelvény alján sem mutatkozik magas boróka (*Juniperus*) pollen százalékos arány, ami a Szent Anna glaciális maximum idejére jellemezte. Ebből arra következtethetünk, hogy sem a Lucs sem a Mohos pollendiagramok alja nem idősebb 17000 évnél, és így egyikük sem fedli le a Heinrich-1 stadiálist. A román Kárpátok területéről származó leghosszabb pollenszelvény a Kárpát-kanyar alacsonyabb tengerszint feletti magasságú régiójában elhelyezkedő Avrig (Tanțău et al., 2006; Feurdean et al., 2014), mely legújabb kormodellje értelmében 19000 évre nyúlik vissza. Ebben a szelvényben szintén nem jellemzőek a boróka magas

százalékai 19000 év körül, ami két dologra utalhat: a boróka csak a magasabb hegységi régiókban borított nagy területeket, vagy az Avrig szelvénye fiatalabb 19000 évnél (alja nem korolt).

A Szent Annában megfigyelt pollenösszetételbeli változásokhoz hasonlóan továbbá, hogy az Avrig és Stergoiu szelvényekben a *Pinus* pollenek szintén 16000 évvel ezelőtt mutatják az első jelentősebb százalékos emelkedést, ami megerősíti, hogy az erdei fenyő 500-1000 méter közötti tengerszint feletti magasságokban a román Kárpátok több pontján is expanciónak indult 16000 éve, még a későglaciális felmelegedés kezdete előtt.

A fák makrofossziliái alapján következtetett első megtelepedési idők tekintetében a Stergoiu (790 m tszfm) és Preluca Tiganului (730 m tszfm) szelvények jó egyezést mutatnak a Szent Annával a *Pinus sylvestris* esetében (14,500 éve Stergoiu esetén; Feurdean et al., 2012a). Ez a két közepes magasságban fekvő láp a későglaciálisban ugyanakkor sokkal diverzebb volt fa és cserjefajok tekintetében. Nyár (*Populus sp.*), éger (*Alnus sp.*), lucfenyő (*Picea sp.*), vörösfenyő (*Larix sp.*), májusfa (*Prunus padus*), cirbolyafenyő (*Pinus cembra*), molyhos nyír (*Betula pubescens*), közönséges nyír (*B. pendula*), törpefenyő (*P. mugo*), erdei fenyő (*P. sylvestris*) és fűz (*Salix*) fajok makrofossziliái is előkerültek, ami arra utal, hogy az éghajlat jobban kedvezett a fák megtelepedésének alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban. Ugyanakkor a molyhos nyír és a törpe nyír (*Betula pubescens* és *B. nana*) a Szent Anna-tó körül már a későglaciális előtt, azaz az idősebb driászban megtelepedett.

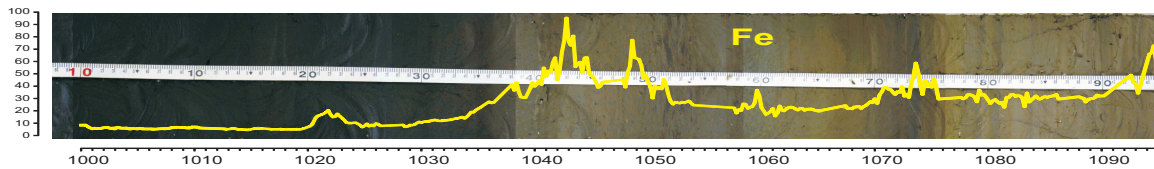
A palinológiai diverzitás értékeit összevetve a román Kárpátok különböző területin azt mondhatjuk, hogy a GS-2 (LGM) időszak végén a pollen alapon észlelhető növényzeti diverzitás csökkent. A Szent-Anna szelvényében a palinológiai diverzitás értékei 21-25-ről 17-re csökkentek (3.1.3.4. ábra, 3.1.3.2. táblázat), mely utóbbi értékek más romániai későglaciális szelvényekre is jellemzőek (Feurdean et al., 2012). Ez a csökkenés nagy valószínűséggel a beerdősüléssel és az alpin rétek/párnanövényzet elemeinek eltűnésével vagy nagymértékű populációméret csökkenésükkel magyarázhatók.

Fontos megjegyezzük ugyanakkor, hogy a későglaciálisban növekvő vegetációs borítás miatt a tó effektív pollengyűjtő területe is növekedhetett, ami torzíthatja a valós növényzeti diverzitásban bekövetkezett változásokat (van der Knaap, 2009). Mindazonáltal a román Kárpátok pollendiagramjaiban hasonló irányú változások figyelhetők meg, és a palinológiai diverzitás értékek csak a holocén elején növekednek hirtelen (11600 éve), amiből arra következtethetünk, hogy ekkor az újonnan érkező vegetációalkotók aránya messze meghaladja a kihalók/eltűnők mértékét.

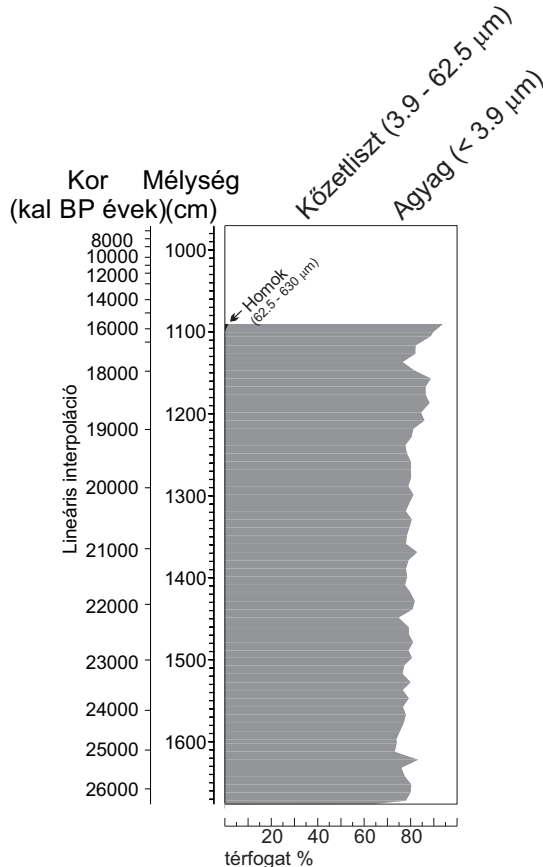
Egy másik fontos jellegzetessége a Szent Anna-tó pollendiagramjának a palinológiai diverzitás értékek csökkenése a zónahatárok fölötti mintákban, ami arra utal, hogy minden egyes növényzeti átrendeződés a növényzeti diverzitás átmeneti csökkenését vonta maga után, melyet aztán hirtelen diverzitás-növekedés követett. 12700 és 11000 évek közt a vegetáció kicserélődés mérőszáma (compositional turnover) jelentős, 1.2 egységnyi (SD unit a 3.1.3.8. ábrán), ami nagyon jó egyezést mutat más romániai pollen profilokkal (Feurdean et al., 2012a), és megerősíti Feurdean megállapítását, miszerint a legnagyobb mértékű növényzeti átrendeződés a fiatal driász és kora holocén időszakok közt ment végbe.

A későglaciális éghajlatát leginkább pollen alapú klímarekonstrukciókból és klímamodell számításokból ismerjük a romániai Kárpátok térségében, emellett azonban egyre növekvő számú későglaciális korú barlangi cseppkőszelvény stabil izotóp ($d^{13}C$, $d^{18}O$) szelvénye áll rendelkezésünkre, melyek értékelése arra mutat, hogy a későglaciális felmelegedési fázisok kezdetén a hozzáférhető vízmennyiség is nőtt (Tămaş et al., 2005; Constantin et al., 2007), melyet a pollen alapú klímarekonstrukciók is megerősítenek (Feurdean et al., 2008, 2012a). Mint ahogyan azt fentebb tárgyaltuk, a Szent Anna tó pollenszelvényének pollenösszetételbeli változásai jó egyezést mutatnak más kárpáti szelvényekkel, tehát a pollenek alapján rekonstruálható paleoklíma jó egyezést mutat a stabil izotóp szelvényekkel. Ugyanakkor a planktonikus zöldalga flóra változásai ellentmondanak a hozzáférhető vízmennyiség (csapadék - párolgás) tekintetében levont következtetéseknek. 14300 évvel ezelőtt ugyanis a planktonikus zöldalgák hirtelen eltűnéséből

mi a vízszint erőteljes csökkenésére következtettünk a felmelegedés kezdetén (lásd a *Pediastrum* és *Scenedesmus* pollenszázalékok változását a 3.1.3.5. ábrán). Ennél is meglepőbb, hogy a planktonikus zöldalgák gyakorisága újból növekedett 13300 évvel ezelőtt, amikor a pollendiagram a szárazságtűrő sztyep fajok terjedését mutatta (pl. *Artemisia*, *Chenopodium*-típus), amit a fiatal driász lehűléssel azonosítottunk. Ezért összességében azt mondhatjuk, hogy a tó vízszintje, és így feltehetőleg a hozzáférhető nedvesség valószínűleg csökkent a felmelegedéssel. Ezek a Szent Anna adatsorokból levonható következtetések jó egyezést mutatnak a szerbiai löszszelvényekben lipid biomarker vizsgálatok alapján megállapítottakkal (Zech et al., 2013), ugyanakkor a Szent Anna vízszintcsökkenésre vonatkozó következtetések mindenképpen megerősítésre szorulnak, melyre jó esély van a diatóma vizsgálatok alapján. Fontos tisztázzuk, miből adódik az eltérés a tó vízszint és stabil izotóp adatok közt. Adódhat ez az eltérés esetleg abból, hogy a cseppkő izotópok éves átlag hozzáférhető vízmennyiség változást tükröznek, míg a zöldalgák a nyári vízszint változásait tükrözik? Vagy a növekvő fa/erdőborítás a kráter lejtőin megváltoztathatja-e olyan mértékben a befolyó víz mennyiségét, hogy ez vezet a vízszint-csökkenéshez?

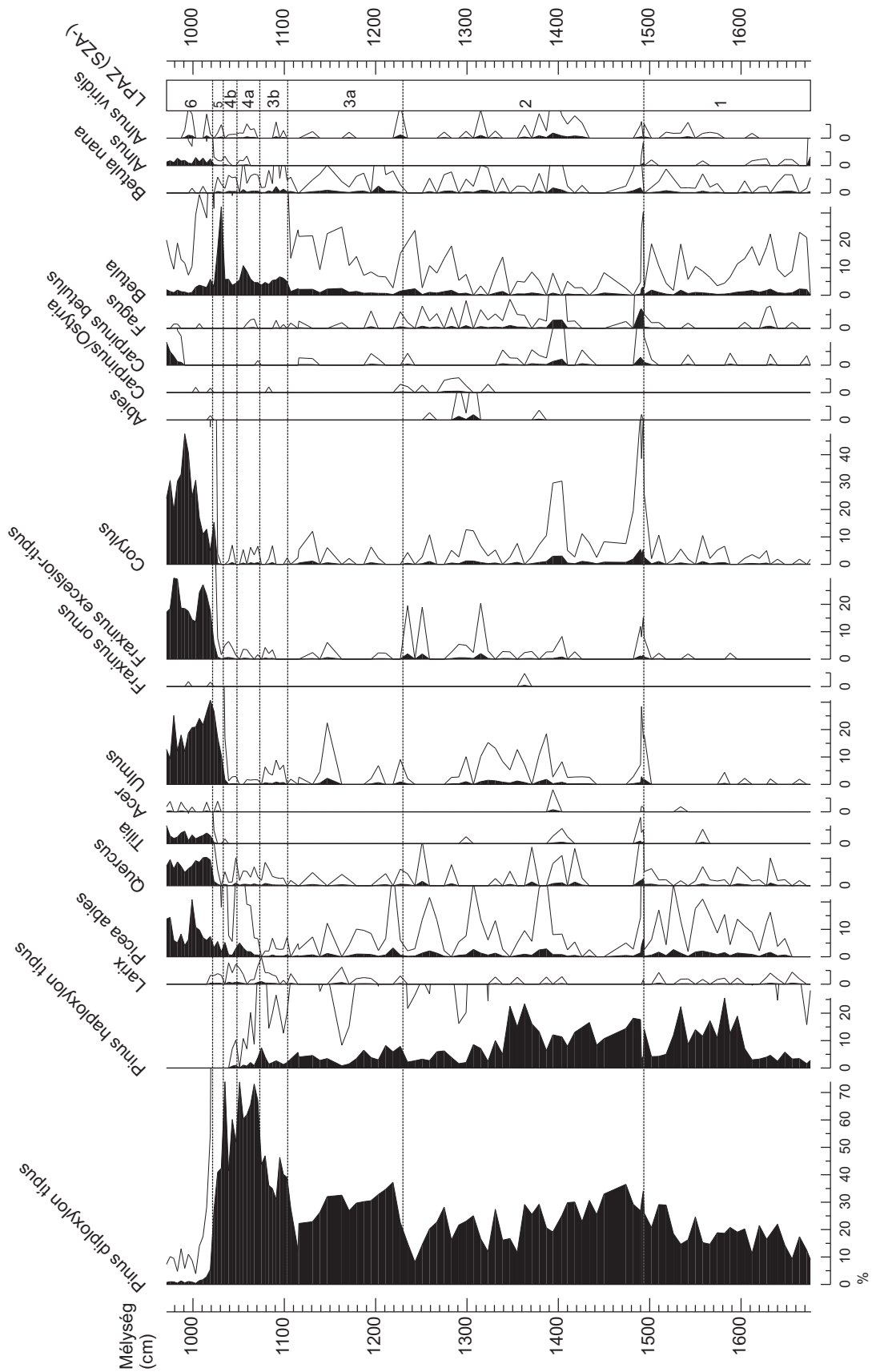


3.1.3.1. kiegészítő ábra Az 1000-1095 cm közti üledékszakasz fényképe a Fe intenzitás mérés értékeivel (x103), SZA-2010 fúrás, Szent Anna-tó, Románia.



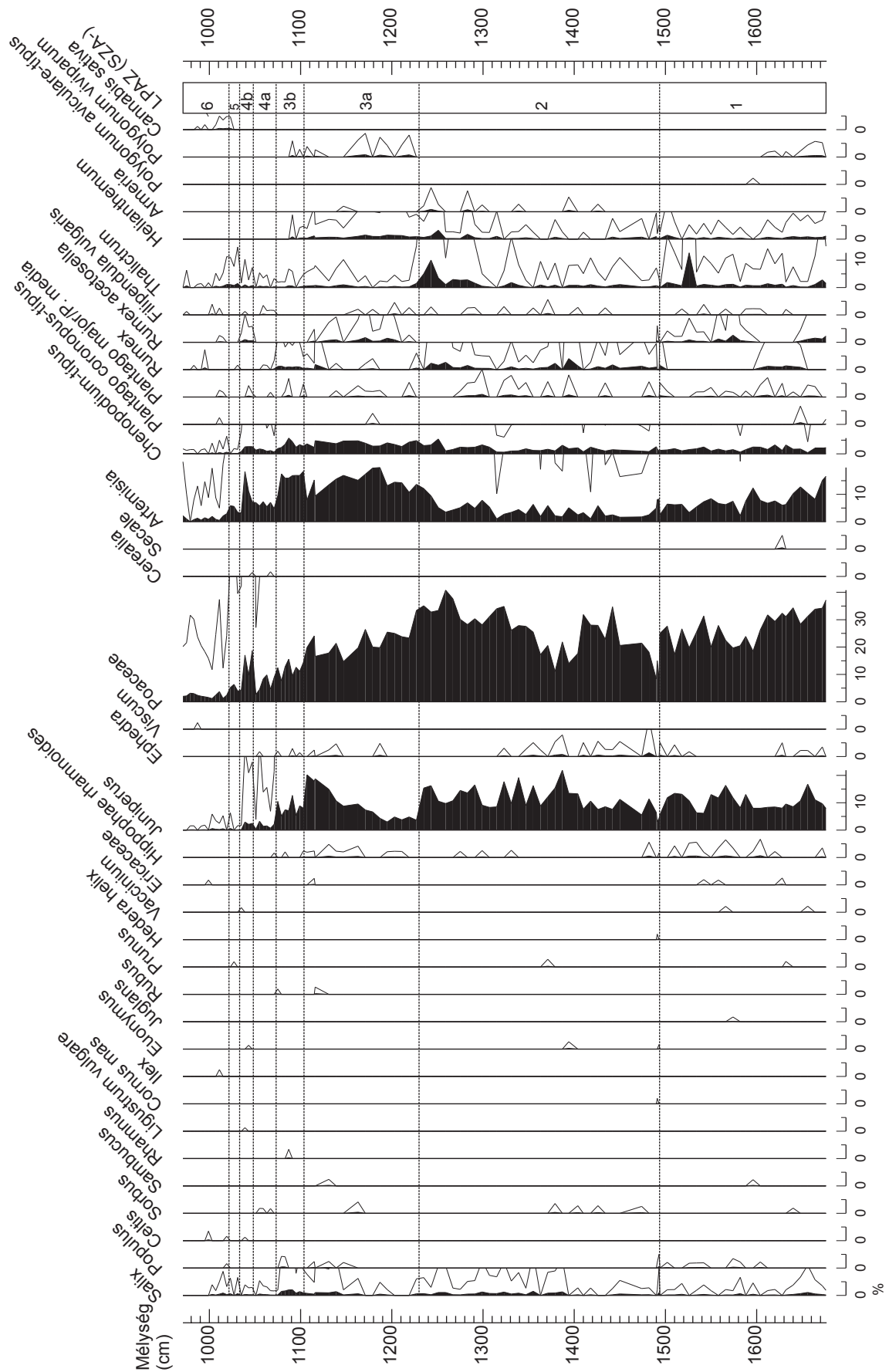
3.1.3.2. kiegészítő ábra Szemcseméret eloszlás az SZA-2010-es fúrásban lézeres szemcseanalizátorral mérve.

dc_1016_15



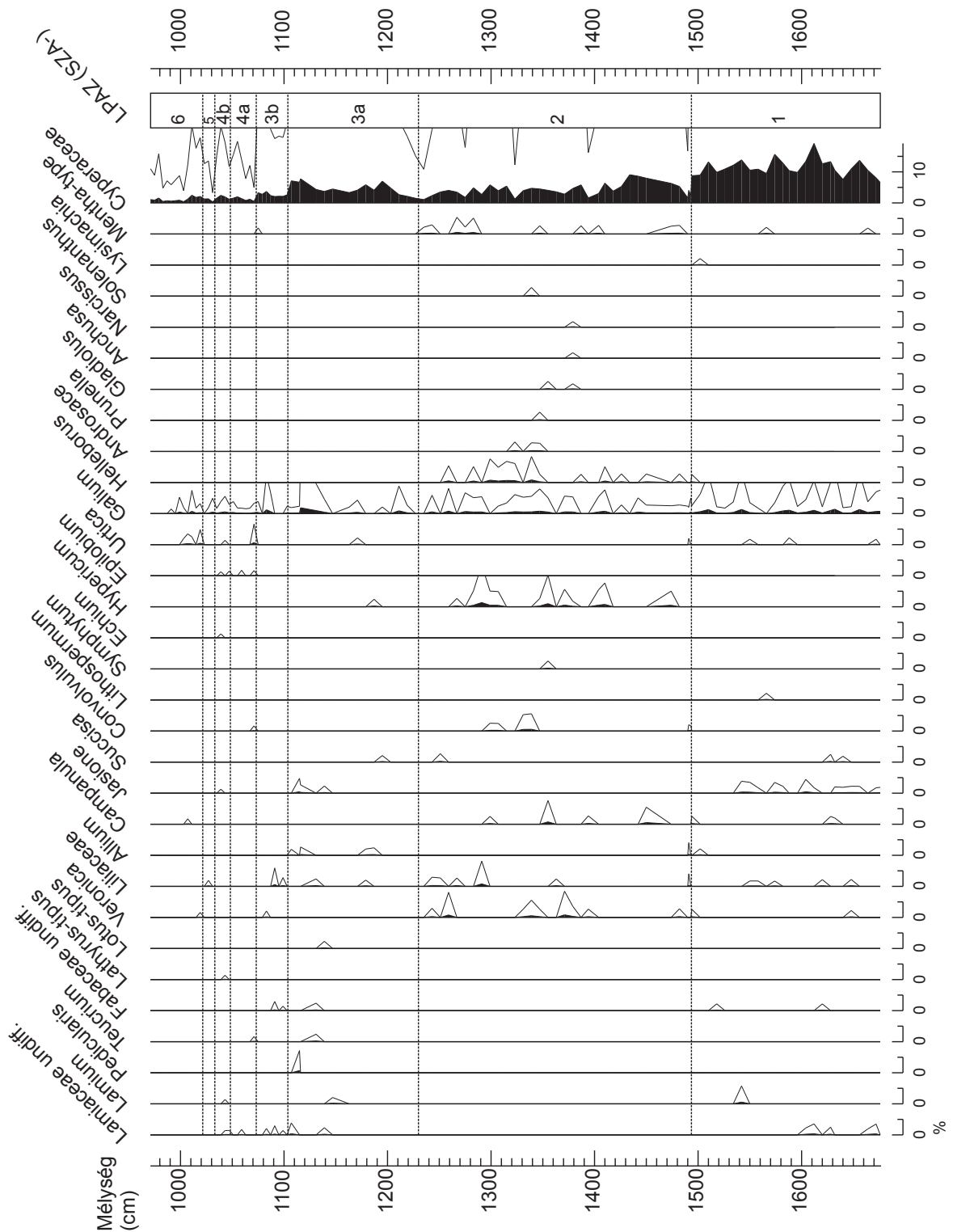
3.1.3.3. kiegészítő ábra A Szent-Anna tóSZÁ-2010-es fúrásának teljes pollendiagramja az összes szárazföldi pollentaxon feltüntetésével mélységskála mentén. LPAZ: lokális pollen együttes zónák.

dc_1016_15

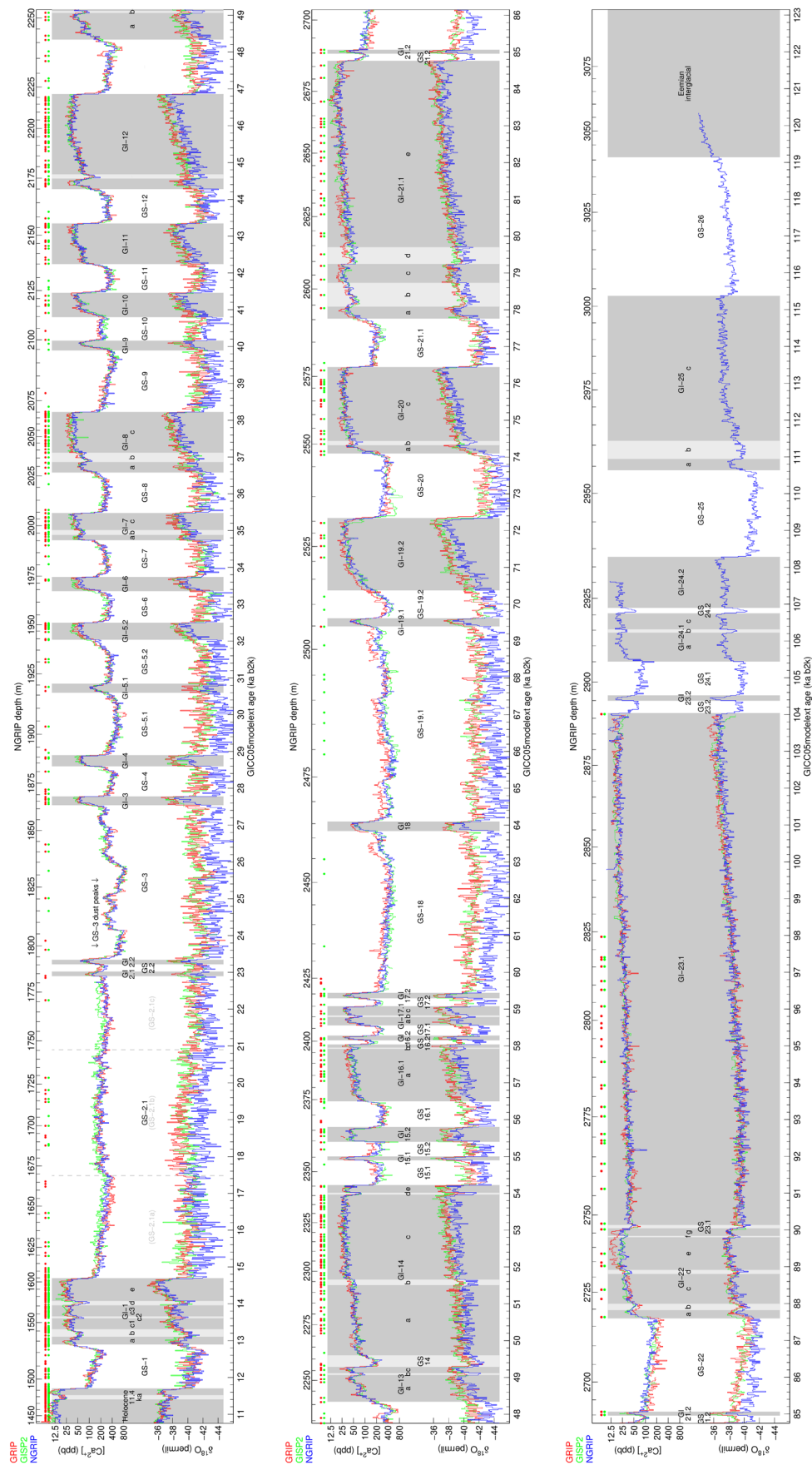


3.1.3.3. kiegészítő ábra A Szent-Anna tóSZA-2010-es fúrásának teljes pollendiagramja az összes szárazföldi pollentaxon feltüntetésével mélységskála mentén. LPAZ: lokális pollen együttes zónák.

dc_1016_15



3.1.3.3. kiegészítő ábra A Szent-Anna tóSZA-2010-es fúrásának teljes pollendiagramja az összes szárazföldi pollentaxon feltüntetésével mélységskála mentén. LPAZ: lokális pollen együttes zónák.



3.1.3.4. kiegészítő ábra A grönlandi NGRIP jégfúrás mag néhány fontosabb proxy-adatsora a grönlandi izotóp-fázisok feltüntetésével. Forrás: Rasmussen et al. (2014)

3. 1. 4. A Kárpátok eljegesedés maximum idejének vegetációváltozásai közép-kelet európai köntösben: vannak-e modern analógok? Milyen volt a vegetáció képe? Megfigyelhetők-e vegetációs gradiensek a régióban? (összegzés)

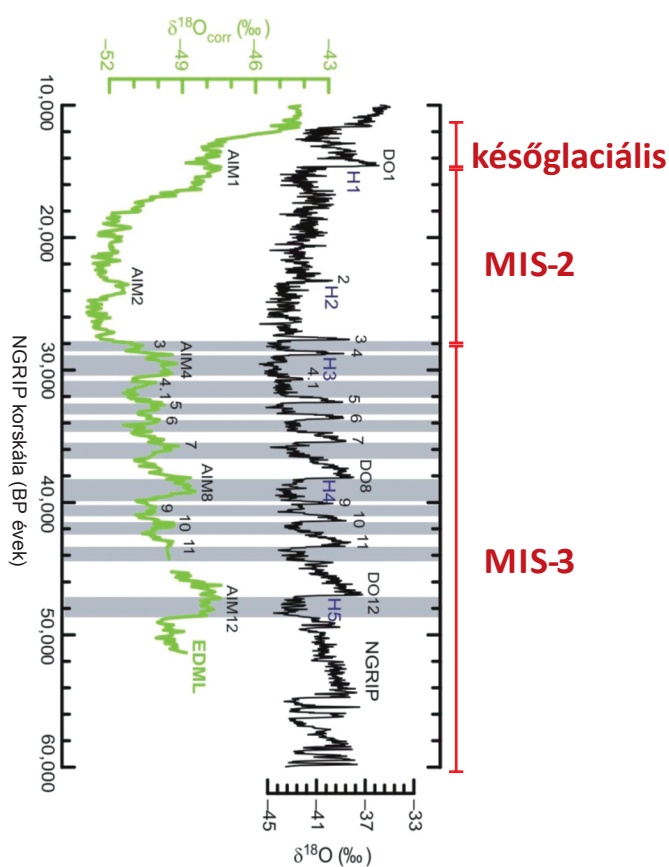
A Kárpáti Régió utolsó eljegesedés maximum idejének növénytakaróját elsősorban növényi makrofosszília valamint antrakológiai (Hollendonner, 1926, 1934, 1935, 1936; Tuzson, 1929; Szepesfalvi, 1930; Boros, 1952; Greguss, 1936, 1940; Sárkány, 1938; Zólyomi, 1952; Stieber, 1967; Bajzáth, 1999; Magyar et al., 1999; Medzihradzky és Bajzáth, 2014), és csak kisebb részben pollen vizsgálatok alapján ismerjük (Zólyomi, 1936, 1952; Járai-Kolódi, 2000, 2006; Magyar et al., 1999, 2000, 2014; Sümegei et al., 1999, 2012, 2013). Ebben az időszakban radiokarbonnal datált növényi makrofosszília maradványok többek közt a Nagymohos üledékrétegeiből ismertek (Jakab et al., 1998; Bajzáth, 1999; Magyar et al., 1999; 2000, 2014a; Járai-Komlódi, 2006). A Szent-Anna tó glaciális üledékrétegeinek 3.1.3. fejezetben bemutatott pollen és növényi makrofosszília alapú feldolgozása a Kárpátok első, az LGM-et lefedő több ponton datált és modern, multi-proxi módszerekkel feldolgozott szelvénye, mely ugyanakkor csupán egy kis terület LGM növényzetéről nyújt képet. Ebben a fejezetben arra teszünk kísérletet, hogy eredményeinket összevessük más hasonló korú, a régióból származó pollenszekvenciákkal, és általános következtetéseket vonjunk le az LGM vegetáció mai lehetséges analógiái tekintetében. Vizsgáljuk továbbá azt, hogy a földrajzi szélességenként és tengerszint feletti magasságonként tekintve milyen hasonlóságok és deviációk mutatkoznak az LGM vegetációban. Beszélhetünk-e a maihoz hasonló gradiensekről (pl. az erdős sztyep karakterében ma megfigyelhető szubmediterrán és kontinentális gradienshez hasonló jelenség megfigyelhető-e a múltban?). Természetesen ennek az időszaknak egyik kardinális, és sokat vitatott paleobotanikai kérdése a térség refúgium szerepe (Huntley és Birks, 1983; Bennett et al., 1991; Huntley, 1993; Willis, 1994; Schmitt, 2009; Kotlík et al., 2006; Birks és Willis, 2008; Schmitt és Varga, 2012). Máig megválaszolatlan, ám egyre több kutatási eredmény helyezi új megvilágításba ezt a kérdést, ezért célunk, hogy összefoglaljuk a tudomány mai állása szerinti eredményeket, melyekhez saját kutatásaink is új eredményekkel járulnak/járultak hozzá.

Természetesen nem lehet ezt az időszakot megérteni anélkül, hogy ne ismernénk előzményeit. A 3.1.4.1. ábra a grönlandi és antarktiszi jégmagok stabil izotóp vizsgálati eredményei alapján mutatja be a würm eljegesedés 60000 és 11600 év közötti időszakának tagolását a tengeri és jégfurat korbeosztási rendszereket egyaránt feltüntetve. Ebből az ábrából kitűnik, hogy a globális eljegesedés maximuma kb. 27 ezer éve vette kezdetét, mely egyben az MIS-2, azaz 2. tengeri oxigén izotóp fázis kezdete is. Ezt megelőzően az MIS-3 időszakban, a sarkvidékeket és kontinensek belsaját is gyakori klímafluktuációk jellemezték, meleg maximumokkal (DO: Dansgaard-Qeschger interstadiálisok, AIM: antarktiszi izotóp maximumok), és kárpát-medencei löszcsiga vizsgálatok alapján a mai nyári középhőmérsékleteket megközelítő hőmérsékletekkel (Sümegei, 2005).

Elsősorban régészeti ásatások, valamint löszfalak vizsgálata során előkerült faszenek vizsgálatából azt is tudjuk, hogy a Kárpát-medencét, Moráviát, a Bécsei-medencét és a Kárpátokon túli romániai folyó völgyeket ebben, az LGM-et megelőző időszakban diverz faji összetételű boreális erdős sztyep, arktikus láprét, tundra és hidegkontinentális sztyep fajok mozaikjai borították (Sümegei és Krolopp, 2002; Medzihradzky és Bajzáth, 1998, 2014; Bajzáth, 1999). Willis és van Andel (2004) összefoglalásából kitűnik (3.1.4.2. ábra), hogy az MIS-3 idején az alföldi és előhegységi zónában boreális tülevelű és mérsékeltövi lombhullató fajok egyaránt előfordultak. Előkerültek a jegenyefenyő (*Abies alba*), az éger (*Alnus viridis*, *A. glutinosa*, *Alnus* sp.), különböző nyírek (*Betula nana*, *B. pubescens*, *B. pendula*, *B. humilis*), különböző füzek (*Salix polaris*, *S. herbacea*, *S. repens*, *S. myrtilloides*, *S. myrsinoides*), mogyoró (*Corylus*), bükk (*Fagus sylvatica*), kőris (*Fraxinus* sp.), közönséges boróka (*Juniperus communis*), vörösfenyő (*Larix* sp., *L. decidua*), erdei fenyő (*Pinus sylvestris*), törpefenyő (*P. mugo*), cirbolyafenyő (*P. cembra*), boróka (*Juniperus communis*), lucfenyő (*Picea abies*, *P. excelsa*), nyár (*Populus* sp.), tölgy (*Quercus* sp.), madárberkenye (*Sorbus aucuparia*) és

szil (*Ulmus*) faszén és/vagy makrofosszília maradványai. A faji szintű határozás sok esetben nem lehetséges faszenek alapján, így több esetben kérdéses, hogy a ma élőkkal azonos fajok fordultak-e elő a régióban az MIS-3 idején.

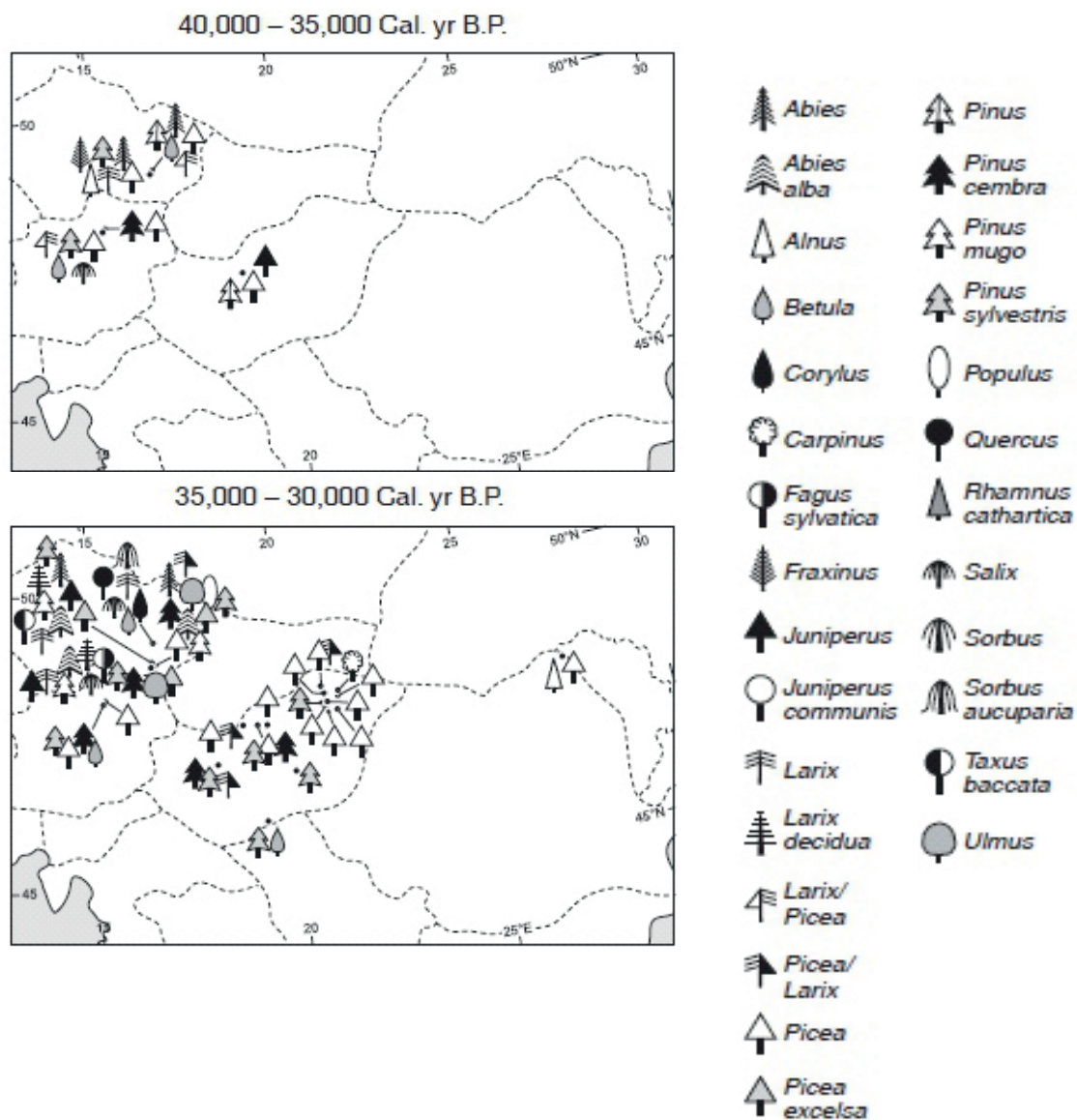
Bár nagy a valószínűsége hogy igen, észak-amerikai példák óvatosságra intenek, itt több esetben derült ki, hogy az LGM és az MIS-3 időszak vegetációjában olyan fafajok is uralkodóak voltak, melyek mára kihaltak (pl. *Picea critchfieldii*; Jackson és Weng, 1999). A Kárpátok tekintetében ez különösen *Pinus* és *Picea* nemzetségek esetében fontos, ui. ezek olyan kis fajokat is tartalmaznak, melyeknek ma szűk áréája van a Balkánon, de elképzelhető hogy az MIS3 és LGM idején elterjedtebbek voltak a Kárpátokban és a Kárpát-medencében. E tekintetben Járai-Komlódi *Picea omorika*-ra vonatkozó kutatásai igazolják a faj würmbéli jelenlétét a Kárpát-medencében, bár dominanciáját nem (Járai-Komlódi, 1973; Medzihradsky és Bajzath, 2014). A würm eljegesedés feltehetően korai szakaszából származó faszén leletek ezen kívül a *Pinus peuce* előfordulását is bizonyították Kiskunfélegyháza térségében (Tuzson, 1929). Ma ez a fenyő a Rila- és Pirin-hegységekben a felső erdőhatárt képezi, 600-2200 méter közt elterjedt a Kelet-Balkán több országában



3.1.4.1. ábra A würm eljegesedés 60000 évtől 11600 évig tartó időszakának oxigén izotóp görbéi az antarktisi és grönlandi jégfúrások szelvényeiben az időszak aktuális tagolásával szolgáló tengeri oxigén izotóp fázisok (MIS: marine isotope stages), az IRD (ice-rafted debris/jég által szállított törmelék) alapján meghatározott Heinrich-események (H), az antarktisi jégfeljegyzésekben felismert izotóp maximumok (AIM: Antarctic Isotope Maxima) és a grönlandi jégfeljegyzésekben felismert izotóp maximumok (DO: Dansgaard-Oeschger ciklusok) feltüntetésével.

A Kárpátok és a Kárpát-medence MIS-3 lágyszárú növényzetére vonatkozóan kevés adat áll rendelkezésünkre. A 3.1.4.1. táblázat a lengyel Kárpátok északi előterében agyagbányákból előkerült (solifluction clay) növényi makrofosszília együtteseket mutat be, melyeket radiokarbon kormeghatározással 29-40 ezer év közé datáltak (Środoń, 1968, 1987; Obidowicz 1996; Velichkevich és Mamakowa, 1999). Ez a növényzeti együttes kiemelkedő jelentőségű, ugyanis a faji szintű határozások révén, egyértelmű, hogy 400 méter körül és a fölött a mai alpin (pl. *Callianthemum coriandrifolium*, *Dianthus speciosus*, *Helianthemum alpestre*, *Leontodon pseudotaraxaci*) és nivális (pl. *Arabis alpina*, *Doronicum stiriacum*, *Cerastium lapponicum*) társulások alkotói keveredtek mai sztyeppe elemekkel (pl. *Aster alpinus*, *Potentilla heptaphylla*, *Helianthemum sp.*), azaz a hegységekben ma mindenképpen az erdőhatár fölött előforduló lágyszárúak lehúzódtak a középhegysé-

gi zónába. Ezt a közösséget nevezik a sztyeppei és alpin/nivális/tundra elemek keveredése miatt sztyep-tundrának vagy tundra-sztyepnek (Lang, 1994). Ez a növényzeti együttes tartalmazott pl. ma csak Skandináviában előforduló fajokat (*Ranunculus hyperboreus*, *Silene wahlbergella*), és bár a Kárpátok más területéről nincsenek makrofosszília adataink a lágyszárú flóra tekintetében, de ezek összetétele feltehetően hasonlós volt az Északi Kárpátokéhoz.



3.1.4.2. ábra A Kárpáti Régióban előforduló fafajok az MIS-3 idején Willis és Van Andel (2004) összefoglaló tanulmánya alapján.

Szintén kiemelkedő az ÉNy-Magyarországról, Győr közeléből előkerült MIS-3 makro- és mikroflóra (3.1.4.1. táblázat), mely 30-33 ezer év közé datálható a radiokarbon koradatok alapján, és elsősorban eutróf lápi és sekély tavi környezethez, valamint homok zátony, dűne, azaz összességében egy allúviális területnek a mainál jóval hidegebb klímán kialakult, diverz és mozaikos növényzeti képét tárja elénk, olyan törpecserjékkel és lágyszárúakkal, melyek ma egyértelműen a tundrákhoz vagy északi boreális vizenyős területekhez kötődnek (pl. *Salix myrsinites*, *S. myrtilloides*, *S. polaris*, *Dryas octopetala*, *Selaginella selaginoides*, *Eriphorum vaginatum*). Ugyanakkor számos tajga és hemiboreális erdőalkotó fa makrofosszíliaja is előkerült (mint pl. *Picea abies*, *Larix decidua*, *Pinus sylvestris*, *P. cembra*, *Alnus glutinosa*). A pollenösszetétel pedig 83%-nyi fapollen

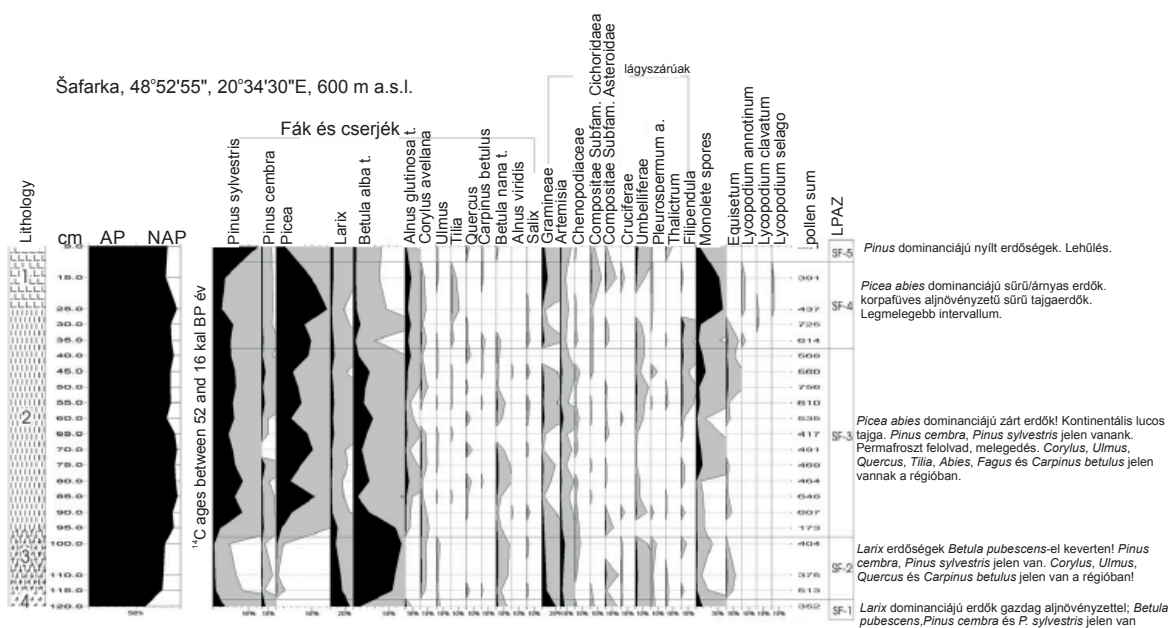
tartalmával szintén azt sejteti, hogy a terület legalább részben erdősült volt ebben az LGM-et közvetlenül megelőző időszakban (Medzihradzky és Bajzáth, 1998, 2014).

3.1.4.1. táblázat Az utolsó eljegesedés maximumát megelőző MIS-3 tengeri izotópfázis idejére datált makrofosszília maradványok Közép-Kelet-Európában élőhely szerinti csoportosításban. (a) Néhány fontosabb, a Kárpátok északi előterében agyagbányák szoliflukciós üledékekből meghatározott lágyszárú növényfaj, melyek kora 29 és 40 ezer évek közé tehető. Srodon (1968, 1987), Obidowicz (1996), Velichkevich és Mamakowa (1999) alapján. A teljes listát a 3.1.4.1. függelék tartalmazza. A feltüntetett fajok és nemzetségek a Sowliny és Dobra lelőhelyekről kerültek elő. (b) ÉNy- Magyarország, Győr-Szabadrétdomb lelőhelyről előkerült növényi makrofossziliák, melyek kora 30-33 ezer év közé tehető radiokarbon kormeghatározások alapján (Medzihradzky és Bajzáth, 1998; 2014).

Lengyel Táttra északi előtere (~400 m)						
Havasi párnanövényzet és sziklalakók	Alpin rétek növényei	Sztyep taxonok	Északi tundra fajok (ma nem élnek a régióban)			
<i>Arabis alpina</i>	<i>Callianthemum</i>	<i>Alyssum</i> ,	<i>Ranunculus</i>			
<i>Doronicum stiriacum</i>	<i>coriandrifolium</i> ,	<i>Artemisia</i> ,	<i>hyperboreus</i> ,			
<i>Cerastium lapponicum</i>	<i>Dianthus speciosus</i> ,	<i>Aster alpinus</i> ,	<i>Silene wahlbergella</i>			
<i>Ranunculus montanus</i>	<i>Helianthemum alpestre</i> ,	<i>Potentilla heptaphylla</i> ,				
	<i>Leontodon pseudotaraxaci</i> ,	<i>Chenopodiaceae</i> ,				
	<i>Linum extraaxillare</i> ,	<i>Festuca</i> ,				
	<i>Minuartia sedoides</i> ,	<i>Filipendula</i> ,				
	<i>Minuartia verna</i>	<i>Helianthemum</i>				
	<i>Polygonum viviparum</i>					
	<i>Potentilla aurea</i>					
	<i>Selaginella selaginoides</i> ,					
	<i>Soldanella carpathica</i>					
ÉNY Magyarország (~100 m)						
Arktikus-alpin-boreális törpecserjék (*vízhez, láphoz kötött)	Tundra és arktikus láp elemek	Szubalpin erdők (Kárpátokban ma Balkánon*)	Boreális erdő/tajga	Boreális lápok	Eurázsiai kontinentális sztyepek	Egyéb
<i>Betula nana*</i>	<i>Dryas octopetala</i>	<i>Alnus viridis</i>	<i>Picea abies</i>	<i>Carex nigra</i>	<i>Knautia cf.</i>	<i>Alisma</i>
<i>Betula tortuosa</i>	<i>Saxifraga oppositifolia</i>	<i>Pinus cembra</i>	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Eleocharis palustris</i>	<i>arvensis</i> ,	<i>plantago-aquatica</i> ,
<i>Betula humilis*</i>	<i>Selaginella seliginoides</i>	<i>Larix decidua</i>	<i>Betula pendula</i>	<i>Menyanthes trifoliata</i>	<i>Scabiosa cf. ochroleuca</i> ,	<i>Alnus glutinosa</i> ,
<i>Salix herbacea</i>	<i>Scorpidium scorpioides</i>	<i>Juniperus communis</i>		<i>Betula pubescens</i>	<i>Centaurea sp.</i>	<i>Carex caespitosa</i> ,
<i>Salix polaris*</i>	<i>Juncus sp.</i>	<i>Picea abies</i>		<i>Eriophorum vaginatum</i>		<i>Carex vesicaria</i> ,
<i>Salix repens</i>	<i>Koenigia islandica</i>	<i>Picea omorika*</i>		<i>Eriophorum angustifolium</i>		<i>Chenopodium album</i>

Győrtől nem sokkal északra és kissé keletre, a Kárpátokból szintén az MIS 3 növényzet pontosabb megismerését szolgálja a Vlasta Jankovská által vizsgált Šafarka pollenzelvénye, melyhez növényi makrofosszília vizsgálat is társult (Jankovská, 2002; Jankovská és Pokorný, 2008). Ez a Slovenské Rudohorie hegységben, Poprád közelében 600 méteres tengerszint feletti magasságban elhelyekedő víznyelőben (dolina) kialakult eltemetett láp egy gipszbányából került elő, sajnos a lelőhely azóta megsemmisült, így nem vizsgálható újra. A rendkívüli módon tömörödött üledékréteg alja (vastagsága alig 1,2 méter) a radiokarbon vizsgálatok tanúsága szerint 52 ezer évnél

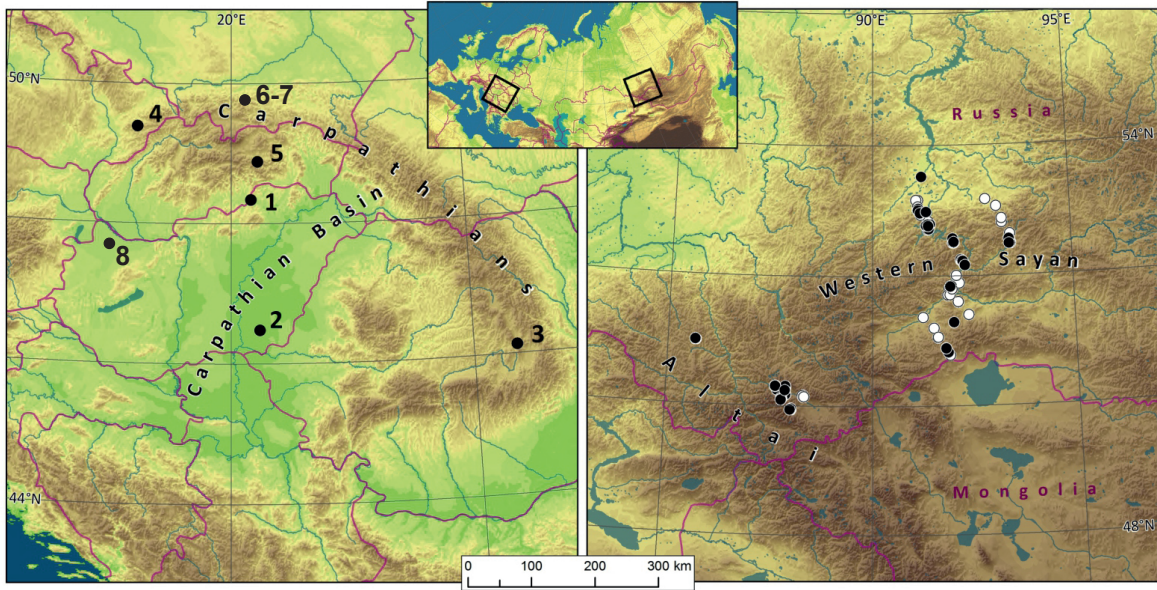
idősebb, míg teteje 19-21 ezer éves. Valószínűleg az üledékképződés nem volt folyamatos, de így is figyelemreméltó, hogy a szelvény egy teljes szukcessziósort tár elénk, melyben mindvégig zárt boreális erdő és erdős-tundra társulások váltották egymást hasonlóan a Győr-Szabadrétdomb lelőhelyhez (3.1.4.3. ábra). A vizsgálat egyik legfontosabb következtetése az, hogy az Alacsony Tátra 600 méter körüli régiójában egészen az eljegesedés maximumáig zárt lucfenyvesek tenyésztek, legalábbis a DO ciklicitásnak megfelelő melegebb időszakokban. A szelvény jól példázza, hogy vörösfenyő-nyír-cirbolyafenyő erdők a permafroszttal jellemzett időszakokban alakultak ki, míg a boreális régió zárt tajga erdei permafroszt-mentes időszakokban jellemezték a területet. A pollenszelvényben mérsékeltövi lombhullatók fák pollenjei mindvégig előfordultak, hasonlóan Győr-Szabadrétdombhoz (*Ulmus*, *Carpinus betulus*), mely alapján Jankovská (2002) valamint Medzihradzsky és Bajzáth (2014) a mérsékeltövi lombhullató fák jelenlétére következtetett a régióban. Ez, és még néhány sporadikus, kevésbé jól datált szelvény (Kuneš et al., 2008) jelzi, hogy a Kárpátok és az ÉNy-Dunántúl az utolsó eljegesedés maximumát megelőzően erdősült volt.



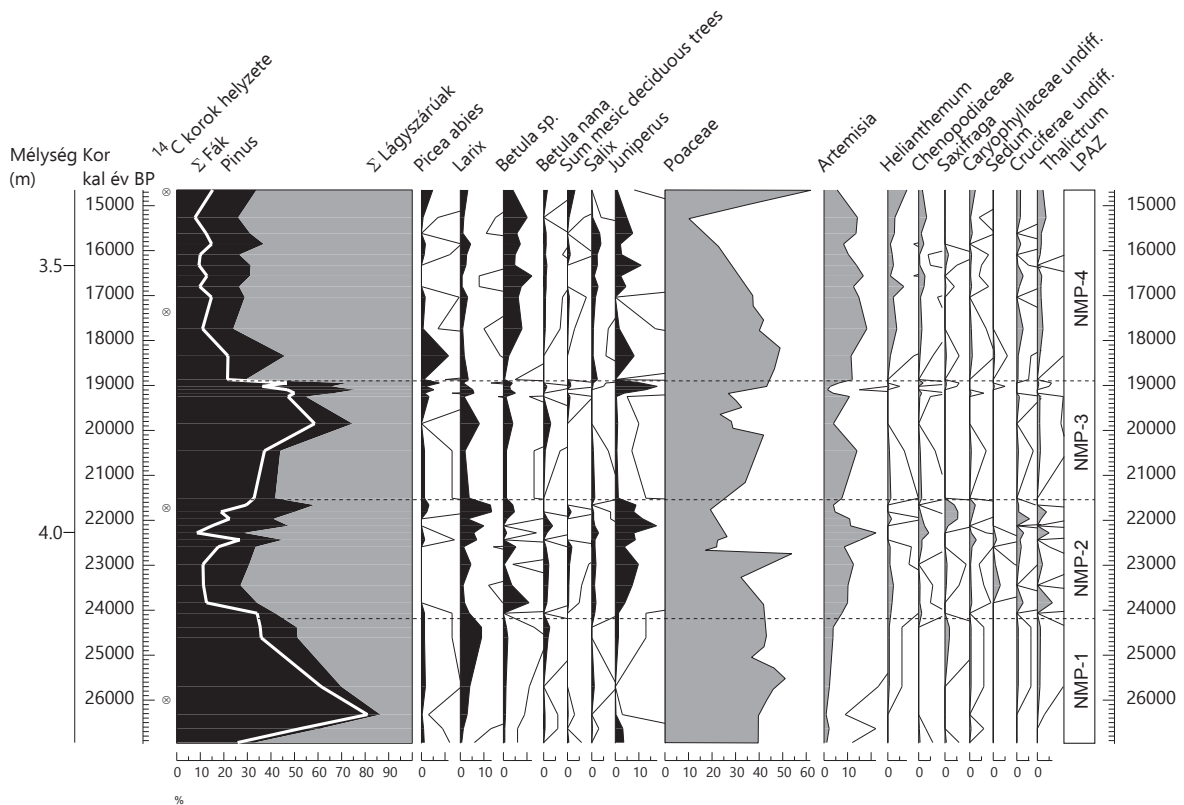
3.1.4.3. ábra A Poprád közeli Šafarka pollendiagramja a pollenösszetétel alapján rekonstruálható vegetációs képpel. Jankovská és Pokorný (2008) alapján módosítva. A lelőhely földrajzi helyzetét lásd a 4.1.4.4. ábrán.

Ahogy mozdulunk előre időben, és érkezünk bele a globálisan leghidegebbnek tartott eljegesedés maximumába, úgy csökken a vizsgálható tavi is lápi üledékek száma a régióban (Buczko et al., 2009a). Egy nemrégiben megjelent tanulmányunk több a Kárpát-medencéből és környező régiókból ismert, radiokarbonnal több ponton korolt pollenszelvényt használt fel annak a kérdésnek a tisztázására, hogy milyen módon változott meg az utolsó eljegesedés maximumán a térség növénytakarója (Magyari et al., 2014a). Ehhez a cseh kollégák által készített felszíni pollenminta hálózatot használtuk fel (Chytrý et al., 2008; Jankovská és Pokorný, 2008; Kuneš et al., 2008; Pelánková and Chytrý, 2009; Schmitt és Varga, 2012). Elsősorban a fa és cserjeborítás pontosabb becslésére törekedtünk, valamint célunk volt az LGM sztyep-tundra növényzetének pontosabb összetételbeli és habitusbeli jellemzése a modern és fosszilis pollenösszletek összetevése révén.

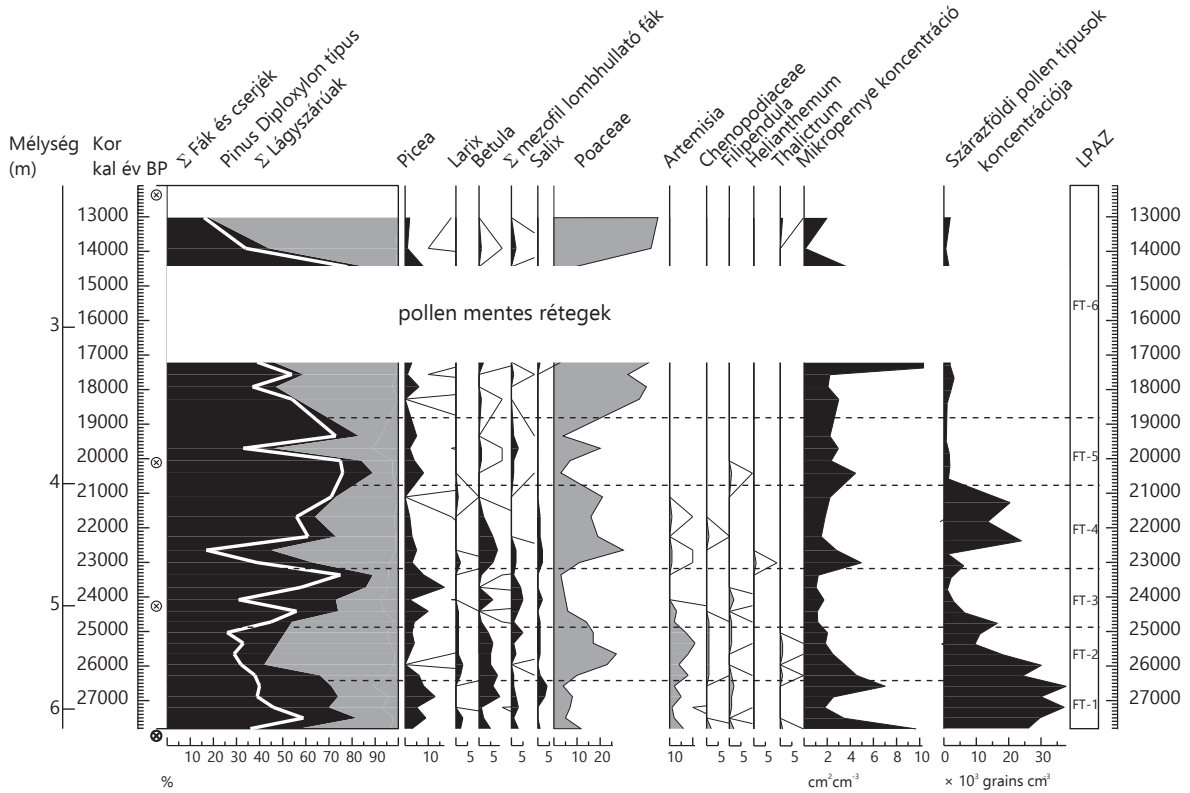
A vizsgálatba bevont lelőhelyeket a fejezetben tárgyalt egyéb lelőhelyekkel együtt a 3.1.4.4. ábrán mutatjuk be. Közülük a Fehér-tó és a Nagymohos Magyarország területén, a Szent-Anna tó Erdélyben, míg Jablunka és Šafarka szelvények Szlovákia területén találhatóak. A részletesebben vizsgált három LGM-et is lefedő pollendiagramot a 3.1.4.5-7. ábrák mutatják, míg a dél-szibériai felszíni pollenminták főbb taxonjainak százalékos eloszlását a 3.1.4.8. ábra szemlélteti.



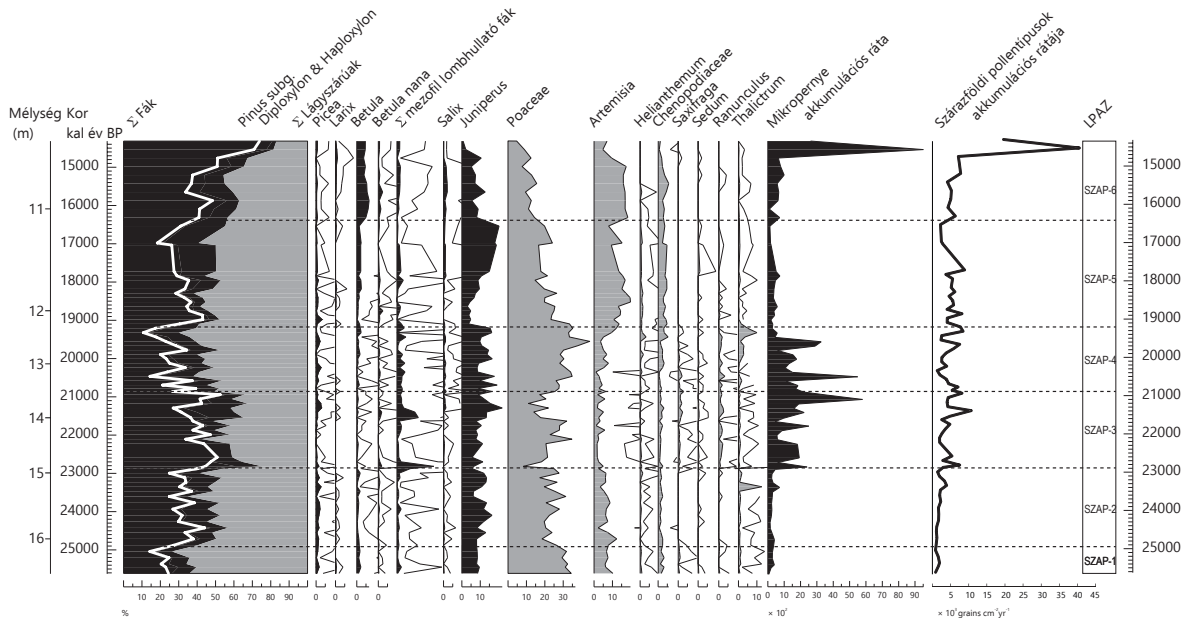
3.1.4.4. ábra A modern analóg vizsgálatokba bevont késő pleniglaciális (15-26,5 ezer évek) és modern pollenszelvények földrajzi helyzetem más szövegben tárgyalt pollen és növény makrofosszília szelvények feltüntetésével: (a) a vizsgált területek Euráziában; (b) késő pleniglaciális pollen szelvények Kelet-Közép Európában. 1: Nagymohos, 2: Fehér-tó, 3: Szent Anna-tó (Sfânta Ana), 4: Jablunka, 5: Šafárka, 6: Sowlyni, 7: Dobra, 8: Győr-Szabadrétdomb; (c) a felszíni pollenminták helyzete az Altáj és Szaján-hegységekben Dél-Szibériában; fekete: szignifikáns analóg, fehér: nem-analóg.



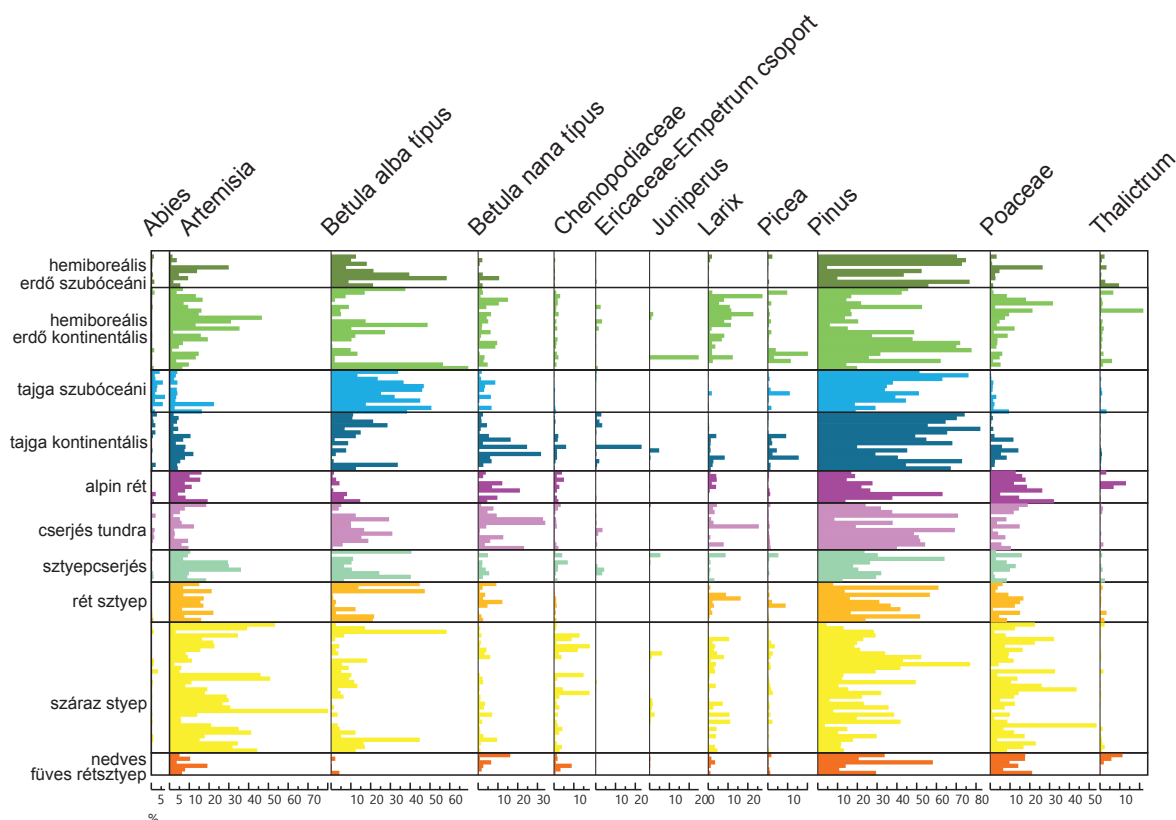
3.1.4.5. ábra A Nagymohos (NM) felső pleniglaciális pollenszelvénye a legfontosabb taxonok százalékos értékeivel (394 m tszfm., Kelemér, ÉK-Magyarország) kalibrált BP korszala mentén. LPAZ: lokális pollen együttes zónák. A mezofil lombhullató mérsékletövi fák pollenszázaléka az alábbi taxonokat egyesíti: *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Carpinus betulus*, *Fagus* és *Fraxinus excelsior* típus.



3.1.4.6. ábra A Fehér-tó (FT) felső plenglaciális pollenszelvénye a legfontosabb taxonok százalékos értékeivel (83 m tszfm., Kardoskút, DK-Magyarország) kalibrált BP korszala és mélység mentén. LPAZ: lokális pollen együttes zónák. A mezofil lombhullató mérsékletövi fák pollenszázaléka az alábbi taxonokat egyesíti: *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Carpinus betulus*, *Fagus* és *Fraxinus excelsior* típus



3.1.4.7. ábra A Szent Anna-tó (SZA) felső plenglaciális pollenszelvénye a legfontosabb taxonok százalékos értékeivel (950 m tszfm., Bálányosfürdő, Keleti-Kárpátok, Csomád-hegycsoport, Románia) kalibrált BP korszala és mélység mentén. LPAZ: lokális pollen együttes zónák. A mezofil lombhullató mérsékletövi fák pollenszázaléka az alábbi taxonokat egyesíti: *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Carpinus betulus*, *Ostrya/Carpinus orientalis*, *Fagus*, *Fraxinus excelsior* típus és *Fraxinus ornus*.



3.1.4.8. ábra Domináns és jellegzetes összetételt mutató pollen típusok százalékos értékei a dél-szibériai Altáj- és Szaján-hegységek legfontosabb vegetációtípusait reprezentáló felszíni pollenmintákban.

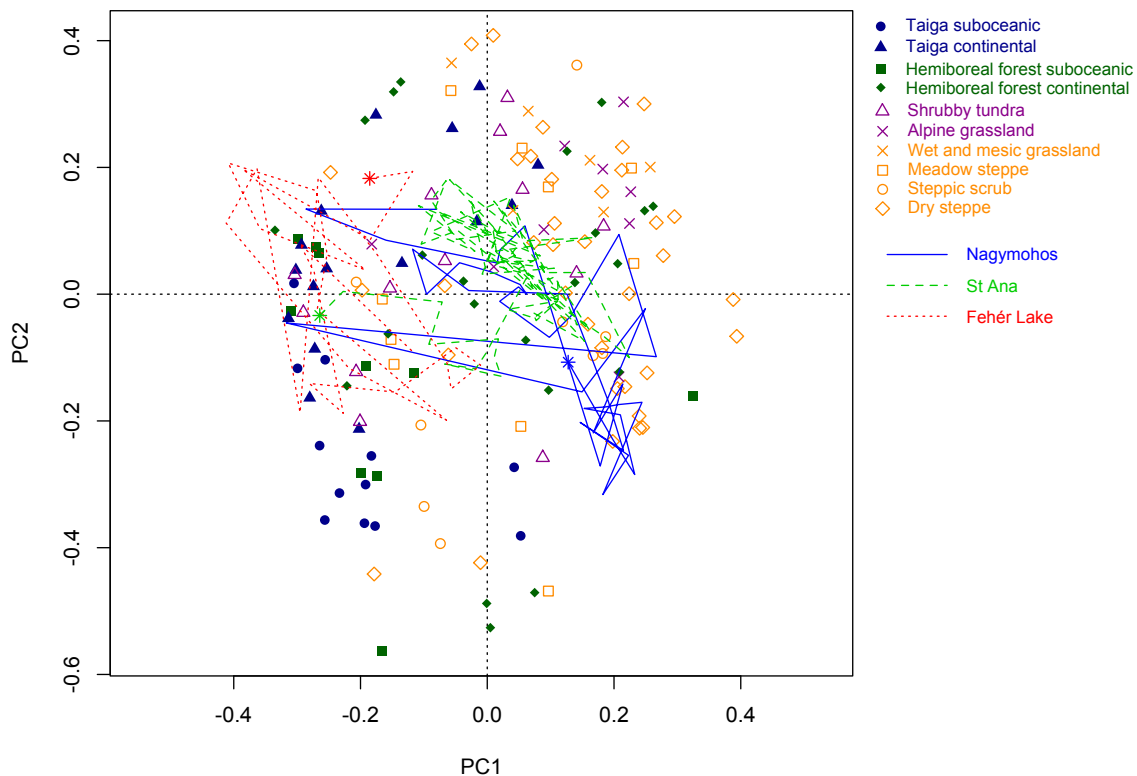
A felső pleniglaciális időszak (LPG: 15000-26000 évek közt, lásd Tzedakis et al., 2013) és LGM vegetáció összetételének pontosabb megismerését a felszíni pollenmintákon keresztül első lépésben főkomponens analízissel végeztük. A 3.1.4.9. ábrán bemutatott biplot és a 3.1.4.2. táblázatban szereplő főkomponens súlyok alapján azt mondhatjuk, hogy az 1. főkomponens az erdősült és fátlan vegetációtípusokat jól elkülöníti a modern mintákban. A fátlan társulásokból származó minták a biplot jobboldalán, míg az erdőkből és erdős sztyepekről származó minták a baloldalán helyezkednek el kevés kivételtől eltekintve. A 2. főkomponens a taxon főkomponens súlyok alapján nedvességi gradiensként értelmeztük (Magyari et al., 2014a). A nagy hozzáférhető vízmennyiséggel jellemzett zárt erdei pollenminták a biplot felső felében, míg a száraz sztyep minták a biplot alsó felében helyezkednek el. Az elvárásoknak megfelelően a kárpát-medencei LGM és LPG pollenösszletek közül nagyon kevés esik csak a biplot bal felső negyedébe, néhány Fehér-tóból származó minta csupán. A fosszilis mintáknak a recens mintákhoz viszonyított helyzete alapján elmondhatjuk, hogy a Nagymohos LPG polleösszletei legnagyobb hasonlóságot a szibériai száraz sztyepekkel és sztyepecserjésekkel mutatják, néhány minta pedig a kontinentális tajga és hemiboreális erdőtársulásokkal hasonlatos összetételű.

Ezeknek a növényzeti formációknak a leírását röviden a 3.1.4.1. függelék tartalmazza.

A Fehér-tó fosszilis mintái főként az erdősült szibériai régiókból származó pollenmintákkal mutatnak hasonlóságot: leginkább a szubóceánikus és kontinentális hemiboreális és tajga erdőkkel, de jó néhány minta mutat hasonlóságot a rétsztyep és sztyepecserjés mintákkal is.

A Keleti-Kárpátok Szent Anna tavának LPG pollenmintái a biplot zéró pontja körül csoportosulnak, és nem mutatnak különösebb hasonlóságot az Altáj és Szaján hegység felszíni pollenmintáival. Csak néhány esetben fed át a fosszilis pollenösszletek helyzete a sztyep cserjés, alpin füves rét, száraz sztyep és kontinentális tajga mintákkal. Figyelemreméltó továbbá a Szent Anna-tó 17000 évnél fiatalabb mintáinak eltérő viselkedése. Ezek több hasonlóságot mutatnak a modern

dc_1016_15



3.1.4.9. ábra A modern és fosszilis pollenmintákat egyesítő adathalmazon végzett ordináció (főkomponens analízis: PCA) eredményei koordinátarendszerben megjelenítve. A kitöltött és üres jelek a modern fás és fátlan vegetációtípusokból származó dél-szibériai mintákat jelölik. A fosszilis pollen spektrumok mintáit vonalak kötik össze rétegtani sorrendben. A legfiatalabb mintát csillag jelöli. Az 1. és 2. tengely az összvariancia 27,4% illetve 13,8%-át jeleníti meg.

mintákkal, főként a rétsztyeppel, és általánosan elmozdul pozíciójuk a biplot bal felére, jelezvén az erdőborítás mértékének növekedését. Összességében a főkomponens analízis azt mutatja, hogy a két hegyvidéki/domsági LPG pollenszelvény főként a nyílt vegetációtípusokkal mutat hasonlóságot és ezek egymáshoz is jobban hasonlítanak; míg a dél-alföldi szelvény eltér tőlük, és a százalékos adatok alapján ez a terület lehetett a legerdősültebb, legalábbis a vizsgált folyómeder közvetlen környezetében.

Fontos arra is kitérnünk, hogy a főkomponens analízis első két tengelye az összvariancia csupán 27,4 és 13,8%-át magyarázza, ugyanakkor a biplot jól értelmezhető gradienseket jelenít meg.

3.1.4.2. táblázat A fontosabb pollentaxonok főkomponens súlyai.

	PC1	PC2
<i>Betula</i>	-0.258	-0.817
<i>Larix</i>	0.161	0.156
<i>Picea abies</i>	-0.151	0.132
<i>Pinus</i>	-0.827	0.370
<i>Alnus viridis</i>	-0.104	-0.075
<i>Juniperus</i>	0.266	0.114
<i>Artemisia</i>	0.631	-0.116
Caryophyllaceae undiff.	0.193	0.077
Chenopodiaceae	0.252	0.077
Poaceae	0.657	0.144
Umbelliferae undiff.	0.101	-0.058

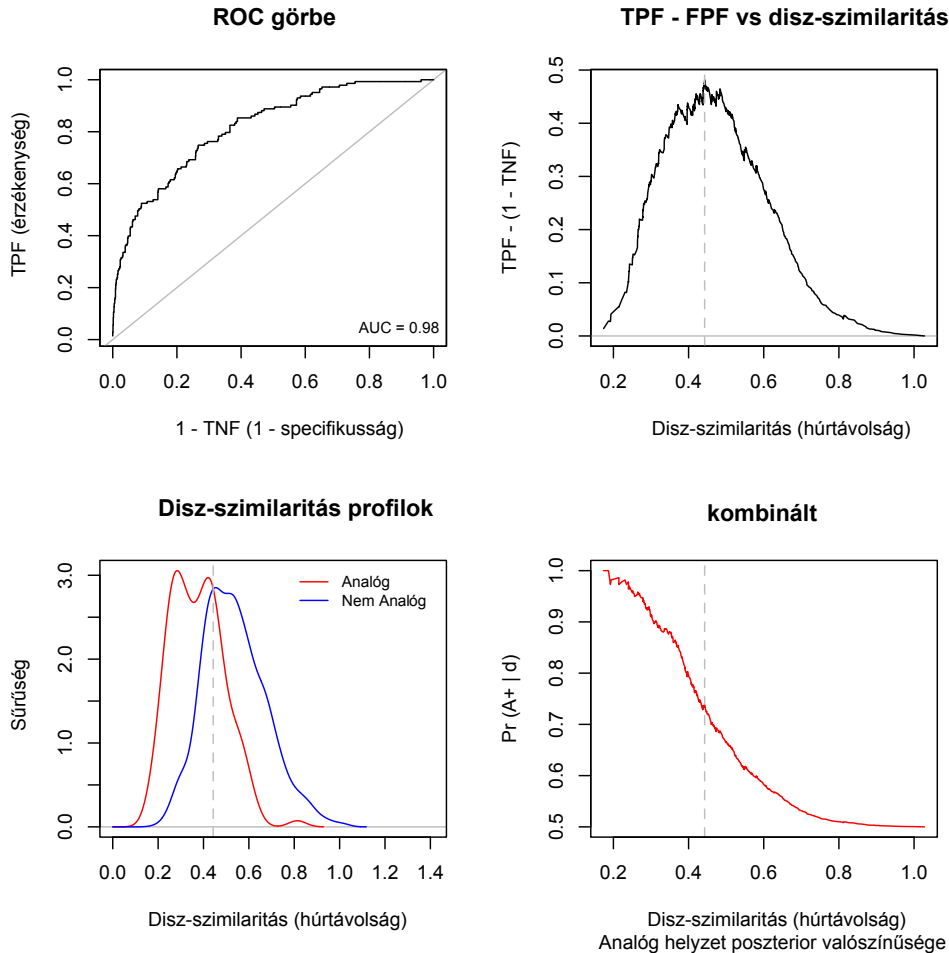
3. 1. 4. 1. Modern analógok

A negyedidőszaki paleoökológiai és paleoklíma kutatásokban egyre hangsúlyosabb szerepet kap az a matematikai módszer, melyet modern analóg módszernek (MAT) nevezünk, és matematikai alapját az aktualizmus elvét figyelembe véve, valamilyen fosszilis élőlény együttes mennyiségi eloszlásának összehasonlítása képezi modern élőlény együttesekkel, és a hozzájuk rendelt környezeti vagy klímaparaméterekkel (Birks et al., 2012; Simpson, 2012). A disszimilaritás mérésére leggyakrabban a húrtávolságot használják, és a ROC (receiver operating characteristics) eljárást felhasználva állapítják meg azt a kritikus disszimilaritás értéket (d_{crit}), mely fölött a modern és fosszilis minták már nem tekinthetők szignifikáns analógoknak (ez általában abból adódik, hogy ezen érték felett már a modern minták sem különülnek el egymástól, azaz fals analógjai egymásnak).

A ROC analízis eredményeit tartalmazó 3.1.4.3. táblázat értelmében a szibériai felszíni pollenminták jól elválasztják egymástól a különböző növényzeti formációkat. Erre utalnak a relatíve nagy görbe alatti területek (AUC) minden növényzeti formáció esetén. A 3.1.4.10. ábra a ROC analízis eredményeit mutatja. A modern mintapárokat akkor tekintettük analógoknak, ha mindkettőn azonos vegetáció formációból származtak. A páronkénti disszimilaritás értékek Kernel sűrűségdiagramja a 3.1.4.10.c ábrán azt mutatja, hogy mind az analóg mind a nem-analóg párosítások esetén előfordulnak relatíve kicsi disszimilaritás értékek, ennek ellenére az analóg minták páronkénti disszimilaritás értéke jellemzően alacsony (a leggyakoribb húrtávolság 0,25). Ez arra utal, hogy a modern minták közt van egy alapvető hasonlatosság, de a valódi analóg párok disszimilaritása alacsonyabb ennél. Az adatsornak ez a jellemvonása ugyanakkor ahhoz vezet, hogy a kritikus húrtávolság (mely fölött már nem tekinthető két minta statisztikai értelemben analógnak) mindössze 0,443. Ezt az értéket figyelembe véve, csak akkor tekintettünk egy modern mintát a fosszilis minta statisztikusan szignifikáns analógjának, ha húrtávolságuk kisebb volt, mint 0,443.

3.1.4.3. táblázat A ROC analízis (receiver operating characteristics curve analysis) eredményei. Az analízishez az Altáj és Szaján-hegységekből származó felszíni pollenmintákat használtuk fel és azt vizsgáltuk, hogy mi az a kritikus disszimilaritás érték mely fölött két minta nem tekinthető egymás szignifikáns analógjának. Az analízis során a felszíni pollen mintákat a 3.1.4.1. függelék szerinti 10 vegetáció típusba soroltuk.

a disszimilaritások ROC görbéi:	Analóg párok száma	Nem-analóg párok száma	Optimális disszimilaritás	ROC görbe alatti terület (AUC)	Az AUC sztenderd hibája	p-érték
Alpin rét	9	134	0.515	0.988	0.025	0.0010
Száraz sztyep	36	107	0.417	0.922	0.032	< 0.0001
Hemiboreális erdő kontinentális	22	121	0.448	0.951	0.032	0.0006
Hemiboreális erdő szubóceáni	10	133	0.416	0.987	0.025	0.0005
Rétsztyep	10	133	0.295	0.972	0.036	0.1600
Cserjés tundra	13	130	0.382	0.981	0.027	0.0003
Sztyepcserjés	9	134	0.474	0.986	0.028	0.0042
Tajga kontinentális	16	127	0.349	0.985	0.021	< 0.0001
Tajga szubóceáni	12	131	0.353	0.992	0.017	< 0.0001
Nedves and mezofil füves rét	6	137	0.47	0.994	0.021	0.0024
Kombinált	143	1287	0.443	0.980	0.008	< 0.0001

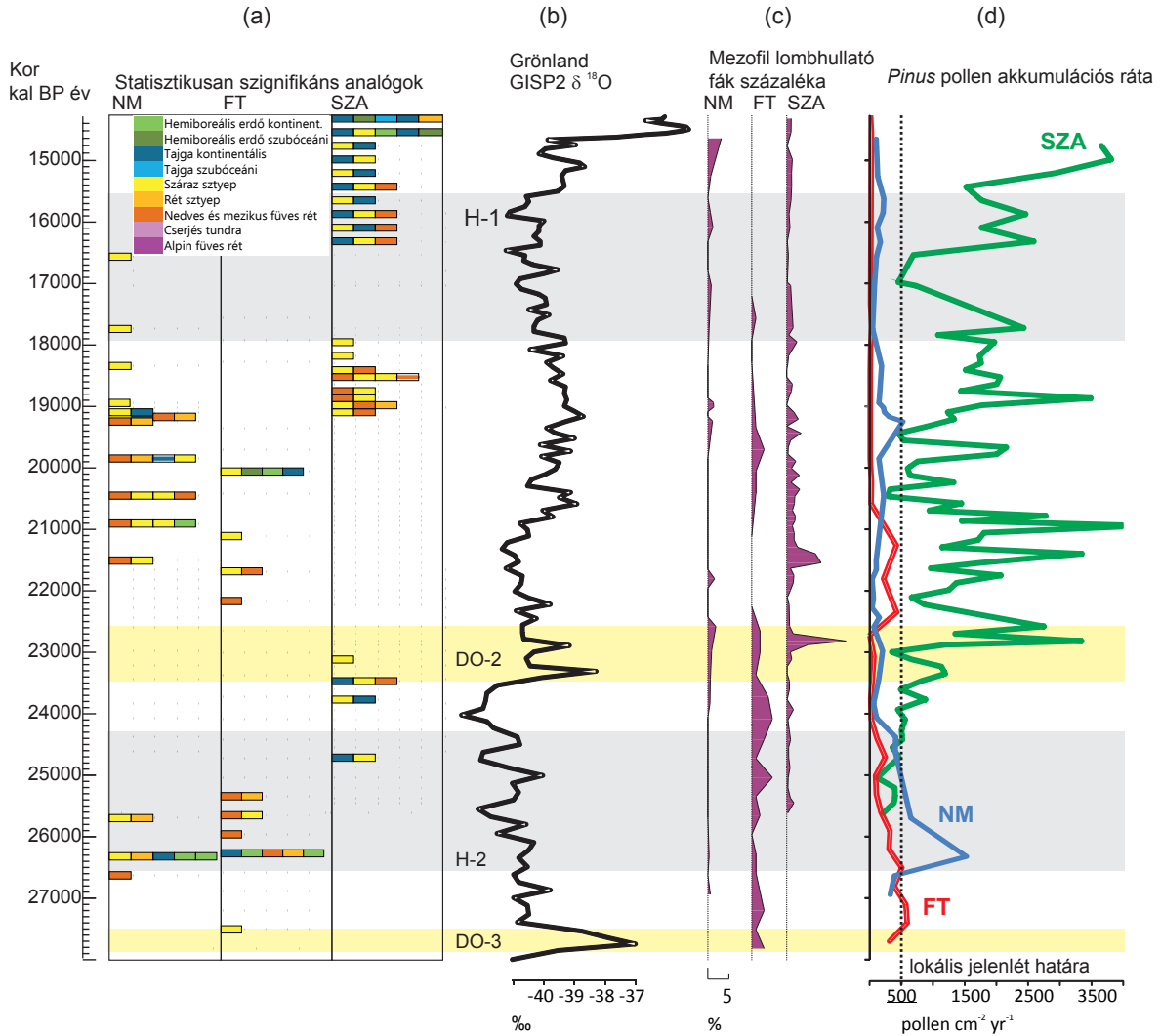


3.1.4.10. ábra A ROC analízis (Receiver operating characteristic curve analysis) eredményei. A statisztikai eljárást az Altáj- és Szaján-hegységekből származó felszíni pollenösszeteken alkalmaztuk, a diszsimilitás becslésére hűrtávolságot használtunk. Az óramutató járásának megfelelően a bal felső sarokból indulva: (a) a ROC görbe és a görbe alatti terület (AUC) statisztikai mutatói; (b) annak a poszterior valószínűsége, hogy két minta analóg a diszsimilitások függvényében; (c) Kernel sűrűség becslések, melyek a páronkénti analóg és nem analóg minták diszsimilitásait mutatják; (d) a True Positive Function (TPF) – False Positive Function (FPF) görbéje a diszsimilitás függvényében. The szaggatott függőleges vonal az optimális diszsimilitás értékeit mutatja a ROC görbéken, ami 0,443.

A 3.1.4.11. ábrán jól látszik, hogy ezeket a kritériumokat alkalmazva relatíve kevés fosszilis minta rendelkezik szignifikáns analóggal a mai dél-szibériai vegetációban. A leggyakoribb analóg pollen együttesek a száraz sztyep és nedves rét, harmadik helyen szerepel a rétsztyep. A hemiboreális valamint tajga erdőtípusok ritkán adódtak a legközelebbi szignifikáns analógnak. A Szent-Anna tó szelvényében figyelemreméltó ugyanakkor, hogy két esetben, 23500 és 24700 éveknél, kontinentális tajgaerdőből származó felszíni pollenminta adódott a legközelebbi analógnak, míg 23800 évnél ez a második szignifikáns analóg a száraz sztyep után. A dél-alföldi Fehér-tó 26300 és 20000 évek közt a kontinentális tajga és hemiboreális erdővel mutatott analógiát néhány esetben, első, második vagy harmadik legközelebbi analógnaként. A Nagymohos szintén ehhez hasonló képet mutat, azzal a különbséggel, hogy ebben a szelvényben erőtarulások egy esetben sem adódnak legközelebbi analógnak, csupán 2-5. helyen szerepelnek.

A főkomponens alapján sejthető módon, a legkevesebb valódi analóg a Szent-Anna tó mintái esetében adódott az LGM idején, ugyanakkor 16500 és 14300 évek közt ez a szelvény több esetben a szibériai kontinentális tajga mintákkal mutatott analógiát, ami arra utal hogy a Heinrich 1 lehűlést követően (~17000 év) a Szent Anna-tó környékén az erőborítás mértéke jelentősen növe-

kedett, és a vegetáció hasonlatossá vált a mai dél-szibériai hegyvidékekhez, ahol a kontinentális tajga erdők és száraz sztyepek együtt fordulnak elő kiettségtől, tengerszint feletti magasságtól függően. A 3.1.4.11. ábra szerint **25000 és 22000 évek közt gyakorlatilag egyik szelvényben sem találtunk szignifikáns modern analógot, a Szent Anna-tó esetében a pollenösszletek egészen 19000 évig szignifikánsan eltérnek a dél-szibériai felszíni pollenösszletektől.**



3.1.4.11. ábra Adat szintézis. (a) Statisztikai értelemben szignifikáns analógok a Szent Anna-tó (SZA), Nagymohos (NM), Fehér-tó (FT) fosszilis szelvényeiben az Altáj- és Szaján-hegységek modern pollenmintával összehasonításban. A szignifikáns analógokat növekvő húrtávolságok szerint mutatjuk; (b) A GISP2 jégfúrás $\delta^{18}\text{O}$ görbéje Grönlandról (Grootes et al., 1993); (c) mérsékeltvízi mezofil lombhullató fák pollenszázalékai, a görbék a *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Carpinus betulus*, *Fagus* és *Fraxinus excelsior* pollen típusokat összesítik; d) *Pinus* (subgenus *Diploxylon* & *Haploxylon*) pollen akkumulációs ráták. DO-1, DO-2: Dansgaard-Oeschger intersdiális 1 és 2; H-1 és H-2: Heinrich-események (lehűlések).

3. 1. 4. 2. A Kárpát-medence és a Keleti Kárpátok LGM és LPG növényzetének jellemvonásai a modern analóg vizsgálat eredményei alapján

A közép-kelet európai LGM és LPG pollendiagramok közös sajátossága, hogy bennük a *Pinus* pollenek százaléka általában nagyon magas (Gerasimenko, 2006; Andrić et al., 2009; Starnberger et al., 2009; Fletcher et al., 2010), amit sokan automatikusan úgy értelmezünk, hogy a táj legalább részben erdősült volt, és *Pinus* fajok dominálta boreális erdős sztyepek vegetációra következtetünk

(főként *P. sylvestris* és *P. cembra* fajokkal). Az irodalomban leggyakrabban használt vegetációt jelölő kifejezések a parkerdő (Willis et al., 2000), tajga erdős sztyep, erdei fenyves erdős sztyep, nyílt boreális erdő (Rudner és Sümegi, 2001; Gerasimenko, 2006; Fletcher et al., 2010; Sümegi et al., 2012a,b, 2013) vagy nyílt erdős tundra (Müller et al., 2003). Az általunk vizsgált három kárpát-medencei pollenszelvényre szintén a *Pinus* pollenek relatíve magas és fluktuáló aránya volt jellemző, amit mi is úgy értelmeztünk, hogy részben fákkal borított erdős-sztyep tájra utalnak a régióban az eljegesedés maximumán. Ezért talán meglepő, hogy **mind a PCA, mind a modern analóg vizsgálat arra utalt, hogy a magas fapollen százalékok ellenére a leghasonlóbb mai vegetációtípusok mind fátlanok (száraz sztyep, nedves rét, rétsztyep) az LGM idején**, míg a kontinentális hemiborális és tajga erdők csak 2.-5. analóggént mutathatók ki **a Fehér-tó kivételével, ahol különböző boreális erdő típusok gyakrabban adódtak a leghasonlatosabbnak**. Ezért az első következtetés, amit ebből a vizsgálatból levonhatunk az, hogy **a kárpát-medencei táj nagy valószínűséggel jóval kevesebb fát tartalmazott mint azt a fapollenszázalékok sejtetik**. Pelánková et al. (2008) valamint Pelánková és Chytrý (2009) cikkei szintén rámutatnak arra, hogy a *Pinus* pollenek erősen túlréprezentáltak a dél-szibériai felszíni pollenmintákban (*P. sylvestris* és *P. sibirica*), ahol a mozaikos tájban erdőfoltok váltakoznak sztyep és tundra foltokkal. Ebben a tájban a rétsztyeppek és a nedves rétek gyakran 60-70% *Pinus* pollent tartalmaznak a felszíni mohamintákban, annak ellenére, hogy a fenyvesek akár több tíz kilométer távolságban vannak (de vannak!). Délebbre kitekintve, hasonlóan magas *Pinus* pollenszázalékok jellemzik a Prespa-tó (macedón- görög-albán határvidék) LGM polleösszleteit is, melyek alacsony pollen akkumulációs rátákkal párosulnak, így Panagiotopoulos et al. (2013) arra a következtetésre jutott, hogy a taxon túlréprezentált és az össz-vegetációborítás a térségben rendkívül alacsony volt az LGM idején. Az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) északi ára határán végzett felszíni pollenvizsgálatok szintén pollenjének erős túlréprezentáltságáról tanúskodnak, amikor a százalékos eloszlásokat tekintjük (Hicks, 2001). Ugyanakkor a pollen akkumulációs ráták egyértelműen azt jelzik, hogy az erdei fenyő lokális jelenléte esetén a mért pollen akkumulációs ráták (PAR) mindig >500 pollen szem $\text{cm}^{-2}\text{év}^{-1}$ fölött vannak. Annak ellenére, hogy üledékek esetében a pollen akkumulációs rátákat a pollensapdákhoz képest egyéb tényezők is befolyásolhatják (pl. kormodell pontatlansága, üledék fókuszálás), eredményeink azt mutatják, hogy ezt az értéket a Fehér-tó esetében csak a 26500 évnél idősebb minták érik el, a Nagymohos esetében is hasonló a helyzet, csupán 25700 évnél idősebb valamint a 19200 éves mintákban van 500 fölötti *Pinus* PAR érték, míg a Szent Anna-tó szinten minden pollenmintájában jóval 500 fölötti értékeket mértünk (3.1.4.11. ábra). Itt 600 és 3000 közt ingadoznak a PAR értékek, és csak néhány mintában tapasztaltunk 500 alatti értékeket (3.1.4.11. ábra). **Összességében ezek az adatok megerősítik, hogy a százalékos adatok alapján levont következtetések csalókéak, és a *Pinus* fajok lokális jelenlétét biztonságosan a Nagymohos és Fehér-tavi szelvények esetében csak az LGM-et megelőző rétegekben mondhatjuk, míg a Szent Anna-tó esetében a *Pinus* fajok nagy valószínűséggel jelen voltak a Csomád-hegycsoportban az LGM és LPG idején**. Fontos ugyanakkor megjegyezzük, hogy cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) makrofossziliák és faszenek szép számban fordulnak elő a Nagymohos láp glaciális rétegeinek alján azokban a mintákban is ahol a *Pinus* PAR értékek 500 alatt vannak (3.1.4.10. ábra, Magyarai et al., 2014b), ezért azt mondhatjuk, hogy a PAR adatok is óvatosan interpretálhatók csupán a glaciális szelvényekben. Ennek egyik magyarázata lehet a pollenproduktivitás változása a glaciális maximumra jellemző alacsony légköri CO_2 tartalom miatt (Willis és Whittaker, 2000). A sztyep vegetáció típusok dominanciáját a pollen akkumulációs ráta eredmények tehát támogatják, de ez nem jelenti azt, hogy fák és facsoportok nem voltak/lehettek jelen a tájban az LPG és LGM idején.

A fák jelenlétére számos antrakológiai bizonyítékot ismerünk a Kárpát-medencéből és a Kárpátokon túli alföldi területekről is (Rudner és Sümegi, 2001; Willis és van Andel, 2004; Haesaerts et al., 2010). Inkább azt mondhatjuk, hogy a fa borítás mértéke jóval alacsonyabb volt, mint azt

a pollen adatokból feltételezhetjük, és a facsoportok koncentráltabban lehettek jelen a kedvezőbb vízellátású folyóvölgyekben és a nedvesebb északi lejtőkön. Ezt az értelmezést támogatják a Kárpát-medence barlangi és lösz üledékeinek faunisztikai vizsgálatai is (Pazonyi, 2004, 2011), melyek a nagytestű növényevők dominanciáját mutatják ebben az időszakban tipikus tundra és boreális erdei elemek kíséretében az LPG és LGM idején. A faborítás LGM csökkenésére a közép-európai lösz faszén vizsgálatok is utalnak (31-17 ezer évek közt, Haesaerts et al., 2010), melyek szerint **Moráviában és alsó Ausztriában a 27800 évnél fiatalabb löszrétegekből hiányoznak a faszének** (Dambon és Haesaerts, 2002; Willis és van Andel, 2004; Haesaerts et al., 2010). A geomorfológiai megfigyelésekkel együtt (fagyékek, tundra gley, homokos löszök) ezt a kutatók a területen sztyeppe, tundra és félsivatagi jellegű növényzet dominanciájával magyarázták. Ezzel szemben **fontos, hogy az erdei fenyő (*P. sylvestris*), cirbolyafenyő (*P. cembra*), vörösfenyő (*Larix sp.*) és nyír (*Betula sp.*) faszének az LGM idején is előfordulnak a kárpát-medencei löszszelvényekben (lásd Willis és van Andel, 2004), ami arra utal, hogy a medencében hemiboreális jellegű nyílt erdős sztyepek továbbra is jelen voltak a tájban.** Az egyetlen igazi tajga erdei elem, a lucfenyő (*Picea abies*) ugyanakkor eltűnt, vagy mennyisége jelentősen csökkent az alföldi területeken az LGM idején, ami szintén a hozzáférhető vízmennyiség csökkenésére utal. Ez a vegetációkép jól egybevág a modern analóg módszerrel pollenösszletek alapján rekonstruált vegetációképpel a kardoskúti Fehér-tó környezetében, ahol a szignifikáns analógok a dél szibériai száraz és mezikus hemiboreális erdők pollenmintái voltak, melyek lombkoronáját az erdei fenyő (*P. sylvestris*), közönséges nyír (*B. pendula*) és vörösfenyő (*L. sibirica*) alkotják (Ermakov et al., 2000; Chytrý et al., 2008, 2012).

A lösz-faszén vizsgálatok egy fontos különbséget is kimutattak a Kárpát-medence és a Kárpáton túli alföldi területek (Prut-folyó völgye) LGM fafajösszetétele között (3.1.4.4. ábra). Utóbbi terület közel fekszik a Szent-Anna tóhoz, és az itt található löszökben jóval több fa és cserjefaj elszenesedett maradványa fordul elő még az LGM rétegekben is. Annak ellenére, hogy a Szent-Anna tó pollen szelvénye mutatta a legkisebb hasonlóságot a mai dél-szibériai táj növényzetével, a pollenszelvény folyamatos faborításra utalt ebben a térségben erdei, cirbolya- és törpefenyő fajokkal valamint borókával, amit 19000 és 23000 évek közt növekvő regionális erdőtűz aktivitás kísért (Magyari et al., 2014b). Ez utóbbi ellentétes a globális erdőtűz trenddel, mely az LGM idején globálisan csökkenő tendenciát mutatott a fás biomassza csökkenése miatt (Daniau et al., 2010). Ez a kissé meglepő perzisztens fapopuláció jó egyezést mutat az epigravetti kultúrák folyamatos jelenlétével az LGM idején a Prut-folyó völgyében, ahol a faszénvizsgálatok a *Picea*, *P. cembra*, *Larix*, *Juniperus*, *Betula*, *Salix*, *Alnus*, *Populus* és *Rubus* jelenlétét mutatták (Haesaerts et al., 2010) a tundra gley rétegekben is. Itt szintén elmondhatjuk, hogy a fák jelenléte nem jelenti azt, hogy a tájban erdők domináltak; a Szent-Anna tó pollenszelvénye ebben az esetben is nagyobb hasonlóságot mutat a sztyep és alpin rét társulásokból származó pollenmintákkal, mint a tajgával vagy hemiboreális erdővel.

Az LGM és LPG vegetáció karakterének jellemzését segítik a pollendiagramokban előforduló lágyszárúak, melyek a dél-szibériai vegetációban általában erős kötődést mutatnak a vegetáció formációkhoz. A 3.1.4.4. táblázatban jó néhány lágyszárú pollentípus fordul elő melyek a hemiboreális erdők és erdős sztyepek rétegeinek elemei (pl. *Androsace*, *Pleurospermum*, *Potentilla*, *Primula*, *Prunella*, *Sanguisorba officinalis*, *Thalictrum*). Ez a csoport a legnépesebb.

A tajga erdők elemei mindhárom pollenszelvényben előfordulnak, de leggyakoribbak a Nagymohosban és a Szent Anna-tó 17 ezer évnél fiatalabb rétegeiben (*Aconitum*, *Empetrum*, *Ribes alpinum*, *Lonicera nigra*, *Vaccinium*, *Trientalis europaea*). Érdekes, hogy **tipikus tundra elemek alig fordulnak elő a pollentípusok** közt. Csupán néhány esetben került elő *Dryas octopetala* pollen, míg a *Vaccinium* tundra és tajga élőhelyeket egyaránt jelölhet. Ez arra utal, hogy **a tipikus tundra növényzet ritka** (és vízhez kötött) **lehetett a Kárpát-medence keleti felében**, a Szent-Anna tó térségében pedig nagy valószínűséggel permafroszton kialakult vizes élőhelyeket jellemezett.

3.1.4.4. táblázat Indikátor pollen típusok a vizsgált felső pleniglaciális pollen szelvényekben: Szent Anna-tó (SZA), Fehér-tó (FT) és Nagymohos (NM).

	Tundra és alpin rét elemek	Tajga és mezikus-nedves erdei elemek	Mezikus-száraz erdők és sztyepek elemei	
SZA	<i>Dryas octopetala</i>	<i>Vaccinium</i>	<i>Pedicularis</i>	
	<i>Soldanella</i>	<i>Trientalis</i>	<i>Pleurospermum</i>	
	<i>Pedicularis</i>	(>17-ka kal BP év)		
	<i>Vaccinium</i>			
	<i>Polygonum viviparum</i>		<i>Potentilla</i>	
	<i>Saussurea</i>		<i>Prunella</i>	
FT	Ericaceae	<i>Ribes alpinum</i>	<i>Gentiana</i>	
		<i>Picea</i>	<i>Sanguisorba officinalis</i>	
		Ericaceae		
		<i>Frangula</i>		
	NM	<i>Polygonum viviparum</i>	<i>Lonicera nigra</i>	<i>Sedum</i>
		<i>Aconitum</i>	<i>Ribes alpinum</i>	<i>Aconitum</i>
<i>Polemonium</i>		<i>Aconitum</i>	<i>Polemonium</i>	
<i>Gentiana</i>			<i>Papaver</i>	
Androsace			<i>Gentiana</i>	
			<i>Sanguisorba officinalis</i>	
		<i>Thalictrum</i>		
		<i>Pleurospermum</i>		
		Androsace		

Összességében azt mondhatjuk, hogy az analóg vizsgálat és a pollenkomponensek összevetése alapján a Kárpát-medence leginkább a dél-szibériai táj erdős sztyep/sztyep zono-ökotónjára hasonlított. A mozaikos tájban száraz kontinentális sztyepek, nedves magaskórós és sásokban gazdag rétek és rétsztyepek váltakoztak hemiboreális erdőfoltokkal, hasonlóan a löszcsigafauna által jelzett képhez (Sümei, 2005; Horsák et al., 2010; Sümei et al., 2012a,b).

Az LGM növényzeti képének megismerését segíti a Nagymohos LGM üledékszselvényének fosszilis mohafiórája, melyben barnamohák (pl. *Calliargon richardsonii*, *Scorpidium scorpioides* és *Warnstorfia sarmentosa*) és időnként tőzegmohák is előfordulnak (Jakab et al., 1998; Magyari et al., 1999, 2000, 2014a). Ezeknek a barnamoháknak az elterjedése ma az európai magashegységekre, Skandináviára valamint az ÉK-európai és szibériai szubarktikus régiókra korlátozódik (Eurola et al., 1984), ahol mezo- és eutróf lápokon élnek. A cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) makrofossziliáival együtt ez a közösség a mai északi boreális és erdős tundra zóna láperdeire hasonlít leginkább, mely a Nagymohos lápmedencéjében az LGM idején élt, ma pedig hasonlókat ÉK Európában és Szibériában találunk (Eurola et al., 1984; Walker et al., 2002). Bár fajsztin megváltozott tipikus tundra elemek a Nagymohos diagramjában nincsenek, jó néhány pollentípus, pl. Rosaceae, *Papaver*, *Saxifraga* és *Polygonum bistorta* típus, származhat tundranövényektől, ami heterogén környezetre utal összességében. Ma hasonlóan mozaikos a dél-szibériai Altáj és Szaján hegyvidék, ahol a lejtő irányultsága erősen meghatározza a faborítás mértékét. A déli oldalakon tipikusan sztyep vegetáció alakul ki, erdő az északi oldalon, míg a nedves magaskórósok a völgytalpakat jellemzik (Chytrý et al., 2008, 2012; Pelánková et al., 2008; Pelánková és Chytrý, 2009). A Nagymohos medencéje délkeleti kitérűségű, egy lokális mélyedésében fekszik, hűvös mikroklímáját egy közeli É-D-i lefutású hegyhátnak köszönheti, mely árnyékoló hatású. A szibériai párhuzam alapján elképzelhető, hogy a délies lejtőin az LGM idején sztyep jellegű vegetáció alakult ki, míg fák a közeli Kelemér-patak völgyében lehettek gyakoriak, valamint a lokális nedves mélyedésekben. A Szent Anna-tó esetében a lejtő iránya és magassága valószínűleg szintén meghatározta a rajta tenyésző

növényzetet. Mivel ez a kráter 950 méteres magasságban, meglehetősen hűvös mikroklímával rendelkezik a hőmérsékleti inverzió miatt, érthető hogy fák nem éltek a kráter lejtőin az LGM idején. Erre utalnak paleobotanikai adataink. A kráter lejtőjén mai nivális területek és az alpin rétek növényei azonban előfordulhattak, mint pl. *Dryas octopetala*, *Salix herbacea* és *Soldanella* fajok. Ebben a térségben az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) és vörösfenyő (*Larix decidua*) populációit alacsonyobban kell elképzeljünk, és nagy valószínűséggel a dél-szibériai párhuzam alapján az északi lejtőkön. A boróka fajok (*Juniperus sp.*) ma nem jellemzőek az Altáj- és Szaján-hegységekben, ugyanakkor a Szent Anna-tó üledékében talált nagy mennyiségű pollen valószínűleg hegyvidéki eredetű. Ma a közép-ázsiai hegyvidékekre, így pl. a Tien-san hegységre jellemző, hogy északi lejtőin 1500-2500 méter magasságban egy vékony tűlevelű erdőzóna fölött borókások alakulnak ki (Agakhanyants, 1981). Az is figyelemreméltó, hogy ezen cserje és erdőzónák alatt félsivatagi és rétsztyep vegetáció tenyészik, mivel a hozzáférhető vízmennyiség ezekben az alacsonyabb régiókban jóval kevesebb. Bár a Csomád-hegycsoport magassága nem vetekszik a Tien-sannal, egy hasonló övezetesség elképzelhető a két területen.

Végezetül a Kárpát-medencéből ismert legdélebbi LGM pollenszelvény környezetét leginkább az Altáj- és Szaján-hegység belső medencéihez lehet hasonlítani. Itt a száraz sztyeppek meghatározóak a tájban, ám ezt az egyhangú képet a folyóvölgyek galériaerdei teszik változatossá, melyekben a tűlevelű fák az uralkodóak, főként a vörösfenyő (*Larix sibirica*) és lucfenyő (*Picea obovata*) (Chytrý et al., 2008; Pelánková and Chytrý, 2009). A Fehér-tó körül a vörösfenyő valószínűleg az LGM idején mindvégig előfordult, ugyanakkor a pollenszelvény alapján a galériaerdő fafaj összetétele 27000 és 13000 évek közt nem volt állandó. A 20000 évnél fiatalabb rétegek pollenösszetétele alapján a nyír és lucfenyő helyét a folyóparton a diploxylon fenyők vették át, az össz-faborítás mértéke pedig csökkent.

A vizsgált pollenszelvények alapján a Kárpáti Régió LGM növényzetének közös jellemvonása volt az ürömök (*Artemisia*) arányának csökkenése a sztyeppei vegetációban a lehűlés maximumán. Ezt a csökkenést a fűfélék arányának emelkedése ellensúlyozta, a fű dominanciájú sztyep és sztyep-tundra formációk terjedésére utalva 21000 évtől. Modern ökológiai megfigyelések és felszíni pollenminták vizsgálata Dél-Szibériában, Mongóliában és Kínában segít ennek a lágyszárú növényzeti váltásnak az értelmezésében (Wang et al., 1996; Liu et al., 2013; Pelánková et al., 2008). Szibéria déli részén a felszíni pollenmintákban az üröm pollenek mennyisége pozitívan korrelál a nyári középhőmérséklet változásával. Minél melegebb a sztyeppei környezet, annál magasabb az üröm pollenek aránya (Pelánková et al., 2008). Ezt az összefüggést felhasználva a 21000 év körül az egész régióban megfigyelhető változás egyik lehetséges oka a nyári középhőmérséklet csökkenése lehetett.

A füvek expanzióját ugyanakkor a legelő állatállomány csökkenése is okozhatta. A legelő állatok ugyanis a füvek virágzását erőteljesen gátolják, amit felszíni pollenminta vizsgálatok is igazolnak Ázsiában (Wang et al., 1996). Ha a legelő állatok populációja 21000 év körül csökkent a Kárpát-medencében, akkor a tapasztalt sztyepnővényzet összetételbeli változást okozhatta pusztán ez. A nagyemlős fauna változásait Pazonyi (2004) összegezte. Ez a tanulmány egyértelműen a nagyemlős fauna mennyiségének jelentős csökkenését mutatta ki ~23900 évtől. Ugyanakkor fontos megjegyezzük, hogy a kárpát-medencei nagyemlős fauna radiometrikus kormeghatározása hiányos, a rendelkezésünkre álló adatokból nem határozható meg pontosan, hogy a nagyemlős fauna csökkenése mikor indult meg. A néhány radiokarbonnal korolt mamut, orrszarvú és ló maradvány arra utal, hogy legelő állatok az MIS 3 és MIS 2 idején is éltek a Kárpát-medencében, de a populációméret változásokra vonatkozóan biztos következtetést még nem tehetünk (Kovács et al., 2012).

3. 1. 4. 3. Mi az oka annak, hogy a Dél-Szibéria statisztikai értelemben „nem jó” analógja a Kárpáti Régió késő pleniglaciális környezetének?

Mint azt az előző alfejezetekben bemutattuk, a Kárpáti Régió LGM növényzete statisztikai értelemben nem jó analógja a faunisztikai és növénybiogeográfiai megfigyelések alapján közeli analógnak tartott dél-szibériai tájnak (Frenzel et al., 1992; Sümegi, 2005; Jankovská and Pokorný, 2008; Kunes et al., 2008; Horsák et al., 2010; Varga, 2010), legalábbis növényzeti szempontból. Ez a kissé meglepő eredmény nem is olyan meglepő, ha belegondolunk abba, hogy az analóg növényzet keresése során olyan terület mai növényzetével vetettük össze mintáinkat, melyben részben más fajok fordulnak el, mások geomorfológiai adottságai, és klímáját is legalább részben más tényezők határozzák meg. Naivitás lenne azt feltételezni, hogy Kárpáti Régió glaciális maximum idejének környezetének létezhet ma „jó” analógiája, mindezek ellenére a déli-szibériai növényzet ökológiájának ismerete segítheti a glaciális maximum idejének ökoszisztéma relációk pontosabb értelmezését.

Kiemelve a klímát a sokféle hatótényező közül, az Altáj és Szaján hegység mai és a Kárpáti Régió LGM éghajlata sok mindenben hasonlít egymásra, de lényeges elemekben eltér. Európa LGM éghajlatát klímamodellek és paleontológiai vagy izotóp alapú klímarekonstrukciók alapján egyaránt egyre pontosabban ismerjük (Peyron et al., 1998; Jost et al., 2005; Kageyama et al., 2006; Ramstein et al., 2007; Strandberg et al., 2011). A regionális klímamodellek alapján (Jost et al., 2005; Strandberg et al., 2011) a leghidegebb hónap középhőmérséklete a Kárpát-medencében és a Keleti-Kárpátokban -9 és -15 °C valamint -14 és -17 °C közt váltakozott.

A legmelegebb hónap középhőmérséklete 12 és 18 valamint 6 és 12 °C közt alakult, míg az éves csapadékmennyiség a medencében rendkívül alacsony, 360 mm lehetett. A Keleti Kárpátokban nagyobb csapadékmennyiséget szimulál a modell, $500-950$ mm közt. A modellszimulációk egy másik fontos megállapítása, hogy az LGM idején ebben a régióban a téli középhőmérséklet csökkenése jóval kisebb mértékű volt ($6-9$ °C) mint ÉNY Európában, továbbá a Keleti Kárpátokban az éves csapadékmennyiség a modellek szerint nem csökkent (Strandberg et al., 2011). Ezek a klímamodellek részben eltérnek attól, amit ma a dél-szibériai hegyvidéken tapasztalunk. Legfőképpen a leghidegebb hónap középhőmérséklete alacsonyabb Dél-Szibéria nagy részén (-17 és -36 °C közt).

Az LGM nyári középhőmérsékleteket a malakohőmérő, pocokhőmérő és stabil izotóp vizsgálatok alapján is meghatározták a Kárpát-medencében. Krolopp (2002) és Sümegi et al. (2012a,b) számításai alapján a júliusi középhőmérséklet $11-14$ °C közt alakult, az stabil izotópok alapján az éves átlaghőmérséklet a mainál 9 °C-al volt alacsonyabb (Varsányi et al., 2011; Kovács et al., 2012), míg az éves csapadékmennyiség Bradák et al. (2010) alapján 310 mm/év körülnek rekonstruálható. Bár ezek a rekonstrukciók nem minden ponton egyeznek a modellszimulációk alapján meghatározott értékekkel, a dél-szibériai táj hasonló csapadékeloszlású, és nyári középhőmérsékletei is jó egyezést mutatnak a meghatározott terjedelemmel. Ezek alapján a két terület éghajlata leginkább a téli hőmérsékletek tekintetében tért el, a Kárpáti Régió telei az LGM idején enyhébbek voltak.

Szintén az analóg helyzetet rontja a CO_2 szint eltérése a két vizsgált időszakban (Cowling és Sykes, 1999). Az LGM alacsonyabb értékei miatt a növények a gázcsereenyívásukat hosszabb ideig kellett nyitva tartásuk, ami fokozott vízvesztéshez vezetett. A növényzet össz-termelékenysége csupán a tényező miatt is alacsonyabb volt. Modellszimulációk alapján a ma mediterrán klímával és növényzettel borított dél-európai tájakon a CO_2 szint csökkenése volt a sztyepesedés fő kiváltó oka (Wu et al., 2007), a Kárpáti Régió tekintetében pedig a fás növényzeti borítás vártánál alacsonyabb értékeinek kialakulását magyarázhatja, ugyanis a fás növényzet a CO_2 szint csökkenése esetén veszít kompetíciós erejéből (Harrison és Prentice, 2003).

3. 1. 4. 4. Lombhullató mérsékeltövi fák refúgiumai a Kárpát-medencében az utolsó eljegesedés maximumán

Az előző fejezetekben bemutatott paleoökológiai vizsgálatok alapján a Kárpáti Régió egyik legfontosabb sajátossága az utolsó eljegesedés maximumán a fás növényzeti borítás részleges fennmaradása volt, mely meglepő módon az LGM után, kb. 19000 évtől csökkent (3.1.4.9. ábra). A boreális és hideg mérsékeltövi lombhullató fajok túlélését a Kárpáti Régióban az elmúlt években számos tanulmány bizonyította (Willis et al., 2000; Rudner & Sümegi, 2001; Willis & van Andel, 2004; Bhagwat & Willis, 2008; Birks & Willis, 2008; Provan & Bennett, 2008), ugyanakkor **továbbra is fontos és megválaszolatlan kérdés a mezofil lombhullató fák LGM túlélésének lehetősége** (mezofil fák alatt az európai mezofil mérsékeltövi lombhullató erdők állományalkotó fafajait értjük, lásd Olson et al., 2001). **Kézzel fogható (makrofoszília) bizonyítékaink nincsenek** (Tzedakis et al., 2013), ugyanakkor számos MIS 3 és MIS 2 pollenszelvény folyamatos jelenlétüket mutatja, mely alapján a vizsgálatot végző kutatók e fajok lehetséges lokális túlélésére spekuláltak (Willis et al., 1995; Feurdean et al., 2007, 2012; Jankovská & Pokorný, 2008; Magyarai et al., 2010). A 3.1.4.11. ábra és a 3.1.4.2. függelék ezeknek a mezofil fáknek a pollenszázalékait mutatja a vizsgált három LGM és LPG pollenszelvényben. A Szent Anna-tó szelvényében ezeknek a fáknek a pollenjei kis mennyiségben, de folyamatosan jelen vannak, míg a két kárpát-medencei szelvényben jóval sporadikusabb, de jelentős az előfordulásuk 22000 évet követően. A Szent Anna-tóban a *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Fagus* és *F. excelsior* pollenek előfordulása majdnem folytonos, a *Carpinus betulus* időnként jelentkezik, de esetenként 2% fölötti értéket is elér, míg a *Tilia*, *Acer* és *C. orientalis* csak szórványosan fordul elő. Ebből **mi arra következtettünk, hogy a *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Fagus* és *F. excelsior* taxonok a régióban jelen voltak a 46-os szélességi körön az LGM idején** (Magyarai et al., 2014a). Bár a messziről történő pollen behordás és áthalmozás nem zárható ki mint lehetséges magyarázat, a regionális jelenlét mellett szólnak a százalékos értékek (1-2%), melyek a dél-európai pollen diagramokban sem magasabbak a *Quercus* és *Corylus* kivételével (lásd pl. Allen et al., 1999; Tzedakis et al., 2002; Tzedakis, 2004; Panagiotopoulos et al., 2013). A Balkánon a mezofil fák túlélését a populációgenetikai vizsgálatok is alátámasztják. A kutatók magas genetikai diverzitást és área specifikus alléleket mutattak ki számos mezofil fafajnál (Hewitt, 2000; Palmé & Vendramin, 2002; Petit et al., 2002; Heuertz et al., 2004; Magri et al., 2006). Északi refúgiumot genetikai alapon a *Corylus avellana*, *Fagus sylvatica*, *Fraxinus excelsior* és *Fraxinus angustifolia* (*F. excelsior* típusú pollen) esetén **feltételeznek a filogeográfusok** (Palmé és Vendramin, 2002; Magri et al., 2006, 2008; Temunović et al., 2012), **ami a pollen eredményeket támogatja**. Bár ezt a kérdést alaposabban csak akkor lehet majd körbejárni, ha a pollendiagramokban az első megjelenés és a százalékos emelkedés időpontjait szisztematikusan térképen ábrázoljuk a Kárpáti Régió vonatkozásában, **a jelenleg hozzáférhető genetikai irodalom és a pollen adatok azt sejtetik, hogy a tölgy (*Quercus*), szil (*Ulmus*), mogyoró (*Corylus*), bükk (*Fagus*) és kőris (*Fraxinus*) nemzetségekhez tartozó fajok némelyike az utolsó eljegesedés maximumát a Kárpáti Régióban is túlélte. Viszont az is biztosnak látszik, hogy ezeknek a túlélő populációknak a genetikai állománya nem vett részt a posztglaciális tömeges expanziókban**, így többségük láthatatlan maradt filogeográfiai kutatási módszerekkel. Néhány kloroplaszt és PCR-RFLP haplotípus térkép arra utal, hogy a Kárpát-medencében vannak área-specifikus haplotípusok, melyeket a tanulmányokban nem értelmeztek, vagy arra a következtetésre jutottak, hogy ezek a speciális haplotípusok utalhatnak észak-keleti refúgium populációkra, melyek viszont nem vettek részt a posztglaciális kolonizációban (Palmé és Vendramin, 2002; Heuertz et al., 2004; Magri et al., 2006). Egy nemrég megjelent összefoglaló tanulmány Európa felső-pleniglaciális pollen és makrofoszília vizsgálati eredményeit összesítette (Tzedakis et al., 2013), és arra a következtetésre jutott, hogy az utolsó eljegesedés maximuma idején a mezofil lombhullató fák északi elterjedési határa a 45-ös szélességi körön húzódott Euró-

pában, azaz ezek a fajok csupán a Déli-Kárpátok DNy-i csücskét és a Pannon-medence déli részét érték el (4.1.4.1. ábra). Ez a következtetés látszólag ellentmond az általunk megállapítottakkal. Tzedakis et al. (2013) szerint egy faj/taxon LGM és késő-pleniglaciális túlélésére következtethetünk, ha a vizsgált területen pollengörbéje kvázi-folytonos a felső-pleniglaciális időszakban és a későglaciálisban emelkedő értéket mutat. Bár a vizsgált szelvények nem mindegyike fedti le a későglaciális (Fehér-tó, Nagymohos), a Szent Anna-tó pollenszelvénye folytonos, és ezen kívül számos későglaciális szelvényt ismerünk, melyek egyértelműen a mezofil lombhullató taxonok (pl. *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*) pollenszázalékainak emelkedését mutatják a későglaciálisban (pl. Willis et al., 1995, 1997; Feurdean et al., 2013ab), ami támogatja az LGM refúgiumok Tzedakis et al. (2013) kritériumai szerinti jelenlétét a térségben. Az LMDZHR klímaszimulációt felhasználó LGM niche modellek szintén számos mezofil lombhullató faj LGM túlélésére utalnak a Kárpát-medencében és a Kárpátok déli előhegységi régiójában, de a hegységben nem (pl. *T. cordata*, *U. laevis*, *U. glabra*, *Q. robur*; Svenning et al., 2008). Mire is következtethetünk ezekből a niche modellekből? Megbízhatóságuk természetesen a klíma modellek pontosságán múlik, de ezt a bizonytalansági tényezőt is figyelembe véve, elmondhatjuk, hogy a Kárpát-medence LGM éghajlata nem limitálta a fentebb említett mezofil lombhullató fajok növekedését. Ugyanakkor a niche szimuláció eredményei csak részben egyeznek a pollenszelvények eredményeivel, melyek a Keleti-Kárpátokban ezen fajok esetében magasabb százalékokat és gyakoribb észlelést mutatnak mint a Kárpát-medencében. Mi ezekből az adatokból a mezofil lombhullató fák (főként a *Corylus*) túlélésére a medencében 22 ezer évig következtettünk csupán, ezt követően az adatokból regionális jelenlétre nem lehetett egyértelműen következtetni, a Keleti Kárpátokban viszont igen.

Ennek az ellentmondásnak egy lehetséges magyarázata lehet a csökkent CO₂ szint miatt kialakult vízstressz, mely a medencében az alacsony csapadékmennyiség (-360 mm/év) mellett erősen limitálhatta a mezofil lombhullató fák növekedését, szemben a sokkal humidabb középhegységi régióhoz, ahol az éves csapadékmennyiség 500 mm körül volt az LMDZHR és CCSM3 klímaszimulációk alapján (Jost et al., 2005; Strandberg et al., 2011). Az a megállapításunk miszerint a mezofil lombhullató fák nagyobb valószínűséggel éltek túl az LGM-et a középhegységi zónában Bennett (1991) feltételezését támogatja. Bennett szerint a középhegységi régió a domborzat változatossága, a kedvező hőmérsékleti és csapadékviszonyok miatt több refúgiális élőhelyet biztosított a mezofil lombhullató fák számára az eljegesedés maximumán, mint az alföldek.

3.1.4.1. függelék Az Altáj- és Szaján-hegységek modern növényzeti típusai. A fajnevek Cherepanov (1995) alapján.

Alpin füves rétek

(megfelel az N1 és N2 vegetáció típusoknak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

Az alpin füves rétek az erdőhatár fölött alakulnak ki, különösen a csapadékgazdag hegytetőkön az Altáj- és Szaján-hegységek északi vonulataiban, míg a szárazabb déli vonulatokban ritkák és a topográfialilag nedves mikor és mezoklimájú területekre korlátozódnak az alpin zónában, pl. hegyi patakok mentén vagy lokális mélyedésekbe, ahol hó akkumulálódik. Széltől védett, produktív termőhelyeken magaskórós növények dominálnak, mint például a *Bistorta major*, *Cirsium helenioides/heterophyllum*, *Doronicum altaicum*, *Pedicularis compacta*, *Rumex alpestris*, *Tanacetum boreale*, *Trollius asiaticus* és a *Veratrum lobelianum*. Kitétebb és szárazabb helyeken az *Anthoxanthum odoratum*, *Carex atherisma* és *Schulzia crinita* gyakoriak. A szárazabb régiókban *Kobresia myosuroides* helyileg domináns lehet.

Cserjés tundra

(megfelel az N3 vegetáció típusnak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

Cserjés tundra közepesen nedves élőhelyekre jellemző az alpin füves réteknél kontinentálisabb klímájú területeken. Ahol a téli hóborítás folyamatos, ott a *Betula rotundifolia* (a *B. nana* csoport egy faja) domináns, nagy területeket borít. Ahol a hóborítás kisebb mértékű és nem folyamatos, ott *Vaccinium myrtillus* válhat dominánssá, különösen az óceánikusabb klímájú északi hegyvonulatokban, míg a kontinentálisabb klímájú területeken fölváltja a *V. vitis-idaea*. Széjársos területeken a *Dryas oxyodonta* veszi át a domináns szerepet.

Száraz sztyep

(megfelel az N6, N7 és N8 vegetáció típusoknak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

A Száraz sztyeppek leginkább a hegyvidékek déli lejtőinek/völgyeinek szélcsendes régióiban alakulnak ki és a hegyközi medencék talpán.

Ebben a növényzeti típusban a növényzeti borítás kicsi, általában 50% körüli. A domináns fajok graminoid alkatúak, mint pl. *Carex duriuscula*, *C. pediformis* agg., *Festuca valesiaca*, *Helictotrichon altaicum*, *Stipa capillata* és *S. krylovii*, lágyszárúak közt gyakori még az *Artemisia frigida* és a *Potentilla acaulis*, és a ritkásan növekvő jellegzetes cserjefaja a *Caragana pygmaea*.

Rétsztyep

(megfelel az N5 vegetáció típusnak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

A rétsztyeppek a száraz sztyeppeknél kedvezőbb vízellátottságú termőhelyeken alakulnak ki. Gyakoribbak az Altáj- és Szaján-hegységek északi óceánikusabb vonulataiban, míg a kontinentálisabb déli hegyvonulatokban a nedvesebb termőhelyeken fordulnak elő foltszerűen az északi lejtőkön és a völgytalpakon. Gyakran domináns fajai az *Artemisia gmelinii*, *Carex pediformis* agg. és az *Iris ruthenica*. Állományai produktívabbak, sűrűbbek (általában 60-80%-os borítottsággal), magasabbak és fajgazdagabbak mint a száraz sztyeppek. Gyakori fajai még az *Aconitum anthoroidum*, *Allium stellerianum*, *A. strictum*, *Artemisia commutata*, *Bupleurum multinerve*, *Carex humilis*, *Galatella angustissima*, *Helictotrichon altaicum*, *H. schellianum*, *Heteropappus biennis*, *Phlomis tuberosa*, *Plantago media*, *Pulsatilla patens*, *Schizonepeta multifida*, *Stipa pennata* és a *Vicia multicaulis*.

Sztyepecserjések

(megfelel az N4 vegetáció típusnak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

Száraz cserjések aljnövényzetükben sztyep fajokkal azokon a sztyep tájakon alakulnak ki, melyek kissé nedvesebbek, mint pl. északi-lejtők és időnként törmeléklejtőkön. Domináns fajai a *Berberis sibirica*, *Caragana arborescens*, *C. pygmaea*, *Grossularia acicularis*, *Juniperus sabina*, *Lonicera microphylla*, *Rhododendron dahuricum* és a *Spiraea media*. Az aljnövényzetben a *Carex pediformis* aggregátum tagjai a leggyakoribbak.

Nedves és mezikus füves rétek

(Kuneš et al. (2008) tanulmányában nem szerepel)

A nedves és mezikus füves rétek a patak- és folyóvölgyek vízközeli régióiban valamint az ártereken alakulnak ki, általában kissé szikes talajon. jellegzetes társulásalkotóik a *Blysmus rufus*, *Carex enervis*, *Eleocharis quinqueflora*, *Glaux maritima*, *Halerpestes salsuginosa*, *Hordeum brevisubulatum*, *Triglochin maritimum* és a *T. palustre*. A kevésbé kontinentális területekengyakra domináns fajok a *Deschampsia cespitosa* és a nedves rétek fajai is megjelennek, mint pl. a *Galium boreale* és a *Thalictrum simplex*.

Hemiboreális erdő szubóceáni

(megfelel az F1 és F3 vegetáció típusoknak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

A hemiboreális erdők (szub-tajga az orosz irodalomban) zonális erdőtípusok, melyek a boreális erdőzónától (tajga) délre alakulnak ki. A tajgánál szárazabb termőhelyeken alakulnak ki, és másik jellegzetességük, hogy nyaruk a tajgaerdőknél melegebb. A lombkoronaszintben tűlevelű fák dominálnak vagy hidegtűrő lomblevelűek, míg a mérsékeltövi széleslevelű lágyszárúak és fűfélék jellemzőek az aljnövényzetükben. A szubóceáni típus az Altáj- és Szaján-hegységek északi lejtőin fordul elő és domináns fafajai a *Pinus sylvestris* és a *Betula pendula*. Ezeket az erdőket gazdag aljnövényzet jellemzi, gyakori az *Aconitum barbatum*, *Brachypodium pinnatum*, *Calamagrostis arundinacea*, *Carex pediformis* agg., *Cirsium serratuloides*, *Cotoneaster melanocarpus*, *Cruciata krylovii*, *Galium boreale*, *G. verum*, *Hieracium umbellatum*, *Iris ruthenica*, *Neottianthe cucullata*, *Polygonatum odoratum*, *Rosa acicularis*, *Rubus saxatilis*, *Sanguisorba officinalis*, *Veratrum nigrum* és a *Vicia unijuga*.

Hemiboreális erdő kontinentális

(megfelel az F2 vegetáció típusnak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

Az Altáj- és Szaján-hegységek középső és déli vidékein a völgyek és medencék kontinentális éghajlatán a hemiboreális erdőékeket a *Larix sibirica* uralja, míg a *Pinus sylvestris* hiányzik és a *Betula pendula* csupán a folyó- és patakvölgyek nedvesebb részein fordul elő. Helyenként, *Picea obovata* vagy a *Pinus sibirica* keveredik a domináns *Larix sibirica*-val. Cserjék közül fontos a *Cotoneaster melanocarpus* és a *Spiraea media*. A Szaján-hegység nyugati részén a *Rhododendron dauricum* gyakori. Az aljnövényzet ritkás és fajszegényebb mint az óceáni típus esetén. Gyakori az aljnövényzetben az *Adonis sibirica*, *Atragene sibirica*, *Calamagrostis pavlovii*, *Carex pediformis* agg., *Galium verum*, *Geranium pseudosibiricum*, *Iris ruthenica*, *Lilium pilosiusculum* és a *Moehringia lateriflora*.

Tajga szubóceáni

(megfelel az F4 és F5 vegetáció típusoknak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

Tajga vagy másnéven boreális erdő a hűvös nyarú területeken alakul ki ott, ahol a talaj állandóan nedves. Ez származhat magas csapadékból, vagy az alacsony hőmérséklet miatti kismértékű párolgásból. A hegyvidéken a tajgaerdők gyakran nagy tengerszint feletti magasságban jelennek meg, a hemiboreális erdők fölött. Domináns erőalkotója az *Abies sibirica* és nagyobb magasságokban a *Pinus sibirica*. *Betula pendula* és *Populus tremula* gyakori elegyfajok, és a *Duschekia fruticosa* cserje is. Lágyszárúak közt jellemző *Athyrium filix-femina*, *Diplazium sibiricum*, *Dryopteris expansa*, *Gymnocarpium dryopteris* és *Phegopteris connectilis*, törő cserjék közül a *Vaccinium myrtillus*, magaskórósok és füvek közül *Aconitum septentrionale*, *Cacalia hastata* és *Calamagrostis obtusata*, továbbá *Adoxa moschatellina*, *Cerastium pauciflorum*, *Circaea alpina*, *Equisetum pratense*, *Linnaea borealis*, *Lycopodium annotinum*, *Maianthemum bifolium*, *Milium effusum*, *Oxalis acetosella*, *Paris quadrifolia* and *Trientalis europaea*.

Tajga kontinentális

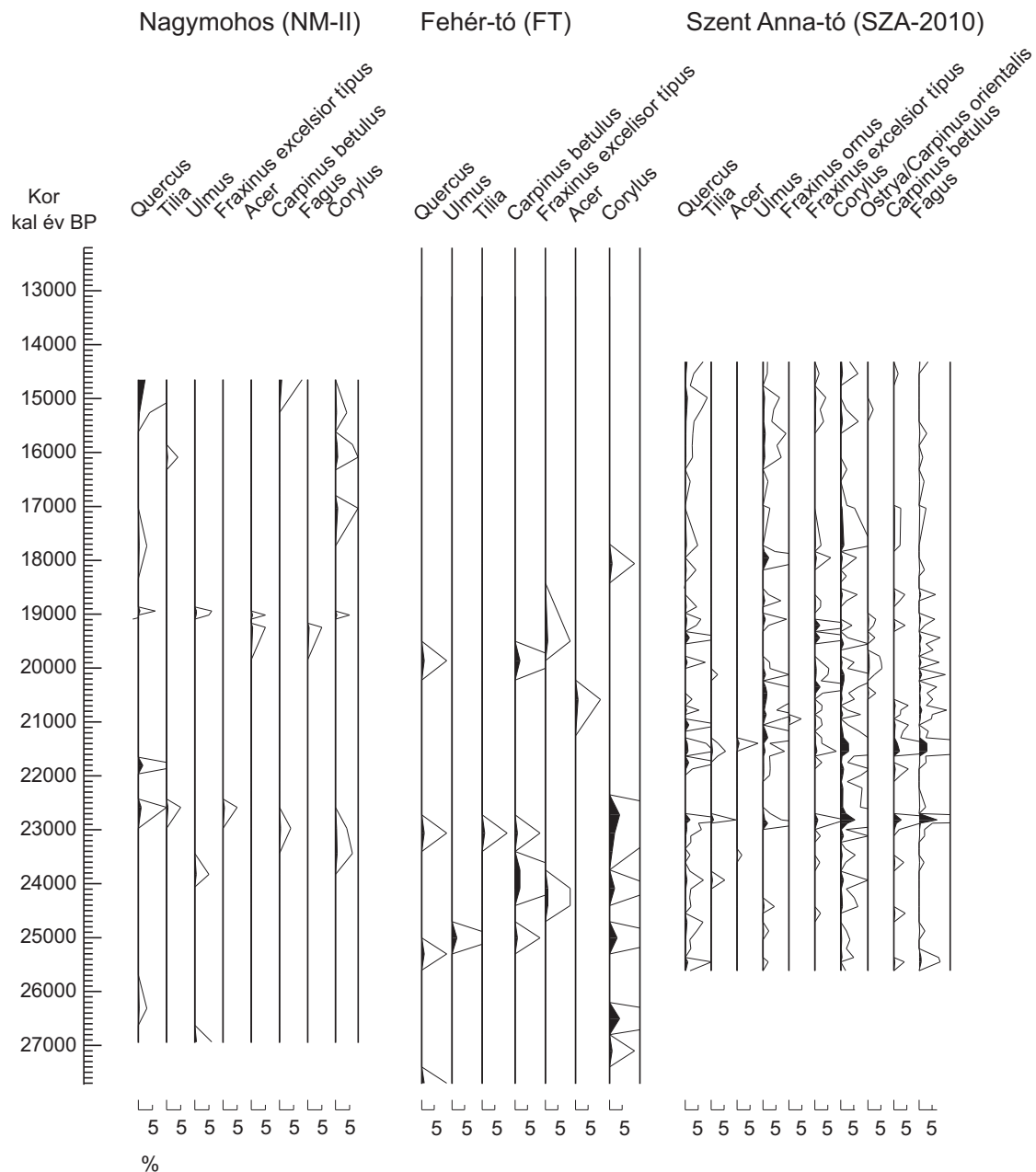
(megfelel az F6 vegetáció típusnak Kuneš et al. (2008) publikációjában)

A tajga kontinentálisabb típusa az Altáj és Szaján hegységek középső és déli területeit jellemzi, amely hidegebb telű és szárazabb. A domináns fafajok a *Pinus sibirica* és a *Larix sibirica*, néha *Picea obovata*. Az aljnövényzet fajszegényebb. Gyakori alkotói a *Ledum palustre* és *Vaccinium vitis-idaea*, *Calamagrostis obtusata*, *Linnaea borealis*, *Orthilia obtusata*, *Saussurea parviflora* és *Pyrola rotundifolia*.

Irodalomjegyzék

Cherepanov, S.K. (1995) *Sosudistye rasteniya Rossii i sopredel'nykh gosudarstv* (Vascular plants of Russia and adjacent countries). *Mir i sem'ya-95*, Saint Petersburg (in Russian).

Kuneš, P., Pelánková, B., Chytrý, M., Jankovská, V., Pokorný, P. & Petr, L. (2008) Interpretation of the last-glacial vegetation of eastern-central Europe using modern analogues from southern Siberia. *Journal of Biogeography*, 35, 2223–2236.

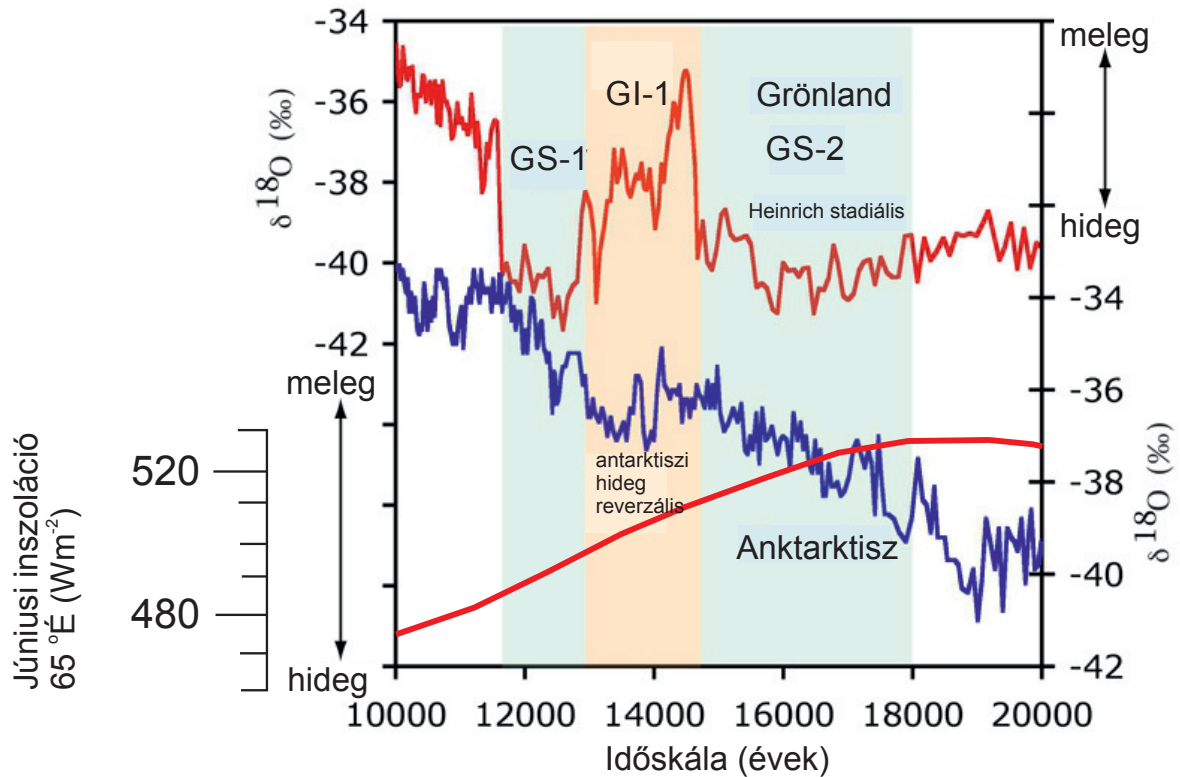


3.1.4.2. függelék Mérsékeltövi mezofil lombhullató fák pollenszázalékai a Nagymohos (NM-II fúrás), Fehér-tó (FT fúrás) és Szent Anna-tó fúrászelvényeiben (SZA-2010 fúrás).

3. 1. 5. A Kárpát-medence keleti területeinek későglaciális vegetációtörténete és klímafluktuációi (összegzés)

A későglaciális felmelegedés kezdetét a grönlandi jégfúrásokban az $d^{18}O$ szint hirtelen jelentős emelkedése jelzi, melyet a kutatók a GICC05 korszála alapján 14692±4 (186) évre tesznek (Blockley et al., 2012). Ekkor a hőmérséklet Grönland fölött kb. 9°C-ot emelkedett 50 év leforgása alatt (Blockley et al., 2012). Ahogyan azt a 3.1.5.1. ábra szemlélteti a klímaváltozás ebben az időszakban (kb. 14700 és 11600 évek közt) jelentősen eltérő trendet mutatott a földgömb két pólusán. A grönlandi nagy amplitúdójú fluktuációnak az antarktiszi jégben nyomát sem találjuk, ebben a térségben a későglaciális melegedés korábban, mintegy 19000 éve megindult és az európai ké-

sőglaciálisnak megfelelő időszakban egyetlen jelentős lehülés mutatkozik a déli sark közelében, az antarktisi hideg reverzális (Antarctic Cold Reversal: ACR) 14200 – 13000 évek közt (Lowe és Walker, 2015).



3.1.5.1. ábra A Grönlandi NGRIP fúrás és az antarktisi NEEM jégfurat $\delta^{18}\text{O}$ adatai 20 és 10 ezer évek közt, a legfontosabb klimatikus események és a nyári inszoláció változásának feltüntetésével. Forrás: <http://hockeyschtick.blogspot.hu/2014/09/arctic-antarctic-sea-ice-extent.html> (módosítva)

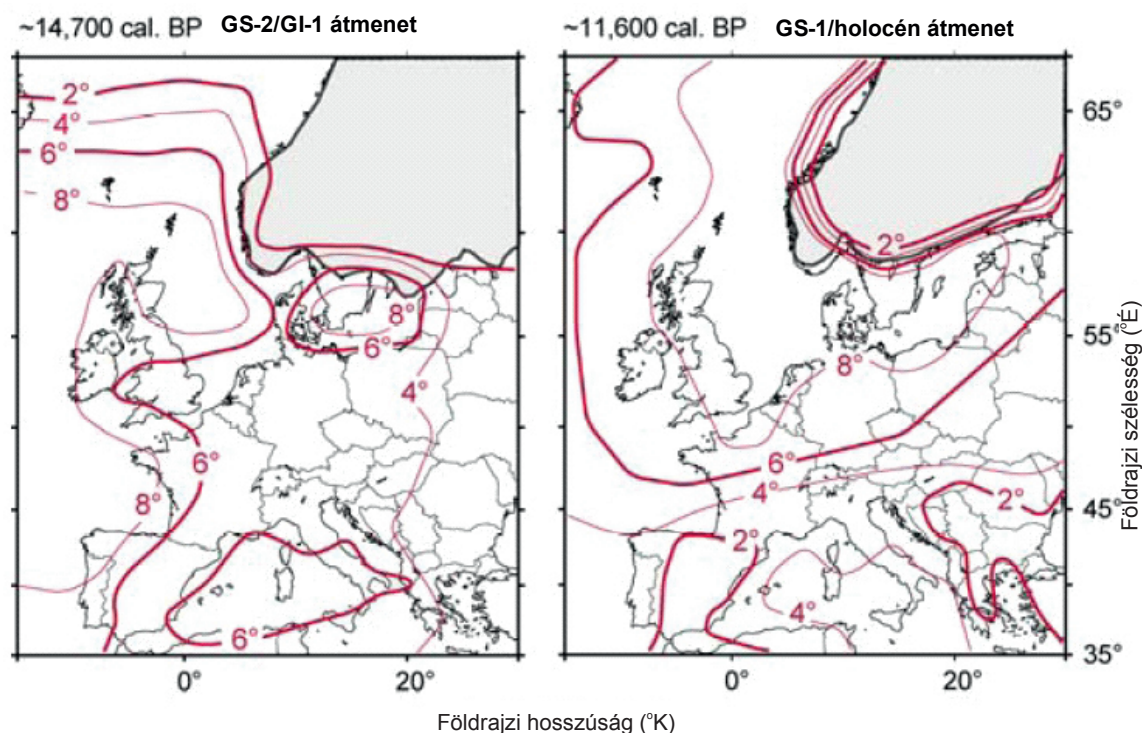
Ezek a jelentős eltérések a két félteke közt a tengeráramlatok eltérő változásaival magyarázhatók, a két félteke részben ellentétes klímáját pedig a pólusok közti libikóka (bipoláris see-saw) jelenségével magyarázhatjuk, mely szerint a föld egy adott időpontban meglévő hőmennyiségének eloszlása nem egyenletes. Ha az egyik féltekén a tengeráramlatok változása miatt növekszik a hőmennyiség, akkor a másik féltekének hűlnie kell (Severinghaus, 2009; Kyoung-nam et al., 2014). A 3.1.5.1. ábra azt is szemlélteti, hogy Európában a grönlandi jégben tapasztalt $\delta^{18}\text{O}$ fluktuációk egy fokozatosan emelkedő nyári inszolációjú időszakba esnek, azaz az észak-atlanti térségben tapasztalható gyors lehülések és felmelegedések a földpályaelemek változásával nem magyarázhatóak. Mára pedig tudjuk, hogy a fokozatosan várható melegedés ellenére tapasztalt klímafluktuáció a térség sajátossága, a jég olvadásának negatív visszacsatolásával magyarázható, mely az észak-atlanti térségben ki-bekapcsolja a melegvízi tengeri szállítószalagot (Lowe és Walker, 2015). A ki-bekapcsolás természetesen túlzás, az édesvíz beáramlás hatása ugyanis a legtöbb esetben bizonyítottan a szállítószalag lassulását és északi visszafordulási pontjának délebbre helyeződését jelenti csupán. Ugyanakkor ezek a változások a nyugati szelek zónáinak északra és délebbre tolódása révén döntően befolyásolják Európa éghajlatát. Ennek számtalan bizonyítéka ismeretes ÉNy- és Ny-Európában, mind stabil izotóp, mind őslénytani maradványokon alapuló klímarekonstrukciók révén (pl. Heiri et al., 2014), és a közép-kelet európai térségből is ismerünk pollen és barlangi cseppkő tanulmányokon alapuló kvantitatív klímarekonstrukciókat, melyek kimutatnak a grönlandihoz hasonló klímafluktuációkat a későglaciális időszakban (pl. T maş et al., 2005; Feurdean et al., 2008; Constantin et al., 2007), ugyanakkor nem tisztázott, hogy az

észak-atlanti régiótól távolabb eső közép-kelet európai térségben milyen mértékben jelentkezik ez a hatás csillapítottan, mely klímáparaméter megváltozása a legjelentősebb, hogyan alakul az évszakosság és a várhatóan tompítottan jelentkező klímafluktuációkra hogyan reagáltak a későglaciális ökoszisztémák? Részben ezeket a kérdéseket válaszolták meg a 3.1.1. és 3.1.2. fejezetekben bemutatott későglaciális esettanulmányaink a bulgáriai Trák-alföldön és a Déli-Kárpátok Retyezát-hegységében. Ebben a fejezetben arra teszünk kísérletet, hogy összegezzük saját eredményeinket mind a klíma mind az ökoszisztéma válaszreakciók tekintetében, és összevessük azokat más a térségből az elmúlt években publikált nagyfelbontású vizsgálat eredményeivel.

A későglaciális időszak a nagy amplitúdójú klímafluktuációi miatt a paleoklíma kutatások közkedvelt célpontjává vált az elmúlt évtizedekben, legfőképpen azért, mert a Földünkön jelenleg tapasztalt globális felmelegedéshez hasonló változások zajlottak ebben az időtartományban, amikor a tengeráramlatok számos alkalommal mutattak hirtelen változást. Ez az időszak ezért modell értékű a várható felmelegedés hatásainak előrejelzése szempontjából, még akkor is, ha a klímaváltozás ebben az időszakban a mainál jóval alacsonyabb éves átlaghőmérsékletekről indult. Az ökoszisztéma válaszreakciók tanulmányozása szintén a predikciók miatt nyer aktualitást, saját kutatásaink jelentősége pedig az, hogy szűkebb környezetünk, a Kárpáti Régió klíma és ökoszisztéma változásainak sajátosságaira világítson rá.

A klímamodellek szerint Kelet-Közép és Dél-Kelet Európában a későglaciális klímafluktuációk során csillapított hőmérsékleti ingadozás várható a nyári középhőmérsékletek tekintetében (Renssen & Isarin, 2001). Ahogyan azt a 3.1.5.2. ábra szemlélteti, térségünkben a júliusi középhőmérséklet csökkenése 2°C fok alatti volt a GS-1 klímafluktuáció során (-fiatal driász), a GS2/GI-1 átmenet során a júliusi felmelegedés mértéke pedig kb. 4°C volt. Kérdés, hogy ezzel egyező vagy eltérő eredményt mutatnak-e a paleontológiai proxikon alapuló rekonstrukciók a régióban?

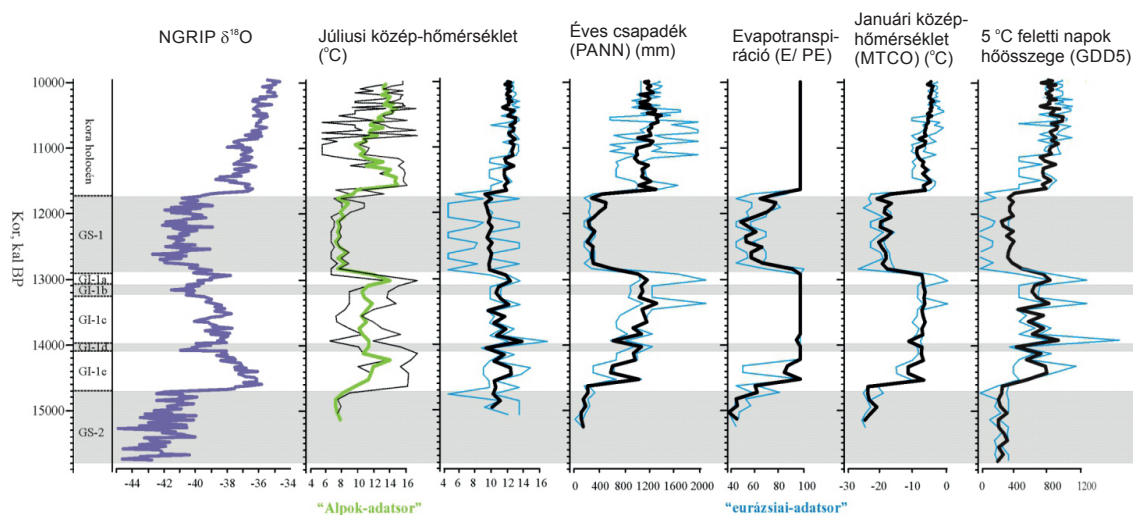
Renssen & Isarin (2001) ECHAM4 klímamodell



3.1.5.2. ábra Az ECHAM-4 klímamodell alapján rekonstruált legmelegebb nyári hónap középhőmérséklet változásának amplitúdója Európában a későglaciális időszak két fontos időszakában, a GS-2/GI-1 és a GS-1/holocén átmenet idején. Forrás: Renssen és Isarin (2001) alapján módosítva.

3. 1. 5. 1. Későglaciális klímaváltozás a Kárpáti Régióban: a régió klímaváltozásának sajátosságai

Az aktualizmus elvét felhasználva későglaciális pollenösszeleteink alkalmasak kvantitatív klímarekonstrukcióra. Általános szabály, hogy minél közelebb vagyunk időben a mához, mely időszakból a felszíni pollen minták (kalibrációs adatsor = training set) származnak, annál pontosabb rekonstrukció várható (Huntley, 2012). Másik fontos szabály, hogy minél inkább távolodunk a Holocén interglaciálisról, annál inkább válik a klímánk a maitól eltérővé, ami az analógiák hiánya révén rontja a pollen alapú klímarekonstrukciók megbízhatóságát (Magyari et al., 2014a). Mind ezen korlátozó tényezőket figyelembe véve a Brazi-tó későglaciális pollenösszeletei alapján készült kvantitatív klímarekonstrukcióról (3.1.5.3. ábra) elmondhatjuk, hogy a ROC analízis alapján a pollenösszeletek mindegyike rendelkezik legalább nyolc statisztikusan szignifikáns analóggal az eurázsiai felszíni pollenegyüttesekben, tehát a megjelenített trendek tekintetében a rekonstrukció robusztusnak mondható.



3.1.5.3. ábra A pollen-alapú paleoklíma rekonstrukció eredményei a Brazi-tó TDB-1 fúrásszelvényéből. A rekonstrukció két különböző kalibrációs pollen adatsorral készül. Az alpi adatsor az Alpok tavainak felszíni pollenmintáihoz rendelt klímparamétereket tartalmazza, míg az eurázsiai adatsorban kb. 2500 felszíni pollenminta adatai szerepelnek a hozzájuk rendelt klímparaméterekkel. A rekonstrukciót Magyari Enikő és Odile Peyron végezték a modern analóg módszerrel.

3. 1. 5. 1. 1. A rekonstrukció főbb eredményei

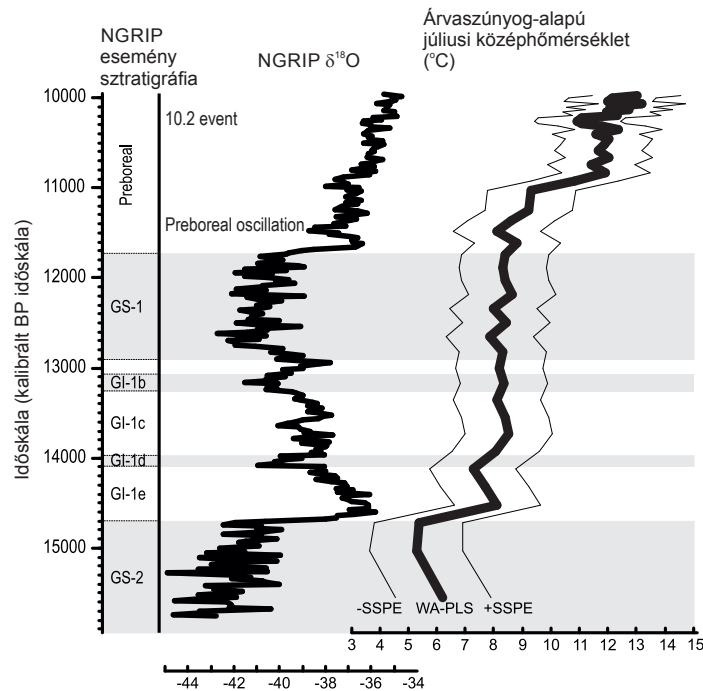
Összehasonlítási alapul megadjuk a Brazi-tó térségében a mai klímparamétereket, melyet a legközelebbi mérőállomások adatait felhasználva a magassággal korrigálva számoltunk. Júliusi kh. 11,2°C; januári kh. -6,6°C, éves csapadékmennyiség kb. 1400 mm (Magyari et al., 2013).

A legmelegebb hónap középhőmérsékletének (MTWA) változásai

- Az alpi kalibrációs pollen adatsort használva a júliusi kh. emelkedés gyors 14700 és 14200 évek közt; az értékek 8°C-ról 14°C-ra nőnek 500 év alatt, ami 6°C-os melegedést jelent.
- Az eurázsiai kalibrációs pollen adatsort alkalmazva nem tapasztalunk jelentős júliusi kh. emelkedést 14700 év körül; a júliusi kh. 14500 és 14400 évek közt mindössze 1,5°C-ot emelkedik.
- Mindkét rekonstrukció két rövid-idejű kis amplitúdójú (1-2°C) lehülést mutat a júliusi középhőmérsékletekben a GI-1d és GI-1b grönlandi klíma oszcillációkkal egy időben (3.1.5.3. ábra), melyeket gyors hőmérsékletemelkedés követ.

- A fiatal driász (GS-1) lehülésre vonatkozóan a két rekonstrukció jelentős eltérést mutat. Az alpi kalibrációs pollen adatsort alkalmazva gyors júliusi kh. csökkenést rekonstruálunk; kevesebb mint 100 év leforgása alatt a hőmérséklet 14 °C-ról 8 °C-ra csökken. Ezzel szemben az eurázsiai kalibrációs pollen adatsoron alapuló rekonstrukció kb. -2 °C-os júliusi középhőmérséklet csökkenést eredményez, az értékek 12 °C-ról 10 °C-ra csökkennek.
- A kora-holocénben a júliusi kh. 11700 és 11500 közt mindkét rekonstrukció alapján emelkedik, de az alpi kalibrációs pollen adatsort alkalmazó rekonstrukció 6,5 °C-os emelkedést mutat, míg az eurázsiai 2 °C-osat.
- Fontos megjegyezzük, hogy a fiatal driász idején jelentős a különbség a két rekonstrukció konfidencia intervalluma közt. Az eurázsiai adatokat használó rekonstrukció konfidencia intervalluma széles (helyenként 8 °C), ami arra utal, hogy a 8 legközelebbi analóg júliusi kh. értékei erősen szórnak. Ezzel szemben az alpi analógok júliusi kh. értékei jóval egységesebbek (3.1.5.3. ábra).

Összességében, megállapítható, hogy az alpi kalibrációs pollen adatsort alkalmazásával jóval nagyobb amplitúdójú júliusi kh. fluktuációkat kapunk, ami jelentősen eltér az árvaszúnyog alapú júliusi kh. rekonstrukció csillapított fluktuációjának mértékétől (3.1.5.4. ábra). Mivel az alpi kalibrációs pollen adatsort össz-klímaamplitúdója kisebb, mint az eurázsiai pollen adatsoré (Peyron et al., 2005, 2011), a többi klímaméterre már csak az eurázsiai training set-el készített rekonstrukciókat tárgyaljuk.



3.1.5.4. ábra Az árvaszúnyog alapú júliusi középhőmérséklet rekonstrukció eredményei a Brazi-tó TDB-1 fúrásának későglaciális és koraholocén szakaszán. Tóth et al. (2012) alapján.

Éves csapadékmennyiség, evapotranspiráció, leghidegebb hónap középhőmérsékletének változásai, valamint az 5 °C feletti napok hőösszege (PANN, E/PE, MTCO, GDD5)

- A GI-1e melegedés kezdetén a rekonstruált éves csapadékmennyiség 1100 mm (kb. 14500 év). Ekkor a hozzáférhető vízmennyiség is hirtelen növekszik, az aktuális és potenciális evapotranspiráció aránya (E/EP) 40-ről 90-100-ra, valamint az 5 °C feletti napok hőösszege -100-ról

~800-ra. A G-1 (Bølling/Allerød) interstadiálison belül ezen paraméterek értékei kisebb fluktuációt mutatnak csupán.

- A GS-1 (fiatal driász) stadiális kezdetén mind a négy klímparaméter értéke erősen csökken: az éves csapadékmennyiség csökkenésének mértéke ~600-700 mm, az E/EP arány 30-50%-al csökken, a leghidegebb hónap kh-e 15°C-al, míg az 5°C feletti napok hőösszege 500°C-al.
- A kora holocénben minden paraméter meredeken emelkedik (11700 és 11500 évek közt). Az éves csapadékmennyiség már a holocén kezdetén eléri az 1200-1300 millimétert, az 5°C feletti napok hőösszege a 800-1000°C-ot, míg a januári középhőmérséklet a -5°C-ot. Ez utóbbi kissé magasabb, mint a jelenleg mért -6,6°C (Magyari et al., 2013).

Fontos megjegyezzük, hogy a pollenösszletek regionális eredetűek a Brazi-tó későglaciális rétegeiben, azaz több magassági zóna klímaváltozási trendjét összesítik. A növényi makrofosszília vizsgálatok arra utalnak, hogy a Brazi-tó 1740 méteres zónájában az éves csapadékmennyiség és az E/EP arány kevésbé csökkent a fiatal driász időszakban. Erre utal, hogy a fák nem tűntek el a Brazi-tó partjáról a fiatal driász során (Magyari et al., 2012).

3.1.5.1.2. A pollen és árvaszúnyog alapú júliusi középhőmérséklet rekonstrukciók összevetése

A 3.1.5.4. ábrán bemutatott árvaszúnyog alapú hőmérsékletrekonstrukcióról már első közelítésben is elmondhatjuk, hogy abszolút hőmérsékletei a Brazi-tó tengerszint feletti magasságára sokkal jobban vonatkoztathatók, mint a pollen alapú rekonstrukcióé. Ezt a pollenösszletek fentebbiekben már tárgyalt regionális eredetével magyarázhatjuk, ami azt eredményezi, hogy leginkább a hőmérsékletváltozások mértékét érdemes összevetni a két rekonstrukció esetében. Az árvaszúnyog alapján kapott későglaciális júliusi kh. értékek 7-9°C közöttiek (mai érték 11,2°C), míg a pollen alapú 8-14°C (alpi), illetve 9-14°C (eurázsiai) közt váltakozik.

A trendeket figyelve megállapíthatjuk, hogy:

1) az alpi kalibrációs pollen adatsort alkalmazó júliusi kh. rekonstrukció lefutása nagyon erősen hasonlít a grönlandi NGRIP d¹⁸O görbe lefutására; a GS-1 időszakban erőteljes nyári kh. csökkenést mutat a rekonstrukció.

2) Az árvaszúnyog alapú júliusi kh. rekonstrukció nem jelez szignifikáns hőmérséklet csökkenést a GS-1 időszakban, annak ellenére sem, hogy a fauna jelentősen átalakul ekkor (Tóth et al., 2012).

3) Az eurázsiai pollen kalibrációs adatsort alkalmazó júliusi kh. rekonstrukció jobban hasonlít az árvaszúnyog alapú rekonstrukcióra; a júliusi kh. csökkenés mértéke a GS-1 időszakban jóval kisebb mértékű, de még így is ~2°C körüli.

4) Az eurázsiai kalibrációs pollen adatsort alkalmazó rekonstrukció ugyanakkor azt is jelzi, hogy a relatíve kismértékű nyári kh. csökkenés mellett is jelentős csökkenés következik be a többi klímparaméterben, különösen a januári középhőmérsékletekben és a csapadékmennyiségben. Ezeket a paramétereket az árvaszúnyog alapú vizsgálat ugyanakkor nem képes rekonstruálni, mivel az árvaszúnyogok nem érzékenyek más klímparaméter változására. Rövid imágó életszakaszuk sikerességét (peterakás) csupán a legmelegebb hónap átlaghőmérséklete határozza meg. Az viszont nagyon (Heiri, 2007; Tóth et al., 2012).

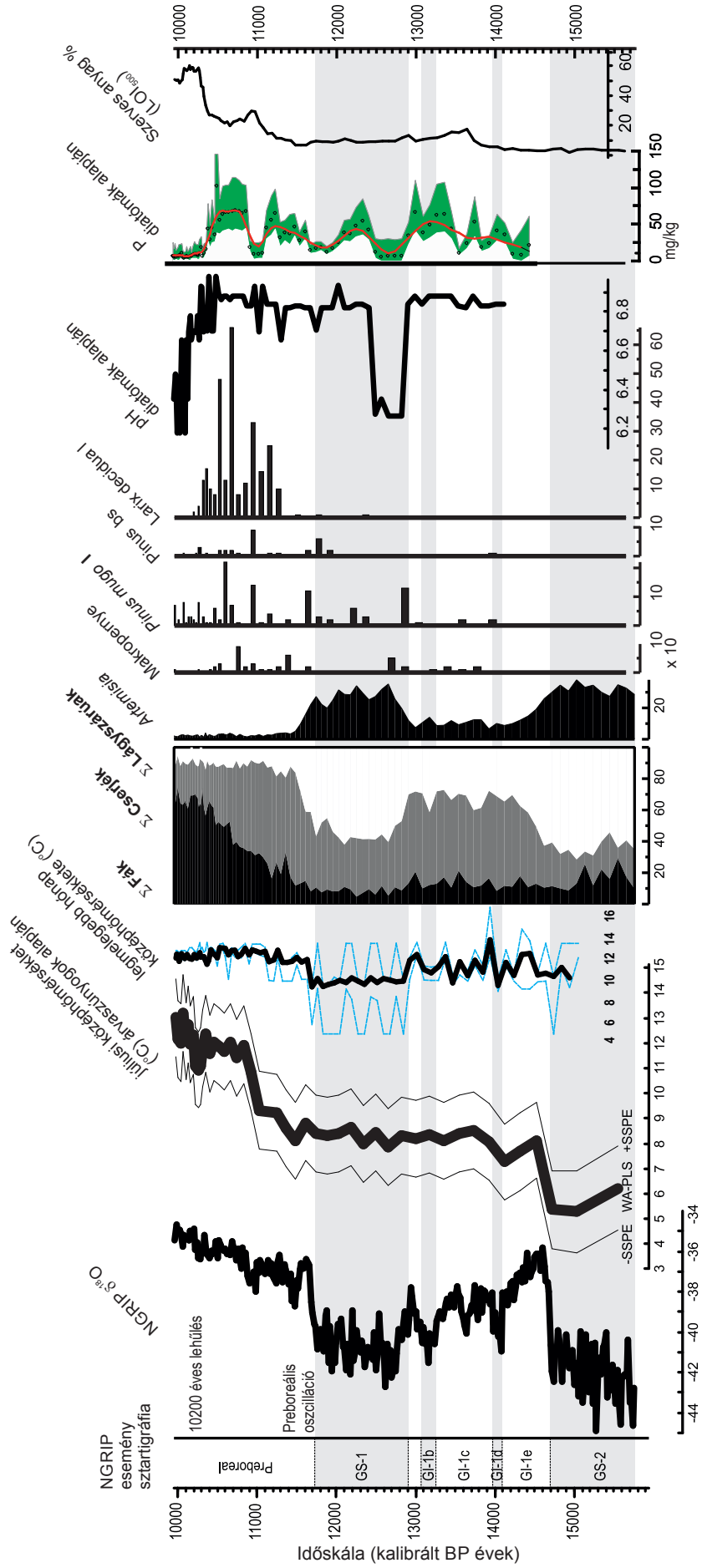
Összességében elmondhatjuk, hogy a legjelentősebb eltérés az árvaszúnyog és pollen alapú júliusi kh. rekonstrukció tekintetében a későglaciális felmelegedés mértékében van (Pollen (eurázsiai): 1,5°C; Chiro: 2,8°C), mely kissé magasabb az árvaszúnyogok alapján, ugyanakkor mindkét rekonstrukció a modell által jelzett 4°C alatti hőmérsékletemelkedést jelez ekkor (GS-2/GI-1 átmenet) (3.1.5.2. ábra), míg az alpi kalibrációs pollen adatsort alkalmazó pollen alapú rekonstrukció irreálisan magas, 6°C-os emelkedést mutat.

A fiatal driász (GS-1) tekintetében az árvaszúnyog és eurázsiai pollen alapú júliusi kh. rekonstrukció megerősíti a modellkísérleteket, miszerint közép-kelet és dél-kelet Európában a nyári lehűlés mértéke 2 °C alatt volt (Pollen(eurázsiai): 2 °C; Chiro: 0-1 °C).

3. 1. 5. 1. 3. Miért hasonlít az alpi pollen alapú júliusi kh. rekonstrukció az NGRIP d¹⁸O görbére? Miért irreálisztikus?

A fentebbiekben rámutattunk arra, hogy az általunk elvetett alpi kalibrációs pollen adatsort alkalmazó júliusi kh. rekonstrukció lefutása erősen korrelál az NGRIP d¹⁸O görbe lefutásával, melyet éves átlaghőmérsékleti proxinak tartanak (Dahl-Jensen et al., 1998; Svendsen et al., 2008; Blockley et al., 2012). Napjainkban ugyanakkor egyre több tanulmány tárgyalja, hogy a görbe fluktuációjának mértéke nem fordítható le egy az egyben hőmérsékletre (Merz et al., 2014), kis részben szezonális hőmérsékletet tükröz, részben függ a jégfelhalmozódás lokális törvényszerűségeitől, és a Grönland fölé érkező légtömegek eredetében bekövetkező kisebb változások is befolyásolják a d¹⁸O értékét. A növényzetet pedig köztudott, hogy nem csupán a nyári kh. limitálja. Összetételének változásában valójában meghatározó szerepet tölt be a téli középhőmérséklet és az 5 °C fölötti napok hőösszege, és csak kisebb mértékben határozza meg a nyári középhőmérséklet (Woodward, 1987; Prentice et al., 1992; Huntley, 2012). Ezen összefüggések miatt a klímamutatók kapcsolatosan mutatkoznak a legtöbb növényzeti formáció esetében. Ezért például egy sztyeppe-szedést megjelenítő pollenösszetétel nem csak a hozzáférhető vízmennyiség csökkenését okozza a kvantitatív klímarekonstrukciókban, hanem a nyári és téli középhőmérsékletek növekedését vagy csökkenését, függően attól, hogy a meleg kontinentális (félsivatagi, főként *Chenopodiaceae* jellemzi) vagy hideg kontinentális sztyepekre jellemző (leginkább *Artemisia* jellemzi) lágyszárúak terjednek. A későglaciális időszak tekintetében az *Artemisia*, *Poaceae* és *Juniperus* taxonok terjedését látjuk a fiatal driász (GS-1) idején (3.1.5.5. ábra). Ezek a taxonok a hideg kontinentális sztyepek felszíni mintáiban gyakoriak ma Ázsiában, ahol a nyári és téli középhőmérsékletek alacsonyak. Ez vezet a GS-1 idején markáns júliusi kh. csökkenéshez is, mely azonban nem látszik az árvaszúnyog alapú rekonstrukcióban. Tehát összességében azt mondhatjuk, hogy a pollen alapú klímarekonstrukció egyesíti a vegetációs időszak teljes terjedelmének hőösszeg és humiditás változásait, és a klímamutatók kapcsolatsága miatt nem képes az évszakos változások pontos megjelenítésére (Huntley, 2012). Mivel a grönlandi jég d¹⁸O tartalma kissé torzított éves szignál, ezért következik az be, hogy a pollen alapú klímarekonstrukciók lefutása a későglaciálisban általában jól követi a grönlandi d¹⁸O görbét. Fontos következtetés tehát, hogy a pollen alapú rekonstrukciókban a téli kh. és az éves hőmérsékleti szignál ütközik vissza (=vegetációs időszak hőösszege). Ezzel szemben, az árvaszúnyog alapú rekonstrukciók ténylegesen csak egyetlen nyári hónap átlaghőmérsékletét jelenítik meg, melyet a nyári inszoláció erősen meghatároz. A két rekonstrukció értékei közti eltérés egyben azt jelzi, hogy a rekonstrukció alapjául szolgáló organizmusok nem (pusztán) arra a környezeti változóra reagálnak, amit velük rekonstruálni próbálunk. Ehhez hozzájárul még a későglaciális időszakban a mainál magasabb nyári inszoláció kontinentalitást fokozó hatása. A tiszta nyári égbolt a fokozott besugárással párosulva magasabb földfelszín közeli és vízhőmérsékletekhez vezethetett, mint az általános 1,5 m fölött mért léghőmérséklet, különösen magashegyi környezetben (Huntley, 2012). Ebből következik, hogy a későglaciális árvaszúnyog alapú rekonstrukciók abszolút értékei a valós léghőmérsékletnél magasabbnak adódhatnak. Ugyanakkor ennek a jelenségnek nem valószínű, hogy hatása lehet a rekonstruált hőmérsékletváltozás trendjére.

dc_1016_15



3.1.5.5. ábra A Brazi-tó (1740 m, Retyezát-hegység, Románia) későglaciális üledékszelvényéből származó árvaszűnyeg (Tóth et al., 2012) és pollen alapú klímarekonstrukció eredményei, főbb pollen és növényi makrofosszília összetételbeli változások (Magyari et al., 2012), a fosszilis diatóma közösségek alapján számolt pH és össz foszfortartalom változás (Buczko et al., 2012), valamint a szerves anyag tartalom változása (LOI_{550}).

3. 1. 5. 1. 4. **Mi történt a fiatal driász (GS-1) lehülés során a Déli-Kárpátokban: hűvösebbek lettek-e a nyarak, milyen klímparaméterek változása tehető felelőssé a tapasztalt ökoszisztéma válaszreakciókért?**

Annak ellenére, hogy mind a modellkísérletek, mind a főként árvaszúnyog alapon rekonstruált hőmérsékletek csupán kismértékű júliusi középhőmérséklet csökkenést mutatnak a Déli-Kárpátokban, a Brazi-tóban számos ökológiai változás figyelhető meg a GS-1 időszakban. Ezeket a 3.1.5.5. ábra szemlélteti. A lehülés alig érintette a tó körül a GI-1 időszakban megtelepedett fa és cserjefajokat. Ezek lokálisan túléltek a lehülést, ugyanakkor a faborítás mértéke csökkent. Ez arra utal, hogy a tó térségében a vegetációs periódus hőösszege (GDD5) nem csökkent kritikus mértékben, a fák tűréshatára fölött maradt, ugyanakkor megritkulásukért vagy a hozzáférhető nedvesség csökkenése vagy a GDD5 kritikus szintje tehető felelőssé. A humiditás csökkenést támasztja alá a lucfenyő (*Picea abies*) fossziliáinak eltűnése ebben az időszakban.

A kovamoszat flórában is jelentős változás mutatkozott 12800 év körül. A kovamoszatok elsősorban a víz pH-jának és tápanyagtartalmának érzékeny indikátorai (Buczko et al., 2012). Kvantitatív pH és hozzáférhető foszfor rekonstrukcióra is lehetőséget adnak, melynek eredményeit a 3.1.5.5. ábra mutatja.

Ezek szerint a fiatal driász kezdetén a pH értékek erősen csökkentek (12870 és 12470 évek közt) és ezt a téli jégborítás idejének növekedésével magyaráztuk (Buczko et al., 2012). Jég alatt ugyanis felhalmozódik a sejtlégzés során felszabaduló CO₂, ami savanyítja a vizet. A jégborítás hosszának növekedése pedig a téli félév hosszának erőteljes és gyors növekedését jelzi a GS-1 első négy évszázadában. Ez egybevág a pollen alapon kapott januári kh. csökkenéssel, ugyanakkor ennek értéke a GS-1 teljes terjedelmében 15 °C-al alacsonyabb, mint a GI-1-ben. A kovamoszatok ráirányítják a figyelmet a szezonális változására, amit a klasszikus klímparaméterek kevésbé képesek megjeleníteni. A tó produktivitása szintén csökkent, a GS-1 fázis elején és végén is.

A tavi és tóparti produkció legegyszerűbb mérőszáma az üledék szerves anyag tartalma. Ezt a LOI (loss-on-ignition: izzítási veszteség) görbe jeleníti meg a 3.1.5.5. ábrán. A GS-1 fázis kezdetén a LOI értékek csökkenése kismértékű (20 %-os csökkenés), ami a produktivitás kismértékű csökkenését jelzi csupán.

Összegezve az ökoszisztéma válaszreakciókat, azt mondhatjuk, hogy a GS-1 lehülésnek egyértelműen volt hatása a helyi és regionális ökoszisztémákra. A makrofosszília adatok megerősítik a kvantitatív júliusi középhőmérséklet rekonstrukciókat, melyek kismértékű csökkenést jeleznek csupán, ugyanakkor a vízi ökoszisztéma változásai egyértelműen jelzik, hogy **a szezonális eltolódása lehetett a klímaváltozás fő trendje a Déli-Kárpátokban** a GS-1 lehülés során, és az időszak klimatikusan nem volt egységes: hosszabb hidegebb telek jellemezték az első 400 évben, mely rövid, meleg nyarakkal párosult és jelentős csapadékmennyiség csökkenéssel. Sajnos az adataink nem alkalmasak annak kimutatására, hogy a csapadékmennyiség melyik évszázadban volt a legjelentősebb. A pollendiagramban a sztyep taxonok terjedése ugyanakkor arra utal, hogy a nyarak vízhiányosak voltak az alföldeken, ahol az ürmös sztyepek az erdei fenyveseket váltották részben (Magyari et al., 2012). A mikro- és makropernye vizsgálatok alapján ezek az erdei fenyvesek leégtek a fiatal driász elején a térségben (Feurdean et al., 2012b; Magyari et al., 2012). Az erdőégések fokozódása szintén megerősíti, hogy a nyári középhőmérsékletek magasak maradtak GS-1 lehülés során. Ez azt jelenti tehát, hogy **a modellkísérletek által feltételezett csillapított júliusi kh. csökkenés multi-proxi módszerek alkalmazásával igazolható a Déli-Kárpátokban** (Rennsen és Isarin, 2001; Tóth et al., 2012; Buczko et al., 2012; Magyari et al., 2013). Szélesebb környezeti kontextusba helyezve ezeket az eredményeket, azt mondhatjuk, hogy az észak-atlanti tengeri szállítószalagban bekövetkező perturbációk esetén a Kárpáti Régió a nyári/júliusi középhőmérsékletek tekintetében gyengén reagál (ez fontos a holocén gyors klímaváltozások esetén is, melyek szintén az észak-atlanti szállítószalagon keresztül fejtették ki a hatásukat Eu-

rópa éghajlatára). Fontos ugyanakkor megjegyezzük, hogy **más klímaparaméterek esetében a változás erős:** ezek közül a fiatal driász példáján általánosan **fontos a téli félév (hideg hónapok) hosszának növekedése, valamint a csapadékmennyiség csökkenése.**

3. 1. 5. 1. 5. A közép-kelet európai térségből származó kvantitatív klímarekonstrukciók: közös trendek, nyitott kérdések

A júliusi középhőmérsékletek tekintetében a Brazi-tóban árvaszúnyogok alapján 14700-14600 évek közt, azaz a GS-2/GI-1 átmenet idején, 2-2,8°C körüli emelkedést kaptunk. A pollenek ezzel szemben, vagy nem jeleztek változást (eurázsiai), vagy ennél nagyobb mértékű emelkedést mutattak (alpi, -6°C). Az Alpokban az árvaszúnyogok alapján rekonstruált júliusi kh. emelkedés több szelvényben nagyon hasonló mértékű, mint a retyezáti árvaszúnyog alapú melegedés. 3°C-os növekedés volt kimutatható például Trentino térségében Észak-Olaszországban (Heiri et al., 2007), a Jura-hegységben Franciaországban (Heiri and Millet, 2005), a délnyugati Alpokban, Olaszországban (Larocque and Finsinger, 2008) és a svájci magasságon (Larocque-Tobler et al., 2010). Térségünkre továbbá a növényi makrofossziliák alapján rekonstrukciók is 3°C körüli júliusi kh. emelkedést mutatnak a GS-2/GI-1 átmenet idején (Renssen és Isarin, 2001), tovább erősítve az árvaszúnyog alapú európai rekonstrukciók robusztusságát. A modellkísérletek eredményeivel összevetve, melyek a térségben -4°C-os emelkedést jeleznek (3.1.5.1. ábra), azt mondhatjuk, hogy alapvetően jó az egyezés a modellel, a növekedés mértéke ebben a térségben valóban jóval alacsonyabb lehetett a GS-2/GI-1 átmenet idején, mint ÉNY Európában.

A Bølling/Allerød interstadiálisban (GI-1), a júliusi középhőmérsékletek 8.1–8.7°C közt mozgottak árvaszúnyog alapon, míg 12-14°C között pollen alapon. Mint azt a fentebbiekben tárgyaltuk, a pollenek regionális eredete miatt torzulhat a tó tengerszint feletti magasságára vonatkozó abszolút érték. Feurdean et al. (2008) erre az időszakra 16–17°C-os értéket kapott két északkelet-kárpáti tó pollenszelvénye alapján 730 - 790 méteres tengerszint feletti magasságban. 0.55°C-os magassági hőmérséklet csökkenéssel számolva 100 méterenként (Pop, 1988), ez 11–11.5°C lenne 1740 méteren, ami csak kissé alacsonyabb, mint a pollen alapú becslésünk, és magasabb, mint az árvaszúnyog alapú becslés. Feurdean et al. (2008a) esetében szintén a regionális (alacsonyabb vegetációzónákból származó) pollenösszetétel lehet a magyarázat (lásd Ortu et al., 2006).

Fontos ugyanakkor megjegyezzük, hogy a melegedés mértékét a GS-2 stadiálisra vonatkoztatjuk, és a fő különbség ezen időszak rekonstruált paramétereiben van. Renssen és Isarin (2001) paleobotanikai alapú rekonstrukciójával összevetve azt mondhatjuk, hogy a tengerszint feletti magassággal korrigált értékek a GS-1 idején a régiókban júliusi kh. tekintetében megegyeznek az árvaszúnyog alapú rekonstrukció eredményeivel (5,4°C vs. 5,2°C a Brazi-tó magasságában), ugyanakkor a pollen alapú becslés magasabb, 7-10°C közötti. A januári kh. tekintetében is kissé melegebb a pollen alapú rekonstrukció (-28,5°C vs. -24°C).

A GS-1 (fiatal driász) lehűlés mértékének adatait összevetve más európai rekonstrukciókkal elmondhatjuk, hogy eredményeinkkel szemben az árvaszúnyog alapú júliusi kh. rekonstrukciók az Alpokban jelentősebb lehűlést mutatnak, 1,5–2°C-ot a Dél-Alpokban (Heiri et al., 2007; Larocque és Finsinger, 2008; Larocque-Tobler et al., 2010), 3–4°C-ot Franciaországban (Peyron et al., 2005) és Svájcban (Ilyashuk et al., 2009). A pollen alapú júliusi kh. rekonstrukciók mindegyike lehűlést mutat, az észak-keleti Kárpátokban, kb. 2°C-os (Feurdean et al., 2008), míg a Balkánon, Déli-Albániában 8°C-os (Bordon et al., 2009), az Alpokban pedig 6°C-os csökkenést találtak (Peyron et al., 2005). Ezekből az adatokból arra következtethetünk, hogy **a pollen alapú júliusi kh. rekonstrukciókban is megjelenik egy NY-K irányú csökkenő amplitúdó, ami egybevág a modellkísérletek alapján feltételezhető csillapított nyári hőmérsékleti hatással a GS-1 idején térségünkben** (Renssen és Isarin, 2001). Eredményeinkkel összhangban ugyanakkor, **mindenütt jelentősebb a lehűlés mértéke a januári középhőmérsékletekben, az ÉK-i**

Kárpátokban 10°C-os, Albániában 11°C-os, a Retyezátban 12°C-os, míg az Alpokban 10°C-os (Peyron et al., 2005). Ez a mintázat jó egyezést mutat a szimulált GS-1 januári középfőmérsékletekkel Európában, ami arra utal, hogy a GS-1 lehűlés fő komponense a téli hőmérsékletek csökkenése volt (Isarin et al., 1998).

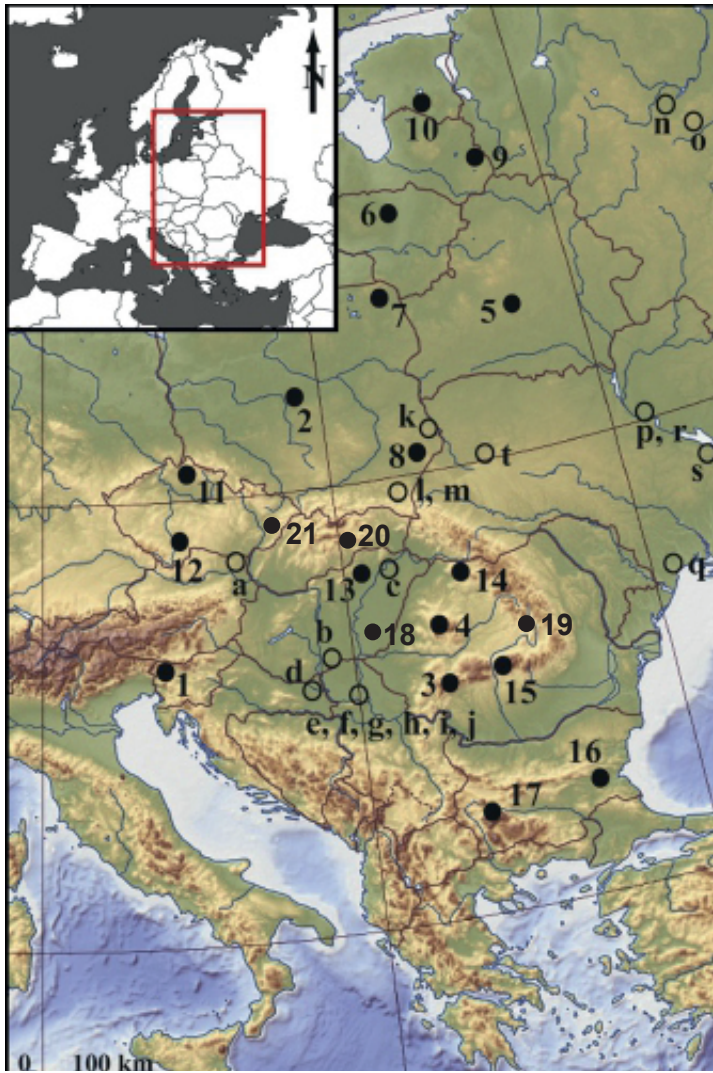
Az 5°C feletti napok hőösszegét kevés rekonstrukció tartalmazza. Adatainkat elsősorban egy dél-albániai pollen alapú rekonstrukcióval tudjuk összevetni (Bordon et al., 2009). A GS-2 stadiálisban a két terület közt, a vártnak megfelelően, nagy különbség van a GDD5 értékekben, mely a Déli-Kárpátokban 200°C-nak, míg Dél-Albániában 240-800°C-nak adódik. Értelemszerűen a GDD5 emelkedés mértéke nagyobb a GS-2/GI-1 határon a Retyezátban (>800°C emelkedés). A fiatal driász (GS-1) során a dél-albán térségben tapasztalt GDD5 csökkenés mértéke megegyezik a Retyezátban pollen alapon rekonstruálttal, a dél-albán rekonstrukció továbbá arra is rávilágít, hogy a GDD5 csökkenés a téli félévben erőteljes csapadékmennyiség csökkenéssel párosult. Valószínűleg hasonló lehetett a helyzet a Déli-Kárpátokban, tehát a fiatal driász szárazodás során a téli hőmennyiség erősen csökkenhetett. Ez utóbbi a tavak vízszintjét erőteljesen befolyásoló tényező (Magny, 2007). A kovamoszatok alapján rekonstruált vízszint csökkenés a Gales-tóban ebben az időszakban megerősíti a hegységben a téli csapadék mennyiségnek erőteljes csökkenését (Buczko et al., 2009b).

3. 1. 6. Késő pleniglaciális és későglaciális ökoszisztéma válaszreakciók közép-kelet Európában: szárazság gradiens a földrajzi szélességek mentén, a csillapított nyári középfőmérséklet változások hatása és a magassági fahatárra a Kárpátokban

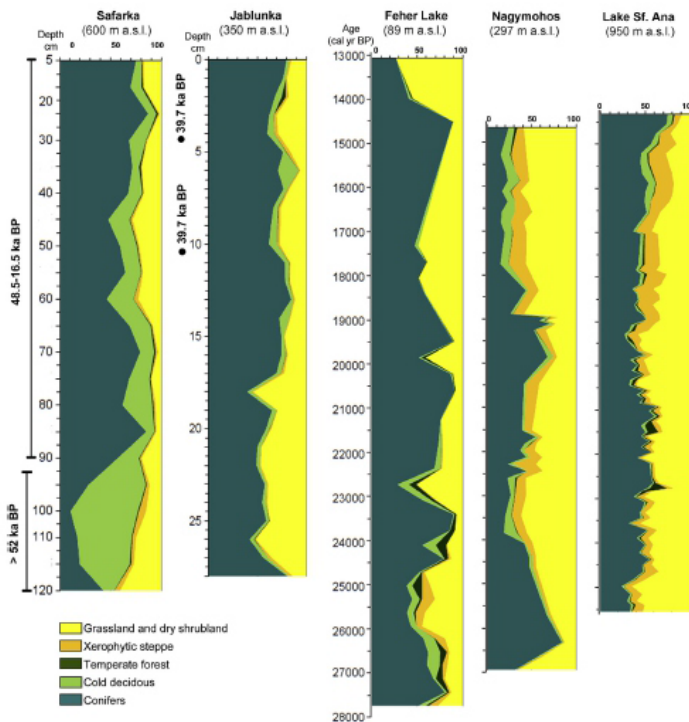
Az utolsó eljegesedés maximumát követő lassú felmelegedéssel jellemezhető időszakból közép-kelet Európában az elmúlt évtizedekben számos jól korolt pollen és növényi makrofosszília vizsgálat eredménye került közlésre, és részben az INTIMATE (INTegration of Ice-core, MARine and TERrestrial records) nemzetközi szervezet 2010-2014 közötti rendszeres workshopjainak (COST Action ES0907) köszönhetően, a térség kutatói közös összefogásban 2014-ben feldolgozták a térségből rendelkezésre álló pollenszelvényeket, és közösen egy összegzést készítettek, mely a Quaternary Science Reviews folyóirat 2014-es INTIMATE különszámában jelent meg Dr. Feurdean vezetésével (Feurdean et al., 2014). Az alábbi összefoglalás részben ezen a cikken alapszik, melynek releváns fejezeteit Dr. Feurdannal és több közép-kelet európai pollen analitikus kollegával közösen készítettem.

3. 1. 6. 1. Az eljegesedés maximumát követő időszak vegetációválaszainak térbeli mintázata közép-kelet Európában (2000 és 14700 évek közt)

A 3.1.1. és 3.1.2. fejezetekben bemutatott két esettanulmány a bulgáriai Trák-alföldről és a Déli-Kárpátok magashegyi környezetéből nyújtott egy-egy példát arra vonatkozóan, hogy a szárazföldi ökoszisztémák milyenek voltak az utolsó jégkorszak végső, felmelegedő fázisában, és hogyan reagált a növénytakaró az ebben az időszakban megfigyelhető gyors és gyakran nagy amplitúdójú klímafluktuációkra. Míg az LGM-be visszanyúló tavi és lápi üledékszelvek száma meglehetősen korlátozott Közép-Kelet Európában, a későglaciális megelőző késő pleniglaciális és későglaciális időszakokból számos jól datált, elsősorban tavi üledékszelvek áll rendelkezésünkre, melyekből a 3.1.6.2. ábra mutat be néhányat egyszerűsített formában. Az ábrán bemutatott szelvek földrajzi helyzetét a 3.1.6.1. ábra szemlélteti, ebből látszik, hogy a pollenszelvényeket igyekeztünk úgy összeválogatni, hogy azok egy földrajzi szélesség mentén növekvő gradienst jelenítsenek meg.



3.1.6.1. ábra A fejezetben tárgyalt pollenszelvények helyzete Közép-Kelet Európában. 1: Lake Bled, 2: Zabiernic Bog, 3: Brazi Lake, 4: V11 Cave, 5: Lake Sergeyeyskoe, 6: Lake Ginkunai, 7: Jezioro Linówek , 8: Kobylnica Wołoska, 9: Lake Kurjanovas, 10: Lake Nakri, 11: Labský důl, 12: Svarcenberk, 13: Kismohos és Nagymohos, 14: Stergoiu és Preluca Tiganului, 15: Avrig, 16: Straldzha, 17: Trilistnika, 18: Fehér-tó, 19: Szent Anna-tó; 20: Safarka; 21: Jablunka. Kisbetűvel a térség fontosabb lösz szelvényeinek helyzetét jelöltük. a: Dolni Vestonice, b: Katymár, c: Tokaj, d: Zmajevac, e: Petrovaradin, f: Irig , g: Monorin, h: Titel, i: Surduk, j: Crvenka, k: Tyszowice, l: Dubavka, m: Radymo, n: Likkvin, o: Korostylievo, p: S. Bezradychy, q: Sazhijka, r: Pyroove, s: Stayky, t: Korshov. Feurdean et al. (2014) alapján.



3.1.6.2. ábra Az utolsó glaciális kb. 50000 és 15000 évek közti szakaszának vegetáció változásai közép-kelet Európában pollenszelvények alapján. A diagramban a pollen taxonok százalékos értékeit ökológiai affinitásuk alapján meghatározott bióm csoportok szerint összesítve ábrázoltuk (lásd 3.1.6.1. táblázat). Minden adatsor a rendelkezésre álló radiokarbon kronológiák alapján került ábrázolásra. A kormodellekben a ^{14}C adatok az Intcal13 (Reimer et al., 2013) görbe alapján lettek kalibrálva. Feurdean et al. (2014) alapján.

Még ezen pollenszelvények is részben hiányosan jelenítik meg a felső pleniglaciális 20000 és 14700 évek közti szakaszát. A délről északra rendezett szelvények a 3.1.6.2. ábrán ezen időszakra vonatkozó három fő tulajdonsággal bírnak: 1) a pollenösszletekben százalékosan magas arányt érnek el a lágyszárú növényektől származó pollenek, a főként az *Artemisia*, *Chenopodiaceae* és *Poaceae*; 2) **az ürmös és füves sztyep növényzeti formációk aránya északról (20%) dél felé (90%) haladva jelentősen nő**, a 45° É-től délre fekvő területek (Trák-alföld, Rila-hegység) mutatják a legerőteljesebb kontinentalitást, erősen a hozzáférhető nedvesség által limitált növényzeti formációkkal; 3) a pollenösszetétel nyílt erdős sztyep erdők jelenlétére utal a közép-kelet európai térségben. A fajok összetételében is megfigyelhető egy térbeli mintázat. **Az 55. szélességi foktól északra és a 20. keleti földrajzi hosszúságtól keletre fekvő területeken (Lettország, Litvánia, Belorúzia) magasabb a boreális és tundra zónák pionír fafajainak aránya (*Betula nana*, *Betula sect. Alba*, *Pinus Subgenus Diploxylon*)**. A Kárpátok térségében (46-55 °É és 15-25 °K, Csehország, Szlovákia, Magyarország, Románia), a *Pinus* fajok domináltak ebben az időszakban, a hidegmérsékeltövi lombhullató fajok (*Betula*, *Alnus*, *Salix*) aránya alacsony volt. Szélsőséges eset Szlovénia (46 °É), ahol az ismert szelvényekben a *Pinus* fajok kizárólagos dominanciája figyelhető meg ebben az időszakban. Ezzel szemben a Balkán pollenszelvényeiben a tűlevelű fajok széles skálája fordul elő. Fontos itt megjegyezzük ugyanakkor, hogy ezen pleniglaciális időszak erdőültetésének és faj összetételének pontosabb megismeréséhez elengedhetetlen lenne a százalékos diagramok mellett a pollen influx (PAR) diagramok értelmezése, ez ugyanis ideális üledék felhalmozódási esetekben pontosabb képet ad a fák populációméret változásairól, és a táj valós erdőborítottságának mértékéről. PAR diagramok ugyanakkor nem készültek a vizsgált területeken, csak a Retyezátban (Magyari et al., 2012) és a Szent-Anna tónál (Magyari et al., 2014b). Mindkettő erőteljes fás pollen PAR növekedést mutat különösen 17 ezer és 14700 évek közt, ezzel jelezve, hogy a Kárpátokban ez az időszak a boreális fák, ezen belül is a *Pinus* genus fajainak (főként *P. sylvestris*, *P. mugo* és *P. cembra*) fő terjedési időszaka volt.

Az időszak másik fontos jellemvonása a lombhullató mérsékeltövi fajok pollenjeinek jelenléte a pollenszelvényekben. *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus* és *Fagus* pollenek folyamatosan jelen vannak a magyar, román és szlovén diagramokban (3.1.5.2.2. ábra) (Fărcaș és Tanțău, 2012; Magyari et al., 2014; Andric et al., 2009). Ugyanakkor a tavi üledékekben a makrofosszília tartalom minimális ebben az időtartományban. A Szent-Anna tó a maga 950 méteres tengerszint feletti magasságával 16000 és 15000 évek közt tartalmaz fás makrofossziliákat (*Betula nana*, *B. pubescens*, Magyari et al., 2014b). Ezek mindegyike ugyanakkor hasonlatos a szektor északi részében a felső pleniglaciálisban terjedő hideg mérsékelt és tundra pionír fásszárú fajokhoz, jelezvén hogy az LGM-ben erdőborítás nélküli kráterlejtőn ebben az időszakban kezdték megtelepedni a pionír fásszárúak (Magyari et al., 2014b). Hasonlatos a helyzet a Gutin-hegység Preluca szelvényében, ahol szintén pionír fásszárúak az első megtelepedők a felső pleniglaciális időszakban (*Pinus*, *Betula sect. Alba*, Feurdean et al., 2007)

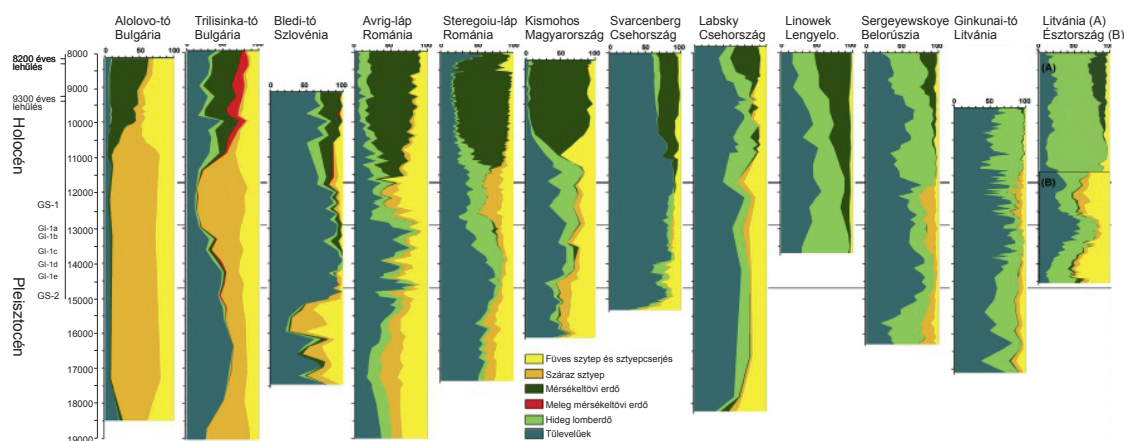
Ugyanakkor a térség lösz üledékeiből számos faszén került elő ebből az időszakból (lásd Willis és van Andel, 2004), valamint az alföldi fluvialis szelvényekben is gyakoriak a fás makrofossziliák Erdélyben (Lascu, 2003).

Összegezve azt mondhatjuk, hogy a közép-kelet európai térséget 20000 és 14700 évek közt nyílt erdőségek borították, melyekben domináltak a tűlevelűek és a hideg mérsékeltövi fajok. Mérsékeltövi lombhullató fák nagyobb populációi a 46-os földrajzi szélességtől délre feltételezhetőek. Nem lehet ugyanakkor teljes mértékben kizárni, hogy az alacsony lokális pollen termelés következtében a távolról behurcolt pollenek torzíthatják az erdőborítottság mértékére vonatkozó következtetéseket.

3. 1. 6. 2. A vegetációváltozások térbeli mintázatra a későglaciális felmelegedés kezdetén (GI-1e, ~14700 év)

A későglaciális átmenet fő jellemvonása a térségben a sztyeppei növényzeti formációk arányának jelentős csökkenése és a boreális erdőségek északi irányú terjedése 14700 évtől kezdődően. Ez az időpont nagyszerű egyezést mutat a grönlandi jégszelvényben a GI-1e felmelegedés kezdetével.

A 3.1.6.3. ábra ugyanakkor jól szemlélteti, hogy a vegetációs válasz mértéke nem volt egységes a térségben.



3.1.6.3. ábra Növénytakaró változások 14700 és 8000 évek közt közép-kelet európai pollendiagramok alapján. A diagramban a pollen taxonok százalékos értékeit ökológiai affinitásuk alapján meghatározott bióm csoportok szerint összesítve ábrázoltuk (lásd 3.1.6.1. táblázat). Minden adatsor a rendelkezésre álló radiokarbon kronológiák alapján került ábrázolásra. A kormodellekben a ^{14}C adatok az Intcal13 (Reimer et al., 2013) görbe alapján lettek kalibrálva. Feurdean et al. (2014) alapján.

A balti államokat (55 °N és 25 °K közt), ahol az LGM idején részben a Fennoskandináv jégpajzs dél-keleti határa húzódott, permafroszttal borított és jégperem közeli területek jellemezték, az előző időszakhoz hasonlóan a pionír fafajok gyors terjedése figyelhető meg ebben az időszakban, főként törpenyír (*Betula nana*) (Amon és Saarse, 2010; Amon et al., 2012; Veski et al., 2012). Keletebbre, Belorúszsiában (az 54-es földrajzi szélességtől délre valamint a 24-es földrajzi hosszúságtól keletre) a *Pinus* pollenek arányának gyors növekedése következik be ebben az időszakban (eléri a 90%-ot; Zernitskaya et al., 2005; Makhnach et al., 2009). Emellett, a balti térségből származó makrofosszília diagramok a tundra bióm terjedését mutatják *Betula nana*-val és a fás nyír fajok (*Betula pendula*, *B. pubescens*) foltoszerű megjelenésével (Stancikaite et al., 2008). A boreális fafajok (*Betula* sect. Alba, *Pinus*) terjedése később, kb. 13400 évtől indul meg Észtországban (Amon et al., 2012), kb. 14400 éve Lettországban és Észtországban (Heikkilä et al., 2009; Veski et al., 2012) és kb. 14000 éve dél-kelet Litvániában (Stancikaite et al., 2008) és Lengyelország északi részén (Gałka és Sznal, 2013). A közép-kelet európai térség közepén, mely magába foglalja a Kárpátok ívét is (46-50° N; 15-22° E), a növényi biomassa gyorsan növekedett 14700 évtől, és ezt főként a boreális erdők expanziója okozta (3.1.6.3. ábra). Mindazonáltal a növénytakaró változás tengerszint feletti magasságonként eltérő képet mutatott. Az alföldi területek pollendiagramjai alapján (pl. Kismohos Magyarországon vagy Avrig Romániában) tülevelű fák (*Larix*, *Pinus*) és hideg mérsékeltövi lombhullatók dominálta nyílt erdőségekre következtethetünk (*Betula*, *Alnus* és *Salix*), míg a magasabb régiókban (pl. Steregoiu Romániában, Lapysky Szlovákiában) a boreális erdők kiterjedése jelentősebb volt (3.1.6.2. ábra; Willis et al., 1997; Wohlfarth et al., 2001; Björkman et al., 2002; Pokorný, 2002; Tanžau et al., 2006, 2014; Feurdean et al., 2007, 2012b; Kuneš et al., 2008; Pokorný et al., 2010; Magyarai et al., 2012, 2014). A növényi makrofosszília vizsgálatok ebben a térségben megerősítik a *P. sylvestris*, *P. cembra*, *P. mugo*, *Betula* és *Salix* taxonok jelenlétét

14500 évtől 700 méteres tengerszint feletti magasságban (Wohlfarth et al., 2001; Feurdean et al., 2012b); *Pinus sylvestris*, *Betula pubescens* és *Larix decidua* dominanciát 1000 méteres magasságban a Szent Anna-tó térségében (Magyari et al., 2014b), és a legdélebbi hegyvonulatokban a Kárpátokban a *Pinus mugo*, *Larix decidua* és *Picea abies* megjelenése is erre az időszakra tehető a rendkívüli, 1740 méteres magasságban (Magyari et al., 2012). Az Északi Kárpátokban kb. 13200 évre tehető a boreális fák terjedése nagyobb tengerszint feletti magasságokban (Jankovská, 1984).

A Kárpátoktól délre és nyugatra, Szlovéniában és Bulgáriában ezt az időszakot a fafajok nagyobb diverzitása jellemzi (46 °É-től délre), olyan fajokkal, mint *Larix decidua* (csak Szlovéniában domináns), *Pinus* Subgenus *Diploxylon*, *Pinus peuce* és *Juniperus*, mellettük szárazságtűrő cserjékkel (*Ephedra distachya*, *Ephedra fragilis*-típus), és hidegmérsékeltövi lombhullató (*Betula*, *Salix*, *Alnus*), és mérsékeltövi lombhullató fafajokkal (*Quercus*, *Corylus*, *Acer*) (Tonkov et al., 2006; Andric et al.,

2009; Connor et al., 2013). Utóbbi csoport előfordulását saját kutatásaink bizonyították ebben az időszakban a bulgáriai Trák-alföldön, ahol a 3.1.1. fejezetben ismertetett *Quercus*, *Ulmus* és *Rosaceae* makrofossziliák kerültek elő ebből a kora-későglaciális időszakból (Magyari et al., 2008a). Ugyanakkor ennek a térségnek egy nagyon fontos jellemvonása, hogy a pollendiagramokban a felső pleniglaciálishoz képest a fás elemek pollenjeink arány nem növekszik, ez a térség a későglaciális felmelegedés során is döntően sztyepp borította marad (Magyari et al., 2008a; Connor et al., 2013).

Összességében megállapíthatjuk, hogy a későglaciális felmelegedés kezdetén a közép-kelet európai térségben a boreális erdőségek gyors északi irányú expanziója indult meg. Kiterjedt boreális erdők és kisebb mérsékeltövi lombhullató erdők alakultak ki ebben az időszakban a 45 és 55-ös földrajzi szélességek közt, míg a 45-ös szélességtől délre alföldi környezetben nyílt szerkezetű mérsékeltövi lombhullató erdőfoltokat rekonstruálhatunk egy döntően sztyepei tájban. Az észak-déli gradiens egyértelműen sztyep gradiens ebben az időszakban. A 45-ös szélességtől délre fekvő területeken hideg sztyep/meleg sztyep váltás zajlik ebben az időszakban. A félsivatagi vegetációs jellegre utal a bulgár alföldi pollen diagramokban a *Chenopodiaceae* arányának emelkedése ebben az időszakban (Connor et al., 2013).

3. 1. 6. 3. A vegetációváltozások térbeli mintázatra a későglaciális felmelegedés maximumán (GI 1a-c, ~14000-12800 évek)

Az Allerød időszakként is ismert későglaciális fázis a felmelegedés maximális nyári középfőmérsékletekkel jellemezhető időszaka, ahogyan azt az előző fejezetben bemutattuk. A későglaciális felmelegedéssel megindult vegetáció reorganizáció ebben az időtartományban teljesedik ki, a boreális erdőalkotók maximális északi előrenyomulásának időszaka ez, ami a pollen diagramok alapján a közép-kelet európai térségben a *Betula sect. Albae*, *Betula humilis*, *Pinus sylvestris*, *Populus tremula*, *Picea abies*, *Juniperus communis* és *Alnus* fajok balti államokban történő maximális északi expanzióját hozta 13800 és 12800 évek közt (Stancikaite et al., 2008; Heikkilä et al., 2009; Amon és Saarse, 2010, 2012; Gaidamavičius et al., 2011; Veski et al., 2012). A *Picea abies* maximális expanziója Belorúziában szintén ebben az időszakban, kb. 13200 éve indult meg (Zernitskaya et al., 2005; Makhnach et al., 2009). A poláris erdőhatár Észtország közepén, 58,5° északi szélességen húzódott. A Kárpátok fő jellemvonása a *Pinus* és *Betula* dominanciájú erdőkben (*Pinus spp.*, *P. sylvestris*, *P. cembra*, *P. mugo*) a *Picea abies* terjedésének megindulása. Ezzel szemben a száraz bulgáriai területeken újabb növény összetételbeli változás nem figyelhető meg. Általánosan jellemző viszont a 45° északi szélességtől északra fekvő területeken az erdőalkotó fák diverzitásának növekedése (*Salix*, *Sambucus*, *Alnus*, *Populus tremula*, *Prunus padus*), mely növekvő arányban tartalmazott ebben az időszakban mérsékeltövi lombhullatókat (*Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*, *Fraxinus* és *Corylus*). A növényi makrofosszília vizsgálatok is megerősítik a kiterjedtebbé váló

és diverzebb erdőborítást ebben az időszakban (Wohlfarth et al., 2001; Pokorný, 2002; Ampel, 2004; Latalowa and van der Knaap, 2006; Kuneš et al., 2008; Magyari et al., 2012; Feurdean et al., 2012b).

3. 1. 6. 4. A vegetációváltozások térbeli mintázatra a fiatal driász lehűlés során (GS-1, 12800-11700 évek)

Ahogy azt a 3.1.6.3. ábra mutatja a közép-kelet európai térség pollendiagramjainak nem mind-egyikében figyelhető meg szignifikáns változás a fiatal driász lehűlés kezdetén, kb. 12800 évvel ezelőtt. Leginkább a déli, eleve sztyeppel borított térségek vegetációs válasza minimális (pl. Trák-alföld; Connor et al., 2013), de néhány balti szelvényben is hasonlóan gyenge a vegetációs válasz. Ez erős ellentétben áll a nyugat, és legfőképpen az ÉNy-európai térség pollendiagramjaival, melyekben a fiatal driász lehűlésre adott vegetációs válaszok nagyon markánsak (pl. Birks et al., 2008). Ami a pollendiagramokban általánosan megfigyelhető, az az erdei biomassza gyors csökkenése 12800 és 12700 évek közt, a boreális erdők felszakadozása a balti térségben, valamint a sztyepei elemek újbóli terjedése. Ezen az általánosan jellemző vegetációs válaszon túl markáns különbségek figyelhetők meg északról délre haladva.

Az észak-keleti balti térségben a tundraelemek előretörése jellemző (*Betula nana*, *Salix polaris*), míg a fák eltűntek (Amon et al., 2012). Ugyanakkor a Baltikum déli részén (Lettország, Litvánia, É Lengyelország) a boreális fák kisebb csoportjai túléltek (*Pinus*, *Betula*, *Picea abies*) a fiatal driász lehűlést (Stancikaite et al., 2008; Gaidamavičius et al., 2011; Veski et al., 2012). Belorúziában pedig a vizsgálatok alapján a fás tundra összetételét tekintve alig változott a GS-1 lehűlés során, sőt a *Picea* terjedése itt ebben az időszakban zajlott (Zernitskaya, 2008; Makhnach et al., 2009). A Kárpátok térségéből származó pollenszelvények klasszikusan a sztyepei elemek terjedését mutatják ebben az időszakban. A boreális erdők felnyílnak, diverzitásuk csökken, ugyanakkor az is megfigyelhető, hogy a szárazságtűrő és pionír fajokkal szemben (mint pl. *Pinus sylvestris*, *Larix decidua* és *Betula pedula*) a GS-1 lehűlés második felében megindul a *Picea abies*, *Alnus*, *Ulmus* és *Quercus* térhódítása a Keleti Kárpátok közepes magasságaiban (Fărcaș et al., 1999; Tanțău et al., 2006; Feurdean et al., 2007). Szlovéniában, a bulgár területekhez hasonlóan, alig kimutatható a GS-1 lehűlés vegetációra gyakorolt hatása. A *Pinus sylvestris* és *Larix decidua* ebben az időszakban is domináltak a vizsgált 475 méteres tengerszint feletti magasságban elhelyezkedő Júliai Alpokbeli szelvényben (Bledi-tó), és a mérsékeltövi lombhullató fás taxonok pollenjei is jellemzőek maradtak, mint pl. a *Quercus*, *Corylus*, *Tilia* és *Ulmus* (Andric et al., 2009). A Balkán délkeleti hegyvonulataiból (Rila, Pirin) is ismeretesek későglaciális pollenszelvények. Ezekben jellemző az erdei elemek (*Pinus*, *Betula* és *Quercus*) arányának csökkenése a GS-1 idején (Rila), és ezzel egyidejűleg szárazságtűrő sztyepei elemek, fűvek és hidegtűrő lágyszárúak terjedése (Tonkov et al., 2013).

Összességében azt mondhatjuk, hogy a legmarkánsabb vegetációs válaszokat a hegyvidékeken tapasztaljuk a közép-kelet európai térségben, valamint a térség északi felében. A fiatal driász során ezeken a helyeken a hozzáférhető vízmennyiség csökkenése fejthette ki a legerőteljesebb hatást a növényzetre, ez tükröződik a pollenszelvényekben, ugyanakkor ezeket a pollenösszetételeket ha lefordítjuk klímára (lásd előző fejezet), az is egyértelmű hogy a pollenösszletek erőteljes téli hőmérséklet csökkenésére utalnak, ami a vízmennyiséggel együttesen hatva korlátozhatta a fák növekedését. Ha a kontinentalitást tekintjük, akkor azt mondhatjuk, hogy ebben az időszakban is megfigyelhető egy észak-déli irányú transzekt, dél felé növekvő mértékű kontinentalitással (3.1.6.3. ábra).

3. 1. 6. 5. Későglaciális erdőhatár változások a Kárpátokban

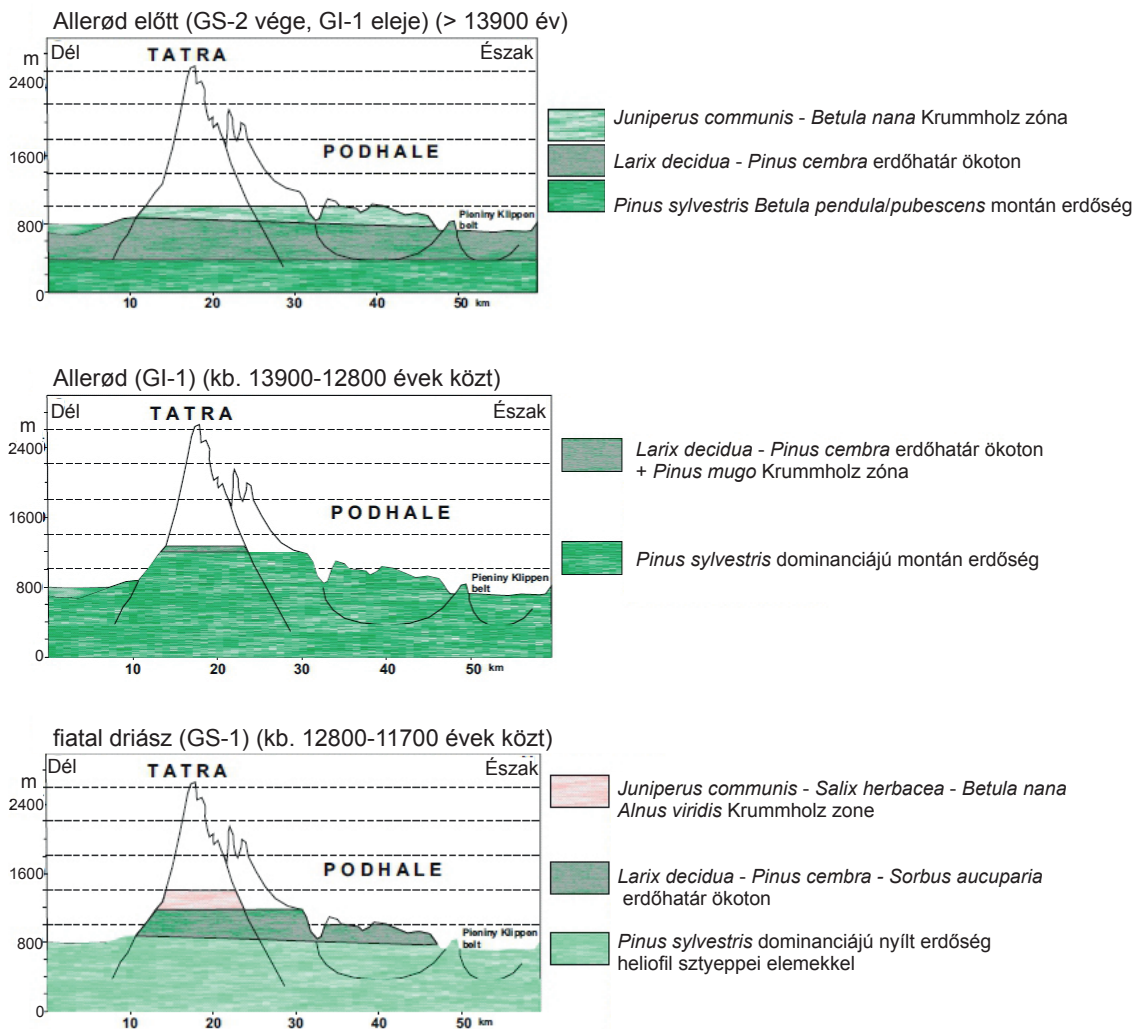
A fejezet címe sokat ígér, célja a Retyezát-hegység felső erdő- és fahatár multi-proxi rekonstrukciójához hasonló szemléletű kutatások eredményeink bemutatása, és egy átfogó kép kialakítása azzal kapcsolatban, hogy hogyan reagált a Kárpátok növényzete a későglaciális felmelegedésre és annak klímafluktuációira. A kérdést azonban nehéz megválaszolni, mert a Kárpátokban alig ismerünk a Retyezát-hegységhez hasonló szemléletű vizsgálatot a magashegyi zónából. Radiokarbonnal több ponton datált pollenszelvények azért szép számmal akadnak, és különösen a lengyel kutatók munkásságának köszönhetően részletes ismereteink vannak például a Tátra későglaciális erdőövezetességéről (Obidowicz, 1996, 2013), valamint számos kutatás von le pollen vizsgálatok alapján következtetést a felső fahatár faji összetételére és magassági pozíciójára vonatkozóan. Ám mielőtt ezeket az eredményeket röviden összefoglaljuk, fontos megjegyezzük, hogy a pusztán pollenszázalékokon alapuló következtetések nagyon bizonytalanok. Mindenképpen szükséges és aktuális a Kárpátok szisztematikus vizsgálata e célból. Tavak szép számmal állnak rendelkezésre, tehát realiztikus az a cél, amit az Alpok kutatói paleoökológiai vizsgálatok sorozatával már teljesítettek (lásd pl. Tinner munkásságát az irodalomjegyzékben). A Lengyel-Tátra kutatása hosszú időre nyúlik vissza. Koperowa volt az első, őt követte Fabijanowski, Szafer, Ralska-Jasiewiczova, Obidowicz, Krupinski, Szczepanek, Harmata és Madeyska (Obidowicz, 1996). Obidowicz összefoglaló tanulmánya alapján a felső pleniglaciális végén (GS-2 vége, GI-1 eleje, kb. 15000 éve) a Tátrában a fahatár 700-800 méter között lehetett, cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) és vörösfenyő (*Larix decidua*) alkotta. Ezzel szemben a Keleti-Kárpátok Szent-Anna tavának vizsgálatából tudjuk, hogy ebben a térségben ugyanezen időszakban a molyhos nyír (*Betula pubescens*) már 950-1000 méter közt megjelent, tehát a fahatár a Keleti-Kárpátokban minimálisan ebben a magasságban futott (Magyari et al., 2014b), tehát kissé feljebb, mint a Tátrában feltételezett. Obidowicz (1996) nemcsak a felső fahatárt jellemzi összefoglalójában, hanem a GS-2 végi övezetességet is leírja, melyet a 3.1.6.4. ábra szemléltet.

Ez alapján a fahatár ökotont alkotó vörösfenyő-cirbolyafenyő állományok (*Larix decidua* - *Pinus cembra*) alatt kevert fenyő-nyír erdők helyezkedtek el a Tátrában (*Pinus sylvestris* - *Betula pendula* / *pubescens*), míg az fahatár fölött a borókás törpenyíres Krummholz zóna (*Juniperus communis* és *Betula nana*) elérte az 1000 métert, és néhány esetben makrofossziliák alapján leírták a cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) 1000 méter közeli állományait is (Rybi Potok völgy).

Az erdő- és fahatár jelentős emelkedése Obidowicz szerint az Allerød időszak kezdetén (-GI-1c), kb. 13800 éve indult meg. Ekkor az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) dominanciájú erdők a Tátrában elérték az 1200 métert, mely fölött továbbra is jelen volt, a rekonstrukció szerint viszont elvékonyodó sávban a vörösfenyő-cirbolyafenyő alkotta fahatár ökoton egészen 1300 méterig (3.1.5.2.2. ábra). A Kárpátok északkeleti részére vonatkozóan (Gutin-, Lápos-, Máramaros-hegységek) Feurdean és munkatársai (2007, 2013a) szintén tesznek feltételezéseket, ugyanakkor ezekben a hegységekben nincs a későglaciálisba datált nagy tengerszint feletti magasságokból származó pollen diagram. Talán ezért is óvatos a becslés, ami a későglaciális időszak meleg maximumán 1500 méter alá helyezi a fák (>2 m fásszárú egyedek) elterjedési határát. Ezt összevetve a Déli-Kárpátok 1740 métert meghaladó Allerød fahatárával (Magyari et al., 2012), azt mondhatjuk, hogy a jelenlegi rekonstrukciók alapján egy D-É irányú trend rajzolódik ki, a déli kárpáti vonulatokban 1700 métert meghaladó, míg a legészakabbi vonulatokban 1300 méter körüli fahatárokkal. A faji összetétel tekintetében ugyanakkor nem látunk különbséget. Az eddig vizsgált 2000 méter elérő hegyvonulatban a vörösfenyő (*Larix decidua*) és cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) voltak a fahatár ökoton meghatározó fafajai a későglaciálisban.

Érdekes kérdés az erdő és fahatár mértékének csökkenése a GS-1 (fiatal driász) lehűlés során. Erre vonatkozóan saját retyezáti vizsgálatainkon kívül nem sok makrofosszília adattal rendelkezünk a Kárpátokból. Obidowicz (1996) összefoglaló munkájában részletesen ír a fiatal driász

lehűlés tátrai növénytakaró változásairól, az övezetesség változását is tárgyalja, azonban az övezet-határok becslésére nem tesz kísérletet. Ezért a 3.1.6.4. ábra alsó részén bemutatott rekonstrukció határai teljesen bizonytalanok, pusztán azt hivatottak szemléltetni, hogy a montán erdőzónában az erdei fenyvesek felnyíltak, erdei fenyves erdős sztyeppek alakultak ki, az erdei fenyő magassági határa pedig jelentősen lejjebb tolódott. Ezzel egyidejűleg az erdőhatár ökoton magassági kiterjedése növekedett, és nem utolsósorban jelentős változás következhetett be a Krummholz zóna magassági kiterjedésében és fajösszetételében is, mely a makrofosszília vizsgálatok alapján a fiatal driász során rendkívül diverz volt (*Juniperus communis*, *Salix herbacea*, *Betula nana*, *Alnus viridis*). Ezek a változások nagyon hasonlóak a Retyezátban tapasztaltakhoz, ugyanakkor a fahatár a Retyezátban magasabban húzódott (>1700 m).



3.1.6.4. ábra Későglaciális erdőhatár és fahatár változások a Tatra-hegységben Obidowicz (1996) összefoglaló munkája alapján.

3. 2. Holocén vegetációtörténeti tanulmányok

3. 2. 1. Az Észak-Alföld holocén vegetációtörténete különös tekintettel az erdős-sztyep vegetáció kialakulására

A Kárpát-medence történeti növényföldrajzi kutatásainak egyik fontos eleme a holocén időszak (11700 évtől napjainkig) vegetációdinamikája, mely a mai vegetációs kép kialakulásában meghatá-

rozó interglaciális időszak. Ebben az időszakban a Kárpát-medencében számos tavi, lápi, valamint alföldi környezetben morotvatavi üledék-felhalmozódás történt, melyek pollen és növényi makrofosszília vizsgálata a korszakra vonatkozó vegetációdinamikai kutatások fő pillére (Járai-Komlódi, 2000, 2006; Sümegi et al., 2013). Végigtekintve a pollenanalitikai kutatások történetiségét, számos kutató munkásságát említhetjük az elmúlt közel 100 évből, mint pl. Zólyomi Bálint (Zólyomi, 1936, 1937, 1943, 1952, 1958, 1971, 1980, 1994, 1995; Fekete & Zólyomi, 1966; Zólyomi & Nagy, 1992), Járainé Komlódi Magda (Járai-Komlódi, 1966abc, 1968, 1969, 1972, 1985, 1987, 1991ab, 1995ab, 1997, 2000, 2006; Járai-Komlódi & Simon, 1971), Miháltzné Faragó Mária (1982), Nagyné Bodor Elvira (Nagyné Bodor, 1988; Nagyné Bodor et al., 1999; Cserny et al., 1991; Cserny & Nagy-Bodor, 2000; Nagyné Bodor & Sümegi, 2001; Nagyné Bodor & Szurominé Korecz, 2001), Siegl-Farkas Ágnes (Siegl-Farkas & Cserny, 1997), Gustav Kintzler (Kintzler, 1936), Csinády Gerő (1953, 1959, 1960), Vozáry Elemér (1957), Félegyházi Enikő (Borsy et al., 1982, 1983, 1985, 1989, 1991; Csongor et al., 1982; Csongor & Félegyházi, 1987; Szabó & Félegyházi, 1997; Félegyházi 2001, Félegyházi & Tóth 2003, 2004; Lóki et al., 1996), Borsy Zoltánné (Borsyné és Borsy, 1955), és az elmúlt évtizedekben Juhász Imola (Juhász et al., 2001, 2002; Juhász, 2002), Medzihradzky Zsófia (Medzihradzky & Járai-Komlódi 1996, Medzihradzky, 1996, 1997, 2001ab, 2004, 2005; Szántó & Medzihradzky 2004), Kathrine J. Willis (Willis 1997; Willis et al., 1995, 1997, 1998) és Adam Gardner (1998, 1999ab, 2002). A hazai botanikai kutatásokra legnagyobb hatást gyakorló személyiségek közülük az 1930-as évektől az 1980-as évek végéig Zólyomi Bálint és Járainé Komlódi Magda voltak. Az 1960-as 70-es évek koncepcióját követve, Járai-Komlódi kutatásaiban arra törekedett, hogy belehelyezze a kárpát-medencei holocén vegetációváltozások dinamikáját a közép-európai általános trendbe (Járai-Komlódi, 1966b), meghatározza a 20. század közepére jellemző kronosztratigráfiai egységek Kárpát-medencére vonatkozó általános vegetációtartalmát (Járai-Komlódi, 1987), elfogadta a Ny-Európában radiokarbon kormeghatározással megállapított kronozóna határokat, ugyanakkor nem törekedett ezeknek a kárpát-medencei szelvényekben történő verifikálására (Járai-Komlódi, 1966b, 1987, 2000). Ez a szemlélet a holocént öt nagy vegetációtörténeti fázisra osztja, a preboreális, boreális, atlantikus, szubboreális és szubatlantikus fázisokra. A 3.2.1.1. táblázat részletezi ezeknek a kronosztratigráfiai egységeknek a vegetáció összetételére vonatkozó tartalmát Járai-Komlódi egyik utolsó, 2006-ban megjelent munkája alapján.

3.2.1.1. táblázat A holocén időszak kronosztratigráfiai tagolása ÉNy-európai pollenszelvények és tőzgestratigráfiai megfigyelések alapján. Járai-Komlódi (2006) Iversen (1973) és Mangerud et al. (1974) kronológiai határait fogadta el, melyeket a szerzők a kor tudományos szintjének megfelelően kalibrálatlan ¹⁴C BP adatok formájában adták meg. Ezek kalibrációját a táblázat negyedik oszlopa tartalmazza az IntCal13 kalibrációs görbe alapján. A zárójelben feltüntetett értéktartományok a kalibrált korok 2 szigma intervallumai. A táblázat ötödik és hatodik oszlopai a preboreális és boreális kronozónák időhatárai esetén mutatnak eltérést, az INQUA ajánlása alapján (<http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene>).

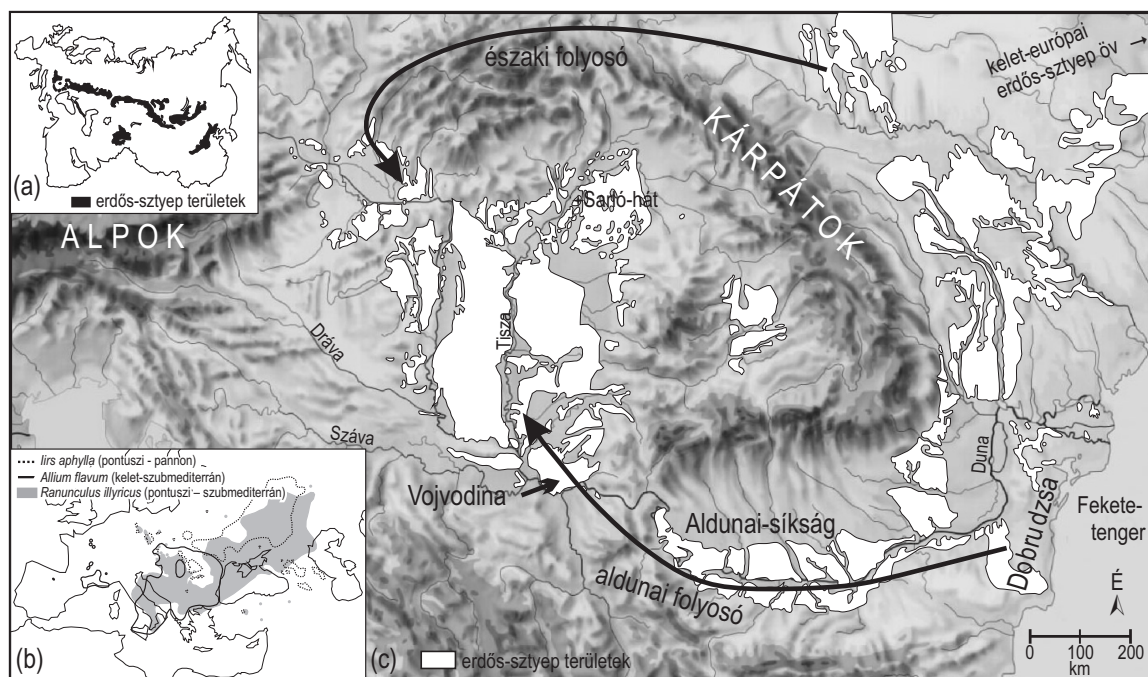
Holocén kronozónák	Holocén erdő-történeti fázisok	Mangerud et al. (1974) szerint, kalibrálatlan BP évek	kalibrált BP intervallumok	INQUA szerint kalibrálatlan BP évek	kalibrált BP intervallumok
Preboreális	fenyő-nyír	10000-9000	11500 (11270-11650) 10200 (10120-10245)	10300-9000	12100 (11940-12250) 10200 (10120-10245)
Boreális	mogyoró	9000-8000	10200 (10120-10245) 8850 (8700-9010)	9000-7500	10200 (10120-10245) 8300 (8200-8390)
Atlantikus	tölgy	8000-5000	8850 (8700-9010) 5700 (5640-5800)	7500-5000	8300 (8200-8390) 5700 (5640-5800)
Szubboreális	bükk 1	5000-2500	5700 (5640-5800) 2600 (2425-2740)	5000-2500	5700 (5640-5800) 2600 (2425-2740)
Szubatlantikus	bükk 2	2500-	2600 (2425-2740)-tól napjainkig	2500-	2600 (2425-2740)-tól napjainkig

Ebben a 2006-ban megjelent tanulmányban is konvencionális radiokarbon kronológia mentén jelentek meg mind a holocén vegetációfázisok, mind a régészeti korszakok. Ezek kalibrált, a valós naptári korokhoz közelebb álló, a nagydoktori értekezésben végig használt változatát a táblázat 4. és 6. oszlopoi tartalmazzák. Ezt a koncepciót Európa számos országában alkalmazták a 20. században, és egyszerűségük, elterjedtségük miatt ma is sok publikációban megjelenő fogalmak (pl. atlanti klíma optimum, szubatantli nedvességnövekedés), és néhány vegetációtörténeti összefoglaló mű is alkalmazza (pl. Lang, 1994). Ugyanakkor pontosan megtévesztő vegetációtartamuk miatt, és részben a kronológiai határok területenkénti eltérései miatt, ma már a legtöbb holocén vegetációdinamikával foglalkozó tanulmány kerüli ezeknek a kifejezéseknek az alkalmazását (pl. Huntley, 1988; Huntley & Prentice 1993; Birks & Birks, 1980, 2005; Seppä, 2007; Lowe & Walker, 2015). Már a 20. század második felében kialakult, és hamar elterjedté vált az a szemlélet, mely abszolút (főként radiokarbon kronológián alapuló) időskálák mentén vizsgálja a pollen diagramokat (Birks és Gordon, 1985), a szárazföldi pollenösszletekben bekövetkező változásokat matematikai módszerekkel, varianciacsökkenési függvényekkel határozza meg (bináris osztás, optimális osztás, információtartalom alapján történő osztás), majd az így megállapított holocén lokális pollenzónákat növényföldrajzi egységenként veti össze, és határozza meg a holocén vegetációdinamika területre érvényes rendszerét radiokarbon időskála mentén. Ez a szemlélet a változásokat időhöz köti. Ebben a fejezetben erre teszünk kísérlete Kelet-Magyarország vonatkozásában, ahol növényföldrajzi értelemben több egymástól jelentősen eltérő karakterű tájat különíthetünk el (pl. Beregi-sík, Taktaköz, Hortobágy, Északi- Középhegység), közülük is kiemelendők a középhegységi területek, melyek holocén vegetációdinamikája az eltérő makroklíma, kitérttség és alapközet miatt jelentősen eltérnek az alföldi tájaktól. **A fő kérdésfeltevésünk az, hogy a lokális pollenzónák többváltozós analízissel végzett összevetése alapján melyek a holocén időszak fő vegetációtörténeti egységei az Észak- és Északkelet- Alföldön,** valamint az Északi- Középhegységben. Pollentől független, abszolút időskálával ellátott holocén klímarekonstrukciók az Alföldön nem ismertek, ezért ha olyan ökológiai kérdéseket szeretnénk vizsgálni, mint a vegetációs válasz késleltetettsége, a paleo-asszociációk rezilienciája a holocén gyors klímaváltozási eseményeire vagy nagyobb amplitúdójú klímaváltozásaira, akkor vagy ki kell mozduljunk a Kárpát-medencéből (lásd Tóth et al. (2015) árvaszűnyog alapú júliusi kh. rekonstrukcióját a Déli-Kárpátokban), vagy a barlangi cseppkövek klímával egyelőre nem pontosan kalibrált szatbil izotóp görbéiből indulhatunk ki (Demény et al., 2013), továbbá használhatjuk a klímamodellek Erdélyi Mezősége vonatkozó eredményeit is (Feurdean et al., 2013).

3. 2. 1. 1. Az Észak-Alföld holocén vegetációdinamikája

Mind a Tiszántúlra, mind a Duna-Tisza közti tájra jellemző a Duna és Tisza valamint mellékfolyóik által alkotott, holocénben főként meanderező, folyóvízi hálózat által hátrahagyott medrek sokasága. Ezek többsége a Tisza mai medre közelében holocén eredetű, bennük ideális esetben tavi üledékek halmozódtak fel, melyek kormeghatározása sokszor kihívás, de szerencsés esetekben teresztris eredetű makrofossziliák segítségével lehetséges. Ma az Észak-Alföldön ismert, AMS ¹⁴C kronológiával rendelkező legnagyobb felbontású pollendiagram a Sarló-hát SH-WOOD szelvénye (3.2.1.1. és 3.2.1.2. ábra) (Magyari et al., 2010, 2012). A terület részletes bemutatását Magyari et al. (2010) publikációja tartalmazza. A nagy kiterjedésű holocén ártérben elhelyezkedő morotvát ma mezőgazdasági táj, főként szántók és legelők veszik körül, az ármentesítés előtti időszakban viszont az időszakosan vízjárta területekben gazdag árteret főként legelőként hasznosították, potenciális növényzetét galériaerdők, puhafás és keményfás ligeterdők képezik. Az ártér déli pereme határos a Hortobággal (Magyari et al., 2011), ezen a ponton a felső pleniglaciális időszakba datálódó medrek (pl. Hódos-ér) környezetében elsődleges szikes növényzet is előfordul (Molnár, 1996), melynek kialakulása Sümegi et al. (2012, 2013) szerint már a felső pleniglaciális-

ban, Járai-Komlódi (2006) szerint pedig a kora-holocénben indult meg. A Sarló-hát SH-WOOD üledékszelvény sztratigráfiai egységeit valamint radiokarbon kormodellezését a 3.2.1.3. ábra és 3.2.1.2. táblázat tartalmazza. A pollenszelvényében (3.2.1.4. ábra) kilenc lokális pollen együttes zónát különítettünk el.

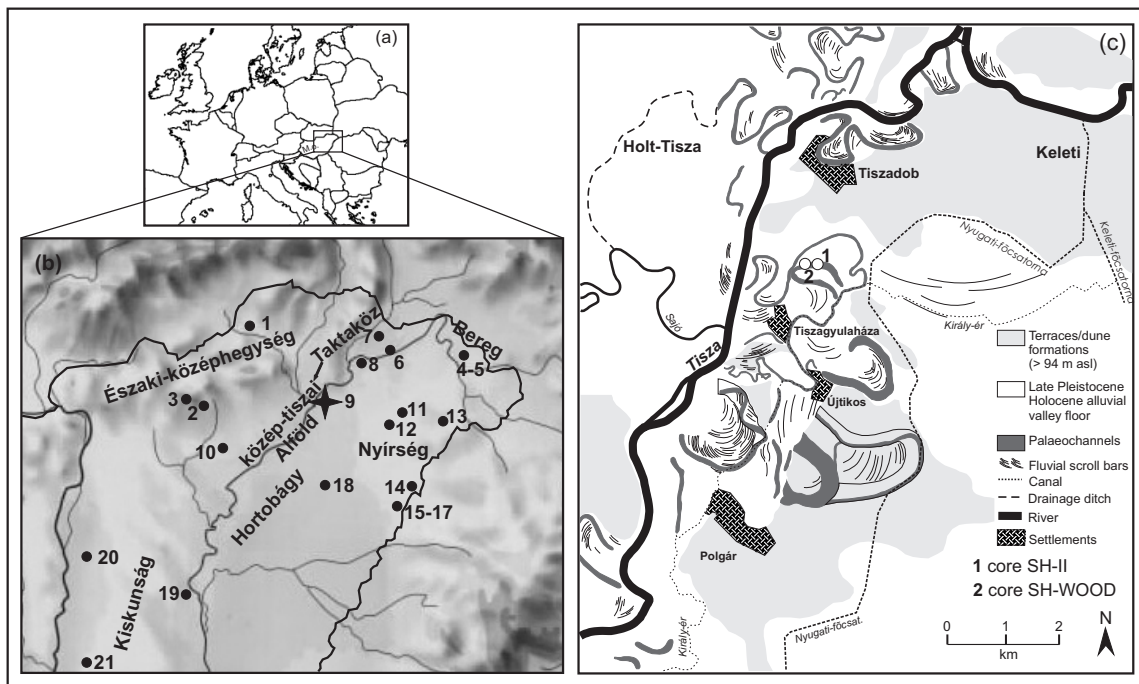


3.2.1.1. ábra Az eurázsiai erdős sztyep öv térképe Varga et al. nyomán (2000), és a sztyep néhány flóraelemének elterjedése. (a) Az erdős sztyep kiterjedése Euráziában; (b) Néhány sztyep flóraelem área térképe; (c) Az erdős sztyep kiterjedése a Kárpát-medencében és a környező vidékeken. A sarló-háti mintavételi területet fekete csillaggal jelöltük.

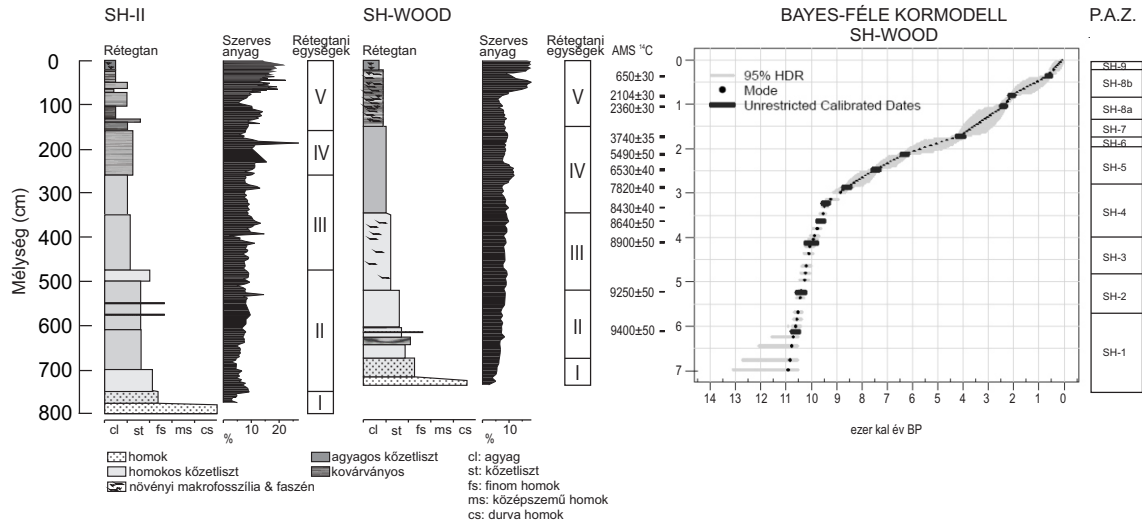
A pollenszelvényben 11 400 és 10 250 évek közt (SH-1 és SH-2 zónák, 3.2.1.4. ábra) a fás szárú növények pollenjei 40-55%-át teszik ki csupán a teresztris pollenösszetletnek, ami a kontinentális sztyeppei vegetáció jelentős arányára, kevert lombú erdős sztyep környezetre utal. Ebben a koraholocén időszakban már jelen vannak és dominálnak is a fás pollenek közt a lombhullatók: *Betula*, *Salix*, *Ulmus*, *Fraxinus excelsior*/*F. angustifolia*, *Corylus*, *Quercus robur*-típus, *Tilia*, de kb. 20%-ot képvisel a *Pinus* subgenus *Pinus* (*Pinus diploxylon*-típus) is, ami arra utal, hogy ez a bőséges pollentermeléssel jellemezhető nemzetség (valószínűleg *P. sylvestris* (erdei fenyő) még jelen volt, de már nem ért el jelentős borítást a térségben.

A meder környezetben puhafás ligeterdő rekonstruálható fűz fajokkal és a keményfás ligeterdők is kialakultak már ebben a koraholocén időszakban, amit a kőris (*Fraxinus excelsior*, *Fraxinus angustifolia* ssp. *pannonica*, magas és magyar kőris), tölgy (*Quercus*) és szil (*Ulmus*) együttes jelenléte igazol. Az időszak jellegzetessége, ami számos Dunától keletre fekvő pollendiagramban megnyilvánul, a szilek jelentősége a fás vegetációban. Faj szintű határozás pollen alapon sajnos nem lehetséges, de a szilek valószínűleg tölgygel, kőrissel keverten fordultak elő, plakor helyzetben a mai ukrán kontinentális erdős sztyep régió szilekben gazdag erdős sztyep erdeihez hasonló, alacsony, nyílt szerkezetű erdőfoltokat feltételezhetünk. Ha a pollenösszetleten biom rekonstrukciót végzünk, akkor hűvös, kevert lombú erdős-sztyep biomot kapunk (3.2.1.5. és 3.1.2.6. ábrák), amit a lucfenyő (*Picea abies*) pollenek jelenléte okoz. Nem kizárt, hogy lucfenyő előfordult a Felső-Tisza vidékén ebben az időszakban, de nagyobb annak a valószínűsége, hogy a lucfenyő pollen a közeli középhegységi zónából származik, ahol a pollendiagramokban a lucfenyő pollenek aránya jóval magasabb és a pollenösszetétel zárt erdőkre utal (Willis et al., 1997; Gardner, 2002). A pollenadatokból ugyanakkor nem lehet biztosan következtetni a koraholocén erdős sztyep struktúrá-

jára. Csak a mai párhuzamokból és a térség edafikus tagoltságából tudunk kiindulni, amikor azt feltételezzük, hogy az erdők foltszerűen, zárt facsoportok formájában fordulhattak elő az ártéren a kedvező vízháztartású területekre koncentrálódva, míg a lösszel borított pleisztocén folyóteraszokon szavannaszerű táj képe feltételezhető szintén a relief és vízháztartás által befolyásolt struktúrában, hasonlóan a spanyol és portugál dehesa és montado növényzethez (Grove & Rackham, 2001), ahol a fák elszórtan fordulnak elő a kontinentális sztyep mátrixban. Magaskórós növények pollenjei szép számmal vannak jelen ezekben a koraholocén pollenösszletekben (pl. *Thalictrum*, *Peucedanum*-típus, *Filipendula*), ami az ártéri nedves rétek jelenlétére utal. Fontos tulajdonsága ebben az időszakban a sarló-háti diagramnak és több más üledékszelvénynek is a magas mikroporonye tartalom, ami gyakori erdőtüzekre utal (Magyari et al., 2010; Feurdean et al., 2012; Finsinger et al., 2014). Ez a jelenség a Kárpát-medence keleti területein valamint a Kárpátokban is kimutatható volt, és egyértelműen jelzi a térség fokozott kontinentalitását a kora-holocénben. A nyarak melegek és szárazok lehettek a kora-holocénben, amit jól magyaráz a fokozottabb nyári inszoláció.



3.2.1.2. ábra A sarló-háti morotva helyzete Európában (a), ÉK-Magyarországon (b) és a fejezetben tárgyalt egyéb pollenszelvények. 1. Kismohos (Willis et al., 1997,1998); 2. Sirok (Gardner, 2002); 3. Kőrismocsár (Szabó & Félegyházi, 1997); 4. Nyíres-tó (Sümegei, 1999); 5. Báb-tava (Magyari et al., 2008); 6. Tiszacsermely (Borsy & Félegyházi, 1983); 7. Magasorom (Borsy et al., 1989); 8. Sarló-hát; 9. Gávavencsellő (Davis, publikálatlan); 10. Tarnabod (Gardner, 1999); 11. Döge (Borsy & Borsy, 1955); 12. Kiskáló (Borsy & Borsy, 1955); 13. Újfehértó (Borsy & Borsy, 1955); 14. Bátorliget (Willis et al., 1995); 15. Kokadi-láp (Csinády, 1960); 16. Pocsaj P-2 (Félegyházi, 1998); 17. Pocsaj P-5 (Félegyházi, 1998); 18. Tövises-ér (Félegyházi, 1998); 19. Zám-Halásfenék (Sümegei et al., 2005); 20. Töserdő (Járai-Komlódi, 1986); 21. Ócsa (Járai-Komlódi, 1986). A (c) jelű térképrészlet Polgár községet és környékét mutatja a sarló-háti morotva helyzetének feltüntetésével, a fúrásponthoz és más a szövegben használt földrajzi nevekkal.



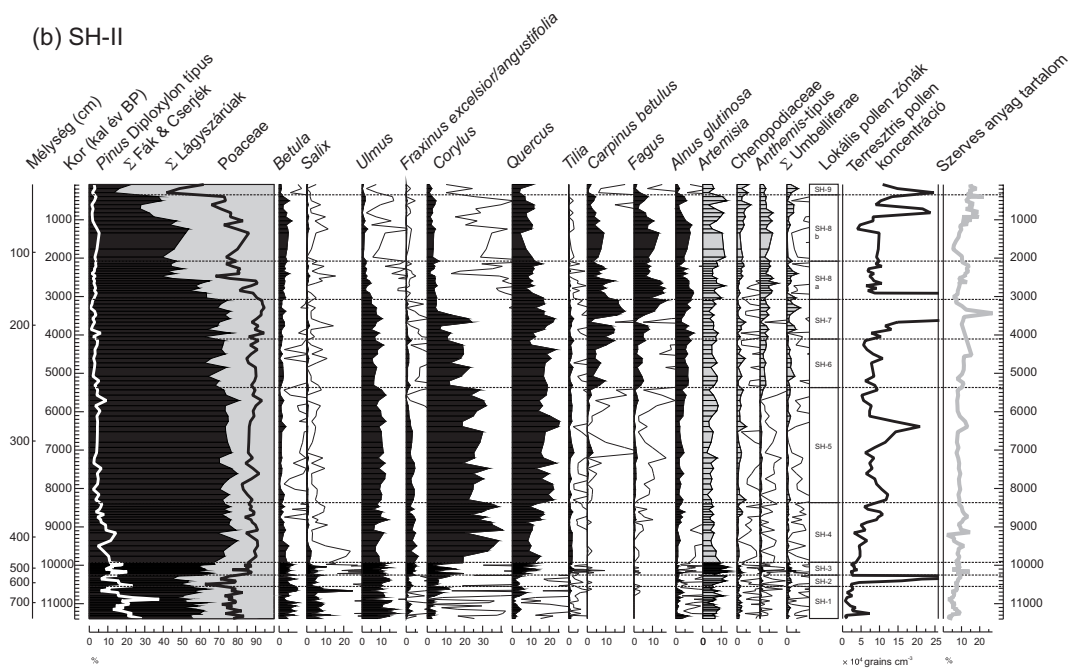
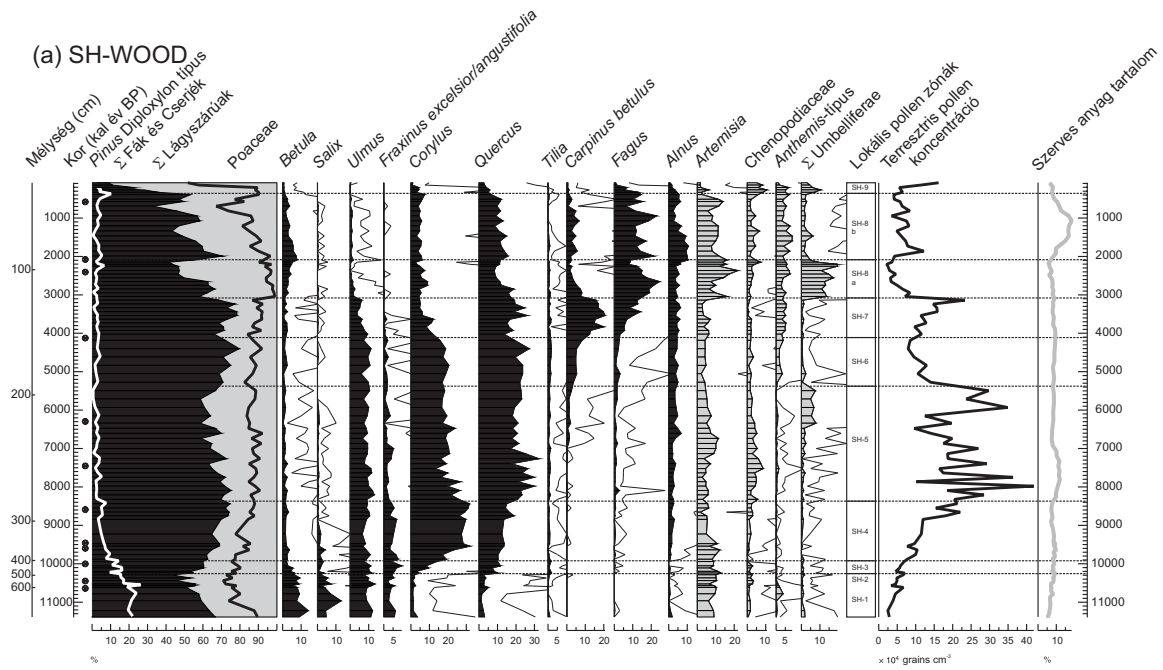
3.2.1.3. ábra Üledékrétegtan, szerves anyag tartalom (SH-II és SH-WOOD fúrások), radiokarbon adatok (SH-WOOD), Bayes féle kor-mélység modell (SH-WOOD) és a lokális pollen együttes zónák határai (P.A.Z.).

10250 évvel ezelőtt jelentős változás figyelhető meg a sarló-háti pollenösszletekben. Az SH-3 pollenzónának megfelelő időtartományban a fás pollen taxonok aránya kissé emelkedik, főként a *Quercus robur*-típus és a *Fraxinus excelsior*/*F. angustifolia*, de 10000 évet követően a *Corylus* aránya is. Mindezek ellenére a lágyszárúak aránya továbbra is magas, 27-40% közötti. Elsősorban a sztyep indikátor taxonok (*Poaceae*, *Artemisia*) aránya csökken, de továbbra is 10-15%. Ez a rövid, átmenetinek is nevezhető időszak 9900 évig tart, és egyértelműen fokozódó kevert tölgyes és mogyorós erdőborításra következtethetünk az ártérben és az ártér peremi lösz és homok területeken is. A mogyoró szerepét analógiák híján nehéz értelmezni, de valószínűleg nem az erdőszegélyek és az alsó lombkorona alkotója volt ebben az időszakban, hanem alacsonyabb növekedésű nyílt erdők elegyfaja. A pollenösszlet alapján rekonstruálható bióm mérsékeltövi lombhullató erdős sztyep.

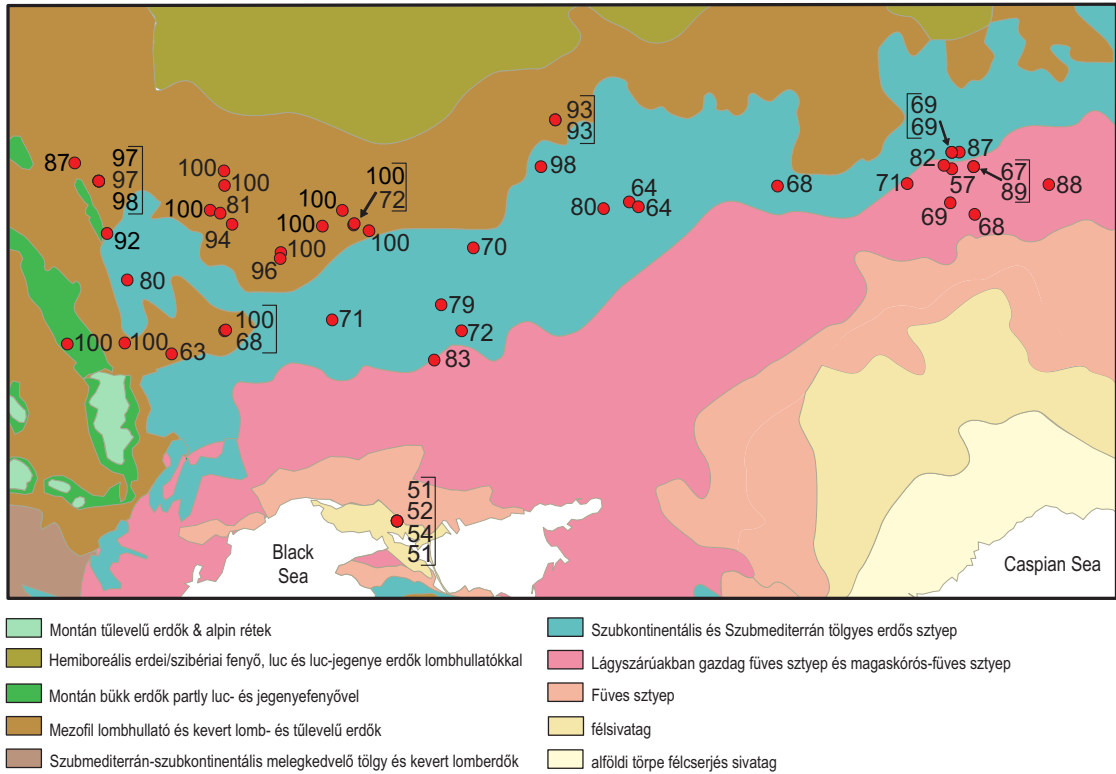
3.2.1.2. táblázat Radiokarbon korok a sarló-háti morotva SH-WOOD fúrásszelvényéből.

Labor kód	Kormeghatározásra kieszett anyag	Mélység (cm)	¹⁴ C kor (¹⁴ C év BP)	Kalibrált 2σ terjedelem (kal. év BP)
Poz-6936	szenült fa	612	9400 ± 50	10,750 – 10,510
Poz-6937	szenült fa	523 – 525	9250 ± 50	10,560 – 10,270
Poz-9982	szenült fa; növényi szövet	410 – 415	8900 ± 50	10,200 – 9790
Poz-9983	Iris pseudacorus mag	363	8640 ± 50	9730 – 9530
Poz-9984	szenült fa	332 – 334	8430 ± 40	9470 – 9260
Poz-9985	szenült fa; Carex magok	285 – 290	7820 ± 40	8720 – 8480
Poz-9975	szenült fa; Carex magok	245 – 250	6530 ± 40	7560 – 7330
Poz-10036	szenült fa	210 – 215	5490 ± 50	6400 – 6200
Poz-10037	levél maradványok	170 – 175	3740 ± 35	4220 – 3990
Poz-10038	mikropernye	102 – 106	2360 ± 30	2470 – 2330
Poz-10039	mikropernye	78 – 82	2104 ± 30	2300 – 2010
Poz-10040	mikropernye (0.2 – 1.0 cm átmérő)	34 – 38	650 ± 30	670 – 560

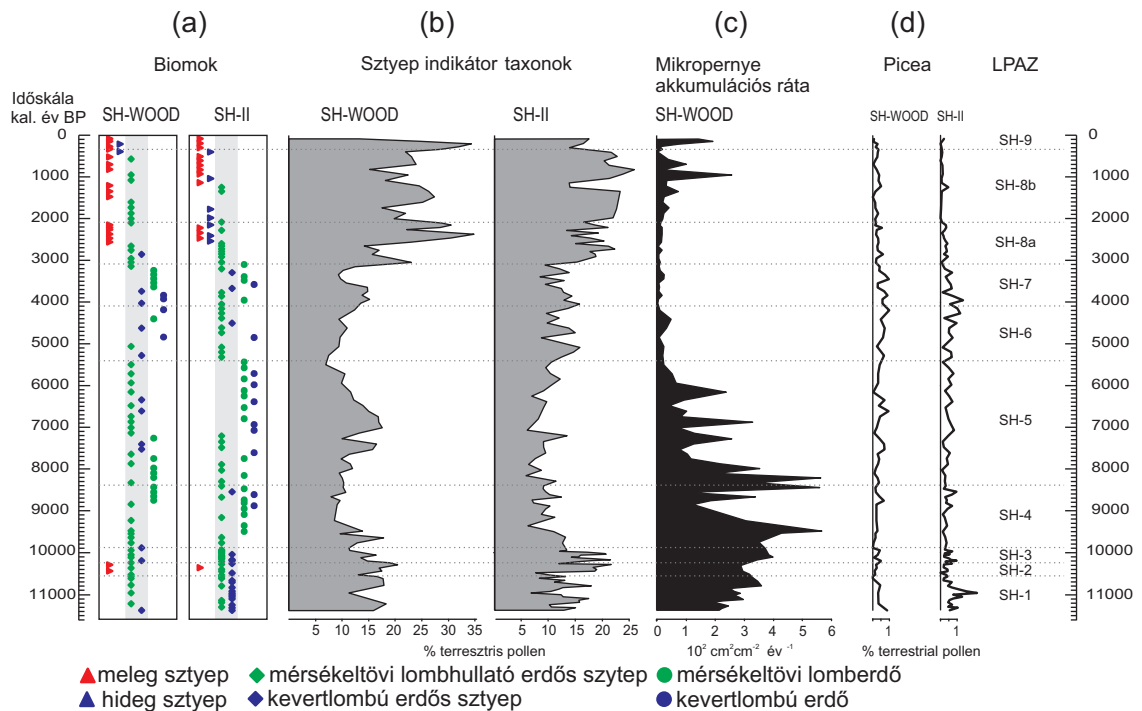
AMS ¹⁴C mérések, melyek a Poznańi Radiokarbon Laboratóriumban készültek. ¹⁴C és kalibrált koradatok kerekítve szerepelnek a táblázatban



3.2.1.4. ábra Az SH-WOOD (a) és SH-II (b) pollenszelvények, Sarló-hát, Nagyalföld. Százalékos pollenösszetétel mélység és kor mentén ábrázolva. A diagram jobb oldalán a szárazföldi pollenek össz-koncentrációját és az üledék szerves anyag tartalmát tüntettük fel.



3.2.1.5. ábra Üledékfelszíni és felszíni mohaminták pollenösszleteiben a fászárú pollenek aránya a kelet-európai mérsékeltövi lomberdei erdős sztyep zónában. A százalékokat Kelet-Európa egyszerűsített vegetáció térképén mutatjuk. Adatok forrása: Bohn et al., 2004; B. Huntley publikálatlan adatsor.



3.2.1.6. ábra Rekonstruált biomok és ökoszisztéma indikátorok a sarló-háti pollenszelvényekben (a) rekonstruált biomok; a szürke árnyaltos mező az erdős-sztyep biomokat emeli ki; (b) a sztyep indikátor növények összesített százalécai; taxonok: *Achillea*, *Anthemis*-típus, *Ajuga*, *Allium*, *Artemisia*, *Aster*-típus, *Astragalus*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae Cichorioideae* alcsalád, *Dianthus*-típus, *Euphorbia*, *Filipendula*, *Gagea*, *Genista*, *Helianthemum*, *Hypericum*, *Inula*, *Leguminosae* undiff., *Lotus*-típus, *Plantago lanceolata*, *Plantago major* / *P. media*, *Teucrium*, *Thalictrum* és *Verbascum*; (c) mikropernye akkumulációs ráták az SH-WOOD üledékszélvényben; (d) a *Picea* pollenszázalékai az SH-WOOD és SH-II pollen szelvényekben.

A kontinentális sztyep vegetáció túlél ebben az időszakban is, aránya viszont csökken a tájban. A mikropernye koncentrációk tovább emelkedtek, ami arra utal, hogy a nyári erdőtüzek mértéke tovább fokozódott, és ez nagy valószínűséggel kedvezett a sztyeppei elemeknek. Hasonlóan növekvő erdőtüzekre utal a batorligeti pollendiagram ugyanebben az időben (Willis et al., 1995; Juhász, 2005; Sümegi, 2005), amiből arra következtethetünk, hogy a bozóttüzek általánosságban jellemezték az Észak- és Kelet-alföldet 10000 és 9000 évek közt.

9900 és 5400 évek közt két hasonló összetételű pollen együttes zóna következik, SH-4 és SH-5, melyek közt pusztán az a különbség, hogy a 8350 évtől induló SH-5 zónában magasabb a tölgy (*Quercus robur*-típus) pollenek aránya, míg a mogyoró (*Corylus*) aránya csökken. Ebben az időszakban is relatíve magas a lágyszárúak aránya, 25–42%, és a sztyep-indikátor taxonok aránya 12%. Ez összességében arra utal, hogy az észak-alföldi táj ebben a közép-holocén időszakban sem erdősült be teljesen, a kontinentális sztyeppek fennmaradtak a tájban. A pollen alapon rekonstruált biomok mérsékeltövi lombhullató erdő illetve mérsékeltövi lombhullató erdős sztyep. A pollenösszletek alapján az erdők összetételében ekkor a legfontosabb szerepet a tölgy (*Q. robur*-típus), szil (*Ulmus*), hárs (*Tilia*) és mogyoró (*Corylus*) taxonok töltötték be. Fontos ugyanakkor megjegyezzük, hogy mind a domináns fás taxonok, mind az arányok tekintetében a pollendiagramok jelentősen torzíthatnak a fák eltérő pollentermelése és a pollenek eltérő röpképessége miatt. Részben ezt a hatást eliminálja a biom rekonstrukció, ugyanakkor ez pusztán generális erdőfeleség meghatározását teszi lehetővé.

Szerencsés szituáció Polgár és térsége esetében a terület neolitikus népességének és település maradványainak intenzív kutatottsága (Raczky et al., 2002, 2007; Raczky és Anders, 2011), melynek során a település maradványokról előkerült faszeneket is intenzíven vizsgálatba vonták lengyel kutatók (Moskal-Hoyo, 2013). Ez a vizsgálat rendkívül tanulságos, és azon ritka esetek egyike, amikor a pollen és makrofosszília alapon kapott erdőösszetétel közvetlen, pontosan datált mintákon összevethető.

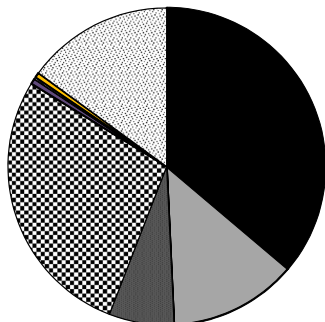
A 3.2.1.7. ábrán két időhorizontban, 7250-6950 évek közt (középső neolitikum), valamint 6950-6450 évek közt (késő neolitikum) vetettük össze a fás taxonok százalékos eloszlását pollen és faszén alapon. Ami ebből az ábrából első ránézésre szembeötlő a középső neolitikum idejére, az a mogyoró (*Corylus*) százalékos arányának óriási különbözősége a két vizsgálati módszer közt. A faszenek közt is előfordul, de nagyon ritka. A faszén összetételekben ezzel szemben magasabb a tölgy (*Quercus*) és a rózsaféle cserjék (Rosaceae) aránya, valamint közel 10%-ot ér el a som (*Cornus sp.*), ami a pollenösszletekben ritkán fordul csak elő, aránya azokban a rétegekben, ahol jelen van 1% alatti (*Cornus mas* és *Cornus sanguinea* is jelen van, pollen alapon elkülöníthetőek, de faszén alapon nem).

Ebből az összevetésből egyértelműen arra következtethetünk, hogy **7250-6950 évek közt az ártér peremi erdős sztyep tájban a tölgyes erdők domináltak, a mogyoró a pollenösszletekben erősen túlreprezentált**, ami jól egybevághat a mogyoró magas pollentermelésével (Iversen, 1973). A som jelenléte pedig utalhat pusztán a tölgy-kőris-szil ligeterdőkben veresgyűrű somban (*Cornus sanguinea*) gazdag cserjeszintre (Borhidi, 2007), vagy száraz és mezofil termőhelyeken kialakult cserjésekre, melyek gyakran az erdők szegélyét alkotják, esetenként önálló formációként jelennek meg (Borhidi, 2007). Ezek a társulások nagy regenerálódó képességgel rendelkeznek, elképzelhető, hogy Polgár térségében a bolygatás hatására másodlagosan kialakult cserjéseket jelentik. Ugyanakkor a som nemzetség egy másik cserjefaja is fontos alkotója a magyar flórának, nevezetesen a húsos som (*Cornus mas*). A pollenösszletekben pollenje nagyon ritka, de jelen van, a faszén leletekben jelen lévő som (*Cornus sp.*) így éppúgy származhat ettől a fajtól. Ez a somfaj fontos alkotója a szubmediterrán erdős sztyep erdőknek (Horvat et al., 1974; Bohn, 2004), a Szerb-alföldön, a bulgáriai Trák-alföldön és Törökország északnyugati részén is számos olyan erdős sztyep társulás ismert, ahol a húsos som bokrok szubmediterrán tölgy fajok társaságában

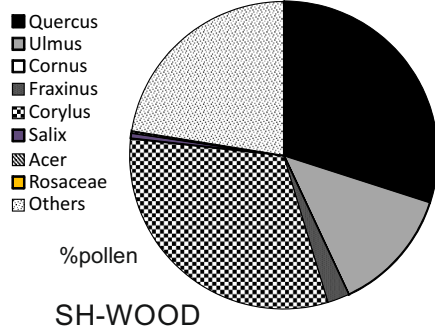
fordulnak elő (*Quercus frainetto*, *Quercus cerris*, *Q. pubescens* és *Q. infectoria*). Hazánkban ma elsősorban a középhegységek sziklai cserjéseiben fordul elő, ahol számos rózsaféle cserjével (pl. *Spiraea media*, *Cotoneaster* spp., *Rosa spinosissima*, *Crataegus monogyna*, *Rosa* spp., *Cerasus* (*Prunus*) *fruticosa*, *Sorbus* sp.) és tölgy fajokkal (*Quercus pubescens*, *Q. cerris*, *Q. petraea*) társul.

A fás pollenek eloszlása
a Polgár közeli Sarló-hát mederben

7250-6950 évek



6950-6450 évek



Magyari et al. (2012)

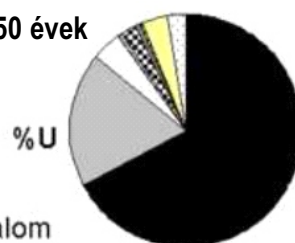
A Polgár közeli neolitikus telepek faszén
anyagának százalékos összetétele

7250-6950 évek



Polgár 31

6950-6450 évek



Polgár-
Csőszhalom

6950-6450 évek



Polgár 6

Moskal-Hoyo (2013)

Quercus



Q

Ulmus



UI

Cornus



C

Fraxinus



Fr

Corylus



Ca

Salix



Sa

Acer



Ac

Rosaceae



R

Others

3.2.1.7. ábra A fászárúak polleneloszlása a neolitikumnak megfelelő üledékrétegekben (bal oldal) valamint a Polgár térségében ezzel egyidős, neolitikus régészeti lelőhelyekről származó faszén százalékos taxonómiai eloszlása (jobb oldal). A faszén adatok Moskal-Hoyo (2013) alapján.

A húsos som jelenlétét a magleletek is igazolják a polgári neolitikus lelőhelyeken (Gyulai, 2010). Ezek alapján valószínűsíthető, hogy az SH-4 és SH-5 pollenzónának megfelelő középholocén időszakban szubmediterrán tölgyes erdős sztyeppék jellemezték az Észak-alföld lösz és homok teraszait. Ez egyben a mainál melegebb környezetre utal, legalábbis 7250 és 6950 évek közt, ami jó egyezést mutat a mainál magasabb nyári inszolációval, a növekvő téli inszolációval és az árvasúnyog alapú júliusi középhőmérséklet rekonstrukció mainál magasabb értékeivel ebben az időszakban (lásd 3.2.2.1. ábra). Érdekes jelenség, hogy a délebbre eső, Duna menti szerbiai neolitikus lelőhelyekről is szép számmal került elő som (*Cornus* sp.) faszén és húsos som (*Cornus mas*) termés maradványa a kora és középső neolitikum idejéből (Marinova et al., 2013). Ezen adatok alapján valószínűsíthető, hogy a termofil szubmediterrán típusú tölgyes erdős sztyepp zóna ebben a közép neolitikus időszakban északabbra húzódott és elérte a Nagyalföld északi részét is.

A 6950-6450 évek közti késő neolitikus időszakra vonatkozó százalékos kördiagramokat összevetve (3.2.1.7. ábra) hasonló következtetéseket vonhatunk le, mint a középső neolitikum idejére, azzal a különbséggel, hogy a kőris (*Fraxinus* sp.) faszén aránya ebben az időszakban még alacsonyabb a régészeti mintákban, míg a som (*Cornus* sp.) és tölgy (*Quercus* sp.) faszén aránya kissé növekszik. Bár az eltérés nem szignifikáns, ez esetleg utalhat fokozottan felnyíló, cserjésedő tájra a

neolit települések környezetében, de fontosabb erdő-összetételi változásra nem következtethetünk. A pollen alapon készített kördiagramban továbbra is nagyon jelentős százalékot ér el a mogyoró, ami a faszemek közt is jelen van, de továbbra is jóval ritkább.

Szintén ennek a középső holocén időszaknak a jellemvonása az SH-WOOD pollendiagramban a gyertyán (*Carpinus betulus*) és bükk (*Fagus sylvatica*) pollenek nagyjából folyamatos jelenléte a pollenösszletekben, és a korszak végére emelkedő arányuk. A neolit lelőhelyek faszén összeleteiben ez a két faj nem fordul elő, ami erősíti azt a feltevést, miszerint ezek a pollenek a közeli középhegységi zónából származnak döntően. Az ártéri erdőkben a gyertyán és a bükk nem zárható ki, hogy a korszak második felében már megtelepedett, ugyanakkor erre vonatkozóan a térségből faszén bizonyíték még nem ismeretes.

Az SH-4 és SH-5 zónák közti határon, kb. 8400 évvel ezelőtt a tölgyek (*Quercus robur* típus) aránya emelkedett a sarló-háti pollen diagramokban (Magyari et al., 2010), ami egybeesik más proxik alapján ugyanebben az időhorizontban rekonstruált tavi vízszint csökkenéssel. A mikropernye koncentrációk ekkor magas értékeket érnek el, míg az SH-WOOD szelvényben a lágyszárúak aránya hirtelen emelkedik. Összességében a multi-proxi vizsgálat eredményei arra mutatnak, hogy a meander parti zónája a nyári hónapokban szárazra került, ahol ruderalis elemek (elsősorban Chenopodiaceae és *Polygonum aviculare*) terjedtek. Valószínűsíthető, hogy a nyarak ezek alapján mindenképpen melegebbé és szárazabbá váltak 8400 évet követően az Észak-Alföldön.

A sarló-háti pollenszelvény alapján arra is következtettünk (Magyari et al., 2010, lásd Umbelliferae pollenek százalékos emelkedése a 3.2.1.4. ábrán), hogy a hozzáférhető nedvesség és ezzel együtt a morotva vízszintje 6400 évet követően emelkedett. Ezzel egyidejűleg pollenzóna határ nincs ebben, és más észak-alföldi pollen diagramban sem, ugyanakkor fokozatos emelkedés figyelhető meg mind a gyertyán, mind a bükk pollenek arányában, az Északi- Középhegység két pollenszelvényében (Sirok, Kismohos) pedig 6000 és 6400 évek közt zónahatárok jelentkeznek, pontosan a gyertyán és a bükk nagyarányú százalékos emelkedése miatt (Willis et al., 1997, 1998; Gardner, 2002).

A következő szignifikáns pollenösszetételbeli változást 5400 évvel ezelőtt tapasztaljuk az SH-WOOD pollendiagramban, amikor is a gyertyán (*Carpinus betulus*) pollenszázalékai gyorsan emelkednek, és kisebb mértékben a bükk (*Fagus sylvatica*) pollenszázalékai is (3.2.1.4. ábra). Az össz erdőborítás mértéke is növekszik 5400 és 4100 évek közt. A mikropernye koncentrációk csökkenése az erdőtüzek gyakoriságának csökkenésére utal, valamint a lágyszárú flórában 5400 évtől válik jelentőssé az *Anthemis*-típusú pollenek mennyisége (ez a csoport számos fészkes virágzatú növényfajzetséget foglal magában, mint pl. *Anthemis*, *Chrysanthemum*, *Leucanthemum*, *Matricaria*). Mindkét faj valószínűleg a magas ártéri erdőkben terjedt és pollenjeik egy jelentős hányada ebben az időszakban is regionális eredetű lehet. Ezzel szemben a tölgy (*Quercus robur*-típus) továbbra is magas százaléka arra utalnak, hogy az észak-alföldi tájban továbbra is a tölgyes erdős sztyepek domináltak. Az *Anthemis*-típusú pollenek egyértelműen magaskórós lágyszárúak terjedésére utalnak, az viszont nem dönthető el, hogy ezek terjedése a nedves ártéren vagy a szárazabb plakór helyzetű területeken ment végbe 5400 évtől (rézkor), de nagy a valószínűsége hogy az ártéri nedves rétek összetételbeli változását tükrözi (Magyari et al., 2010), és nagy valószínűséggel a hozzáférhető nedvesség növekedése miatt következett be. Ugyanakkor nem kizárt, hogy arányuk növekedése ártéri emberi hatást tükröz.

A következő jelentős erdőösszetételi változás Sarló-hát térségében 4100 évvel ezelőtt következett be (SH-7 zóna), amikor a gyertyán (*Carpinus betulus*) pollenek százaléka tovább emelkedett és meghaladta a 20%-ot. Ezzel egyidejűleg a mogyoró és a szil pollenek aránya jelentősen csökkent, a mogyoró esetében egyértelműen azt mondhatjuk, hogy 4100 évtől kezdődően nagy valószínű-

séggel csak mint szegélycserje és az alsó lomkorona elegyfaja volt jelen a tájban. A magas ártéri erdőkben a gyertyán ebben az időszakban jelentős szerepet tölthetett be, főként a tölgyel keverten alkototta a lombkorona szintet. Ebben a 3100 évig tartó időszakban a bükk (*Fagus sylvatica*) pollenek aránya is jelentősen növekedett, ami arra utal, hogy a bükk szintén lokálisan megjelent (pl. a Taktaköz erdeiben). Figyelemreméltó, hogy az erdőborítás mértéke 5400 és 3100 évek közt több esetben elérhette a sarló-háti meder effektív pollengyűjtő területén a 70% körüli értéket, ugyanakkor epizodikus erdőirtások nyoma a pollenzelvényben több ponton is megfigyelhető ebben az időszakban (Magyari et al., 2010, 2012), és ezek nagy valószínűséggel jelentős szerepet játszottak a sztyep növényzet fenntartásába, részben ennek átalakulását is hozhatták.

3100 évtől kezdődően a gyertyán pollenek aránya jelentősen csökken, míg a bükk pollenek aránya emelkedik a sarló-háti pollendiagramban. Ezzel egyidejűleg a tölgy és a szil aránya is hirtelen csökkenést mutat, csupán a másodlagos szukcesszió tipikus fás eleme, a nyír (*Betula*) pollenzázalékai emelkednek. A lágyszárú flórában az *Anthemis*, *Artemisia*, Poaceae taxonok százaléka meredeken emelkednek 3100 évtől, ezek a változások összességében arra utalnak, hogy az emberi eredetű erdőirtások korábban nem látott drasztikus mértéket értek el ebben a késő bronzkori (Gáva kultúra), kora vaskori preszkíta/szkíta időszakban (Chapman et al., 2009). Az ártéren extenzív legeltetésre utalnak a pollenösszetételbeli változások, a magas ártéren egyértelműen a gyertyános-tölgyeseket irtották ki ebben az időszakban, de a plakór helyzetű tölgyes erdőssztyeppek is valószínűleg érintettek lehettek. Kérdéses, hogy milyen mértékben lehet klimatikus eredetű változásokat elkülöníteni ebben az időszakban, a pollenösszetétel változásait ugyanis ettől a ponttól kezdve már uralják az emberi eredetű erdőirtások, a legeltetés és részben a gabonatermesztés vegetáció átalakító hatása. A polleösszletek alapján az erdőborítás kb. 30-60% között ingadozott 3100 és 2000 évek közt. Megint csak azt mondhatjuk, hogy az egyértelműen nedvesedő klíma ebben az időszakban emberi hatás hiányában a feltehetően a beerdősülésnek kedvezett volna, ami azonban nem történt meg.

Ha a biom rekonstrukció eredményeit tekintjük, akkor az SH-7 zónában mérsékeltövi lombos erdős sztyep, míg az SH-8-as zónában már döntően meleg sztyep biomnak megfelelő a pollenösszetétel.

A fás vegetáció összetételbeli változásai egyértelműen a hozzáférhető nedvesség növekedését jelzik (Ellenberg, 1988). Számos más proxy adatsor eredményei megerősítik ezt, 3100-2800 évek közt több kárpát-medencei és Kárpátokbeli üledékszelvény vizsgálata növekvő tavi vízszintekre, óceánikusabb klímát kedvelő növények terjedésére utal (Magyari et al., 2001, 2006, 2009a, 2013; Schnitchen et al., 2003; Feurdean, 2005, 2013a; Constantin et al., 2007; Buczkó et al., 2013; Tóth et al., 2015).

2100 év körül (SH-8b zóna, szignifikáns zónahatár itt nincs!) az erdőborítás mértéke nő az SH-WOOD diagramban és az ártéri láperdőkben gyakori éger (*Alnus glutinosa* típus) pollenje emelkedik, ami arra utal, hogy az ártéren, vagy csupán a Sarló-háti meder körül égerlápok alakultak ki, és átmenetileg az ártéri legeltetés mértéke csökkent, majd ismételtelen nőtt.

Az utolsó 350 évben (SH-9 zóna) minden fás növény pollenje drasztikus mértékű csökkenést mutat, antropogén jelzőfajok tömege jelentősen emelkedik, a táj gyakorlatilag elerdőtlenedik és mezőgazdasági tájjá alakul. Gabonapollenek is gyakoriak, és a 20% alatti összefapollenzázalékok döntően legelőkkkel és szántóföldekkel borított tájra utalnak, melyben a vegetációváltozást kizárólag az emberi hatás határozza meg. Ezek a pollenösszletek a biomrekonstrukció során meleg sztyep biomként jelentkeznek.

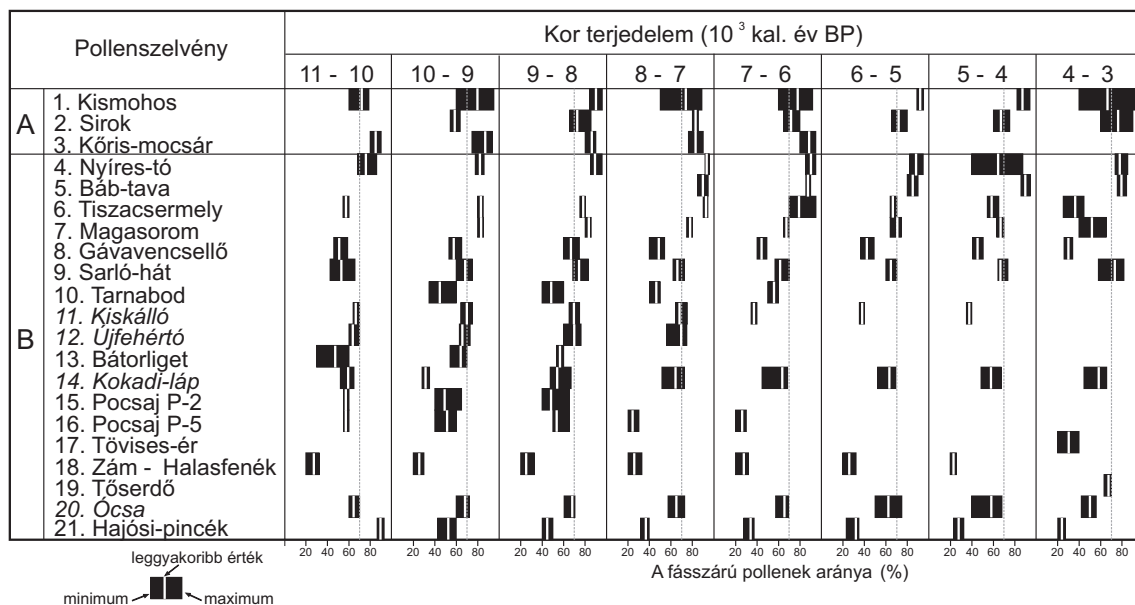
3. 2. 1. 2. Az erdők kiterjedésének változása a Nagyalföldön 11700 évtől napjainkig

A 3.2.1.8. ábra 21 alföldi és északi-középhegységi holocén pollenszelvény össz fapollen százalékaiknak eloszlását mutatja évezredes felbontásban. Az ábrából jól látszik, hogy csak az Északi-kh. (1-3 szelvény) és a Beregi-sík (4-7 szelvény) pollenszelvényeiben éri el a fák összborítása a 80-90%-ot. Ezeken a területeken a pollenösszetételek alapján kevertlombú erdők jellemezhetők a koraholocén tájat, ugyanakkor a maximum 90%-os fapollen százalékok nem zárják ki a nyílt vegetáció-foltok jelenlétét.

A magas erdőborítás ezeken a területeken egészen 6000 évvel ezelőttig jellemző, ezt követően a fapollen százalékok csökkennek, ami az össz erdőborítás csökkenésére utal. Az erdők arányának csökkenése a pollendiagramokban egyidőben megjelenő antropogén indikátor taxonok alapján nagy valószínűséggel az emberi hatás eredménye (Willis et al., 1998; Sümegei, 1999; Gardner, 2002).

Ezeket a területeket leszámítva, az alföldi pollendiagramokban az össz fapollen százalékok 40-70% közt ingadoznak a holocénben, a legmagasabb érték pedig nem megy 80% fölé. Ebből arra következtethetünk, hogy a Nagyalföld területének nagy részét a kora- és középholocén időszakban erdős sztyep táj borította, melyet a 3.2.1.8. ábra adatai alapján az utolsó 2-3 évezredben antropogén kultúrsztyep váltott föl leginkább a legeltető állattartás kiterjedésével összefüggésben.

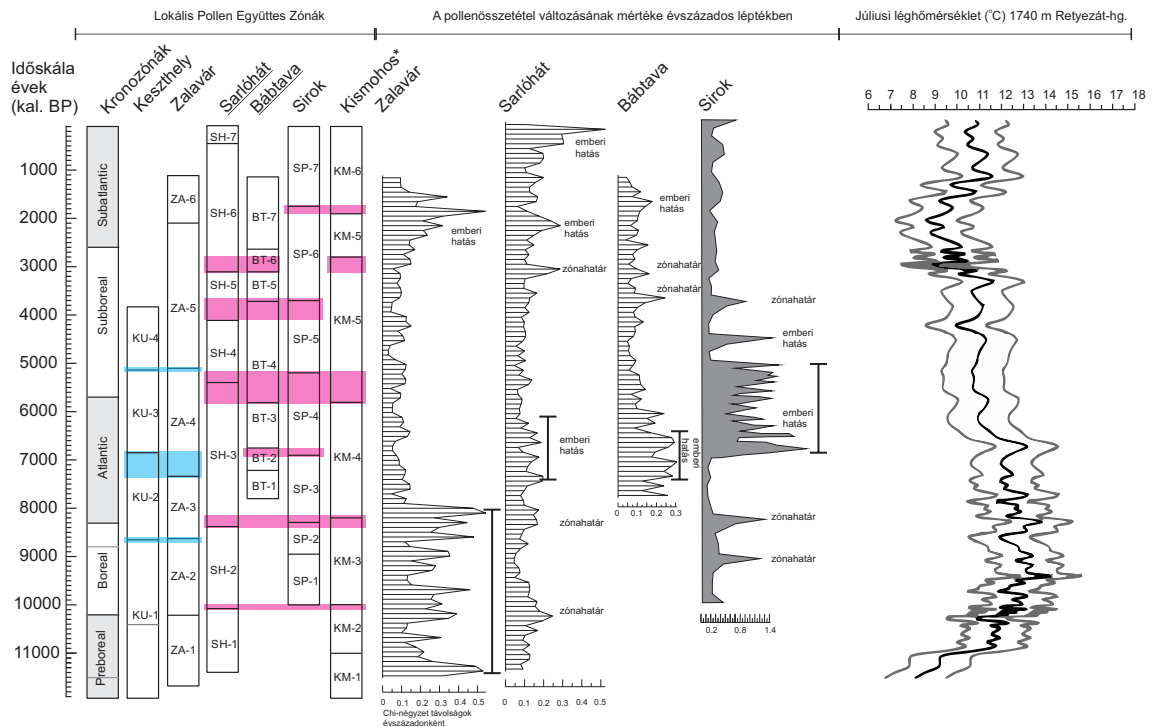
Az erdőborítás mértéke az erdős sztyep tájban tájegységenként nagyon eltérő volt, néhány területen az ábra tanúsága szerint a holocén teljes egészében nagyon alacsony erdőborítással. Ezek az alföld központi és déli területei voltak (25-40% össz fapollen százalékokkal), ahol homokos (pl. a Kiskunság déli része) és szikes talajok (Hortobágy) dominálnak. Ilyen alacsony fapollen százalékok figyelhetők meg pl. a hortobágyi Zám-Halásfenék (18) pollendiagramjában kb. 11000 és 5000 évek közt, vagy a dél-alföldi Hajósi-pincék (21) pollenszelvényében 11000 és 7000 évek közt. Ezekon a területeken a kora és közép Holocénben mindvégig a sztyeppel borított területek domináltak, az erdőfoltok kiterjedése limitált volt (Jakab et al., 2004; Sümegei et al., 2005b).



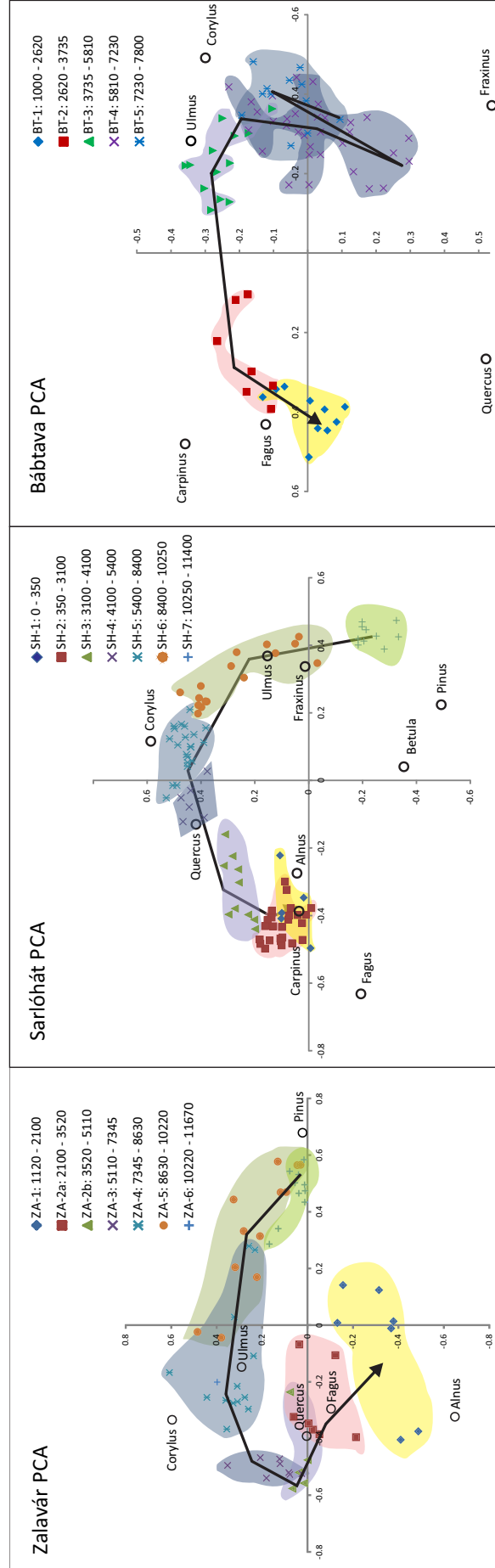
3.2.1.8. ábra A fásszárú pollenek százalékos aránya évezredenként kelet-magyarországi pollenszelvények alapján. A dőlt betűvel szedett szelvények nem rendelkeznek radiokarbon időskálával, így ezek esetében a becslés bizonytalanabb. A szelvények földrajzi helyzetét a 3.2.1.1. ábra szemlélteti.

3. 2. 2. Térségi trendek az Észak-Alföld és Északi- Középhegység holocén vegetációdinamikájában: térségi zónák, a pollenösszletek változásának mértéke és a szekuláris szukcesszió menete

Kelet-Magyarország holocén vegetációdinamikájának térségi trendjeire a radiokarbon módszerrel datált pollenszelvények összehasonlításával tehetünk kísérletet. Ilyen szelvények Saró-hát mellett (Magyari et al., 2010, 2012) a Beregi-síkon a Báb-tava (Magyari et al., 2008b) és a Nyíres-tó (Harrington, 1995; Sümegi, 1999), a Nyírségben a Bátorligeti-láp (Willis et al., 1995), az Északi- Középhegységben a Siroki-láp (Gardner, 2002), a Nagymohos (Magyari et al., 2000, 2001) és a Kismohos (Willis et al., 1997, 1998) lágjai. Ezen pollenszelvények közül a leghosszabb és legpontosabban datált szelvények kvantitatív módszerekkel meghatározott holocén pollenzónáit a 3.2.2.1. ábra összegzi. Ezt egészítik ki a Báb-tava és Sarló-hát SHWOOD szelvényeinek főkomponens analízis eredményei (3.2.2.2. ábra), melyeket összevetettünk a holocén inszoláció és déli-kárpátoki júliusi középhőmérséklet rekonstrukció görbéivel.



3.2.2.1. ábra Statisztikai módszerekkel meghatározott lokális pollen együttes zónák néhány ÉK-magyarországi és dunántúli pollenszelvényben, valamint a pollenösszetétel változásának mértéke χ^2 statisztikával számolva (rate-of-change analízis, Bennett & Humphry, 1995). Sirok kivételével a pollenösszleteket 100 éves időközökre átkalkuláltuk az analízis elvégzése előtt, így az eredmények számszerűleg összevetethetők Zalavár, Sarlóhát és Báb-tava esetében. Az ábra jobb oldalán a Retyezát-hegységből származó holocén júliusi középhőmérséklet rekonstrukció látható (Tóth et al., 2015).



3.2.2.2. ábra Három magyarországi holocén pollenszelvény főkomponens analízisének eredményei az első két főkomponensre. A fászfárú pollenösszletek százalékos eloszlását mindhárom szelvény esetében négyzetgyökös transzformációnak vetettük alá, majd kovariancia mátrixon határoztuk meg a disszimilitásokat a hűrtávolság módszerével. A főkomponens értékeket időrendi sorrendben zónánként mutatjuk. A koordináta-rendszer a legfontosabb fás taxonok főkomponens súlyait is szemlélteti valamint az első 6 tengely főkomponens súlyain végzett klaszter analízis eredményeit.

Ezek alapján kirajzolódó nagyobb egységek a következők:

11700 – 10100 évek: (KM1-2, SH-1) Az Észak-Alföldön az eredi fenyő (*Pinus sylvestris*) és a fás nyírek (*Betula pubescens*, *B. pendula*) még jelentős erdőalkotók a tájban, jelen vannak az alluviális síkokon is, de alföldi környezetben ez az időszak a szilek (*Ulmus*) és pannon valamint magyar kőris (*Fraxinus excelsior*, *Fraxinus angustifolia* ssp. *pannonica*) expanziójával és dominanciájával jellemezhető. Emellett jelen vannak a tájban a mezikus mérsékeltövi lombhullató fák és cserjék is (pl. *Tilia*, *Acer*, *Crataegus*, *Corylus*). Az Észak-Alföld kevertlombú erdős-sztyep táj, jelentős, 30%-ot meghaladó füves sztyep területarányal. Az Északi-kh. 300-400 méter körüli régiói abban térnek el az Észak-Alföldtől, hogy itt már ebben az időszakban zárt erdők alakulnak ki, az erdőkben pedig jelentősebb szerepet töltenek be a tölgyek (*Quercus*) a szilekkel (*Ulmus*) szemben. Helyenként a luc (*Picea abies*) jelentős, még a hegyvidéken és az Észak-Alföld egyes részein is.

10100 – 8300 év: (SH-2, SP-1, SP-2, KM-3) Az Észak-Alföldön a mogyoró (*Corylus avellana*) expanziójának és maximális kiterjedésének időszaka, a cserje terjedését a gyakran ismétlődő spontán erdőtüzek is elősegíthették (Feurdean et al., 2012; Magyarai et al., 2012). Jelentős a tájban a szilek (*Ulmus*), tölgyek (*Quercus*) és a kőrisek aránya (*Fraxinus excelsior* és *Fraxinus angustifolia* ssp. *pannonica*). Az É- Alföld erdőborítása kissé emelkedik. Az Északi- Középhegységben szintén jellemző a mogyoró (*Corylus avellana*) terjedése és dominanciája ebben az időszakban, de lokálisan hárs (*Tilia*), luc (*Picea abies*) és egyéb lombhullató fajok dominálta erdők is kialakulnak. A mogyoró valószínűleg alacsony kevert tölgyes erőkben fordult elő ebben az időszakban. Fontos továbbá, hogy a bükk (*Fagus sylvatica*) és a gyertyán (*Carpinus betulus*) ebben az időszakban már biztosan jelen van a tájban. A középhegységben zárt erdők jellemzőek.

8300 – 5800 (5200) év: (SH-3, BT-1, BT-2, BT-3, SP-3, SP-4, KM-4) Az Észak-Alföldön a tölgy (*Quercus*) dominanciája jellemzi ezt az időszakot. A mérsékeltövi lombhullató cserjék a mainál szélesebb fajspektrumban és a maitól eltérő eloszlásban fordulnak elő az Észak-Alföldön (pl. *Ilex aquifolium* jelen van, *Cotynus coggygria* és *Cornus mas* gyakori), és jellemzőek a szubmediterránhoz hasonló tölgyes erdős sztyepek. A Beregi-sík hűvösebb mezoklimáját a mogyoró (*Corylus avellana*), szilek (*Ulmus*) és kőrisek (*Fraxinus excelsior* és *Fraxinus angustifolia* ssp. *pannonica*) dominanciája jelzi. A neolit emberi hatás (sarjvágás, epizodikus égetéses erdőirtás, legeltetés) kimutatható, különösen 7500 évtől. Az Északi- Középhegységben szintén a tölgyek (*Quercus*) dominanciája jellemző a zárt erdőkkel borított tájban, a gyertyán (*Carpinus betulus*) terjedése azonban lokálisan már 8300-6800 évek közt megindul. A következő időszak vegetációdinamikáját meghatározó gyertyán (*Carpinus betulus*) és bükk (*Fagus sylvatica*) terjedés eltérő időpontokban indul meg. Ez okozza az időszak végének kronológiai bizonytalanságát.

5800 (5200) – 4100 (3700) év: (SH-4, BT-4, SP-5, KM-5) A Beregi-síkon a gyertyán (*Carpinus betulus*), valamint az Északi- Középhegység magasabban fekvő területein a bükk (*Fagus sylvatica*) terjedése 5800 évtől indul a mogyoró (*Corylus avellana*), szil (*Ulmus*) és kisebb részben a tölgy (*Quercus*) rovására. Az Észak-Alföld más tájain és a Bükkalján ezzel szemben a gyertyán (*Carpinus betulus*) terjedése csak 5200 évtől válik jelentőssé. Az Észak-Alföldön a középhegységgel szemben továbbra is jelentősek maradnak a kevert tölgyest alkotó fás elemek (*Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*) ebben az időszakban. Az Alföldön az erdőborítás mértéke nő, de továbbra is erdős sztyeppel borított a táj.

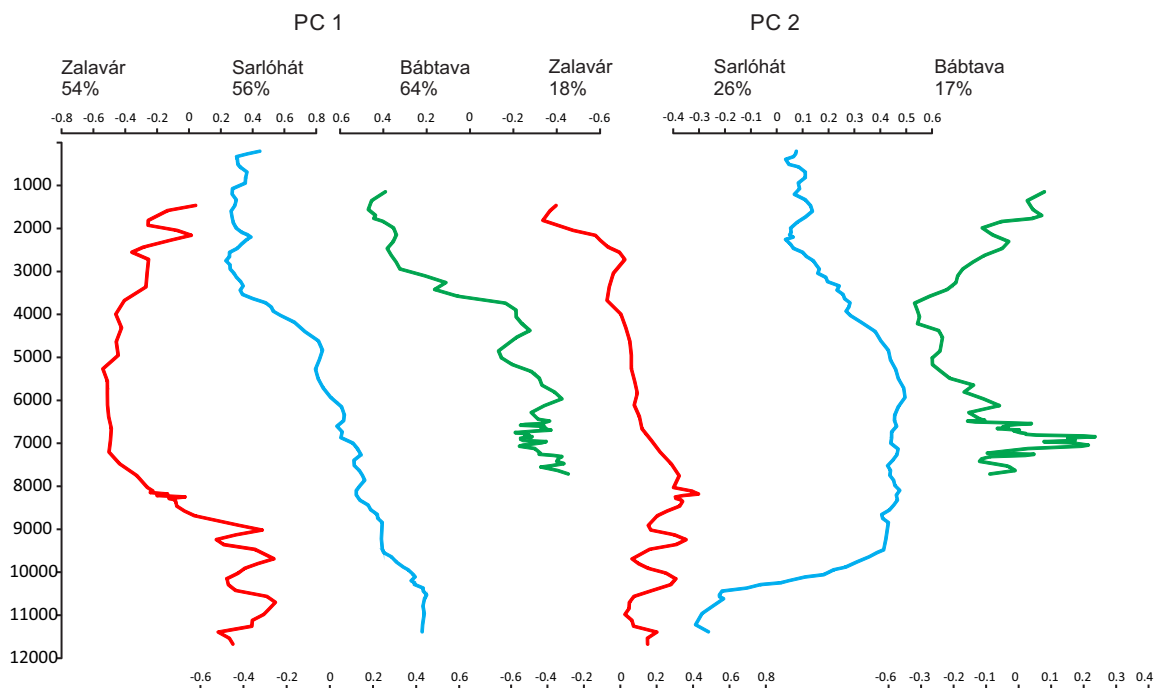
4100 (3700) – 3100 év: Az Észak-Alföldön a gyertyán (*Carpinus betulus*) maximális kiterjedésének időszaka, nagy valószínűséggel jelentős szerepet játszott a magas ártéri alluviális erdőkben. Bár a középhegység magasabb részein továbbra is a bükk (*Fagus sylvatica*) dominál, a gyertyán

arányának regionális növekedése itt is érzékelhető, amiből önálló gyertyános-tölgyes öv kialakulására következtethetünk. A Siroki-láp ebben az erdőzónában helyezkedett el ekkor, és erdeiben ekkor indult meg lokálisan a bükk (*Fagus sylvatica*) terjedése, aránya fokozatosan nőtt. A bükk terjedés az észak-alföldi pollendiagramokban is nyomonkövethető már ebben az időszakban.

3100 évtől napjainkig: A bükk (*Fagus sylvatica*) maximális kiterjedésének és gyertyán (*Carpinus betulus*) visszaszorulásának időszaka. Az Észak-Alföld alluviális erdeiben a mai gyertyános tölgyesekhez hasonló erdőkben a bükk jelentős elegyfaaként lehetett jelen, míg az Északi- Középhegységben a mainál alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban is bükkös erdők domináltak. A gyertyán ezek alsó lombkoronájában tölthetett be fontos szerepet. Sok pollendiagram jelzi ebben az időszakban, különösen annak második felében a tölgy (*Quercus*) ismételt emelkedő pollenszázalékait, minden esetben erőteljes antropogén hatásokat követően. Nagy a valószínűsége, hogy az Északi- Középhegység erdeiben a tölgyek aránya emberi hatásra emelkedett. Az Észak-Alföldön kb. 3100 évtől az erdőborítás mértéke jelentősen csökken, nagy legelőterületeket alakítanak ki a bronzkor végétől / vaskor elejétől kezdődően. Az Északi- Középhegység Kismohos tavát kenderáztatóként hasznosítják ettől az időszaktól kezdődően.

A holocén kronoztratigráfiai egységeinek időhatárait összevetve a lokális pollen együttes zónák alapján kirajzolódó térségi trenddel azt mondhatjuk, hogy a preboreális és boreális időszakok időhatárai nagyon jó egyezést mutatnak az 1. és 2. regionális pollenzónák határaival (3.2.2.1. ábra, 3.2.1.1. táblázat), az atlantikum időszak kezdete is markánsan egybevág a térségi vegetációváltások alapján meghatározott időhatárral. Az első jelentősebb eltérés az atlantikum lezárásánál jelentkezik, ahol a vegetációs válasz időben szór, attól függően hol vagyunk. Ez egyértelműen a nyári inszoláció fokozatos csökkenésével magyarázható. Ahogyan azt az árvaszúnyog lárva közösségek alapján végzett nyári középhőmérséklet rekonstrukció is jelzi (3.2.2.1. ábra), a nyári hőmérsékletek fokozatosan csökkentek ebben az időszakban, melyre a fás vegetáció válasza attól függött, hogy milyen klimatikus térségben helyezkedett el. Egyértelmű, hogy a hűvösebb mezoklimájú régiókban érik el hamarabb a limitáló tényezők a bükk és a gyertyán expanzióját kiváltó értékeket (5800 éve). Az is jól látszik, hogy a szubboreális időszak vegetáció alapon a vizsgált térségben egységes. Két jelentősebb vegetáció-összetételbeli változás is zajlik, melyet a gyertyán és bükk eltérő időben történő terjedése okoz. Végezetül a szub-boreális kezdetét (2600 év), mely általánosan hűvösebb nyarúnak tartott időszak, a növényzet változása megelőzi, a fokozódó emberi hatás ellenére is markánsan kivehető a bükk maximális dominanciájának, alföldi terjedésének megindulása már 3100 évtől.

Ez az összevetés jól példázza, milyen problémákhoz vezet a túlságosan generalizált kronozónák rendszere. Ha a kronozónáknak megfelelő holocén erdő-történeti fázisok (Németországból importált) elnevezését nézzük, akkor hasonló következtetést vonhatunk le (3.2.1.1. táblázat). Az Észak-Alföld és Északi- Középhegység tekintetében a fenyő-nyír kor ezen fajok dominanciájára utal a preboreálisban, ami a pollendiagramok és a főkomponens analízis által megjelenített erdőszukcessziók (3.2.2.2. ábra) tanulsága szerint erős túlzás. Helyesebb lenne a kevertlombú erdők és kevertlombú erdős sztyep korszak elnevezés, vagy a szil-fenyő-nyír-tölgy kor, jelezvén hogy ebben az időszakban, ebben a térségben már nem az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) és a közönséges valamint molyhos nyír (*Betula pendula*, *B. pubescens*) dominál. Vitathatatlan, hogy a mogyorókor ebben a térségben is, pollenek szintjén legalábbis, ténylegesen a mogyoró dominanciájával jellemezhető, és a tölgy kor is találó elnevezés, de a tölgy-mogyoró-gyertyán kor még találóbbr. A bükk 1 viszont inkább nevezhető gyertyán-tölgy-mogyoró kornak, míg a bükk 2 bükk-tölgy-gyertyán kornak. Célravezetőbb ugyanakkor a fentebb vázolt abszolút kronológiát használni, és megjegyezni a térségre vonatkozó fontosabb erdőszukcessziós változások időpontjait, melyek kb. 10100, 8300, 5800 (5200), 4100 (3700) és 3100 évek.



3.2.2.3. ábra Három magyarországi holocén pollenszelvény főkomponens analízisének eredményei az első két főkomponensre. Az ábrák a főkomponens értékek időbeli változását mutatják. Mindhárom szelvény esetén készült csak a fás taxonok bevonásával, illetve a fás és lágyszárú taxonok bevonásával is analízis. Az alapkritérium az volt, hogy a vizsgálatba bevont taxon legalább 1 rétegben elérje az 5%-os relatív gyakoriságot.

A többváltozós analitikai módszerek közül a főkomponens analízist alkalmazva a gyakran bonyolult, rengeteg taxont tartalmazó pollendiagramokat kiválthatjuk a változást meghatározó taxonok főkomponens súlyait és a minták főkomponens értékeit két dimenzióban bemutató koordinátarendszerekkel (3.2.2.2. ábra). Részben a holocénre jellemző magas erdősültség, részben a fák többségének szélmegporzása és ezáltal bőséges pollentermelése miatt, a holocén vegetációdinamikáját (szekuláris szukcesszióját) még az alföldi erdős sztyep tájban is a fászáruak pollenszázalékos változásai határozzák meg. Ezt tükrözi a csak fás taxonok bevonásával és a teljes pollenösszleten végzett főkomponens analízisek első két tengelyének hasonló időbeli lefutásai (ábrán nem bemutatott összehasonlítás, fákra lásd 3.2.2.3. ábra). Ezek az ábrák jól tükrözik a holocén szekuláris szukcessziók egyirányúságát, és a kora holocén szil, mogyoró, tölgy vezérelte állapotok fokozatos átmenetét a gyertyán és bükk által meghatározott állapotokra. Természetesen a főkomponens analízis gyakori sajátosságát, a patkó effektust a trajektóriák mindegyike hordozza, ez azonban nem nehezíti az ökológiai folyamatok értelmezését. A trajektóriák nagyon hasonló lefutásúak, és jól szemléltetik a holocén szekuláris szukcesszió térségi trendjeit.

A klímaváltozás növényzetre gyakorolt hatását elméletileg jól jellemezhetjük a növényzeti változás időbeli mértékének becslésével. Ezt a pollen analízis a pollen együttesek változásának mértékére vonatkozó számítással közelíti, az alkalmazott módszer neve „rate-of-change” analízis (Jacobson et al., 1987; Bennett & Humphry, 1995). A módszer lényege, hogy azonos időintervallumra átszámolt pollenösszletek közt méri a disszimilitást, esetünkben χ^2 távolságot alkalmazva. Az 3.2.2.1. ábra jobb fele ezeket a disszimilitásokat mutatja az idő függvényében a Sarló-hát SHWOOD és Báb-tava BT-1 szelvényében 100 éves léptékben. Mellette látjuk a Gardner (2002) tanulmányában közölt disszimilitás értékeket is, ugyanakkor ez az adatsor nem lett egyenlő időközökre átszámolva, így a disszimilitás abszolút értékei nem összevethetőek (mivel a disszimilitás nem lineáris változó; 3 mintából álló idősorozatban az 1. és 3. minta közti disz-

szimilaritás nem azonos az 1. és 2. valamint a 2. és 3. minta közti disszimilaritás mértékével). Az ábra mindezen problémák ellenére azt tükrözi, hogy a pollenösszetétel változásának mértéke i) szelvényenként nagyon eltérő képet mutat; ii) a változás mértéke sok esetben erősebb epizodikus emberi hatások időszakában; iii) a vártnak megfelelően zónahatárok közelében magasabb disszimilaritás értékek adódnak. Összességében nem jelölhető ki az északkelet-magyarországi szelvények esetében olyan időszak a holocénen belül, ahol a változás mértéke általánosan magasabb. Az eredményekből ugyanakkor jól tükröződik, hogy a szárazföldi növényzet válaszreakciója a fokozatos klímaváltozásra határérték jellegű volt: amikor az egyes fafajok vagy fafaj együttesek elérték környezeti tűrőképességük határát, akkor az együttesek változása rövid időtartományon belül lezajlott. Ezek időpontjait pedig a zónahatárok jól közelítik.

Ezt meghaladó mértékű pollenösszetételbeli váltások történtek ugyanakkor epizodikus, vagy epizodikusan ismétlődő emberi hatások esetén, melyek helyzetét feltüntettük a 3.2.2.1. ábrán. A különbség ugyanakkor az, hogy ezeknél a növénytakaró váltásoknál szinte minden esetben visszatért a rendszer a bolygatást megelőző kiindulási állapotába, ami a pollendiagramokban követhető nyomon.

A Báb-tava pollenszelvény érdekessége továbbá a 6400-7400 évek közti magas disszimilaritás értékek, melyek a pollenszelvény alapján a neolit sarjvágásos erdőkiélés ismétlődő bolygatásaihoz köthetőek és nem klimatikus eredetűek (Magyari et al., 2008b). Ennek a neolit emberi jelenlétnek az erdőszerkezetre gyakorolt erős hatását a főkomponens analízis koordinátarendszere is jól szemlélteti. A BT-2 pollenzóna erősen a koordinátatengely jobb alsó, magas és pannon kőris (*Fraxinus excelsior*-típus) valamint tölgy (*Quercus robur*-típus) által meghatározott irányába tolja el a mintákat a mogyoró (*Corylus avellana*) és szil (*Ulmus*) által meghatározott térből, jelezvén hogy a sarjvágás/erdőkiélés által érintett fa és cserjefajok kedveztek a kőris és tölgy időszakos terjedésének. Majd a behatás megszűnése után a rendszer visszaváltott a korábbi, az adott éghajlaton legkedvezőbb klimax erdőszerkezetbe.

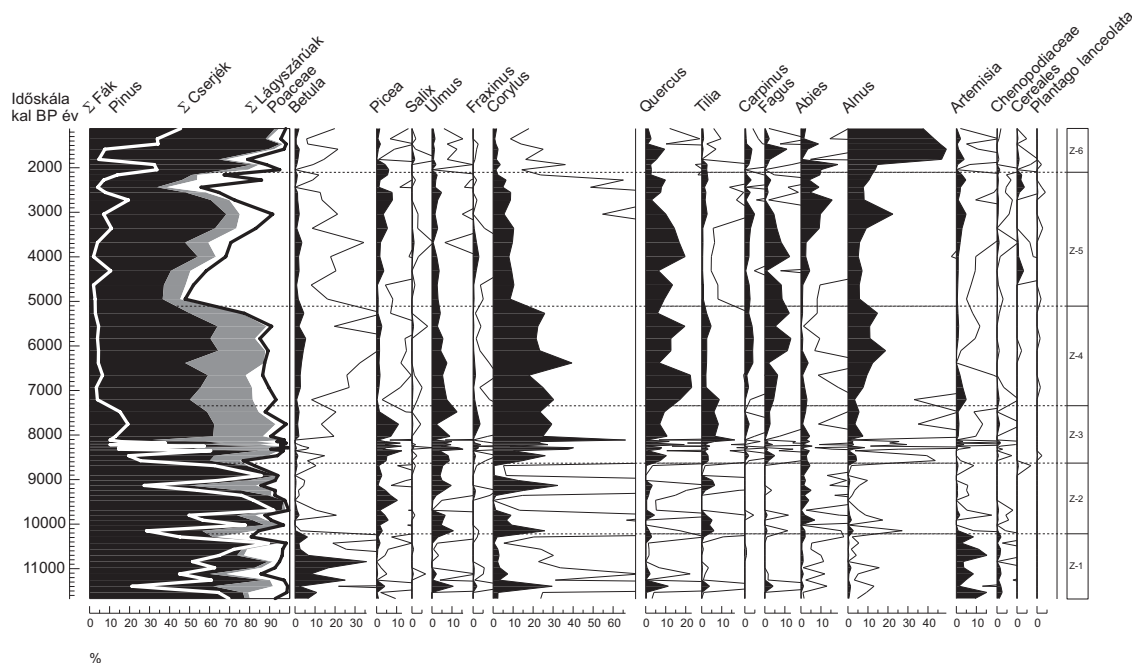
3. 2. 3. Dunán innen Dunán túl: különbségek és hasonlóságok a két térség holocén vegetáció szukcessziójában

A Dunántúlról az elmúlt évtizedekben számos új pollenszelvény került közlésre (Nagyné Bodor, 1988; Nagy-Bodor, Járai-Komlódi & Medve, 1999; Nagyné Bodor & Szurominé Korecz, 2001; Medzihradzsky, 1996, 1997, 2001ab, 2004, 2005; Juhász, 2001, 2002, 2007; Medzihradzsky & Járai-Komlódi, 1996; Szántó & Medzihradzsky, 2004; Ilon et al., 2006; Juhász & Szegvári, 2007), melyek közül több lefedi a holocén nagy részét (Zalavár, Keszthely-Úsztatómajor, Főnyed, Mezőlak-Szélmező). A balatoni és zalai térségek tekintetében Juhász (2007) összegzéseket is végzett, ám a szép számú, radiokarbonnal több ponton korolt pollenösszletek kvantitatív összevetése nem történt meg. A térség holocén vegetáció dinamikáját elsősorban a balatoni fúrások feldolgozásaiból ismerjük régóta (Zólyomi, 1952, 1958, 1971, 1980, 1994, 1995; Fekete & Zólyomi, 1966; Zólyomi & Nagy, 1992; Cserny et al., 1991; Cserny & Nagy-Bodor, 2000; Nagy-Bodor, Járai-Komlódi & Medve, 1999), melyek hibája kezdetektől fogva az abszolút kronológia hiánya volt. Ez adódik a holocén balatoni üledékek alacsony szerves anyag és magas karbonát tartalmából, mely rezervoárhatást (ezáltal idősebb korokat) eredményez a radiokarbon kormeghatározások során.

Ezt a hiányt pótolta a térségből az elmúlt években közölt pollenszelvények, melyek közül kettő az Európai Pollen Adatbázisban elérhető (Pölöske és Zalavár; Juhász, 2007).

A 3.2.2.4. ábra a Zalavár pollenszelvény legfontosabb fás és fátlan taxonjait mutatja egy újrakalibrált radiokarbon adatokkal készült lineáris kormodell mentén, míg néhány dunántúli pollenszelvény zónahatárait a 3.2.2.1. ábra baloldali részén összegeztük (Medzihradzsky, 2005; Juhász, 2007; Juhász & Szegvári, 2007). Ezeket összevetve az ÉK-magyarországi pollendiagramokkal,

számos fontos megállapítást tehetünk a két terület holocén vegetációdinamikájának hasonlóságaira és különbségeire vonatkozóan.



3.2.2.4. ábra A dunántúli Zalavár pollenszelvény legfontosabb fás és fátlan taxonjai egy újrakalibrált radiokarbon adatokkal készült lineáris kormodell mentén. Az adatok az Európai Pollen Adatbázisból származnak (<http://www.europeanpollenbase.net/>). A radiokarbon adatok kalibrációja a Calib 6.01 programmal (Stuiver & Reimer, 1993) készült az Intcal13 kalibrációs görbe felhasználásával (Reimer et al., 2013). A pollenszelvény értelmezését Juhász (2002, 2007) cikkei tartalmazzák.

A Dunántúlon a koraholocénben **11700 – 10400 (10200) évek közt** rajzolódik ki **a holocén első vegetációtörténeti egysége** a vizsgált 3 pollenszelvény lokális pollenegyüttes zónái alapján (Keszthely-Úsztatómajor, Zalavár, Mezőlak-Szélmező). Ennek az időszaknak a jellemzője ÉK-Magyarországgal szemben, **az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) későglaciálisból továbbélő dominanciája** a dunántúli pollenösszletekben. A fafaj erős pollentermelése és pollenjének gyakori túlréprezentációja miatt nehéz pontosan megítélni arányát a dunántúli erdők összetételében, annyiban azonban bizonyos, hogy kevertlombú erdős sztyep rekonstruálható a pollenösszletek alapján, a tűlevelűek mellett mogyoró (*Corylus sp.*), nyírek (*Betula sp.*), tölgyek (*Quercus sp.*), szilék (*Ulmus*) elegyedésével (Juhász, 2007; Medzihradzsky, 2005). Ez a vegetációkép nagyobb hasonlóságot mutat a német és osztrák területek koraholocén fenyő-nyírkorszakként leírt koraholocén vegetációtörténeti egységével (Firbas, 1949; Lang, 1994), ugyanakkor a nyír (*Betula sp.*) szerepe több pollenszelvényben is alárendelt, **a mogyoró korai terjedése ezzel szemben a Dunántúl sajátosságaként írható le**. A lokális pollenzónák alapján kirajzolódó felső időhatár, 10400 – 10200 évek, egyezése a preboreális kronozóna felső határával (10200 év) jónak mondható, de több szelvényben korábbra, 10400 (Keszthely) vagy akár 10600 évre is tehető (Mezőlak-Szélmező). Keszthely esetében Medzihradzsky (2005) nem különít el zónahatárt 10400 évnél, ezért szerepel itt szürke vonal a 3.2.2.1. ábrán, ugyanakkor a pollenösszetétel határozottan változik 10400 évnél, a kőrisek (*Fraxinus sp.*), a mogyoró (*Corylus sp.*) és tölgyek (*Quercus sp.*) arányának emelkedése és a nyírek (*Betula sp.*) csökkenése ekkor veszi kezdetét.

Szintén jó egyezést mutatnak a pollenzónahatárok 8650 év körül mindhárom dunántúli szelvényben, és kijelölik a **2. holocén vegetációtörténeti egységet, kb. 10400 (10200) – 8650 évek közt**. A zalavári pollenösszletek főkomponens analízise egyértelműen mutatja (3.2.2.2. ábra),

hogy az időszak jellemzője a Dunántúlon továbbra is az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) magas aránya, valamint a lombhullató fák és cserjék gyors expanziója (*Corylus*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Tilia*). Szintén fontos, és ÉK-Magyarországtól eltérő karakter, a jegenyefenyő (*Abies alba*) és lucfenyő (*Picea abies*) terjedése egyes dunántúli területeken ebben az időszakban (lásd Zalavár, 3.2.2.4. ábra). Ezt az időszakot, mely körülbelüli egyezést mutat a boreális kronozónával, a Nagyalföldhöz hasonlóan, az erdőborítás mértékének növekedése jellemzi, továbbra is kevert-lombú erdők és erdős sztyep jellemzik a dunántúli tájat, egyes területeken gyakori bolygatással és a bolygatást követő erdő szukcessziós változásokkal, melyek a pollenösszetétel változásának mértékében is jól megnyilvánulnak Zalavár esetében (3.2.2.4. ábra). Tehát egy **dinamikus, gyakori változásokkal terhelt időszak ez a Dunántúlon**, mely valószínűleg jól magyarázza a pionír erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) továbbra is jelentős szerepét az erdők összetételében. Fontos, és véleményem szerint további kutatást igénylő kérdés, hogy a néhány pollenszelvényben jellemző gyakori erdő-összetételbeli változások klimatikus vagy antropogén eredetűek-e ebben az időszakban. Juhász (2007) egyértelműen a mezolitik népesség erdőégetéseivel magyarázza az erdőszerkezeti fluktuációkat, ugyanakkor a közép-kelet-európai térségre általánosan jellemző ebben az időszakban a klimatikus erdőtüzek napjainkat többszörösen meghaladó gyakorisága (Feurdean et al., 2013b, 2014), mely jól magyarázható a koraholocén magas nyári inszolációjával, és a térség általánosan jellemző kontinentalitás klíma karakterével (3.2.2.1. ábra). A Dunántúl esetében az erdei fenyő jelentős erőalkotó szerepe miatt ez a hatás fokozottan jelentkezhetett.

Több tanulmány is hangsúlyozta az elmúlt években, a tankönyvekben még mindig előforduló (pl. Hortobágyi & Simon, 1991, 119. oldal) boreális sztyepkorszak toposzának (Zólyomi, 1952) valótlanágát (Juhász & Szegvári, 2007; Magyarai et al., 2008b, 2010). A fejezetben felsorakoztatott ábrák ezt szintén alátámasztják, ezek alapján fontos lenne ennek az eredménynek az átvétele a közoktatásban/felsőoktatásban is.

ÉK-Magyarországgal összevetve azt mondhatjuk, hogy eltérés mutatkozik a korszak felső időhatárának tekintetében. Míg a Dunán innen 8100-8200 év (és feltehetően az ekkor jelentkező gyors klíma oszcilláció) billenti át az erdei ökoszisztémákat egy következő állapotba, ez a változás a Dunántúlon pár száz évvel korábban következik be, kb. **8650 éve**. A Dunántúlon ekkor, feltehetőleg a nyári felmelegedés hatására **az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) populációk lépésszerű és nagyarányú elhalása** következik be (elképzeltető hogy erdőégetések révén), és a pusztuló populációk helyén már lombos fák, elsősorban a tölgyek (*Quercus sp.*), a mogyoró (*Corylus sp.*), szilek (*Ulmus sp.*), kőrisek (*Fraxinus excelsior* típus) és hársak (*Tilia sp.*) magoncai nőnek fel, valamint a Balaton környékén, feltehetőleg elsősorban a Dunántúli-Középhegységben, **a bükk (*Fagus sylvatica*) terjedése indul meg**. Helyenként jelentős állományai alakultak ki 8600 évet követően (Medzihradzsky, 2005). Az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) koraholocén dunántúli dominanciája mellett, ez a másik fő különbség a két tájegység holocén vegetációdinamikájában. A bükk (*Fagus sylvatica*) ÉK-Magyarországon szintén jelen van ekkor, de aránya nem emelkedik 8650 évtől.

Az atlanti kronozónának megfelelő időszakon belül a dunántúli pollendiagramok **6900 – 7300 évek** közt újabb zónahatárt mutatnak (3.2.2.1. ábra). Ekkor szerteágazó erdő-összetételi változások zajlanak, a legmarkánsabb közös vonása a dunántúli diagramoknak a füvek (Poaceae) arányának növekedése és a láposodásra utalóan az enyves éger (*Alnus glutinosa*-típus) arányának növekedése. Minkét folyamat jelezhet az üledékgyűjtő medencék környezetében bekövetkező lokális, a vízi szukcesszióhoz köthető változást, illetve **fokozódó emberi hatást** (neolitikum). A bükk (*Fagus sylvatica*) aránya Keszthely-Úsztatómajor és a Balaton diagramjaiban 6900 évtől csökken, más helyeken (pl. Zalavár) viszont nő. Az ÉK-magyarországi diagramok némelyikében (pl. Sirok, Báb-tava) ugyanekkor szintén zónahatár rajzolódik ki, ami ebben a térségben is neolitikus erdő-átalakító folyamatokhoz volt köthető. Összességében azt mondhatjuk, hogy a neolitikus „**erdőkielés**” képes volt olyan mértékűt ölteni, hogy **6900-7500 évek közt lokális pollenzónahatárok adódnak több magyarországi pollen szelvényben**.

A Dunántúl vegetáció-összetételében a következő regionálisnak tekinthető változás egységesen **5100 és 5200 évek közt** következik be. Ez a Balaton környékén a **bükk (*Fagus sylvatica*)** második expanziójának kezdeti időpontja, ugyanakkor sem Zalavár, sem Mezőlak térségében nem jelentkezik bükk expanzió, ezekben a diagramokban a mogyoró (*Corlyus sp.*) arányának csökkenése és a luc (*Picea abies*), majd a jegenyefenyő (*Abies alba*) terjedése érhető nyomon 5100-5200 évtől, és a füvek (Poaceae) arányának újbóli erőteljes emelkedése jellemző. ÉK-Magyarországon az erdei ökoszisztémák összetételének változása nem egységesen 5100-5200 évek közt zajlott, hanem egy tágabb időintervallumban 5800-5100 évek közt. Ahogyan azt fentebb tárgyaltuk, ennek egyértelmű oka a gyertyán (*Carpinus betulus*) és a bükk (*Fagus sylvatica*) eltérő időpontokban meginduló expanziója a kevert lombdökbekben (lásd 3.2.2.2. ábra). A Dunántúlról továbbá azt mondhatjuk, hogy az atlanti/szubboreális kronozónák határát (5700 év) a vegetációváltozás nem követi, ami szintén azt erősíti, hogy a regionális, abszolút kronológiákra épülő vegetációtörténeti fázisok sokkal pontosabban jellemzik egy táj történetiségét, mint az általános, sokszor fetisizált kronosztratigráfiai egységek.

A Dunántúl későholocén vegetációtörténetét, legfőképpen a lokális pollenzónák határait egységesen értékelni nehéz feladat, mivel a szelvények többsége vagy 2000-4000 év közt végződik (pl. Keszthely-Úsztatómajor, Főnyed, Mezőlak-Szélmező; Medzihradszky, 2005; Juhász, 2007), vagy ekkor indul (pl. Baláta-tó, Pölöske, Fekete-tó, Borzó-meder; Juhász, 2002, 2007; Náfrádi et al., 2012, 2014). Ami a diagramokból kirajzolódik, az a jegenye (*Abies alba*) és lucfenyő (*Picea abies*) helyenként jelentős aránya a tölgy (*Quercus sp.*), a bükk (*Fagus sylvatica*) és gyertyán (*Carpinus betulus*) mellett a későholocénben, különösen 3700-3000 évtől egészen az antropogén hatások következtében a vaskorban és népvándorlás korában felerősödő erdőirtásokig, melyek mára a potenciális növénytakaró képét teljesen átalakították a Dunántúlon is. Fontos az is, hogy az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) 8650 évet követő drasztikus populációméret csökkenése ellenére jelen maradt az edafikusan számára kedvező erdőfoltokban (pl. homokos területeken, lásd Fekete et al., 2014, Náfrádi et al., 2011, 2014). A késő holocénben emberi hatásra állományai részben természetes folyamatok (szekunder szukcesszió pionír eleme), részben mesterséges folyamatok (pl. ültetés) hatására erősen növekedtek, és ez számos késő-holocén pollendiagramban nyomon követhető (pl. Zalavár és Pölöske). ÉK-Magyarországon ezzel szemben, csak az erdei fenyő későholocén emberi hatásra történő újbóli megjelenése rekonstruálható.

4. Összegzés

4. 1. Bevezetés, célkitűzések

Ismereteink a Föld szárazulatainak pleisztocén és holocén növénytakaró változásaira vonatkozóan nagyon nagymértékben két tudományterület kutatási eredményeire támaszkodnak: a pollenanalízisre és a növényi makrofossziliák vizsgálatára. Mindkét tudományterület lendületes fejlődésen esett át a 20. század második felében. Ez a lendületes fejlődés a Kárpát-medencében is nyomonkövethető, elsősorban az 1950-es évektől kezdődően, ugyanakkor a radiometrikusan korolt, többváltozós, korrelációs és idősorozati elemzésekre is lehetőséget adó pollenszelvények száma elhanyagolható volt egészen az 1990-es évekig.

Ha végigtekintünk a pollen analitikai kutatások közelmúltbeli történetén, akkor azt láthatjuk, hogy a kutatások az elmúlt évtizedekben három jelentős irányvonal mentén rendeződtek.

1. Hosszú távú ökológiai irányú vizsgálatok, ahol a kutatások a növényzet klímaváltozásra és emberi hatásra adott válaszreakciójának tempóját, a növényi cönózisok átalakulásának/szüksessziójának menetét vizsgálják, a pollen akkumulációs ráták alkalmazásával pedig a populációméret növekedés sebességét illetve a populációk összeomlásának idő- és mennyiségbecslését is lehetővé tették (pl. Magyarai et al., 2011, 2012).
2. Pollen alapú kvantitatív klímarekonstrukciók (Davis et al. 2003), melyek elsősorban a holocén és későglaciális időszak vonatkozásában adnak pontos becsléseket, a fosszilis és modern pollen együttesek, és utóbbiakhoz rendelt klímamutatók összehasonlítása révén.
3. Kvantitatív tájrekonstrukciók, melyek népszerűvé is tették ezt a tudományterületet mind a régészek, mind a természetvédők, mind a nagyközönség körében (Gaillard et al., 2015)

Fiatalként a fentebb írt kutatási irányvonalak első és második pontjának megvalósítására törekedtem. Nagydoktori értekezésem ezt igyekeztem összegezni néhány a vezetésemmel készült dél-kelet és közép-kelet európai esettanulmány kapcsán. Ezek a kutatások módszertanilag tartozó adatelemzési és mintavételi technikákat alkalmazó munkák hozzájárultak a térség elmúlt közel 30000 évének vegetációdinamikai rekonstrukciójához, különös tekintettel a gyors klímaváltozásokra adott növényzeti válaszreakciókra. A gyors klímaváltozások növényzeti hatásainak tanulmányozása különös aktualitást nyer a napjainkban zajló globális felmelegedés kapcsán, mely a későglaciális és kora-holocén felmelegedés léptékével összevethető amplitúdójú, viszont alacsonyabb alaphőmérsékletekről indul. Társaimmal közösen folytatott kutatómunkám hozzájárult a térségi klímaváltozási trendek és növényi válaszreakciók felderítéséhez. Végezetül, a paleoökológiai kutatások nemzetközi trendjét követve, kutatásaim során, törekedtem a multi-proxi szemlélet alkalmazására a tavi és lápi üledékek vizsgálatában. Az egykori élővilág és klíma rekonstrukciójához szükséges és előnyös, ha több proxy (a múltbeli környezet és élővilág egyes elemeinek rekonstrukciójára alkalmazott módszer) együttes vizsgálatával törekszünk a folyamatok megértésére. A PROLONG és CARPENVCHANGE projektek (www.paleo.hu/magyarai) kapcsán szerveződő, elsősorban biológiai és kémiai proxik vizsgálatára szerveződő kutatócsoport elmúlt években közölt publikációi különösen a Retyezát-hegység és az Csomád-hegycsoport Szent-Anna tavának üledék feldolgozásai kapcsán különösen jól példázzák a multi-proxi szemlélet fontosságát és előnyeit (pl. Magyarai et al., 2009a, 2012; Korponai et al., 2011; Buczkó et al., 2012, 2013; Braun et al., 2013). A disszertációban számos következtetés ilyen multi-proxi megközelítésen alapul.

4. 2. Módszerek

A disszertáció részletesen öt üledékgyűjtő medence vizsgálati eredményeit tárgyalja (Ezero-láp: Trák-alföld, Bulgária; Szent-Anna tó: Csomád-hegycsoport, Románia, Brazi-tó és Gales-tó: Retyezát-hegység, Déli-Kárpátok, Románia, Sarló-hát: Polgár-Tiszagyulaháza, Magyarország).

A tanulmányozott tavak és lápok üledékeinek fúrása Orosz, Livinstone és módosított Kullenberg fúrókkal történt, melyek mindegyike bolygatatlan magmintát ad. A fúrások többségét Dr. Barun Mihály vezetésével végeztük.

Az üledékmagok kormeghatározása AMS ^{14}C mérésekkel történt, melyeket a lengyelországi Poznani és a debreceni (ATOMKI) Radiokarbon Laboratóriumokban végeztek. A disszertációban bemutatott feldolgozások kormodellezéséhez minden esetben több (leggyakrabban >10) radiokarbon adatot használtunk fel. Változatos görbeillesztési módszereket illetve a Bayes-féle kormodellezést alkalmaztuk. Az üledékeken szerves anyag (izzítási veszteség), mágneses szuszceptibilitás valamint több esetben főelem analízist végeztünk (ICP-AES, ITRAX).

A fő biológiai proxy módszerünk a pollen analízis volt, melyet 1-8 cm mintavételi közönként vett részmintákon alkalmaztunk. Ezen kívül, minden bemutatott üledéken növényi makrofosszília és néhány esetben antrakológiai valamint sztóma vizsgálatot is végeztünk. A vegetáció szukcessziók rekonstrukciója e három módszeren alapszik.

A Brazi-tó későglaciális pollen alapú klímarekonstrukciója a modern analóg módszeren alapszik. Ezen kívül az őskörnyezet rekonstrukciók során több esetben figyelembe vettük a diatóma, főelem analízis és az árvaszúnyog analízisek eredményeit is.

Mivel a pollen analízis során többváltozós és idősorozati elemzésekre alkalmas mennyiségi adatokat kaptunk, a dolgozat változatos adatelemzési technikákat mutat be, melyek nagy részét a Psimpoll, Canoco és R programokkal készült.

A dolgozatban és téziszüzetben szereplő koradatok kalibrált BP (before present: 1950 előtt) korokat jelentenek.

4. 3. Új tudományos eredmények

1. A bulgáriai Trák-alföld későglaciális tavi üledékeinek vizsgálatával célunk az volt, hogy képet alkossunk a terület későglaciális és koraholocén növényzeti összetételéről, és teszteljük a keleti fajok glaciális expanziójával kapcsolatos hipotézist, miszerint a balkán flóra pontikus elemei, különös tekintettel a fás szárúakra, optimális környezeti feltételeket találtak maguknak a Trák-alföldön a würm eljegesedés stadiális és interstadiális fázisaiban egyaránt, és terjedésük a Balkánon nyugati irányba a pleisztocén glaciálisokban intenzív volt (Magyari et al., 2008). Pollen, növényi makrofosszília és faszén vizsgálatok alkalmazásával megállapítottuk, hogy a későglaciális felmelegedés kezdetén, kb. 14700 éve a területet döntően melegkontinentális sztyep vegetáció borította, melyben ugyanakkor kedvező mezo- és mikroklímájú területeken jelentős szerepet töltöttek be a fák. Kimutattuk a keleti osrofa (*Celtis tournefortii*) és görög boróka (*Juniperus excelsa*) jelenlétét a sztyep dominálta környezetben. Mindkét fa és cserjefaj karakterisztikus eleme a mai anatóliai erdős sztyepeknél, a mai dél-balkán flóra keleti elemei közé sorolódnak. Mellettük, a rózsafélék almafélék és mandulafélék alosaládjába (Rosaceae Maloideae és Prunoideae) tarozó famaradványok, valamint éger (*Alnus*) és kőris (*Fraxinus*) famaradványok is előkerültek, melyek lombhullató galériaerdők és orientális elemekben gazdag alacsony fás erdős sztyepekre utaltak az eljegesedés végén a térségben. Az orientális flóraelemek gazdagsága támogatta Turill (1929) hipotézisét, miszerint ezek a fajok DK-Európát Törökország felől a Trák-alföld érintésével érték el a glaciálisok hűvös-száraz időszakában, amikor a mai anatóliai erdős sztyep vegetáció kiterjedése DK-Európában jelentős volt.
2. Nagy időfelbontású pollen, sztóma és növényi makrofosszília vizsgálatokat alkalmazva tanulmányoztuk a vegetáció választ a Déli-Kárpátok Retyezát-hegységében a későglaciális és koraholocén időszak gyors felmelegedési hullámaina. A Brazi- és Gales-tavak (1740 és 1990 m) üledékeit felhasználó vizsgálat (Magyari et al., 2009b, 2012, 2013) bizonyította, hogy a hegység északi oldalán a fahatár már a későglaciális felmelegedés kezdetén (14700 év) elérte az 1750 - 1800 métert; alkotói a vörösfenyő (*Larix decidua*), törpefenyő (*Pinus mugo*) és lucfenyő (*Picea abies*) voltak. Ezeknek a fajoknak a megjelenése ilyen nagy tengerszint feletti magasságokban a

későglaciális felmelegedés legelején, arra utalt, hogy a hegységben glaciális refúgiumaik voltak. A fiatal driász (GS-1: 12800-11700 évek) lehűlés a regionális növénytakaróban sztyeppesedéshez vezetett, azonban a fahatár magassági helyzetében és faji összetételében csak minimális változást tapasztaltunk. A fák és cserjék gyakorisága csökkent 1740 méteren, ugyanakkor a fajgazdagság tovább nőtt a cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) érkezésével. Ezek az adatok támogatják a klímamodellek térségünkre vonatkozó megállapításait, miszerint a fiatal driász lehűlés során a vegetációs periódusban akkumulált hőösszeg csak kis mértékben csökkent. A pollenösszetétel változása ugyanakkor felhívta a figyelmet regionálisan az ariditás fokozódására. A kora holocén felmelegedés során a fahatár 11000 évvel ezelőtt már elérte a 2000 métert (magasabban volt, mint jelenleg). *P. mugo*, *P. cembra* és *P. abies* alkotta. Ebből a nyári középhőmérsékletek gyors emelkedésére következettünk. A jelenlegi bükkös öv felső részében előforduló jegenyefenyő (*Abies alba*) 10600 és 10300 évek közt kimutatható volt 1740 és 2000 méteres magasságban is, ami a faj hőmérsékleti tűrőképességét figyelembe véve a mainál kb. 2,8 °C-al magasabb júliusi középhőmérsékletekre utalt a térségben.

3. Az erdélyi Csomád-hegycsoport Szent-Anna tavának üledékvizsgálata lehetővé tette az utolsó eljegesedés maximális lehűlési időszakának (LGM) növényzeti vizsgálatát (Magyari et al., 2014a). Megállapítottuk, hogy a Keleti Kárpátok közepes tengerszint feletti magasságaiban, valamint a környező síkságokon a boreális erdős sztyep növényzet az eljegesedés maximumán is fennmaradt (fontos fás alkotója *Pinus*, *Betula*, *Salix*, *Populus* és *Picea* fajok voltak). Nagyobb tengerszint feletti magasságokban borókás (*Juniperus* sp.) cserjések jellemezték a tájat. Megállapítottuk továbbá, hogy a térség vegetációja a globális eljegesedés maximumára kismértékű átalakulással reagált csupán. 22900 és 19150 évek közt ez erdőégések gyakorisága növekedett, mely ellentétes a globális trenddel. Az erdőtűz aktivitás növekedése extrém kontinentalitásra, meleg és száraz nyarakra utalt. A térség sajátossága a kontinentális sztyepei vegetáció expanziója az LGM-et követően, ~19150 évtől, majd a boreális tűlevelű erdők expanziója *Pinus* és *Betula* fajokkal 16300 évtől. A növényi makrofossziliák a kráterben (950 m) a fák első megjelenését 15150 évvel ezelőttre tették. *Betula nana*, *Betula pubescens*, majd *Pinus sylvestris* és *Larix decidua* kolonizált a lejtőkön. A pollenszelvényben továbbá az LGM idején folyamatosan detektáltuk a mérsékeltövi lombosfák pollenjeit, amiből ezen taxonok Keleti-Kárpátok és Erdélyi-medencebéli refúgiális populációira következettünk (*Fagus sylvatica*, *Corylus avellana*, *Fraxinus excelsior*).
4. A Kárpáti Régió késő pleniglaciális (LPG: 26500-15000 évek közt) növényzetének pontosabb jellemzést célozta az a tanulmányunk, melyben 3 régióbéli pollenszelvény mintáit többváltozós statisztikai módszerek alkalmazva vetettünk össze az Altáj és Szaján hegységekből származó felszíni pollen mintákkal, hasonlóságok és analógiák után kutatva (Magyari et al., 2014b). Megállapítottuk, hogy az LPG pollen együtteseknek vannak statisztikusan szignifikáns analógiái Dél-Szibériában, de az analóg párok száma alacsony, és az LGM idején a legtöbb esetben a mai nedves füves rétsztyepek és száraz sztyepek vegetációival kaptunk analógiát. Fás vegetáció típusok (kontinentális és szubóceáni hemiboreális erdők, kontinentális tajga) csak néhány esetben adódtak analógnak 16000 és 23000 évek közt, majd 16000 évet követően egyre gyakrabban. Ezek az eredmények arra utaltak, hogy a Kárpáti Régió tájait a késő pleniglaciálisban száraz sztyepek dominálták a többletvíz-mentes élőhelyeken, míg az árterekben és talajvízhatásos élőhelyeken nedves füves rétek és rétsztyepek alakultak ki, és jellemző volt a fűfélék (Poaceae) dominanciája. Fás növényzet, a folyóvölgyekben, ártereken, északi lejtőkön és elszórtan a löszplatókon alakulhatott ki. Domináns taxonjai a *Larix* sp., *Pinus sylvestris*, *Pinus mugo*, *Pinus cembra*, *Picea abies*, *Betula pendula/pubescens*, *B. nana*, *Juniperus*, *Hippophaë rhamnoides*, *Populus*, *Salix* és *Alnus* voltak. A térségi pollendiagramokra továbbá általánosan jellemző a mérsékeltövi lombhullató fák pollenjeinek jelenléte (*Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Fagus* és *Fraxinus excelsior*), amiből ezen taxonok LGM refúgiumaira következettünk.
5. A későglaciális időszakra vonatkozóan kvantitatív klímarekonstrukciókat végeztünk a Dé-

- li-Kárpátok Retyezát-hegységének Brazi-tavi pollenszelvényén, melynek eredményeit összevetettük ugyanazon tavi szelvényen fosszilis árvaszúnyog együttesek alapján végzett rekonstrukciókkal (Tóth et al., 2012; Magyarai et al., 2014c). Megállapítottuk, hogy a legjelentősebb eltérés az árvaszúnyog és pollen alapú júliusi középhőmérséklet rekonstrukció tekintetében a későglaciális felmelegedés mértékében van (Pollen (eurázsiai): 1,5°C; Chiro: 2,8°C), mely kissé magasabb az árvaszúnyogok alapján, ugyanakkor mindkét rekonstrukció a klímamodell (Renssen és Isarin, 2001) által jelzett 4°C alatti hőmérsékletemelkedést jelez a GS-2/GI-1 átmenet idején. A fiatal driász (GS-1) tekintetében az árvaszúnyog és eurázsiai pollen alapú júliusi középhőmérséklet rekonstrukció megerősíti a modellkísérleteket, miszerint Közép-Kelet és Dél-kelet Európában a nyári lehűlés mértéke 2°C alatt volt (Pollen(eurázsiai): 2°C; Chiro: 0-1°C). Ugyanakkor a pollen alapú klímarekonstrukció rávilágít arra, hogy a fiatal driász stadiális kezdetén az éves csapadékmennyiség csökkenésének mértéke ~600-700 mm volt, az aktuális és potenciális evapotranspiráció (E/EP) aránya 30-50%-al csökkent, a leghidegebb hónap középhőmérséklete 15°C-al, míg az 5°C feletti napok hőösszege 500°C-al csökkent. Összességében azt mondhatjuk, hogy az észak-atlanti tengeri szállítószalagban bekövetkező perturbációk esetén a Kárpáti Régió a nyári/júliusi középhőmérsékletek tekintetében gyengén reagál (ez fontos a holocén gyors klímaváltozások esetén is, melyek szintén az észak-atlanti szállítószalagon keresztül fejtették ki a hatásukat Európa éghajlatára). Ugyanakkor a téli hőmérsékletek és csapadékmennyiség erőteljesen csökkentek. Emellett a diatóm alapú pH rekonstrukciók bizonyították a szezonális eltolódását, a téli félév hosszának növekedését a fiatal driászban (Buczko et al., 2012).
6. Térségi összegzést végeztünk a kelet-közép és dél-kelet európai régió eljegesedés maximumát követő növénytakaró változásának áttekintésére (Feurdean et al., 2014). Megállapítottuk, hogy az ürmös és füves sztyep növényzeti formációk aránya északról (20%) dél felé (90%) haladva jelentősen nőtt a térségben 20000 és 14700 évek közt, a 45° É-től délre fekvő területek (Trák-alföld, Rila-hegység) mutatták a legerőteljesebb kontinentalitást, erősen a hozzáférhető nedvesség által limitált növényzeti formációkkal, azaz a térségben ebben a késő pleniglaciális időszakban kimutatható egy É-D irányú sztyep gradiens. Megállapítottuk továbbá, hogy mérsékeltövi lombhullató fák nagyobb populációi a 46-os földrajzi szélességtől délre helyezkedtek el ebben az időszakban.
 7. Holocén vegetációdinamikai vizsgálataink során teszteltük a Nagyalföld holocén erdőborításának változását (Magyarai et al., 2010). Megállapítottuk, hogy a Nagyalföld nagy részét az emberi hatások fokozódásáig (kb. 3000 év) lomblevelű erdős sztyeppek borították. Cáfoltuk azt a nézetet, miszerint a Nagyalföldön a holocén boreális fázisában klimatikus sztyeppek alakultak ki. Ezzel szemben megállapítottuk, hogy a klimatikus sztyep vegetáció kiterjedése 11400-9900 évek közt (~preboreális) volt a legnagyobb, majd ezt követően csökkent.
 8. Pollen, növényi makrofosszília és régészeti ásatásokról előkerült faszén összeteteket összevetve (Magyarai et al., 2010, Moskal-Hoyo, 2013) Polgár-Tiszagyulaháza térségében megállapítottuk, hogy a közép neolitikus időszakban (7250-6950 évek közt), mely jó egyezést mutat a holocén klímoptimum idejével, szubmediterrán tölgyes erdős sztyeppek jellemezték az Észak-alföld lösz és homok teraszait. Ezek szubmediterrán tölgy fajok mellett húsos somot (*Cornus mas*) is tartalmaztak. A térségi vizsgálatok alapján valószínűsíthető, hogy a szubmediterrán tölgyes erdős sztyeppek öve elérte a Nagyalföld északi részét.
 9. A Nagyalföld és az Északi-középhegység radiokarbon kronológiával rendelkező holocén pollenszelvényeit többváltozós statisztikai módszerekkel összevetve megalkottuk a térségi regionális pollenzónák rendszerét, melyet összevetettünk az eddig érvényben lévő, klasszikus holocén erdőtörténeti fázisokkal (fenyő-nyír, mogyoró, tölgy, bükk 1 és bükk 2 fázisok), és javaslatot tettünk annak módosítására az új eredmények tükrében. A vizsgált térségben a holocén erdő szukcessziós változások időpontjai 10100, 8300, 5800 (5200), 4100 (3700) és 3100 évek adódtak.

5. Köszönetnyilvánítás

Rendkívül hálás vagyok Buczkó Krisztinának, akivel az elmúlt több mint 10 évben mindvégig megoszthattam és megbeszélhettem tudományos elképzeléseimet, ötleteimet, és akivel a közös munka mindig stimuláló élmény volt. Külföldi posztdoktori kutató éveimet követően a vele folytatott napi szintű munka olyan erőt adott, melynek eredményeképpen egyik cikket írtuk a másik után, sokszor magunkat (és családjainkat) sem kímélve.

Különös köszönettel tartozom Braun Mihálynak, aki már a debreceni PhD éveim során is segítségemre volt, azt követően pedig meghatározó partnerként vett részt kutatási projektjeinkben. A disszertációban is bemutatott kutatások nem valósulhattak volna meg, ha nem bíztam volna vakon abban, hogy a kitervelt tavi üledék mintavételét rendkívüli szakértelmével és elszántságával biztosan meg tudja valósítani. Köszönettel tartozom neki azért is, mert bevezetett az üledékkémiai kutatások rejtelmébe, a sok-sok egyetemi hallgató bevonásával pedig biztosította gyakorlatilag a vizsgált összes üledékszelvény kémiai, szerves anyag, humifikáció és biogén szilikát tartalom mérését. Több fúró kifejlesztése valósult meg a CARPENVCHANGE és PROLONG projektek embert próbáló mintavételei során.

A disszertációban talán kevésbé szembeötlő, ugyanakkor publikációs tevékenységemben egyértelmű, hogy különösen posztdoktori kutatásaimban a multi-proxi szemlélet megvalósítására törekedtem. Mivel az élőlények és az élőlény alapú ökológiai következtetések érdekelnek leginkább, ezért törekedtem kapcsolat kiépítésére más tudományterületek kutatóival. Így kezdődött közös munkák többek közt Jakab Gusztávval, Tóth Mónikával és Korponai Jánossal. Mindhármuknak köszönettel tartozom a Retyezát-hegység glaciális tavainak vizsgálata során nyújtott érdeklődő együttműködésükért, és bízom benne, hogy ez a gyümölcsöző együttműködés a jövőben is folytatódni fog.

Szerteágazó érdeklődésem másik pillére a stabil izotóp geokémia irányába történő kitekintés volt, melynek motorját a kvantitatív klímarekonstrukciók iránti vágy képezte. Köszönettel tartozom Demény Attilának, Fórizs Istvánnak és Kern Zoltánnak és Thorsten Vennemann-nak, akik segítettek a diatóma vázakon végzett stabil oxigén izotóp arány méréseket és azok interpretációját. A jövőben ezt a kutatási irányvonalat mindenképpen folytatni szeretném, már PhD hallgatók bevonásával.

Különösen hálás vagyok a sorsnak, hogy a retyezáti tavi üledékek mintavételezése során megismerttetett Bálint Miklóssal, aki akkor még doktoranduszként a Kárpátokban élő tegzes fajok filogeográfijával és populáció genetikájával foglalkozott. A sors hozta úgy, hogy angliai posztdoktori kutatásaimat követően paleogenetikával is el „kellott kezdenem” foglalkozni, köszönhetően a Magyar Természettudományi Múzeumban 2005-ben megnyíló molekuláris taxonómiai labornak. Miklós segítsége nélkül ez nem valósulhatott volna meg. Bár csak az első lépéseket tettük meg a növényi fossziliákon alapuló paleogenetika területén, ezzel mégis egy olyan dinamikus fejlődő terület munkájába sikerült bekapcsolódjunk, mely növekvő nemzetközi elismertséget hozott, és amely számos ígéretes kutatási projekttervet szült. Itt tartozom köszönettel Major Ágnesnek, Nédli Juditnak, Tuschek Máriának, Krizsik Virágnak és a DNS labor minden munkatársának a lucfenyő paleogenetikai kutatása terén nyújtott segítségükért.

Paloökológiai kutatásaim egyik fő pillérét a radiokarbon kormeghatározások jelentik. Időskálaink nem lennének precízek a Debreceni ATOMKI Hertelendi Ede Könnyűizotóp Laboratóriumának segítő együttműködése nélkül. Különös hálával tartozom Molnár Mihálynak, aki már doktori kutatásaim során és azt követően is sokat segítette, hogy szelvényeink bőségesen rendelkezzenek kormeghatározásokkal. Köszönöm Hertelendi Edének (†) a kezdeti támogatást, és a laboratórium minden munkatársának a minták előkészítésében nyújtott segítségét.

A disszertációban is szereplő trák-alföldi és magyar nagyalföldi kutatásaimat Angliában a Durhami Egyetemen végeztem John Chapman és Brian Huntely iránymutatása mellett Marie Curie

posztdokorként. Mindkettőjüknek hálás vagyok a segítségért, a lehetőségért, és nem utolsó sorban az inspiráló kutatási környezetért. John-nak vitathatatlan érdeme van a geoarcheológiai szemlélet megismertetésében, míg Brian-tól örökre megtanultam precízen tudományos cikket írni.

Köszönettel tartozom Hably Lillának, aki fiatal OTKA posztdokorként befogadott a Magyar Természettudományi Múzeum Növénytárába, kutatómunkámat mindvégig tanácsaival segítette. Ő ösztönzött a paleogenetikai kutatások elindítására is.

E disszertáció alapját képező eredmények egy jelentős részét az MTA–MTM Paleontológiai Kutatócsoportjának tagjaként értem el. Az itt kapott bizalomért és támogatásért különösen hálás vagyok a kutatócsoport két vezetőjének és szellemi atyjának, Vörös Attilának és Pálffy Józsefnek.

Az elmúlt években több egyetemi hallgató is bekapcsolódott a kvarter paleoökológiai munkacsoportunk munkájába. Nekik köszönöm az elvégzett munkát, mellyel jelentősen hozzájárulnak a futó projektek sikeres végrehajtásához. Köszönet Schnitchen Csabának, Kiripovszky Fruzsínának, Vanek Margitnak, Orbán Ildikónak, Ferenczy Gyöngyvérnek, Pál Ilonának, Vincze Ildikónak, Kövér Csillának és Hubay Katalinnak.

Köszönettel tartozom mentoraimnak, Félegyházi Enikőnek és Sümegi Pálnak, akik Debrecenben elindítottak a negyedidőszaki pollen analitikai kutatások területén.

Munkám során számos eredményes szakmai kapcsolatot alakítottam ki, melyek több esetben ma is napi szintű együttműködést jelentenek. Közülük emelném ki Katherine J. Willist, Keith Bennett-et, Dave Passmoret, Basil Davist, Judy Allent, Angelica Feurdeant, Elena Marinovat, Spassimir Tonkovot, Petr Kunest, Daniel Verest, Walter Finsingert, Norbert Kühlt, Oliver Heirit, Laura Parduccit, Odile Peyront, Andy Lottert, Magdalena Moskal-Hoyot és Irene Pideket.

Az alábbi debreceni, kolozsvári és budapesti diákoknak és kollegáknak tartozom különös köszönettel a terepi munkálatok során nyújtott segítségükért: Kohán Zoltán, Papp István, Papp Judit, Paulicsek Rita, Holló Györgyi, Jakab Zsuzsa, Székely Kinga, Kiss Ernő.

A következő intézmények támogatták a Kárpát-medencében és azon kívül végzett kvarter paleoökológiai kutatásainkat: Magyar Tudományos Akadémia, Magyar Természettudományi Múzeum, Országos Tudományos Kutatási Alap, Magyar Ösztöndíj Bizottság, Oktatási Minisztérium, Eurpean Commission Marie Curie Fellowship & Reintegration Grant.

E munka a Bólyai János Ösztöndíj és a Humboldt Fellowship támogatásával készülhetett el.

Végül hálámat szeretném kifejezni családomnak, különösen édesanyámnak, édesapámnak és férjemnek, akik mindvégig mellettem álltak, és támogattak a kezdetektől. Segítségük nélkül nem érhettem volna el ezeket az eredményeket. Gyermekeimnek, Majának és Csongornak, köszönöm a türelmet, a megértést és a hatalmas szeretetet. Leendő kistestvérüknek pedig köszönöm a nagydoktori eljárás körüli sok izgalom átélését a pocakomban!

6. Irodalomjegyzék

- Adams, R. P. (1999) Systematics of multi-seeded eastern hemisphere *Juniperus* based on leaf essential oils and RAPD DNA fingerprinting. *Biochemical Systematics and Ecology* 27: 709–725.
- Adams, R. P. (2001) Geographic variation in leaf essential oils and RAPDs of *Juniperus polycarpus* K. Koch in central Asia. *Biochemical Systematics and Ecology* 29: 609–619.
- Adams, R. P., Morris, J. A., Pandey, R. N. & Schwarzbach, A. E. (2005) Cryptic speciation between *Juniperus deltoides* and *Juniperus oxycedrus* (Cupressaceae) in the Mediterranean. *Biochemical Systematics and Ecology* 33: 771–787.
- Agakhanyants, O. Ye. (1981) *Aridnye gory SSSR (Arid Mountains of the USSR)*. Moscow, Mysl, 270 p.
- Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhänsli, H., Watts, W. A., Wulf, S. & Zolitschka, B. (1999) Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400: 740–743.
- Allen, J. R. M., Watts, W. A. & Huntley, B. (2000) Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment: the record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International* 73/74: 91–110.
- Ammann, B. (2000) Biotic responses to rapid climatic changes: Introduction to a multidisciplinary study of the Younger Dryas and minor oscillations on an altitudinal transect in the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 191–201.
- Amon, L. & Saarse, L. (2010) Postglacial palaeoenvironmental changes in the area surrounding Lake Udriku in North Estonia. *Geological Quarterly* 54: 85–94.
- Amon, L., Veski, S., Heinsalu, A. & Saarse, L. (2012) Timing of Lateglacial vegetation dynamics and respective palaeoenvironmental conditions in southern Estonia: evidence from the sediment record of Lake Nakri. *Journal of Quaternary Science* 27: 169–180.
- Ampel, L. (2004) *Lacustrine and Terrestrial Response to a Rapid Temperature Rise - a Case Study based on Sediments Record from Northwestern Romania*. Masters thesis in Quaternary Geology. 29 p. Stockholm University, Sweden.
- Anderberg, A. L. (1994) *Atlas of seeds and small fruits of Northwest-European plant species with morphological descriptions. Part 4: Resedaceae–Umbelliferae*. Swedish Museum of Natural History, Risbergs Tryckeri AB, Uddevalla.
- Andrič, M., Massaferro, J., Eicher, U., Ammann, B., Leuenberger, M. C., Martinčič, A., Marinova, E. & Brancelj, A. (2009) A multi-proxy Late-glacial palaeoenvironmental record from Lake Bled, Slovenia. *Hydrobiologia* 631: 121–141.
- Angelova, D., Nenov, T. & Spiridonov, H. (1993) Rechnite terasi na reka Maritsa i kvaternernoto razvitie na Gornotrakiiskata nizina (The river terraces of the Maritza river in the Quaternary: Development of High Thracian lowland; in Bulgarian). *Review of the Bulgarian Geological Society* 54: 41–59.
- Atanassova, J. & Stefanova, I. (2003) Late-glacial vegetational history of Lake Kremensko-5 in the northern Pirin Mountains, southwestern Bulgaria. *Vegetation History and Archaeobotany* 12: 1–6.
- Atanassova, J. (2005) Palaeoecological setting of the western Black Sea area during the last 15 000 years. *Holocene* 15: 576–584.
- Atanassova, J. & Marinova, E. (2005) Contribution to the flora of disappearing wetlands in the Toundzha Hilly Country (SE Bulgaria). *Phytologia Balcanica* 11: 139–144.
- Badertscher, S., Fleitmann, D., Cheng, H., Edwards, R. L., Gokturk, O. M., Zumbuhl, A., Leuenberger, M. & Tuysuz, O. (2011) Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and

- Caspian Seas into the Black Sea. *Nature Geoscience* 4: 236-239.
- Bajzát J. (1999) Sztyepp vagy tundra? *Élet és Tudomány* 26: 808-810.
- Bálint, M., Ujvárosi, L., Theissing, K., Lehrian, S., Mészáros, N. & Pauls, S. (2011) The Carpathians as a major diversity hotspot in Europe. In: Zachos, F. & Habel, J. (eds) *Biodiversity Hotspots*, pp. 189–205, Springer, Heidelberg, Germany.
- Beer, R., Tinner, W., Carraro, G. & Grisa, E. (2007) Pollen representation in surface samples of the Juniperus, Picea and Juglans forest belts of Kyrgyzstan, central Asia. *The Holocene* 17: 599–611.
- Beijerinck, W. (1976) *Zadenatlas der Nederlandse Flora, Ten Behoeve van de Botanie, Palaeontologie, Bodemcultuur en Warenkennis*. Backhuys and Meesters, Amsterdam.
- Bennett, K. D. (1992) PSIMPOLL: a quickBASIC program that generates PostScript page description files of pollen diagrams. *INQUA Commission for the Study of the Holocene: Working Group on Data Handling Methods Newsletter* 8: 11– 12.
- Bennett, K. D. (1996) Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist* 132: 155–170.
- Bennett, K. D. (2005) Psimpoll Manual. <<http://www.kv.geo.uu.se/psimpoll.html>> (accessed 12th February 2008).
- Bennett, K. D. (2007) Psimpoll Manual. <<http://www.chrono.qub.ac.uk/psimpoll/psimpoll-faq.html>> (accessed 12th November 2013).
- Bennett, K. D., Tzedakis, P. C. & Willis, K. J. (1991) Quaternary refugia of north European trees. *Journal of Biogeography* 18: 103–115.
- Bennett, K. D. & Humphry, R. W. (1995) Analysis of late-glacial and Holocene rates of vegetational change at two sites in the British Isles. *Review of Palaeobotany and Palynology* 85: 263-287.
- Bennett, K. D., Willis, K. J. (2002) Pollen. In: Smol, J. P., Birks, H. J. B., Last, W. M. (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*, pp. 5-32. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Berger, A. & Loutre, M-F. (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Science Reviews* 10: 297-317.
- Berggren, G. (1969) *Atlas of seeds and small fruits of Northwest- European plant species with morphological descriptions. Part 2: Cyperaceae*. Swedish Natural Science Research Council, Berlingska Bogtryckeriet, Lund.
- Berggren, G. (1981) *Atlas of seeds and small fruits of Northwest- European plant species with morphological descriptions. Part 3: Salicaceae–Cruciferae*. Swedish Museum of Natural History, Berlings, Arlöv.
- Berglund, B. E. & Ralska-Jasiewiczowa, M. (1986) Pollen analysis and pollen diagrams. In: Berglund, B. E. (ed) *Handbook of palaeoecology and palaeohydrology*, pp. 455-479. John Wiley and Sons, New York, USA.
- Beug, H. J. (2004) *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- Bhagwat, S. A. & Willis, K. J. (2008) Species persistence in northerly glacial refugia of Europe: a matter of chance or biogeographical traits? *Journal of Biogeography* 35: 464-482.
- Birks, H. H. (2001) Plant macrofossils. In: Smol, J. P., Birks, H. J. B., Last, W. M. (eds), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*, pp. 49-74, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Birks, H. J. B. (2007) Estimating the amount of compositional change in late-Quaternary pollen stratigraphical data. *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 197–202.
- Birks H. J. & Birks H. H. (1980) *Quaternary palaeoecology*. University Park Press, Baltimore.
- Birks, H. J. B. & Gordon, A. D. (1985) *Numerical methods in Quaternary pollen analysis*.

- Academic Press, London.
- Birks, H. H. & Birks, H. J. B. (2005): Reconstructing Holocene climates from pollen and plant macrofossils. In: Mackay, A., Battarbee, R. W., Birks, H. J. B. & Oldfield, F. (eds), *Global change in the Holocene*, pp. 342-357, Hodder Arnold, London, UK.
- Birks, H. J. B. & Birks, H. H. (2008) Biological responses to rapid climate change at the Younger Dryas–Holocene transition – succession, diversity, turnover, and rates of change. *The Holocene* 18: 19-30.
- Birks, J. B. & Willis, K. J. (2008) Alpines, trees, and refugia in Europe. *Plant Ecology and Diversity* 1: 147–160.
- Björck, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J. J., Wohlfarth, B. & INTIMATE Members (1998) An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* 13: 283–292.
- Björkman, L., Feurdean, A., Cinthio, K., Wohlfarth, B. & Possnert, G. (2002.) Lateglacial and early Holocene vegetation development in the Gutaiului Mountains, northwestern Romania. *Quaternary Science Reviews* 21: 1039-1059.
- Blaauw, M. & Christén, A. (2013) Bacon manual – v2.2. <http://chrono.qub.ac.uk/blaauw/manualBacon_2.2.pdf> (last accessed on 10 Feb 2014)
- Blockley, S. P. E., Lane, C. S., Hardiman, M., Rasmussen, S. O., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A., Lotter, A. F., Turney, C. S. M. & Ramsey, C. B. (2012) Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. *Quaternary Science Reviews* 36: 2-10.
- Bogdan, O. (Ed.) (2008) *Carpații Meridionali. Clima, hazardele meteo-climatice și impactul lor asupra turismului*, Academia Română, Institutul de Geografie, Edit. Univ. "Lucian Blaga", Sibiu.
- Bohn, U., Gollub, G., Hettwer, C., Neuhäuslová, Z., Raus, T., Schlüter, H. & Weber, H. (2004) *Map of the natural Vegetation of Europe*. Federal Agency for Nature Conservation, Bonn, CDRom.
- Bondev, I. (1991) *Rastitelnostta v Bulgaria* (The vegetation map of Bulgaria with explanatory text; in Bulgarian). St. Kliment Ohridski University Press, Sofia.
- Bordon, A., Peyron, O., Lézine, A. M., Brewer, S. & Fouache, E. (2009) Pollen-inferred late-glacial and Holocene climate in southern Balkans (Lake Maliq). *Quaternary International* 200: 19-30.
- Borhidi, A. (1961) *Klimadiagramme und Klimazonale Karte Ungarns*. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Biologica*, 4: 21-50.
- Borhidi, A. (2007) *Magyarország növénytársulásai*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Borhidi, A. & Sánta, A. (1999) *Vörös Könyv Magyarország Növénytársulásairól I-II* (Red Book of Plant Communities in Hungary I-II). Természetbúvár Alapítvány Kiadó, Budapest.
- Boros Á. (1952) *Pleisztocén mohák Magyarországon* (Pleistocene mosses in Hungary). *Földtani Közlöny* 82: 294-301.
- Borsy, Z. (1969) *A Hortobágy* (The Hortobágy). In: Marosi, S. & Somogyi, S. (eds) *A tiszai Alföld* (The Tisza Lowland), pp. 86-88, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Borsy, Z.-né. & Borsy, Z. (1955) *Pollenanalitikai vizsgálatok a Nyírség északi részében* (Pollena-nalytische Untersuchungen im nördlichen Teil der Nyírség). *Acta Universitatis Debreceniensis* 2: 271-280.
- Borsy, Z., Csongor, É., Sárkány, S. & Szabó, I. (1982) Phases of blown-sand movements in the North-East part of the Great Hungarian Plain. *Acta Geographica Debrecina* 20: 5-33.
- Borsy, Z. & Félegyházi, E. (1983) Evolution of the network of water courses in the north-eastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the Pleistocene to our days. *Quaternary*

- Studies in Poland 4: 115-124.
- Borsy, Z., Csongor, É., Lóki, J. & Szabó, J. (1985) Recent results in the radiocarbon dating of wind-blown sand movements in the Tisza-Bodrog interfluvium. *Acta Geographica Debrecina* 22: 5-16.
- Borsy, Z., Csongor, É. & Félegyházi, E. (1989) A Bodrogház kialakulása és vízhálózatának változásai. *Alföldi Tanulmányok* 13: 65-81.
- Borsy, Z., Félegyházi, E., Hertelendi, E., Lóki, J. & Sümegei, P. (1991) A bócsai fúrás rétegsorának szedimentológiai, pollenanalitikai és malakofaunisztikai vizsgálata (Sedimentological, palynological and malacofaunistic survey on a borehole from Bócsa). *Acta Geographica Debrecina* 28-29: 263-277.
- Bottema, S. (1978) The late glacial in the eastern Mediterranean and the Near East. In: Brice, W. C. (eds) *The vegetation of the Near and Middle East since the last ice age*, pp. 15–28, Academic Press, London, UK.
- Bottema, S. (1979) Pollen investigations in Thessaly (Greece). *Palaeohistoria* 21: 19–40.
- Bozilova, E., Tonkov, S. & Pavlova, D. (1990) Pollen and plant macrofossil analyses of the Lake Suho Ezero in the South Rila mountains. *Ann Unive Sofia Fac Biol* 80: 48-57.
- Bozilova, E., Filipova, M., Filipovich, L. & Tonkov, S. (1996) Bulgaria. In: Berglund, B. E., Birks, H. J. B., Ralska-Jasiewiczowa, M. & Wright, H. E. (eds) *Palaeoecological events during the last 15,000 years: regional syntheses of palaeoecological studies of lakes and mires in Europe*, pp. 701–728. Wiley, Chichester, UK.
- Bozilova, E. D. & Tonkov, S. B. (2000) Pollen from Lake Sedmo Rilsko reveals southeast European postglacial vegetation in the highest mountain area of the Balkans. *New Phytologist* 148: 315–325.
- Bradák, B., Thamó-Bozsó, E., Kovács, J., Márton, E., Csillag, G., Horváth, E. (2010) Characteristics of Pleistocene climate cycles identified in Cérna Valley loess-paleosol section (Vértessás, Hungary). *Quaternary International* 234: 86-97.
- Braun, M., Hubay, K., Magyari, E. K., Veres, D., Papp, I. & Bálint, M. (2013) Using linear discriminant analysis (LDA) of bulk sediment geochemistry data to reconstruct Lateglacial climate change in the South Carpathian Mountains. *Quaternary International* 293: 114–122.
- Brewer, S., Cheddadi, R., de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (2002) The spread of deciduous *Quercus* throughout Europe since the last glacial period. *Forest Ecology and Management* 156: 27–48.
- Broström, A., Sugita, S., Gaillard, M. J. & Pilesjö, P. (2005) Estimating the spatial scale of pollen dispersal in the cultural landscape of southern Sweden. *The Holocene* 15: 252-262.
- Buck, C. E., Christen, J. A. & James, G. N., 1999. BCal: an online Bayesian radiocarbon calibration tool. *Internet Arch.* 7, <<http://intarch.ac.uk/journal/issue7/buck/>>
- Buczkó, K., Magyari, E., Bitusik, P. & Wacnik, A. (2009a) Review of dated Late Quaternary palaeolimnological records in the Carpathian region, East Central Europe. *Hydrobiologia* 631: 3–28.
- Buczkó, K., Magyari, E., Soróczki-Pintér, É., Hudák, K., & Braun, M., (2009b) Diatom-based evidence for abrupt climate changes during the Lateglacial in the South Carpathian Mountains. *Central European Geology* 52: 249-268.
- Buczkó, K., Magyari, E. K., Hübener, T., Braun, M., Bálint, M., Tóth, M. & Lotter, A. F. (2012) Responses of diatoms to the Younger Dryas climatic reversal in a South Carpathian mountain lake (Romania). *Journal of Paleolimnology* 48: 417-431.
- Buczkó, K., Magyari, E. K., Braun, M. & Bálint, M. (2013) Diatom-inferred lateglacial and Holocene climatic variability in the South Carpathian Mountains (Romania). *Quaternary International* 293: 123–135.
- Chapman, J. C., Magyari, E. K. & Gaydarska, B. (2009) Contrasting subsistence strategies in the Early Iron Age? – New results from the Alföld Plain, Hungary, and the Thracian Plain,

- Bulgaria. *Oxford Journal of Archaeology* 28: 155-187.
- Chytrý, M., Danihelka, J., Kubešová, S., Lustyk, P., Ermakov, N., Hájek, M., Hájková, P., Kočí, M., Otýpková, Z., Roleček, J., Řezníčková, M., Šmarda, P., Valachovič, M., Popov, D. & Pišút, I. (2008) Diversity of forest vegetation across a strong gradient of climatic continentality: Western Sayan Mountains, southern Siberia. *Plant Ecology* 196: 61–83.
- Chytrý, M., Ermakov, N., Danihelka, J., Hájek, M., Hájková, P., Horsák, M., Kočí, M., Kubešová, S., Lustyk, P., Otýpková, Z., Pelánková, B., Valachovič, M. & Zelený, D. (2012) High species richness in hemiboreal forests of the northern Russian Altai, southern Siberia. *Journal of Vegetation Science* 23: 605–616.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. & McCabe, A. M. (2009) The Last Glacial Maximum. *Science* 325: 710-714.
- Clark, R. L. (1982) Point count estimation of charcoal in pollen preparations and thin sections in sediments. *Pollen et Spores* 24: 523-535.
- Clayden, S. L., Cwynar, L. C., & MacDonald, G. M., (1996) Stomate and pollen content of lake surface sediments from across the tree line on the Taimyr Peninsula, Siberia. *Canadian Journal of Botany* 74: 1009–1015.
- Connor, S.E., Ross, S. A., Sobotkova, A., Herries, A. I. R., Mooney, S. D., Longford, C. & Iliev, I. (2013) Environmental conditions in the SE Balkans since the Last Glacial Maximum and their influence on the spread of agriculture into Europe. *Quaternary Science Reviews* 68: 200-215.
- Constantin, S., Bojar, A. V., Lauritzen, S-E. & Lundberg, J. (2007) Holocene and Late Pleistocene climate in the sub-Mediterranean continental environment: A speleothem record from Poleva Cave (Southern Carpathians, Romania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243: 322–338.
- Cowling, S. A., Sykes, M. T. (1999) Physiological significance of low atmospheric CO₂ for plant-climate interactions. *Quaternary Research* 52: 237-242.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications* 267: 51-63.
- Cserny, T. & Nagy-Bodor, E. (2000) Limnogeology of Lake Balaton (Hungary). In: Gierlowski-Kordesch, E. H. & Kelts, K. R. (eds) *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology*, pp. 605-618, American Association of Petroleum Geologists, USA.
- Cserny, T., Földvári, M., Ikrényi, K., Nagyné Bodor, E., Hajós, M., Szurominé Korecz, M. & Wojnárovits, L. (1991) A Balaton aljzatába mélyített tó 24. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményei. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1989. évről*, 178-212.
- Csinády, G. (1953) A batorligeti láp története a pollenanalízis tükrében. *Földrajzi Értesítő* 3: 684-694.
- Csinády, G. (1959) A csarodai láposodott folyómeder pollenanalitikai vizsgálata. *Acta Universitatis Debreceniensis* 5: 271-278.
- Csinády, G. (1960) A kokadi láp palynológiai vizsgálata. *Acta Universitatis Debreceniensis* 6: 239-251.
- Csongor, É. & Félegyházi, E. (1987) Paleohydrographic changes in the Bodrog-Tisza interfluvium (NE Hungary) in the past 20,000 years based on palynological studies and ¹⁴C dating. In: Pécsi, M. & Kordos, L. (eds) *Holocene environment in Hungary*, pp. 59-67, Geographical Research Institute of the Hungarian Academy of Science, Budapest, Hungary.
- Csongor, É., Félegyházi, E. & Szabó, I. (1982) A Karcsa-ér medrének vizsgálata pollenanalitikai és radiokarbon módszerekkel. *Acta Geographica Debrecina* 20: 35-50.
- Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N., Clow, G.D., Johnsen, S.J., Hansen, A.W. & Balting, N. (1998) Past temperatures directly from the Greenland ice sheet, *Science* 282: 268-271.

- Damblon, F. & Haesaerts, P. (2002) Anthracology and radiochronology of the Upper Pleistocene in the loessic areas of Eurasia. In: Thiébaud, S. (ed) Charcoal Analysis. Methodological Approaches, Palaeoecological Results and Wood Uses. Proc. 2nd International Meeting of Anthracologists, Paris, September 2000, BAR International Series 1063: 65–71.
- Daniau, A. L., Harrison, S. P. & Bartlein, P. J. (2010) Fire regimes during the last glacial. *Quaternary Science Reviews* 29: 2918–2930.
- Davis, B. A. S., Brewer, S., Stevenson, A. C., Guiot, J. & Data Contributors (2003) The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22: 1701–1716.
- Demény, A., Czuppon, Gy., Siklósy, Z., Leél-Össy, Sz., Lin, K., Shen, C-C. & Gulyás, K. (2013) Mid-Holocene climate conditions and moisture source variations based on stable H, C and O isotope compositions of speleothems in Hungary. *Quaternary International* 293: 150–156.
- Demeter, L. & Hartel, T. (2007) On the absence of the Agile Frog *Rana dalmatina* from the Ciuc basin. *North-Western Journal of Zoology* 3: 9–23.
- Dennell, R. (1978) Early farming in South Bulgaria from the VI to the III millennia B.C. *British Archaeological Reports, International Series (Supplementary) No.45*. Archaeopress, Oxford.
- Diaconu, D. C., Mailat, E. (2010) Complex study of the lacustrine ecosystems of Mohoş swamp. Lakes, reservoirs and ponds. *Romanian Limnogeographical Association* 4: 70–78.
- Digerfeldt, G., Olsson, S., Sandgren, P. (2000) Reconstruction of lake-level changes in lake Xinias, central Greece, during the last 40 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158: 65–82.
- Ellenberg, H. (1988) *Vegetation Ecology of Central Europe*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Emery-Barbier, A. & Thiébaud, S. (2005) Preliminary conclusions on the Late Glacial vegetation in south-west Anatolia (Turkey): the complementary nature of palynological and anthracological approaches. *Journal of Archaeological Science* 32: 1232–1251.
- Ermakov, N., Dring, J. & Rodwell, J. (2000) Classification of continental hemiboreal forests of North Asia. *Braun-Blanquetia* 28: 1–131.
- Eurola, S., Hicks, S. & Kaakinen, E. (1984) Key to Finnish mire types. In: Moore, P.D. (ed) *European Mires*, pp. 11–117, Academic Press, London, UK.
- Făbián, S. Á., Kovács, J., Varga, G., Sipos, G., Horváth, Z., Thamó-Bozsó, E. & Tóth, G. (2013) Distribution of relict permafrost features in the Pannonian Basin, Hungary. *Boreas* 43: 722–733.
- Fairbanks, R. G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342: 637–642.
- Fărcaş, I. & Sorocovschi, V. (1992) The climate of the Retezat Mountains. In: Popovici I. (eds) *The Retezat National Park*, pp. 13–20, Ecological Studies, West Side Computers Brasov, Romania.
- Fărcaş, S., de Beaulieu, J. L., Reille, M., Coldea, G., Diaconeasa, B., Goeury, C., Goslar, T. & Jull, T. (1999) First ¹⁴C dating of Late Glacial and Holocene pollen sequences from the Romanian Carpathians. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Vie* 322: 799–807.
- Fărcaş, S. & Tanţău, I. (2012) Poiana Rusca mountains (Romania). Pesteana peat bog. *Grana* 51: 249–251.
- Fărcaş, S., Tanţău, I., Mîndrescu, M., Hurdu, B. (2013) Holocene vegetation history in the Maramureş Mountains (Northern Romanian Carpathians). *Quaternary International* 293: 92–104.
- Fekete, G. & Zólyomi, B. (1966) Über die Vegetationszonen und planzengeographische Charakteristik des Bakony Gebirges. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 58: 197–205.

- Fekete, G., Molnár, Zs., Magyar, E., Somodi, I. & Varga, Z. (2014) A new framework for understanding Pannonian vegetation patterns: regularities, deviations and uniqueness. *Community Ecology* 15: 12–26.
- Félegyházi, E. (1998) Adalékok a Tisza és a Szamos folyóhálózatának alakulásához a felső-pleniglaciális időszakban (Contribution to the development of the drainage network of the Tisza and the Szamos Rivers in the Upper Pleniglacial Period). *Acta Geographica Debrecina* 34: 203-218.
- Félegyházi, E. (2001) A Berettyó-Kálló vidék, és az érmellék medertípusainak elemzése. Földrajzi Konferencia, Szeged 2001.
- Félegyházi, E. & Tóth, Cs. (2003) Adatok a Hortobágy pleisztocén végi fejlődéstörténetéhez. In: Tóth, A. (ed) *Tisza-völgyi tájváltozások*, pp. 65-74, Alföldkutatásért Alapítvány, Kisújszállás, Hungary.
- Félegyházi, E. & Tóth, Cs. (2004) A Halas-fenék lefűződött medermaradvány üledékanyagának szedimentológiai és palinológiai vizsgálata. *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* 36: 21-30.
- Fér, T., Vašák, P., Vojta, J. & Marhold, K. (2007) Out of the Alps or the Carpathians? Origin of Central European populations of *Rosa pendulina*. *Preslia* 79: 367–376.
- Feurdean, A., (2004) Palaeoenvironment in Romania during last 15,000 years. Ph.D. Thesis, Stockholm Univ. Stockholm, Sweden.
- Feurdean, A. (2005) Holocene forest dynamics in northwestern Romania. *The Holocene* 15: 435–446.
- Feurdean, A., Björkman, L. & Wohlfarth, B. (2001) A paleoecological reconstruction of the Late Glacial and Holocene based on multidisciplinary studies at Steregoiu site (Gutai Mts., NW Romania). *Studia Universitatis Babeş Bolyai - Geologia* XLVI 2: 125-140.
- Feurdean, A. & Bennike, O. (2004) Late Quaternary palaeoecological and palaeoclimatological reconstruction in the Gutaiului Mountains, NW Romania. *Journal of Quaternary Science* 19: 809–827.
- Feurdean, A., Wohlfarth, B., Björkman, L., Tantau, I., Bennike, O., Willis, K. J., Farcas, S. & Robertsson, A. M. (2007) The influence of refugial population on Lateglacial and early Holocene vegetational changes in Romania. *Review of Palaeobotany and Palynology* 145: 305–320.
- Feurdean, A., Klotz, S., Brewer, S., Mosbrugger, V., Tămaş, T. & Wohlfarth, B. (2008a) Lateglacial climate development in NW Romania — Comparative results from three quantitative pollen-based methods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265: 121-133.
- Feurdean, A., Klotz, S., Mosbrugger, V. & Wohlfarth, B. (2008b) Pollen-based quantitative reconstructions of Holocene climate variability in NW Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260: 494-504.
- Feurdean, A., Tanţău, I. & Fărcaş, S. (2011) Holocene variability in the range distribution and abundance of *Pinus*, *Picea abies*, and *Quercus* in Romania; implications for their current status. *Quaternary Science Reviews* 30: 3060-3075.
- Feurdean, A., Tămaş, T., Tanţău, I. & Fărcaş, S. (2012a) Elevational variation in regional vegetation responses to late-glacial climate changes in the Carpathians. *Journal of Biogeography* 39: 258–271.
- Feurdean, A., Spessa, A., Magyar, E. K., Willis, K. J., Veres, D. & Hickler, T. (2012b) Trends in biomass burning in the Carpathian region over the last 15,000 years. *Quaternary Science Reviews* 45: 111-125.
- Feurdean, A., Parr, C. L., Tanţău, I., Fărcaş, S., Marinova, E. & Perşoiu, I. (2013a) Biodiversity variability across elevations in the Carpathians: parallel change with landscape openness and land use. *The Holocene* 23: 869-881.
- Feurdean, A., Bhagwat, S. A., Willis, K. J., Birks, H. J. B., Lischke, H. & Hickler, T. (2013b) Tree

- Migration-Rates: Narrowing the Gap between Inferred Post-Glacial Rates and Projected Rates. *PLoS ONE* 8: e71797.
- Feurdean, A., Persoiu, A., Tanțău, I., Stevens, T., Marković, S., Magyari, E. K., Onac, B. B., Andric, M., Connor, S., Galka, M., Hoek, W. Z., Lamentowicz, M., Sümegi, P., Persoiu, I., Kolaczek, P., Petr Kuneš, P., Marinova, E., Slowinski, M., Michczyńska, D., Stancikaite, M., Svensson, A., Veski, S., Fărcaș, S., Tămaș, T., Zernitskaya, V., Timar, A., Tonkov, S., Tóth, M.; Willis, K. J., Plóciennik, M. & Gaudenyi, T. (2014) Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. 2014. *Quaternary Science Reviews* 106: 206–224.
- Finsinger, W., Fevre, J. & Magyari, E. K. (2014) A guide to screening charcoal peaks in macro-charcoal-area records for fire-episode reconstructions. *The Holocene* 24: 1002-1008.
- Firbas, F. (1949) *Spat- und nacheszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I: Allgemeine Waldgeschichte.* Gustav Fisher, Jena.
- Fitzsimmons, K. E. & Hambach, U. (2014) Loess accumulation during the last glacial maximum: evidence from Urluia, southeastern Romania. *Quaternary International*, DOI:10.1016/j.quaint.2013.08.005
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R. L., Mudelsee, M., Gokturk, O. M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, C. C., Matter, A., Kramers, J. & Tuysuz, O. (2009) Timing and climatic imprint of Greenland interstadials recorded in stalagmites from Northern Turkey. *Geophysical Research Letters* 36: L19707.
- Fletcher, W. J., Sánchez Goñi, M. F., Allen, J. R. M., Cheddadi, R., Coumbourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I. T., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., Müller, U. C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K. H. & Tzedakis, P. C. (2010) Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* 29: 2839-2864.
- Frenzel, B., Pécsi, M. & Velichko, A. A. (1992) *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere.* Geographical Research Institute and Gustav Fischer Verlag. 153 p.
- Fyfe, R. (2007) The importance of local-scale openness within regions dominated by closed woodland. *Journal of Quaternary Science* 22: 571–578.
- Gaidamavičius, A., Stančikaite, M., Kisieliene, D., Mažeika, J. & Gryguc, G. (2011) Post-glacial vegetation and environment of the Labanoras Region, East Lithuania: Implications for regional history *Geological Quarterly* 55: 269-284.
- Galka, M. & Szncl, M. (2013) Late glacial and Early Holocene development of lakes in northeastern Poland in view of plant macrofossil analyses. *Quaternary International* 292: 124-135.
- Gardner, A. R. (1998) Biotic response to early Holocene human activity: results from palaeoenvironmental analyses of sediments from Podpeško Jezero. *Porocilo o raziskovanju paleolita, neolita in eneolita v Sloveniji* 24: 63-77.
- Gardner, A. R. (1999a) The ecology of Neolithic environmental impacts - re-evaluation of existing theory using case studies from Hungary & Slovenia. *Documenta Praehistorica* 26: 163-183.
- Gardner, A. R. (1999b) The impact of Neolithic agriculture on the environments of south-east Europe. Ph.D. Thesis, Cambridge, University of Cambridge. 187 p.
- Gardner, A. R. (2002) Neolithic to Copper Age woodland impacts in northeast Hungary? Evidence from pollen and sediment chemistry records. *The Holocene* 12: 541-553.
- Gehrig, R., 1997. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimageschichte des Val Camonica (Norditalien). *Dissnes. Bot.* 276: 1-152.
- Gerasimenko, N. (2006) Upper Pleistocene loess-palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper Area, Ukraine. *Quaternary International* 149: 55–66.
- Giesecke, T. & Bennett, K. D. (2004) The Holocene spread of *Picea abies* (L.) Karst. in Fennoscandia and adjacent areas. *Journal of Biogeography* 31: 1523-1548.
- Giesecke, T., Davis, B. A. S., Brewer, S., Finsinger, W., Wolters, S., Blaauw, M., Beaulieu, J.-L.,

- Binney, H., Fyfe, R., Gaillard, M.-J., Gil-Romera, G., Knaap, W. O., Kuneš, P., Köhl, N., Leeuwen, J. N., Leydet, M., Lotter, A., Ortu, E., Semmler, M. & Bradshaw, R. W. (2014) Towards mapping the late Quaternary vegetation change of Europe. *Vegetation History and Archaeobotany* 23: 75-86.
- Gobet, E., Tinner, W., Hochuli, P. A., van Leeuwen, J. F. N. & Ammann, B. (2003) Middle to late Holocene vegetation history of the Upper Engadine (Swiss Alps): the role of man and fire. *Vegetation History and Archaeobotany* 12: 143-163.
- Gobet, E., Tinner, W., Bigler, C., Hochuli, P. A. & Ammann, B. (2005) Early-Holocene afforestation processes in the lower subalpine belt of the Central Swiss Alps as inferred from macrofossil and pollen record. *The Holocene* 15: 672-686.
- Göktürk, O. M., Fleitmann, D., Badertscher, S., Cheng, H., Edwards, R. L., Leuenberger, M., Frankhauser, A., Tüysüz, O. & Kramers, J. (2011) Climate on the Southern Black Sea coast during the Holocene: implications from the Sofular Cave record. *Quaternary Science Reviews* 30: 2433-2445.
- Greguss, P. (1936) Az első alföldi paleolit lelet faszénmaradványai. *Dolgozatok a Ferencz József Tudomány Egyetem Archeológiai Intézetéből* 12: 14-25.
- Greguss, P. (1940) A Szeged-Öthalmi mamut- és szénlelet pollenanalitikai vizsgálata. *A Szegedi Városi Múzeum Kiadványai* 2. sorozat. 2: 1-6.
- Grivet, D. & Petit, R. E. J. (2003) Chloroplast DNA phylogeography of the hornbeam in Europe: evidence for a bottleneck at the outset of postglacial colonization. *Conservation Genetics* 4: 47-56.
- Grove, A. T. & Rackham, O. (2001) *The nature of Mediterranean Europe: An ecological history*. Yale University Press, New Haven.
- Guiot, J. (1990) Methodology of paleoclimatic reconstruction from pollen in France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 49-69.
- Gyulai, F. (2010) *Archaeobotany in Hungary. Seed, Fruit, Food and Beverages Remains in the Carpathian Basin: an Archaeobotanical Investigation of Plant Cultivation and Ecology from the Neolithic until the Late Middle Ages*. Budapest: Archaeolingua, 2010. 479 p.
- Haesaerts, P., Borziac, I., Chekha, V. P., Chirica, V., Drozdov, N. I., Koulakovska, L., Orlova, L. A., van der Plicht, J. & Damblon, F. (2010) Charcoal and wood remains for radiocarbon dating Upper Pleistocene loess sequences in Eastern Europe and Central Siberia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291: 106-127.
- Hansen, J. M. (1991) *The palaeoethnobotany of Franchthi Cave*. Indiana University Press, Bloomington.
- Harangi, Sz., Molnár, M., Vinkler, A. P., Kiss, B., Jull, A. J. T. & Leonard, A. E. (2010) Radiocarbon dating of the last volcanic eruptions of Ciomadul volcano, Southeast Carpathians, eastern-central Europe. *Radiocarbon* 52: 1498-1507.
- Harrington, G. J. (1995) *Anthropogenic impact upon the eastern Hungarian landscape*. M.Sc. Thesis, Cambridge, University of Cambridge.
- Harrison, S. P. & Prentice, I. C. (2003) Climate and CO₂ controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeovegetation data, biome modelling and palaeoclimate simulations. *Global Change Biology* 9: 983-1004.
- Havranek, W. H. & Tranquillini, W. (1995) Physiological processes during winter dormancy and their ecological significance. In: Smith, W. K., and Hinckley, T. M. (eds) *Ecophysiology of forest* pp. 95-124, Academic Press, New York, USA.
- Heikkilä, M., Fontana, S. L. & Seppä, H. (2009) Rapid Lateglacial tree population dynamics and ecosystem changes in the eastern Baltic region. *Journal of Quaternary Science* 24: 802-815.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of*

- Paleolimnology 25: 101–110.
- Heiri, O., Lotter, A. F., Hausmann, S. & Kienast, F. (2003) A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene*. 13: 477–484.
- Heiri, O. & Millet, L. (2005) Reconstruction of Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science* 20: 33–44.
- Heiri, O., Filippi, M. L. & Lotter, A. F. (2007) Lateglacial summer temperature in the Trentino area (Northern Italy) as reconstructed by fossil chironomid assemblages in Lago di Lavarone (1100 ma.s.l.). *Studi Trentini di Scienze Naturali. Acta Geologica* 82: 299–308.
- Heiri, O., Brooks, S. J., Renssen, H., Bedford, A., Hazekamp, M., Ilyashuk, B., Jeffers, E. S., Lang, B., Kirilova, E., Kuiper, S., Millet, L., Samartin, S., Toth, M., Verbruggen, F., Watson, J. E., van Asch, N., Lammertsma, E., Amon, L., Birks, H. H., Birks, H. J., Mortensen, M. F., Hoek, W. Z., Magyari, E., Muñoz, Sobrino, C., Seppä, H., Tinner, W., Tonkov, S., Veski, S. & Lotter, A. F. (2014) Validation of climate model-inferred regional temperature change for late-glacial Europe. *Nature Communications* 5: Article number: 4914.
- Heiss, A., Kofler, W. & Oeggl, K. (2005) The Ulten Valley in South Tyrol, Italy: Vegetation and Settlement History of the Area, and Macrofossil Record from the Iron Age Cult Site of St. Walburg. *Palyno-Bulletin of the Institute of Botany, University of Innsbruck* 1-2: 63-73.
- Heuertz, M., Fineschi, S., Anzidei, M., Pastorelli, R., Salvini, D., Paule, L., Frascaria-Lacoste, N., Hardy, O. J., Vekemans, X. & Vendramin, G. G. (2004) Chloroplast DNA variation and post-glacial recolonization of common ash (*Fraxinus excelsior* L.) in Europe. *Molecular Ecology* 13: 3437–3452.
- Hewitt, G. (2000) The genetic legacy of the Quaternary ice ages. *Nature* 405: 907-913.
- Heyman, B. M., Heyman, J., Fickert, T. & Harbor, J. M. (2013) Paleo-climate of the central European uplands during the last glacial maximum based on glacier mass-balance modeling. *Quaternary Research* 79: 49–54.
- Hicks, S. (2001) The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 117: 1-29.
- Hicks, S. (2006) When no pollen does not mean no trees. *Vegetation History and Archaeobotany* 15: 253-261.
- Hillman, G. C., Colledge, S. M. & Harris, D. R. (1989) Plant- food economy during the Epipalaeolithic period at Tell Abu Hureyra, Syria: dietary diversity, seasonality and modes of exploitation. Harris, D. R. & Hillman, G. C. (eds) *Foraging and farming, the evolution of plant exploitation*, pp. 240–268, Unwin Hyman Ltd., London, UK.
- Hollendonner, F. (1926) A magyarországi praeistorikus fák és faszenek mikroszkópos vizsgálata. *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 42: 178-204.
- Hollendonner, F. (1934) A Bükk-hegység fái az ősember idejében. *A Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűlésének Évkönyve* 1933: 224-225.
- Hollendonner, F. (1935) Az Alföld őstörténetkorabeli erdeinek meghatározása anthrakotómiai vizsgálatok alapján. *A Magyar Tudományos Akadémia Mathematikai és Természettudományi Értesítője* 53: 59-69.
- Hollendonner, F. (1938) A fosszilis faszenek vizsgálata. In: Batrucz et al. (eds) *A cserépfalui Musolini barlang (Subalyuk)*. *Geologica Hungarica. Series Palaeontologica* 14: 311-315.
- Holtmeier, F. K. (2009) Mountain Timberlines - Ecology, Patchiness, and Dynamics *Advances in Global Change Research*, Vol. 36, Springer, Berlin-Heidelberg, Germany.
- Horsák, M., Chytrý, M., Pokryszko, B. M., Danihelka, J., Ermakov, N., Hájek, M., Hájková, P., Kintrová, K., Kočí, M., Kubešová, S., Lustyk, P., Otýpková, Z., Pelánková, B. & Valachovič, M. (2010) Habitats of relict terrestrial snails in southern Siberia: lessons for the reconstruction of palaeoenvironments of full-glacial Europe. *Journal of Biogeography* 37: 1450–1462.

- Hortobágyi, T. & Simon, T.(szerk) (1991) Növényföldrajz, társulástan és ökológia, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.
- Horvat, I., Glavač, V. & Ellenberg, H. (1974) Vegetation Südosteuropas. Geobotanica selecta Bd. IV. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Höhn, M., Gugerli, F., Abran, P., Bisztray, Gy, Buonamici, A., Cseke, K., Hufnagel, L., Quintela-Sabarís, 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: 1798-1806.
- Huntley, B. (1988) Glacial and Holocene vegetation history: Europe. In: Huntley, B. & III. Webb, T. (eds) *Vegetation history*, pp. 341-383, Kluwer, Dordrecht, The Netherlands.
- Huntley, B. (1992) Rates of change in the European palynological record of the last 13000 years and their climatic interpretation. *Climate Dynamics* 6: 185-191.
- Huntley, B. (1993) Rapid early-Holocene migration and high abundance of hazel (*Corylus avellana* L.): alternative hypotheses. In: Chambers, F. M. (ed) *Climate change and human impact on the landscape*, pp. 205-215, Chapman & Hall, London, UK.
- Huntley, B. (2012) Reconstructing palaeoclimates from biological proxies: Some often overlooked sources of uncertainty. *Quaternary Science Reviews* 31: 1-16.
- Huntley, B. & Birks, H. J. B. (1983) *An atlas of past and present pollen maps for Europe 0–13000 years ago*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Huntley, B. & Prentice, I.C. (1993) Holocene Vegetation and Climates of Europe. In Wright, H. E., Kutzbach, J. E. & Webb III, T. (eds) *Global Climates Since the last Glacial Maximum*, pp. 136-167, University of Minnesota Press, Minneapolis, USA.
- Huntley, B., Alfano, M. J., Allen, J. R. M., Pollard, D., Tzedakis, P. C., de Beaulieu, J.-L., Grüger, E. & Watts, B. (2003) European vegetation during marine oxygen isotope Stage 3. *Quaternary Research* 59: 195-212.
- Huntley, B., Allen, J. R. M., Collingham, Y. C., Hickler, T., Lister, A. M., Singarayer, J., Stuart, A. J., Sykes, M. T. & Valdes, P. J. (2013) Millennial climatic fluctuations are key to the structure of last glacial ecosystems. *PLoS One* 8: e61963.
- Ilon, G., Juhász, I., Sümegi, P., Jakab, G., Szegvári, G. & Törőcsik T. (2006) Mezőlak-Szélmező tőzegláp geoarcheológiai vizsgálatának eredményei (Results of geoarchaeological investigations of Mezőlak-Szélmező peatbog). *Savaria* 29: 147-215.
- Ilyashuk, B., Gobet, E., Heiri, O., Lotter, A. F., van Leeuwen, J. F. N., van der Knaap, W. O., Ilyashuk, E., Oberli, F. & Ammann, B. (2009) Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja Pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. *Quaternary Science Reviews* 28: 1340–1353.
- Isarin, R. F. B., Renssen, H. & Vandenberghe, J. (1998) The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science* 13: 447–453.
- Iversen, J. (1973) The development of Denmark's Nature since the Last Glacial. *Geological Survey of Denmark V. Series 7-C: 1-126*.
- Jackson, S. T., & Weng, C. (1999) Late Quaternary extinction of a tree species in eastern North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 96: 13847–13852.
- Jacobson, G. L. & Bradshaw, R. H. W. (1981) The Selection of Sites for Palaeovegetational Studies. *Quaternary Research* 16: 80-96.
- Jacobson, G. L. Jr., Webb III, T. & Grimm, E. C. (1987) Patterns and rates of vegetation change during the deglaciation of eastern North America. In Ruddiman, W. F. & Wright, H. E. Jr. (eds) *North America During Deglaciation. The Geology of North America, DNAG v. K3*, pp. 277-288. Geological Society of America, USA.
- Jakab, G., Magyari, E., Rudner, Z. E. & Sümegi, P. (1998) A keleméri Nagy-Mohos tó fosszilis

- mohaflórája. *Kitaibelia* 3: 353-354.
- Jakab, G. & Magyari, E. (1999) Új horizontok a magyar láp kutatásban: szukcessziókutatás paleoökológiai módszerekkel (Progresses in the Hungarian mire succession studies: the use of palaeobryological and palynological techniques in the reconstruction of hydroseres). *Kitaibelia* 5: 17-36.
- Jakab, G., Sümegi, P. & Magyari, E. (2004a) A new paleobotanical method for the description of Late Quaternary organic sediments (Mire-development pathways and palaeoclimatic records from S Hungary). *Acta Geologica Hungarica* 47: 1-37.
- Jakab, G., Sümegi, P. & Magyari, E. K. (2004b) A new quantitative method for the palaeobotanical description of Late Quaternary organic sediments. *Antaeus* 27: 181-211.
- Jakab, G., Sümegi, P. & Szántó, Zs. (2005) Late Glacial and Holocene water level changes in the Szigliget Bay, Lake Balaton based on macrofossil investigations. *Földtani Közlöny* 135: 405-432.
- Jakab, G., Csergő, A. & Ambrus, L. (2007) Adatok a Székelyföld (Románia) flórájának ismeretéhez I (New data to the flora of Szeklerland I. (Romania)). *Flora Pannonica, Journal of Phytogeography & Taxonomy* 5: 135-165.
- Jakab, G. & Sümegi, P. (2011) Negyedidőszaki makrobotanika. *Geoliteria*, Szeged.
- Jakab, G. (ed.) (2012) A Körös-Maros Nemzeti Park növényvilága (The Flora of the Körös-Maros National Park). Szarvas, Körös-Maros Nemzeti Park Igazgatóság.
- Jakab, S., Füleky, G. & Fehér, O. (2005) Soils of Eastern Carpathian mountains. *Carpathi* 13: 7-8. ISSN 1335-9908. *Journal for Nature Conservation. Research, Monitoring & Management*. In *Carpathian Protected Areas*, Bratislava.
- Jakab, S., Fazekas, Cs. & Füleky, Gy. (2011) Andosols of the East Carpathian volcanic range. *Acta Universitatis Sapientiae Agriculture and Environment* 3: 110-121.
- Jalas, J. & Suominen, J. (eds) (1973) *Atlas Florae Europaeae*. 2. Gymnospermae (Pinaceae to Ephedraceae). *Societas Biologica Fennica Vanamo*, Helsinki.
- Jankovská, V. (1984) Late glacial finds of *Pinus cembra* L. in the Lubovnianska kotlina Basin. *Folia Geobot. Phytotax* 19: 323-325.
- Jankovská, V., Chromý, P. & Nižňanská, M. (2002) Šafárka – first palaeobotanical data of the character of Last Glacial vegetation and landscape in the West Carpathians (Slovakia). *Acta Palaeobotanica* 42: 39–50.
- Jankovská, V., & Pokorný, P. (2008) Forest vegetation of the last full-glacial period in the Western Carpathians (Slovakia and Czech Republic). *Preslia* 80: 307-324.
- Járai-Komlódi, M. (1966a) Palinológiai vizsgálatok a Magyar Alföldön a Würm glaciális és a holocén klíma- és vegetációtörténetére vonatkozóan. Kandidátusi értekezés. ELTE, Budapest. 280 p.
- Járai-Komlódi, M. (1966b) Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetációtörténetéhez. I. Botanikai Közlemények 53: 191-201.
- Járai-Komlódi, M. (1966c) Études palynologiques des couches de la dernière époque glaciare (Brörup, Pléniglaciare) de la Grande Plaine Hongroise. *Pollen et Spores* 8: 479-496.
- Járai-Komlódi, M. (1968) The late glacial and holocene flora of the Great Hungarian Plain. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Biologica* 9-10: 199-225.
- Járai-Komlódi, M. (1969) Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetációtörténetéhez. II. Botanikai Közlemények 56: 43-55.
- Járai-Komlódi, M. (1972) A Velencei-tó iszaprétegeinek pollenstatisztikai vizsgálata (Pollenstatistical studies on the Lake Velence in Hungary). *VITUKI Tájékoztató*, Budapest, 64-67.
- Járai-Komlódi, M. (1973) Studies on the vegetational history of *Picea omorika* Panc. in the Great Hungarian Plain. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös No-*

- minatae. *Sectio Biologica* 12: 143-154.
- Járai-Komlódi, M. (1985) Pollenanalitikai vizsgálatok a Kolon-tónál. pp. 152-155. In *Tudományos kutatások a Kiskunsági Nemzeti Parkban (1975-1984)*. 5. OKTH Hungexpo, Budapest.
- Járai-Komlódi, M. (1987) Postglacial climate and vegetation history in Hungary. In Pécsi, M. & Kordos, L. (eds) *Holocene environment in Hungary*, pp. 37-48, Geographical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Hungary.
- Járai-Komlódi, M. (1991a) Magyarország pleisztocénvégi vegetációtörténete az utolsó interglaciális óta. *Őslénytani Viták* 36-37: 201-215.
- Járai-Komlódi, M. (1991b) Late Pleistocene vegetation history in Hungary since the last interglacial. In Pécsi, M. & Schweitzer, F. (eds) *Quaternary environments in Hungary. Studies in Geography in Hungary* 26. pp. 35-46. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- Járai-Komlódi, M. (1995a) Pollenanalitikai vizsgálatok a Tőserdőben (Alpár). In Tóth, K. (ed) *Húszeves a Kiskunsági Nemzeti Park 1975-1995 A tudományos konferencia előadásai és hozzászólásai*. pp. 129-131.
- Járai-Komlódi, M. ed. (1995b) *Pannon Enciklopédia. Magyarország Növényvilága*. Dunakanyar 2000, Budapest.
- Járai-Komlódi, M. (1997) A legutóbbi, azaz a holocén beerdősödés flóratörténetéről. *Botanikai Közlemények* 84: 3-15.
- Járai-Komlódi, M. (2000) A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. *Tilia* 9: 5-57.
- Járai-Komlódi, M. (2003) *Quaternary Vegetation History in Hungary. Theory–Methods–Practice* 59, Geographical Research Institute, Research Centre for Earth Sciences, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- Járai-Komlódi, M. (2006) Vegetáción története az utolsó jégkorszaktól. In: Fekete, G. & Varga, Z. (eds) *Magyarország tájainak növényzete és állatvilága*, pp. 23-26, MTA Társadalomkutató Központ, Budapest.
- Járai-Komlódi, M. & Simon, T. (1971) Palynological studies on swamps of the Zemplén Mountains. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Biologica* 13: 95-113.
- Jones, T. D., Lawson, I. T., Reed, J. M., Wilson, G. P., Leng, M. J., Gierga, M., Bernasconi, S. M. & Tzedakis, P. C. (2013) Diatom-inferred late Pleistocene and Holocene palaeolimnological changes in the Ioannina basin, northwest Greece. *Journal of Paleolimnology* 49: 185-204.
- Jost, A., Lunt, D., Kageyama, M., Abe-Ouchi, A., Peyron, O., Valdes, P. J. & Ramstein, G. (2005) High-resolution simulations of the last glacial maximum climate over Europe: a solution to discrepancies with continental palaeoclimatic reconstructions? *Climate Dynamics* 24: 577-590.
- Juhász, I. (2001) A Szévíz völgye negyedkori növényvilága. In: Szabó, T. & Bártfai, I. (eds) *Környezeti ártalmak és a légzőrendszer, XI.*: pp. 125-136, F&G Press, Zalaegerszeg, Hungary.
- Juhász, I. E. (2002) A Délnyugat Dunántúl negyedkori vegetációtörténetének palinológiai rekonstrukciója. (Reconstitution palynologique de la végétation depuis le Tardiglaciaire dans la région de Zala, sud-ouest de la Hongrie) PhD disszertáció Pécs- Marseille, pp 215.
- Juhász, I. (2005) An overview of the palaeobotanical data from Kelemér-Kis-Mohos-tó. In Gál, E., I. Juhász & P. Sümegei (eds), *Environmental Archaeology in North-Eastern Hungary*, Vol. 19. pp. 39–45 *Varia Archaeologica Hungarica*, Budapest, Hungary.
- Juhász I. (2007) Comparison and correlation of four pollen sequences from the Little Balaton region (Alsópáhok, Fönnyed, Keszthely, Zalavár). In: Zatykó, Cs., Juhász, I., Sümegei, P. (eds) *Environmental Archaeology in Transdanubia* pp. 36-51 *Archaeological Institute of the Hungarian Academy of Sciences*, Budapest, Hungary.
- Juhász, I., Drescher-Schneider, R., Andrieu-Ponel, V. & de Beaulieu, J. L. (2002) Anthropogenic Indicators in a Palynological Records from Pölöske, Zala Region, Western Hungary.-Abh.

- Geol. Bundesanstalt. Band 78, A.Lipert ed., Bonn. p. 29-37.
- Juhász, I., Szegvári, G. (2007) The pollen sequence from Mezőlak. In: Zatykó, Cs., Juhász, I., Sümegei, P. (eds) *Environmental Archaeology in Transdanubia* Archaeological Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest. *Varia Archaeologica Hungarica* 20: 316–325.
- Kageyama, M. A., Lainé, A., Abe-Ouchi, P., Braconnot, E., Cortijo, M., Crucifix, A., de Vernal, J., Guiot, C. D., Hewitt, A., Kitoh, M., Kucera, O., Marti, R., Ohgaito, B., Otto-Bliesner, W. R., Peltier, A., Rosell-Melé, G., Vettoretti, S. L., Weber, Y. Yu & MARGO Project members (2006) Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-based reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 25: 2082-2102.
- Karátson, D., Telbisz, T., Harangi, Sz., Magyarai, E., Dunkl, I., Kiss, B., Jánosi, Cs., Veres, D., Braun, M., Fodor, E., Biró, T., Kósik, Sz., von Eynatten, H. & Lin, D. (2013) Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians. *Journal Of Volcanology and Geothermal Research* 255: 43-56.
- Katz, N. J., Katz, S. V. & Kipiani, M. G. (1965) Atlas and keys of fruits and seeds occurring in the Quaternary deposits of the U.S.S.R. (Partial English translation by J. C. Ritchie). Academy of Sciences of the U.S.S.R., Commission for Investigations of the Quaternary Period, Nauka, Moscow.
- Kintzler, G. (1936) Pollenanalytische Untersuchungen von mooren des westlichen pannonischen Beckens. Beihefte zum Botanischen Zentralblatt.
- Kirilova, M. (1985) *Suvremenni landshafti v raiona na SMEK "Maritsa-Iztok" I problemi na tiahnata rekultivatsia*. Hons. Thesis. Sofia University, Department of Landscape Studies and Preservation of the Environment.
- Korponai, J., Magyarai, E. K., Buczkó, K., Iepure, S., Namiotko, T., Czakó, D., Kövér, Cs. & Braun, M. (2011) Cladocera-response to Late Glacial to Early Holocene climate change in a South Carpathian mountain lake. *Hydrobiologia* 676: 223–235.
- Kotlík, P., Deffontaine, V., Mascheretti, S., Zima, J., Michaux, J. R., Searle, J. B. (2006) A northern glacial refugium for bank voles (*Clethrionomys glareolus*). *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103:14860–14864.
- Kovács, J., Moravcová, M., Újvári, G. & Pintér, A. G. (2012) Reconstructing the paleoenvironment of East Central Europe in the Late Pleistocene using the oxygen and carbon isotopic signal of tooth in large mammal remains. *Quaternary International* 276–277: 145-154.
- Kullman, L. (1998a) Non-analogous tree flora in the Scandes Mountains, Sweden, during the early Holocene – macro- fossil evidence of rapid geographic spread and response to palaeoclimate. *Boreas* 27: 153–161.
- Kullman, L. (1998b) The occurrence of thermophilous trees in the Scandes Mountains during the early Holocene: evidence for a diverse tree flora from macroscopic remains. *Journal of Ecology* 86: 421–428.
- Kullman, L. (1998c) Palaeoecological, biogeographical and palaeoclimatological implications of early Holocene immigration of *Larix sibirica* Ledeb. into the Scandes mountains, Sweden. *Global Ecology and Biogeography Letters* 7: 181–188.
- Kutzbach, J. E., Guetter, P. J., Behling, P. J. & Selin, R. (1993) Simulated climatic changes: results of the COHMAP climate-model experiments. In: Wright Jr, H. E. & Kutzbach, J. E. (eds) *Global climates since the Last Glacial Maximum*, University of Minnesota Press, Minnesota, USA.
- Kuneš, P., Pelánková, B., Chytrý, M., Jankovská, V., Pokorný, P. & Petr, L. (2008) Interpretation of the last-glacial vegetation of eastern-central Europe using modern analogues from southern Siberia. *Journal of Biogeography* 35: 2223–2236.

- Kuneš, P., Abraham, V., Kovářik, O., Kopecký, M. & PALYCZ contributors (2009) Czech Quaternary Palynological Database (PALYCZ): review and basic statistics of the data. *Preslia* 8: 209–238.
- Kühl, N., Gebhardt, C., Litt, T. & Hesse, A. (2002) Probability Density Functions as Botanical-Climatological Transfer Functions for Climate Reconstruction. *Quatern. Research* 58: 381–392.
- Jo, K., Woo, K. S., Yi, S., Yang, D. Y., Lim, H. S., Wang, Y., Cheng, H. & Edwards, R. L. (2014) Mid-latitude interhemispheric hydrologic seesaw over the past 550,000 years. *Nature* 508: 378–382.
- Lang, G. (1994) *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas—Methoden und Ergebnisse*. Fischer, Jena.
- Larocque, I. & Finsinger, W. (2008) Late-glacial chironomid-based temperature reconstruction for Lago Piccolo di Avigliana in the southwestern Alps (Italy). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 257: 207–223.
- Larocque-Tobler, I., Heiri, O. & Wehrli, M. (2010) Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *Journal of Paleolimnology* 43: 649–666.
- Lascoux, M., Palme, A. E., Cheddadi, R. & Latta, R. (2004) Impact of Ice Age on the genetic structure of trees and shrubs. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 359: 197–207.
- Lascu, I. (2003) *Studiul Tardiglaciului de la Sieu-Magherus (jud. Bistrita-Nasaud)* (Bachelor thesis). Babes-Bolyai University, Cluj Napoca.
- Latalowa, M. & van der Knaap, W. (2006). Late Quaternary expansion of Norway spruce *Picea abies* (L.) Karst. in Europe according to pollen data. *Quaternary Science Reviews* 25: 2780–2805.
- Leemans, R. & Cramer, W. (1991) The IIASA database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness of a global terrestrial grid. RR-91-18. Research Report. International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA), Laxenburg, Austria.
- Liepelt, S., Cheddadi, R., Beaulieu, J. L., Fady, B., Gömöry, D., Hussendörfer, E., Konner, M., Litt, T., Longauer, R., Terhürne-Berson, R. & Ziegenhagen, B. (2009) Postglacial range expansion and its genetic imprints in *Abies alba* (Mill.) - a synthesis from palaeobotanic and genetic data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 153: 139–149.
- Liu, X., Colman, S. M., Brown, E. T., Minor, E. C. & Li, H. (2013) Estimation of carbonate, total organic carbon, and biogenic silica content by FTIR and XRF techniques in lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology* 50: 387–398.
- Lóki, J., Sümegi, P., Félegyházi, E. & Hertelendi, E. (1996) A Kolon-tó fenékiszapjába mélyített fúrás rétegsorának szedimentológiai, pollenanalitikai és malakofunisztikai elemzése. *Acta Geographica Debrecina* 33: 93–115.
- Lotter, A. F., Heiri, O., Hofmann, W., van der Knaap, W. O., van Leeuwen, J. F. N., Walker, I. R. & Wick, L. (2006) Holocene timber-line dynamics at Bachalpsee, a lake at 2265m a.s.l. in the northern Swiss Alps. *Vegetation History and Archaeobotany* 15: 295–307.
- Lowe, J. & Walker, M. (2015) *Reconstructing Quaternary Environments*. Third Edition, Routledge.
- MacDonald, G. M. (2001) Conifer stomata. In: Smol, J. P., Birks, H. J. B. & Last, W. M. (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Vol. 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators, pp. 5–32, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Magny, M. (2007) Lake level studies: West-Central-Europe. *Encyclopedia of Quaternary Science* 2: 1389–1399.
- Magri, D., Vendramin, G. G., Comps, B., Dupanloup, I., Geburek, T., Gomory, D., Latalowa, M., Litt, T., Paule, L., Roure, J. M., Tantau, I., van der Knaap, W. O., Petit, R. J. & de Beaulieu, J.

- L. (2006) A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. *New Phytologist* 171: 199–221.
- Magri, D. (2008) Patterns of post-glacial spread and the extent of glacial refugia of European beech (*Fagus sylvatica*). *Journal of Biogeography* 35: 450–463.
- Magyari, E. (2002) Climatic versus human modification of the Late Quaternary vegetation in Eastern Hungary. PhD Thesis. Department of Mineralogy and Geology, University of Debrecen, Hungary.
- Magyari, E., Jakab, G., Rudner, E. & Sümegei, P. (1999) Palynological and plant macrofossil data on Late Pleistocene short-term climatic oscillations in NE-Hungary. *Acta Palaeobotanica*, Supplement 2, 491-502.
- Magyari, E., Jakab, G., Sümegei, P., Rudner, E. & Molnár, M. (2000) Paleoökológiai vizsgálatok a keleméri Mohos-tavakon (Palaeoecological examinations at Kelemér Mohos lakes). In: Szurdoki, E. (ed) *Tőzegmohás élőhelyek Magyarországon: kutatás, kezelés, védelem*, (Peat bog habitats in Hungary: research, conservation, management) CEEWEB Munkacsoport (workshop), Miskolc. pp. 101–131.
- Magyari, E., Sümegei, P., Braun, M., Jakab, G. & Molnár, M. (2001) Retarded wetland succession: anthropogenic and climatic signals in a Holocene peat bog profile from the NE Carpathian Basin. *Journal of Ecology* 89: 1019-1032.
- Magyari, E. K., Buczkó K., Jakab, G., Braun, M., Szántó, Zs., Molnár, M., Pál, Z. & Karátson, D. (2006) Holocene palaeohydrology and environmental history in the South Harghita Mountains, Romania. *Földtani Közlöny* 136: 249-284.
- Magyari, E. K., Chapman, J. C., Gaydarska, B., Marinova, E., Deli, T., Huntley, J. P., Allen, J. R. M. & Huntley, B. (2008a) The 'oriental' component of the Balkan flora: evidence of expansion into south-east Europe via the Thracian Plain during the last glacial stage. *Journal of Biogeography* 35: 865–883.
- Magyari, E. K., Jakab, G. & Sümegei, P. (2008b) Holocene vegetation dynamics in the Bereg Plain, NE Hungary – the Báb-tava pollen and plant macrofossil record. *Acta Geographica Debrecina* 42: 39-56.
- Magyari, E. K., Buczkó, K., Jakab, G., Braun, M., Pál, Z. & Karátson, D. (2009a) Palaeolimnology of the last crater lake in the Eastern Carpathian Mountains - a multiproxy study of Holocene hydrological changes. *Hydrobiologia* 631: 29-63.
- Magyari, E. K., Braun, M., Buczkó, K., Hubay, K. & Bálint, M. (2009b) Radiocarbon chronology and basic characteristics of glacial lake sediments in the Retezat Mts (S Carpathians, Romania): a window to Lateglacial and Holocene climatic and palaeoenvironmental changes. *Central European Geology* 52: 225–248.
- Magyari, E. K., Chapman, J. C., Passmore, D. G., Allen, J. R. M., Huntley, J. P. & Huntley, B. (2010) Holocene persistence of wooded steppe in the Great Hungarian Plain. *Journal of Biogeography* 37: 915–935.
- Magyari, E. K. (2011a) Late quaternary vegetation history in the Hortobágy steppe and Middle Tisza floodplain, NE Hungary. *Studia Botanica Hungarica* 42: 185-203.
- Magyari, E. K., Major, Á., Bálint, M., Nédli, J., Braun, M., Rácz, I., Parducci, L. (2011b) Population dynamics and genetic changes of *Picea abies* in the South Carpathians revealed by pollen and ancient DNA analyses. *BMC Evolutionary Biology* 11: 66.
- Magyari, E. K., Jakab, G., Bálint, M., Kern, Z., Buczkó, K. & Braun M. (2012) Rapid vegetation response to lateglacial and early Holocene climatic fluctuation in the South Carpathian Mountains (Romania). *Quaternary Science Reviews* 35:116–130.
- Magyari, E. K., Demény, A., Buczkó, K., Kern, Z., Vennemann, T., Fórizs, I., Vincze, I., Braun, M., Kovács, J. I., Udvardi, B. & Veres, D. (2013) A 13,600-year diatom oxygen isotope record from the South Carpathians (Romania): reflection of winter conditions and possible links

- with North Atlantic circulation changes. *Quaternary International* 293: 136–149.
- Magyari, E. K., Kuneš, P., Jakab, G., Sümegi, P., Pelánková, B., Schäbitz, F., Braun, M. & Chytrý, M. (2014a) Last glacial maximum vegetation in East Central Europe: are there true analogues in Siberia? *Quaternary Science Reviews* 95: 60–79.
- Magyari, E. K., Veres, D., Wennrich, V., Wagner, B., Braun, M., Karátson, D., Pál, Z., Ferenczy, Gy., St-Onge, G., Rethmayer, J., Francois, J-P. & Schäbitz, F. (2014b) Vegetation and environmental responses to climate forcing during the last glacial maximum and deglaciation in the East Carpathians: attenuated response to maximum cooling and increased biomass burning. *Quaternary Science Reviews* 106: 278-298.
- Major, C., Goldstein, S. L., Ryan, W., Lericolais, G., Piotrowski, A. M. & Hajdas, I. (2006) The coevolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance. *Quaternary Science Reviews* 25: 2031–2047.
- Makhnach, N., Zernitskaya, V. & Kolosov, I. (2009) Stable carbon and oxygen isotopes and spore-pollen spectra in Late Glacial e holocene carbonate sediments from lake Sergeyevskoye, Belarus. *Lithosphere* 1: 103-114 (in Russian).
- Mangerud, J., Anderson, S. T., Berglund, B. E. & Donner, J. J. (1974) Quaternary stratigraphy of Norden: a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3: 109–128.
- Manning, P. G., Murphy, T. P. & Prepas, E. E. (1991) Intensive formation of vivianite in the bottom sediments of mesotrophic narrow lake, Alberta. *Canadian Mineralogist* 29: 77-85.
- Gaillard, M-J & LandCover6k Interim Steering Group members (2015) LandCover6k: Global anthropogenic land-cover change and its role in past climate. *PAGES Magazine* 23/1: 38-39. <[http://www.pages-igbp.org/download/docs/magazine/2015-1/PAGESmagazine_2015\(1\)_38-39_Gaillard.pdf](http://www.pages-igbp.org/download/docs/magazine/2015-1/PAGESmagazine_2015(1)_38-39_Gaillard.pdf)>.
- Marinova, E., Filipovic, D., Obradovic, D. & Alure, E. (2013) Wild plant resources and land use in the Mesolithic and Early Neolithic south east Europe: archaeobotanical evidence from the Danube catchment of Bulgaria and Serbia. *Offa* 69/70: 467-478.
- Markova, A. K., Simakova, A. N. & Puzachenko, A. Y. (2009) Ecosystems of Eastern Europe at the time of maximum cooling of the Valdai glaciation (24–18 kyr BP) inferred from data on plant communities and mammal assemblages. *Quaternary International* 201: 53–59.
- Marković, S. B., Bokhorst, M. P., Vandenberghe, J., McCoy, W. D., Oches, E. A., Hambach, U., Gaudenyi, T., Jovanović, M., Zöller, L., Stevens, T. & Machalet, B. (2008) Late Pleistocene loess palaeosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. *Journal of Quaternary Science* 23: 73-84.
- Marosi, M. & Somogyi, M., (1990) Magyarország Kistájainak Katasztere I. (Cadastre of small regions in Hungary I). MTA Földrajztudományi Kutatóintézete, Budapest. (in Hungarian)
- Marquer, L., Gaillard, M-J., Sugita, S., Trondman, A-K., Mazier, F., Nielsen, A. B., Fyfe, R. M., Odgaard, B. V., Alenius, T., Birks, H. J. B., Bjune, A. E., Christiansen, J., Dodson, J., Edwards, K. J., Giesecke, T., Herzschuh, U., Kangur, M., Lorenz, S., Poska, A., Schult, M. & Seppä, H. (2014) Holocene changes in vegetation composition in northern Europe: why quantitative pollen-based vegetation reconstructions matter. *Quaternary Science Reviews*. 90: 199-216.
- Martinoli, D. (2001) Les macrorestes botaniques de la grotte d'O'ku'zini. O'ku'zini: final Palaeolithic evolution in southwest Anatolia In: Yalcinkaya, I., Otte, M., Kozłowski, J. & Bar-Yosef, O. (eds) pp. 91–94. ERAUL, Liège.
- Matsutani, A. (1987) Plant remains from the 1984 excavations at Douara Cave. Paleolithic site of Douara Cave and paleo- geography of Palmyra basin in Syria. Part IV: 1984 Excavation (ed. by T. Akazawa & Y. Sakaguchi), Chapter 7, Bulletin No. 29. The University Museum, The University of Tokyo, Tokyo, Japan.
- Mátyás, Cs. (2010) Forecasts needed for retreating forests (Opinion) *Nature* 464: 1271.
- Mckenney, D. W., Pedlar, J. H., Lawrence, K., Campbell, K. & Hutchinson, M. F. (2007) Beyond

- Traditional Hardiness Zones: Using Climate Envelopes to Map Plant Range Limits. *BioScience* 57: 929-937.
- Medzihradzsky, Zs. (2001a) The Holocene sequence of the pollen record from Keszthely-/szatŰmajor, Hungary. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 93:5–12.
- Medzihradzsky, Zs. (2001b) The reconstruction of the vegetation in the Kis-Balaton area during Lengyel period. Preliminary report. In: Regenye, J. (ed) *Sites and Stones: Lengyel Culture in Western Hungary and Beyond*. p 143–8. Veszprém: Directorate of the Veszprém County Museums.
- Medzihradzsky, Zs. (1996): Szemelvények az ember környezetátalakító tevékenységének történetéből. – *Lacertina* füzetek 2: 24.
- Medzihradzsky, Zs. (1997): A magyarországi erdők rövid története. (The short history of Hungary's forests). – *Földrajzi Közlemények CXX*. 1996. 2-3: 181–186.
- Medzihradzsky, Zs. (2004): Palynological investigation of a Late Holocene sequence from south-western Hungary. – *Studia Botanica Hungarica* 35: 25–32.
- Medzihradzsky, Zs. (2005) Holocene vegetation history and human activity in the Kis-Balaton area, W. Hungary. – *Studia Botanica Hungarica* 36: 77-100.
- Medzihradzsky, Zs. & Járari-Komlódi, M. (1996) Late Holocene vegetation history and the activity of man in the Tapolca Basin. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 88: 21-29.
- Medzihradzsky, Z. & Bajzáth, J. (1998) The occurrence of arctic-alpine *Betula* species in the Hungarian Pleistocene. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 89: 27–33.
- Miháltzné Faragó, M. (1982) Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin (Palynological examination of bottom samples from Lake Balaton). *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, 439-448.
- Míndrescu, M., Evans, I. S. & Cox, N. J. (2010) Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: Palaeowind directions during glacial periods. *Journal of Quaternary Science* 25: 875–888.
- Mitchell, F. J. G. (2005) How open were European primeval forests? Hypothesis testing using palaeoecological data. *Journal of Ecology* 93: 168–177.
- Molnár, Zs. (1996) Flood plain vegetation at Tiszadob and Kesznyéten (Middle Tisza Valley) II. History and present state of the hardwood floodplain woodlands (*Fraxini-Pannonicae-Ulmetum*). *Botanikai Közlemények* 83: 51-69. (in Hungarian with English summary)
- Monin, E., Indermuhle, A., Dallenbach, A., Fluckiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D. & Barnola, J.-M. (2001) Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* 291: 112-114.
- Moore, P. D., Webb, J. A. & Collinson, M. E. (1992) *Pollen analysis*. Second edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sanchez-Vidal, A. (2011) Millennial-scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, Western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211: 205-219.
- Moskal-del Hoyo, M. (2013). Mid-Holocene forests from Eastern Hungary: new anthracological data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 193: 70–81.
- Müller, U. C., Pross, J. & Bibus, E. (2003) Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Füramoos pollen record. *Quaternary Research* 59: 235-245.
- Müller, U. C., Pross, J., Tzedakis, P. C., Gamble, C., Kotthoff, U., Schmieidl, G., Wulf, S. & Christanis, K. (2011) The role of climate in the spread of modern humans into Europe. *Quaternary Science Reviews* 30: 273-279.
- Náfrádi, K. (2011) Régészeti lelőhelyek szenült faanyagának határozása és értékelése a geoarcha-

- cológiai kutatásokban [Analyses and evaluation of charred wood remains of archaeological sites in geoarchaeological studies]. PhD Dissertation, University of Szeged (in Hungarian)
- Náfrádi, K., Sümegi, P. & Törőcsik, T. (2012) Charcoal and pollen analyses and vegetation reconstruction of the Alpine foreland in West Hungary. *Central European Journal of Geosciences* 4: 592-602.
- Náfrádi, K., Sümegi, P., Jakab, G., Persaits, G. & Törőcsik, T. (2014) Reconstruction of the vegetation and environment during different climatic and sociotechnical conditions of the last 3000 years in Southwestern Hungary. *American Journal of Plant Sciences* 5: 1557-1577.
- Nagyné Bodor, E. (1988) A Balaton pannóniai és holocén képződményeinek palynológiai vizsgálata. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1987. évről*, 568-580. (in Hungarian)
- Nagy-Bodor, E., Járai-Komlódi, M. & Medve, A. (1999) Late Glacial and Post-Glacial pollen records and inferred climatic changes from Lake Balaton and the Great Hungarian Plain. In Hart, M. B. (ed) *Climates: Past and Present*, Special Publications 181. pp. 121-133, Geological Society, London, UK.
- Nagyné Bodor, E. & Sümegi, P. (2001) Antropogén hatások és vegetációfejlődés a tököli morotva tó környezetében (Anthropogenic effects and development of vegetation in the environment of the oxbow lake at Tököl). *Hidrológiai Közöny* 81: 429-430.
- Nagyné Bodor, E. & Szurominé Korecz, (2001) Őslénytani adatok a Velencei-tó múltjáról. Előzetes eredmények (Paleontological data for past tense of Velence lake Preliminary investigation). *Hidrológiai Közöny* 81: 431-433.
- Naum, Tr. & Butnaru, E. (1989), *Munții Căliman*. Monografii Montane, Editura Sport-Turism, 232 p.
- Nedialkov, N. (1985) *Geolozhkiat stroezh na Iztochnomarishkia Basein I svlachishtinia fenomen*. PhD thesis, Bulgarian Academy of Science, Sofia.
- North Greenland Ice Core Project members (2004) High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431: 147-151.
- Novothy, Á., Frechen, M., Horváth, E., Wacha, L. & Rolf, C. (2011) Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Sütto loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International* 234: 75-85.
- Nyárádi, E. I. (1958) *Flora și vegetația Munților Retezat*, Edit. Acad. R.P.R., Bucharest.
- Obidowicz, A. (1996) A Late Glacial–Holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Palaeobotanica* 36: 159–206.
- Obidowicz, A., Madeyska, E. & Turner, C. (2013) Postglacial history of vegetation in the Polish part of the Western Carpathians based on isopollen maps. *W. Szafer Institute of Botany, PAS, Kraków*.
- Ogden, R., Spooner, N., Reid, M. & Head, J. (2001) Sediment dates with implications for the age of the conversion from palaeochannel to modern fluvial activity on the Murray River and tributaries. *Quaternary International* 83: 195-209.
- Oksanen, J., Blanchett, F. G., Kindt, R., Legendre, P., Minchin, P. R., O'Hara, R. B., Simpson, G. L., Sólymos, P., Stevens, M. H. M. & Wagner, H. (2012) *Vegan: community Ecology Package*. R Package 2.0.3 Downloaded from <<http://CRAN.R-project.org/package=vegan> on 9 May 2012>.
- Ortu, E., Brewer, S. & Peyron, O. (2006) Pollen-inferred palaeoclimate reconstructions in mountain areas: problems and perspectives. *Journal of Quaternary Science* 21: 615–627.
- Ott, E., Frehner, M., Frey, H. U. & Lüscher, P. (1997) *Gebirgsnadelwälder, ein praxisorientierter Leitfaden für eine standortgerechte Waldbehandlung*. Paul Haupt. Bern, Switzerland.
- Pál, Z. (2000) A Szent Anna Tó: következtetések a tó mélységét és feltöltődését illetően (Lake Saint Ana: inferences regarding water-depth and lake infillment). *Collegium Geographicum*

1: 65-74.

- Pál, Z. (2001) A Szent Anna Tó batimetriája (Bathymetry of Lake Saint Ana). *Collegicum Geographicum* 2: 73-78.
- Palme, A. E. & Vendramin, G. G. (2002) Chloroplast DNA variation, postglacial recolonization and hybridization in hazel, *Corylus avellana*. *Molecular Ecology* 11: 1769–1780.
- Palmé, A. E., Su, Q., Rautenberg, A., Manni, F. & Lascoux, M. (2003) Postglacial recolonization and cpDNA variation of silver birch, *Betula pendula*. *Molecular Ecology* 12: 201–212.
- Panagiotopoulos, K., Böhm, A., Schäbitz, F. & Wagner, B. (2013) Climate variability since MIS 5 in SW Balkans inferred from multiproxy analysis of Lake Prespa sediments. *Climate of the Past Discussions* <www.clim-past-discuss.net/9/1321/2013/cpd-9-1321-2013.html>
- Pandi, G. (2008) Morphometry of Lake Sfanta Ana, Romania (Lake Saint Ann). *Lakes, reservoirs and ponds 1-2*: 72-79. Romanian Limnogeographical Association.
- Parnell, A. C., Haslett, J., Allen, J. R. M., Buck, C. E. & Huntley, B. (2008) A flexible approach to assessing synchronicity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history. *Quaternary Science Reviews* 27: 1872-1885.
- Pazonyi, P. (2004) Mammalian ecosystem dynamics in the Carpathian Basin during the last 27,000 years. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 212: 295-314.
- Pazonyi, P. (2011) Palaeoecology of Late Pliocene and Quaternary mammalian communities in the Carpathian Basin. *Acta Zoologica Cracoviensia Series A Vertebrata* 54: 1-32.
- Pelánková, B., Kunes, P., Chytrý, M., Jankovska, V., Ermakov, N. & Svobodova-Svitavska, H. (2008) The relationships of modern pollen spectra to vegetation and climate along a steppe-forest-tundra transition in southern Siberia, explored by decision trees. *The Holocene* 18: 1259 - 1271.
- Pelánková, B. & Chytrý, M. (2009) Surface pollen-vegetation relationships in the forest-steppe, taiga and tundra landscapes of the Russian Altai Mountains. *Review of Palaeobotany and Palynology* 157: 253–265.
- Petit, R. J., Brewer, S., Bordács, S., Burg, K., Cheddadi, R., Coart, E., Cottrell, J., Csaikl, U. M., van Dam, B. C., Deans, J. D., Espinel, S., Fineschi, S., Finkeldey, R., Glaz, I., Goicoechea, P. G., Jensen, J. S., König, A. O., Lowe, A. J., Madsen, S. F., Mátyás, G., Munro, R. C., Popescu, F., Slade, D., Tabbener, H., de Vries, S. M. G., Ziegenhagen, B., de Beaulieu, J.-L. & Kremer, A. (2002) Identification of refugia and postglacial colonization routes of European white oaks based on chloroplast DNA and fossil pollen evidence. *Forest Ecology and Management* 156: 49–74.
- Petit, R. J., Aguinagalde, I., de Beaulieu, J.-L., Bittkau, C., Brewer, S., Cheddadi, R., Ennos, R., Fineschi, S., Grivet, D., Lascoux, M., Mohanty, A., Muller-Starck, G., Demesure- Musch, B., Palme, A., Martin, J. P., Rendell, S. & Vendramin, G. G. (2003) Glacial refugia: hotspots but not melting pots of genetic diversity. *Science* 300: 1563–1565.
- Peyron O., Guiot J., Cheddadi R., Tarasov P., Reille M., Beaulieu J. L., Bottema S. & Andrieu, V. (1998) Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 yr B.P. from Pollen Data. *Quaternary Research* 49: 183-196.
- Peyron, O., Bégeot, C., Brewer, S., Heiri, O., Magny, M., Millet, L., Ruffaldi, P., Van Campo, E. & Yu, G. (2005) Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research* 64:197–211.
- Peyron, O., Goring, S., Dormoy, I., Kotthoff, U., Pross, J., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vannièrè, B. & Magny, M. (2011) Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accessa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene* 21: 131-146.
- Pirzamanbein, B., Lindström, J., Poska, A., Sugita, S., Trondman, A.-K., Fyfe, R., Mazier, F., Nielsen, A. B., Kaplan, J. O., Bjune, A. E., Birks, H. J. B., Giesecke, T., Kangur, M., Latalowa,

- M., Marquer, L., Smith, B. & Gaillard, M.-J. (2014) Creating spatially continuous maps of past land cover from point estimates: A new statistical approach applied to pollen data. *Ecological Complexity* 20: 127-141.
- Pokorný, P. (2002) A high-resolution record of Late-Glacial and Early-Holocene climatic and environmental change in the Czech Republic. *Quaternary International* 91: 101-122.
- Pokorný, P., Sída, P., Chvojka, O., Zackova, P., Kunes, P., Svetlík, I. & Veselý, J. (2010) Palaeoenvironmental research of the Schwarzenberg Lake, southern Bohemia, and exploratory excavations of this key Mesolithic archaeological area. *Pamatky Archeologicke* 101: 5-38.
- Polunin, O. (1980) *Flowers of Greece and the Balkans*. Oxford University Press, Oxford.
- Ponel, P., Andrieu-Ponel, V., Parchoux, F., Juhasz, I. & Beaulieu, J. L. (2001) Late-glacial and Holocene high-altitude environmental changes in Vallée des Merveilles (Alpes–Maritimes, France): insect evidence. *Journal of Quaternary Science* 16: 795-812.
- Pop, G. (1988) *Introducere în meteorologie și climatologie*. Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- Popa, M., Radulian, M., Szakács, A., Seghedi, I. & Zaharia, B. (2011) New seismic and tomography data in the Southern part of the Harghita Mountains (Romania, Southeastern Carpathians): connection with recent volcanic activity. *Pure and Applied Geophysics*. <<http://dx.doi.org/10.1007/s00024-011-0428-6>> (published online).
- Poska, A. & Pidek, I. A. (2010) Pollen dispersal and deposition characteristics of *Abies alba*, *Fagus sylvatica* and *Pinus sylvestris*, Roztocze region (SE Poland). *Vegetation History and Archaeobotany* 19: 91-101
- Prentice, I. C. (1985) Pollen Representation, Source Area, and Basin Size: Toward a Unified Theory of pollen Analysis. *Quaternary Research* 23: 76-86.
- Prentice, I. C., Cramer, W., Harrison, S. P., Leemans, R., Monserud, R. A. & Solomon, A. M. (1992) A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography* 19: 117-134.
- Prentice, I. C., Guiot, J., Huntley, B., Jolly, D. & Cheddadi, R. (1996) Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics* 12: 185-194.
- Provan, J. & Bennett, K. D. (2008) Phylogeographic insights into cryptic refugia. *Trends in Ecology and Evolution* 23: 564–571.
- R Core Team (2012) *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <<http://www.R-project.org/>>
- Raczky, P., Meir-Ardent, W., Anders, A., Hajdú, Zs., Nagy, E., Kurucz, K., Domboróczki, L., Sebők, K., Sümegi, P., Magyar, E., Szántó, Zs., Gulyás, S., Dobó, K., Bácskay, E., T. Bíró, K. & Schwartz, C. (2002) Polgár-Csőszhalom (1989-2000): Summary of the Hungarian-German Excavations on a Neolithic Settlement in Eastern Hungary. In: Korfmann, M. (ed) *Mauer Schau Band 2.*, pp. 833-860. Verlag Bernhard Albert Greiner, Remshalden-Grunbach, Germany.
- Raczky, P., Domboróczki, L. & Hajdú, Z. (2007) The site of Polgár-Csőszhalom and its cultural and chronological connections with the Lengyel culture. In: Kozłowski, J. K. & Raczky, P. (eds) *The Lengyel, Polgár and related cultures in the Middle/Late Neolithic in Central Europe* pp. 49–70, Kraków, Poland.
- Raczky, P. & Anders, A. (2011) Neolithic enclosures in Eastern Hungary and their survival into the Copper Age. In: Bertemes, F., Biehl, P. F. & Meller, H. (eds) *Neolithische Kreisgrabenanlagen in Europa / Neolithic Circular Enclosures in Europe*. Tagungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle Band 6, Halle 2011, pp. 315–353, Halle, Germany.
- Ramstein, G., Kageyama, M., Guiot, J., Wu, H., Hély, C., Krinner, G. & Brewer, S. (2007) How

- cold was Europe at the Last Glacial Maximum? A synthesis of the progress achieved since the first PMIP model-data comparison. *Climate of the Past* 3: 331–339.
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E. & Ruth, U. (2006) A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111: D6.
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P. E., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvi-
janovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fischer, H., Gkins, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z.,
Lowe, I. J., Pedro, J., Topp, T., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., Vallelonga,
P., Vinther, B. M., Walker, M. J. C., Wheatley, J. J. & Winstrup, M. (2014) A stratigraphic
framework for robust naming and correlation of abrupt climatic changes during the last gla-
cial period based on three synchronized Greenland ice core records. *Quaternary Science
Reviews* 106: 14-28.
- Reille, M. (1992) Pollen et spore D'Europe et D'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique
Historique et Palynologie Marseille, France.
- Reille, M. (1995) Pollen et spore D'Europe et D'Afrique du Nord. Supplement 1. Laboratoire de
Botanique Historique et Palynologie Marseille, France.
- Reille, M. (1998) Pollen et spore D'Europe et D'Afrique du Nord. Supplement 2. Laboratoire de
Botanique Historique et Palynologie Marseille, France.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.
M., Guilderson, T. P., Haffidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L.,
Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer,
R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., & van der
Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years
cal yr BP. *Radiocarbon* 55: 1869-1887.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P.
G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G.,
Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G.,
Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo,
S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. & Weyhenmeyer, C. E. (2004) IntCal04 terrestrial radiocar-
bon age calibration, 0–26 cal Kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1029-1058.
- Renssen, H. & Isarin, R. F. B. (2001) The two major warming phases of the last deglaciation at ~
14.7 and ~ 11.5 ka cal. BP in Europe: climate reconstruction and AGCM experiments. *Global
and Planetary Change* 30: 117-153.
- Renssen, H. & Osborn, T. J. (2003) Investigating Holocene climate variability: data-model com-
parisons. *PAGES Newsletter* 11: 32-33.
- Rethemeyer, J., Fülöp, R. H., Höfle, S., Wacker, L., Heinze, S., Hajdas, I., Patt, U., König, S.,
Stapper, B., Dewald, A. (2013) Status report on sample preparation facilities for 14C analysis
at the new CologneAMS center. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Sec-
tion B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 294: 168-172.
- Reuther, A. U., Urdea, P., Geiger, C., Ivy-Ochs, S., Niller, H. P., Kubik, P. W. & Heine, K. (2007)
Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Car-
pathians constrained by 10Be exposure ages and pedological investigations. *Quaternary In-
ternational* 164: 151-169.
- Ribera, I. & Blasco-Zumeta, J. (1998) Biogeographical links between steppe insects in the Mo-
negros region (Aragon, NE Spain), the eastern Mediterranean, and central Asia. *Journal of
Biogeography* 25: 969–986.
- Ronikier, M., Cieślak, E. & Korbecka, G. (2008a) High genetic differentiation in the alpine plant

- Campanula alpina* Jacq. (Campanulaceae): Evidence for glacial survival in several Carpathian regions and long-term isolation between the Carpathians and the Alps. *Molecular Ecology* 17: 1763–1775.
- Ronikier, M., Costa, A., Fuertes Aguilar, J., Nieto Feliner, G., Küpfer, P. & Mirek, Z. (2008b) Phylogeography of *Pulsatilla vernalis* (L.) Mill. (Ranunculaceae): Chloroplast DNA reveals two evolutionary lineages across central Europe and Scandinavia. *Journal of Biogeography* 35: 1650–1664.
- Ronikier, M. (2011) Biogeography of high-mountain plants in the Carpathians: An emerging phylogeographical perspective. *Taxon* 60: 373–389.
- Rostek, F. & Bard, E. (2013) Hydrological changes in eastern Europe during the last 40,000 years inferred from biomarkers in Black Sea sediments. *Quaternary Research* 80: 502–509.
- Rudner, Z. E. & Sümegei, P. (2001) Recurring taiga forest-steppe habitats in the Carpathian Basin in the Upper Weichselian. *Quaternary International* 76/77: 177–189.
- Salonen, J. S., Luoto, M., Alenius, T., Heikkilä, M. P., Seppä, H., Telford, R. J. & Birks, H. J. B. (2014) Reconstructing palaeoclimatic variables from fossil pollen using boosted regression trees: comparison and synthesis with other quantitative reconstruction methods. *Quaternary Science Reviews* 88: 69–81.
- Sárkány, S. (1938) A Szeleta-barlang faszénmaradványai. *Botanikai Közlemények*, 35, 221–230.
- Schermann, S. (1967) *Magismeret I-II* (Seed identification, Volume I–II; in Hungarian). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Schmitt, T. (2007) Molecular Biogeography of Europe: Pleistocene cycles and Postglacial trends. *Frontiers in Zoology* 4: 11.
- Schmitt, T. (2009) Biogeographical and evolutionary importance of the European high mountain systems. *Frontiers in Zoology* 6: 9.
- Schmitt, T. & Haubrich, K. (2008) The genetic structure of the mountain forest butterfly *Erebia euryale* unravels the late Pleistocene and Postglacial history of the mountain coniferous forest biome in Europe. *Molecular Ecology* 17: 2194–2207.
- Schmitt, T. & Varga, Z. (2012) Extra-Mediterranean refugia: The rule and not the exception? *Frontiers in Zoology* 9: 22.
- Schnitchen, Cs., Magyari, E., Tóthmérész, B., Grigorszky, I. & Braun, M. (2003) Micropaleontological observations on a Sphagnum bog in East Carpathian region – testate amoebae (Rhizopoda: Testacea) and their potential use for reconstruction of micro- and macroclimatic changes. *Hydrobiologia* 506–509: 45–49.
- Schoch, W., Pawlik, B. & Schweingruber, F. H. (1988) *Botanische makroreste: Ein atlas zur bestimmung häufig gefundener und ökologisch wichtiger pflanzensamen*. Paul Haupt, Bern.
- Schweingruber, F. H. (1989) *Tree rings – basics and applications of dendrochronology*. Kluwer Academic, Berlin.
- Seppä, H. (2007) Principles of Pollen Analysis. In: Elias, S. (ed) *Encyclopedia of Quaternary Science*, Vol. 3, pp. 2487–2497, Elsevier Academic, Amsterdam, The Netherlands.
- Seppä, H. & Bennett, K. D. (2003) Quaternary pollen analysis: recent progress in palaeoecology and palaeoclimatology. *Progress in Physical Geography* 27: 580–611.
- Seppä, H. & Hicks, S. (2006) Integration of modern and past pollen accumulation rate (PAR) records across the arctic tree-line: a method for more precise vegetation reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 25, 1501–1516.
- Seppä, H., Alenius, T., Muukkonen, P., Giesecke, T., Miller, P. A. & Ojala, A. E. K. (2009) Pollen accumulation rates as a basis for quantitative tree biomass reconstructions. *Holocene* 19: 209–220.
- Severinghaus, J. P. (2009) Southern see-saw seen. *Nature* 457: 1093–1094.
- Shakun, J. D. & Carlson, A. E. (2010) A Global Perspective On Last Glacial Maximum to Holo-

- cene Climate Change. *Quaternary Science Reviews* 29: 1801-1816.
- Shumilovskikh, L., Tarasov, P., Arz, H. W., Fleitmann, D., Marret, F., Nowaczyk, N., Plessen, B., Schlütz, F. & Behling, H. (2012) Vegetation and environmental dynamics in the southern Black Sea region since 18 kyr BP derived from the marine core 22-GC3. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 337-338: 177-193.
- Siegl-Farkas Á. & Cserny T. (1997) Paleoecological reconstruction in a nature conservation area. Case study: the Tihany lakes. In Tóth, E. & Horváth, R. (eds) *Proceedings of Symposium Research, Conservation, Management, Agttelek-Jósvafő* pp. 111-116.
- Simpson, G. (2007) Analogue methods in palaeoecology: using the analogue package. *Journal of Statistical Software* 22: 1–29.
- Simpson, G. L. (2012) Analogue methods in palaeolimnology. In: Birks, H. J. B, Lotter, A. F., Juggins S. & Smol, J. P. (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 5: Data Handling and Numerical Techniques*, pp. 495-522, Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Soepboer, W., Sugita, S., Lotter, A. F., van Leeuwen J. F. N. & van der Knaap, W. O. (2007) Pollen productivity estimates for quantitative reconstruction of vegetation cover on the Swiss Plateau. *The Holocene* 17: 65-77.
- Soulet, G., Ménot, G., Bayon, G., Rostek, F., Ponzevera, E., Toucanne, S., Lericolais, G. & Bard, E. (2013) Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice Sheet. *Proceedings of the National Academy of Science* 110: 6682–6687.
- Środoń, A. (1968) On the vegetation of the Paudorf Interstadial in the Western Carpathians. *Acta Palaeobotanica* 9: 3-27.
- Środoń, A. (1987) Periglacial flora of the Vistulian age from Sowliny near Limanowa (Western Carpathians). *Acta Palaeobotanica* 27: 53–70.
- Stancikaite, M., Sinkunas, P., Seiriene, V. & Kisieliene, D. (2008) Patterns and chronology of the Lateglacial environmental development at Pamerkiai and Kasuciai, Lithuania. *Quaternary Science Reviews* 27: 127-147.
- Strandberg, G., Brandefelt, J., Kjellström, E. & Smith, B. (2011) High-resolution regional simulation of last glacial maximum climate in Europe. *Tellus A* 63: 107-125.
- Strandberg, G., Kjellström, E., Poska, A., Wagner, S., Gaillard, M.-J., Trondman, A.-K., Mauri, A., Davis, B. A. S., Kaplan, J. O., Birks, H. J. B., Bjune, A. E., Fyfe, R., Giesecke, T., Kalnina, L., Kangur, M., van der Knaap, W. O., Kokfelt, U., Kuneš, P., Latalowa, M., Marquer, L., Mazier, F., Nielsen, A. B., Smith, B., Seppä, H. & Sugita, S. (2014) Regional climate model simulations for Europe at 6 and 0.2 k BP: sensitivity to changes in anthropogenic deforestation. *Climate of the Past* 10: 661-680.
- Stefanova, I. & Ammann, B. (2003) Lateglacial and Holocene vegetation belts in the Pirin Mountains (southwestern Bulgaria). *Holocene*, 13: 97–107.
- Stefanova, I., Atanassova, J., Delcheva, M. & Wright, H. E. (2006) Chronological framework for the Lateglacial pollen and macrofossil sequence in the Pirin Mountains, Bulgaria: Lake Besbog and Lake Kremensko-5. *Holocene* 16: 877-892.
- Stevens, T., Marković, S. B., Zech, M., Hambach, U. & Sümegi, P. (2011) Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 30: 662-681.
- Stewart, J. R. & Lister, A. M. (2001) Cryptic northern refugia and the origins of modern biota. *Trends in Ecology and Evolution* 16: 608-613.
- Stieber, J. (1967) A magyarországi felsőpleisztocén vegetációtörténete anthrakotómiai eredmények (1957-ig) tükrében. *Földtani Közlöny* 97: 305-317.
- Stockmarr, J. (1971) Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13: 614–621.

- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. & Spurk, M. (1998) INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40: 1041–1083.
- Sugita, S. (1994) Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology* 82: 881-897.
- Sugita, S. (2007a) Theory of quantitative reconstruction of vegetation I. Pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *The Holocene* 17: 229 - 241.
- Sugita, S. (2007b) Theory of quantitative reconstruction of vegetation II: all you need is LOVE. *The Holocene* 17: 243–257.
- Sümegei, P. (1999) Reconstruction of flora, soil and landscape evolution, and human impact on the Bereg Plain from late-glacial up to the present, based on palaeoecological analysis. In: Hamar, J. & Sárkány-Kiss, A. (eds) *The Upper Tisa Valley* pp. 171-203, Tiscia Monograph Series, Szeged, Hungary.
- Sümegei, P. (2005) Loess and Upper Paleolithic environment in Hungary. Aurea Kiadó, Nagykovácsi.
- Sümegei, P., Magyarai, E., Dániel, P., Hertelendi, E. & Rudner, E. (1999) A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója (A reconstruction of the Quaternary geohistory of Fehér lake at Kardoskút). *Földtani Közlemény* 129: 479-519.
- Sümegei, P. & Krolopp, E. (2002) Quaternary malacological analyses for modeling of the Upper Weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin. *Quaternary International* 91: 53-63.
- Sümegei, P., Bodor, E. & Törőcsik, T. (2005a) The origins of alkalisation in the Hortobágy region in the light of the palaeoenvironmental studies at Zám-Halásfenék. *Environmental Archaeology in North-Eastern Hungary*. In: Gál, E., Juhász, I. & Sümegei, P. (ed) *Varia Archaeologica Hungarica XIX.*, pp. 115-126, Archaeological Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Hungary.
- Sümegei, P., Csökmei, B. & Persaits, G. (2005b) The evolution of Polgár Island, a loess-covered lag surface and its influences on the subsistence of settling human cultural groups. In: Hum, L., Gulyás, S. & Sümegei, P. (eds) *Environmental historical studies from the Late Tertiary and Quaternary of Hungary*, pp. 141-164, Department of Geology and Paleontology, University of Szeged, Szeged, Hungary.
- Sümegei, P., Gulyás, S., Persaits, G. & Szelepcsényi, Z. (2012a) Long environment change in the forest steppe habitat of the Great Hungarian Plain based on paleoecological data. In: Rakonczai, J. & Ladányi, Zs. (eds) *Review of climate change research program at the University of Szeged (2010-2012)*, pp. 7–24, Institute of Geography and Geology, University of Szeged, Szeged, Hungary.
- Sümegei, P., Persaits, G. & Gulyás, S. (2012b) Woodland-grassland ecotonal shifts in environmental mosaics: lessons learnt from the environmental history of the Carpathian Basin (Central Europe) during the Holocene and the last ice age based on investigation of paleobotanical and mollusk remains. In: Myster, R. W. (ed) *Ecotones between forest and grassland*, pp. 13-37, Springer-Verlag, New York, USA.
- Sümegei, P., Molnár, S., Herbich, K., Imre, M., Szegvári, G., Gulyás, S. & Timár, G. (2013a) Late Neolithic Man And Environment In The Carpathian Basin: A Preliminary Geoarchaeological Report From Csőszhalom at Polgár. In: Baldia, M. O., Perttula, P. K. & Frink, D. S. (eds) *Comparative Archaeology and Paleoclimatology: Socio-cultural responses to a changing world*, pp. 139-145, Oxford: ARCHAEOPRESS, 2013. (British Archaeological Reports; 2456.)
- Sümegei, P., Magyarai, E., Dániel, P., Molnár, M. & Törőcsik, T. (2013b) Responses of terrestrial ecosystems to Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich-events: a 28,000-year record of environmental changes from SE Hungary. *Quaternary International* 293: 34–50.

- Svenning, J.-C., Normand, S. & Kageyama, M. (2008) Glacial refugia of temperate trees in Europe: insights from species distribution modelling. *Journal of Ecology* 96: 1117–1127.
- Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Vinther & B. M. (2008) A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past* 4: 47-57.
- Sweeney, C. A. (2003) A key for the identification of stomata of the native conifers of Scandinavia, *Review of Palaeobotany and Palynology* 128: 281-290.
- Sykes, M. T., Prentice, I. C. & Cramer, W. (1996) A bioclimatic model for the potential distribution of northern European tree species under present and future climates. *Journal of Biogeography* 23: 203-233.
- Szabó, J. & Félégyházi, E. (1997) Problems of landslide chronology in the Mátra Mountains in Hungary. *Eiszeitalter und Gegenwart* 47: 120-128.
- Szakács, A., Seghedi, I. & Pécskay, Z. (2002) The most recent volcanism in the Carpathian–Pannonian region. Is there Any Volcanic Hazard? *Geologica Carpathica Special Issue, Proceedings of the XVIIth Congress of Carpatho-Balkan Geological Association* 53: 193–194.
- Szántó, Zs. & Medzihradzsky, Zs. (2004): Holocene environmental changes in Western Hungary. *Radiocarbon* 46: 691–699.
- Szepesfalvi, J. (1930) További adatok az Alföld fosszilis flórájához. *Magyar Botanikai Lapok* 29: 4-13.
- Talon, B. (2010) Reconstruction of Holocene high-altitude vegetation cover in the French southern Alps: evidence from soil charcoal. *Holocene* 20: 35-44.
- Tămaş, T., Onac, B. P. & Bojar, A.-V. (2005) Lateglacial-Middle Holocene stable isotope records in two coeval stalagmites from the Bihor Mountains, NW Romania. *Geological Quarterly* 49: 185-194.
- Tanţău, I., Reille, M., de Beaulieu, J. L., Farcas, S., Goslar, T. & Paterne, M. (2003) Vegetation history in the eastern Romanian Carpathians: pollen analysis of two sequences from the Mohoş crater. *Vegetation History and Archaeobotany* 12: 113–125.
- Tanţău, I., Reille, M., de Beaulieu, J. L. & Fărcaş, S. (2006) Late Glacial and Holocene vegetation history in the southern part of Transylvania (Romania): pollen analysis of two sequences from Avrig. *Journal of Quaternary Science* 21: 49–61.
- Tanţău, I., Feurdean, A., de Beaulieu, J. L., Reille, M. & Fărcaş, S. (2011) Holocene vegetation history in the upper forest belt of the Eastern Romanian Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 309: 281-290.
- Tanţău, I., Feurdean, A., de Beaulieu, J. L., Reille, M. & Farcas, S. (2014) Vegetation sensitivity to climate changes and human impact in the Harghita Mountains (Eastern Romanian Carpathians) over the past 15,000 years. *Journal of Quaternary Sciences* 29: 141-152.
- Temunović, M., Franjić, J., Satovic, Z., Grgurev, M., Frascaria-Lacoste, N. & Fernández-Manjarés, J. F. (2012) Environmental Heterogeneity Explains the Genetic Structure of Continental and Mediterranean Populations of *Fraxinus angustifolia* Vahl. *PLoS ONE* 7: e42764.
- ter Braak, C. J. F. (1995) Ordination. In: Jongman, R. H. G., ter Braak, C. J. F., & van Tongeren, O. F. R. (eds) *Data Analysis in Community and Landscape Ecology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Tinner, W., Hubschmid, P., Wehrli, M., Ammann, B. & Conedera, M. (1999) Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *Journal of Ecology* 87: 273–289.
- Tinner, W. & Theurillat, J.-P. (2003) Uppermost limit, extent and fluctuations of the timberline ecotone in the Swiss Central Alps during the past 11 500 years. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35: 158-169.
- Tinner, W. & Kaltenrieder, P. (2005) Rapid responses of high-mountain vegetation to early Ho-

- locene environmental changes in the Swiss Alps. *Journal of Ecology* 93: 936-947.
- Tinner, W. & Vescovi, E. (2007) Ecologia e oscillazioni del limite degli alberi nelle Alpi dal Ple-niglaciale al presente. In: Frisia, S., Filippi, M. L. & Borsato, A. (eds) Cambiamenti climatici e ambientali in Trentino: dal passato prospettive per il futuro. *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geol.* 82. pp. 5-13.
- Tollefsrud, M. M., Kissling, R., Gugerli, F., Johnsen, O., Skrøppa, T., Cheddadi, R., Knaap, W., Latalowa, M., Terhürne-Berson, R., Litt, T., Geburek, T., Brochmann, C. & Sperisen, C. (2008) Genetic consequences of glacial survival and postglacial colonization in Norway spruce: combined analysis of mitochondrial DNA and fossil pollen. *Molecular Ecology* 17: 4134-4150.
- Tonkov, S., Possnert, G. & Bozilova, E. (2006) The lateglacial vegetation and radiocarbon dating of Lake Trilistnika, Rila Mountains (Bulgaria). *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 15-22.
- Tonkov, S., Possnert, G. & Bozilova, E. (2011) The Lateglacial in the Rila Mountains (Bulgaria) revisited: The pollen record of Lake Ribno (2184 m). *Review of Palaeobotany and Palynology* 166: 1-11.
- Tonkov, S., Bozilova, E. & Possnert, G. (2013) Postglacial vegetation history as recorded from the subalpine Lake Ribno (NW Rila Mts.), Bulgaria. *Central European Journal of Biology* 8: 64-77.
- Tóth, M., Magyari, E.K., Brooks, S.J., Braun, M., Buczkó, K., Bálint, M. & Heiri, O. (2012) A chironomid-based reconstruction of late glacial summer temperatures in the southern Carpathians (Romania). *Quaternary Research* 77: 122-131.
- Tóth, M., Magyari, E. K., Buczkó, K., Braun, M., Panagiotopoulos, K. & Heiri, O. (2015) Holocene temperature changes inferred from chironomids (Diptera: Chironomidae) in the Southern Carpathians (Romania). *The Holocene* 25: 569-582.
- Troels-Smith, J. (1955) Karakterisering af løse jordarter Danmarks. *Geologiske Undersøgelse Series IV*, 3: 1-73.
- Turrill, W. B. (1929) *The plant life of the Balkan Peninsula: a phytogeographical study*. Clarendon Press, Oxford.
- Tutin, T. G., Heywood, V. H., Burges, N. A., Valentine, D. H., Walters, S. M. & Webb, D. A. (1964) *Flora Europaea*, Vol. 1. Lycopodiaceae to Platanaceae. Cambridge University Press, Cambridge.
- Tuzson, J. (1929) Adatok a Magyar Alföld őskori növényzetének ismeretéhez. *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 46: 442-457.
- Tzedakis, P. C. (1999) The last climatic cycle at Kopais, central Greece. *Journal of the Geological Society, London* 155: 425-434.
- Tzedakis, P. C. (2004) The Balkans as prime glacial refugial territory of European temperate trees. In: Griffiths, H. I. Krystufek, B. & Reed, J.M. (eds) *Balkan biodiversity: pattern and process in the European hotspot*, pp. 49–68, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Tzedakis, P. C., Lawson, I. T., Frogley, M. R., Hewitt, G. M. & Preece, R. C. (2002) Buffered tree population changes in a Quaternary refugium: evolutionary implications. *Science* 297: 2044–2047.
- Tzedakis, P. C., Roucoux, K. H., de Abreu, L. & Shackleton, N. J. (2004a) The duration of forest stages in southern Europe and interglacial climate variability. *Science* 306: 2231-2235.
- Tzedakis, P. C., Frogley, M. R., Lawson, I. T., Preece, R. C., Cacho, I. & de Abreu, L. (2004b) Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: the response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology* 32: 109–112.
- Tzedakis, P. C., Emerson, B. E. & Hewitt, G. M. (2013) Cryptic or mystic? Glacial tree refugia

- in northern Europe. *Trends in Ecology and Evolution* 28: 696-704.
- Újvári, G., Kovács, J., Varga, G., Raucsik, B. & Marković, S. B. (2010) Dust flux estimates for the Last Glacial Period in East Central Europe based on terrestrial records of loess deposits: a review. *Quaternary Science Reviews* 29: 3157-3166.
- Ujvárosi, L., Nógrádi, S. & Uherkovich, Á. (1995) Studies on the Trichoptera fauna of the Ciuc Basin and Harghita Mountains, Romania. *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* 20: 99-113.
- Urdea, P. (2004) The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, Part I*. pp. 301-308, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- van Andel, T. H. & Tzedakis, P. C. (1996) Palaeolithic landscapes of Europe and Environs, 150,000–25,000 years ago: an overview. *Quaternary Science Reviews* 15: 481–500.
- Vandenbergh, J., Renssen, H., Roche, D. M., Goosse, H., Velichko, A. A., Gorbunov, A. & Levassieur, G. (2012) Eurasian permafrost instability constrained by reduced sea-ice cover. *Quaternary Science Reviews* 34: 16-23.
- Varga, Z., (2008) Mountain coniferous forests, refugia and butterflies. *Molecular Ecology* 17: 2101-2106.
- Varga, Z. (2010) Extra-Mediterranean refugia, post-glacial vegetation history and area dynamics in Eastern Central Europe. In: Habel, J. C. & Assmann, T. (eds) *Relict Species: Phylogeography and Conservation Biology*, pp. 57–87, Springer, Heidelberg, Germany.
- Varsányi, I., Palcsu, L. & Kovács, L. Ó. (2011) Groundwater flow system as an archive of palaeotemperature: noble gas, radiocarbon, stable isotope and geochemical study in the Pannonian Basin, Hungary. *Applied Geochemistry* 26: 91-104.
- Velev, S. (2002) Climate. In: Koprlev, I. (ed) *Geography of Bulgaria*, pp. 155–157, For Com Publishers, Sofia, Bugaria.
- Velichkevich F. Y. & Mamakowa K. (1999) Taxonomic revision of the collections of plant macrofossils from some localities of Poland now referred to the Vistulian Glaciation. *Acta Palaeobotanica* 39: 29-87.
- Vendramin, G. G., Degen, B., Petit, R. J., Anzidei, M., Madaghiele, A. & Ziegenhagen, B. (1999) High level of variation at *Abies alba* chloroplast microsatellite loci in Europe. *Molecular Ecology* 8: 1117–1126.
- Vera, F. W. M. (2000) *Grazing Ecology and Forest History*. CAB International: Oxford.
- Vescovi, E., Ravazzi, C., Arpentini, E., Finsinger, W., Pini, R., Valsecchi, V., Wick, L., Ammann, B. & Tinner, W. (2007) Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 26: 1650-1669.
- Veski, S., Amon, L., Heinsalu, A., Reitalu, T., Saarse, L., Stivrins, N. & Vassiljev, J. (2012) Late-Glacial vegetation dynamics in the eastern Baltic region, a complete record since the Bølling (GI-1e) to the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 40: 39-53.
- Vespremeanu-Stroe, A., Urdea, P., Tatui, F., Constantinescu, S., Preoteasa, L., Vasile, M. & Popescu, R. (2008) New insights regarding the glacial lakes morphology from Southern Carpathian. *Revista de Geomorfologie* 10: 73-87. (in Romanian with English abstract)
- Vozáry E. (1957) Pollenanalytische Untersuchung des Torfmoores “Nyírestó” im Nordosten der Ungarischen Tiefebene (Alföld). *Acta Botanica Academiae Scientiarum Hungaricae* 3: 123-134.
- Walanus, A. & Nalepka, D. (2004) Integration of Late Glacial and Holocene pollen data from Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 74: 285-294.
- Walker, D. A., Gould, W. A., Maier, H. A. & Reynolds, M. K. (2002) The Circumpolar Arctic Vegetation Map: AVHRR-derived base maps, environmental controls, and integrated mapping procedures. *International Journal of Remote Sensing* 23: 4551-4570.

- Walker, M. (2005) Quaternary dating methods. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- Wang, B. Y., Song, C. Q. & Sun, X. J. (1996) Study on surface pollen in middle Inner Mongolia, China. *Acta Botanica Sinica* 38: 902-909 (in Chinese).
- Welten, M. (1982) Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schweizerischen Nationalparks. *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark* 16: 3-43.
- Wick, L., Lemcke, G. & Sturm, M. (2003) Evidence of Late-glacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey. *The Holocene* 13: 665-675.
- Wick, L. & Mohl, A. (2006) The mid-Holocene extinction of silver fir (*Abies alba*) in the Southern Alps a consequence of forest fires? *Palaeobotanical records and forest simulations. Vegetation History and Archaeobotany* 15: 435-444.
- Willis, K. J. (1992a) The late Quaternary vegetational history of northwest Greece. I. Lake Gramousti. *New Phytologist* 121: 101-117.
- Willis, K. J. (1992b) The late Quaternary vegetational history of northwest Greece. II. Rezina Marsh. *New Phytologist* 121: 119-138.
- Willis, K. J. (1992c) The late Quaternary vegetational history of northwest Greece. III. A comparative study of two contrasting sites. *New Phytologist* 121: 139-155.
- Willis, K. J. (1994) The vegetational history of the Balkans. *Quaternary Science Reviews* 13: 769-788.
- Willis, K. J. (1997) The impact of early agriculture upon the Hungarian landscape In Chapman, J. C. & Dolukhanov, P. (eds) *Landscapes in flux: Central and Eastern Europe in Antiquity*, pp. 193-209, Oxbow Books Ltd., Oxford, UK.
- Willis, K. J., Sümegi, P., Braun, M. & Tóth, A. (1995) The Late Quaternary Environmental History of Bátorliget, NE-Hungary. *Palaeoclimatology, Palaeoecology, Palaeogeography* 118: 25-47.
- Willis, K. J., Sümegi, P., Braun, M. & Tóth, A. (1997) Does soil change cause vegetation change or vice versa? A temporal perspective from Hungary. *Ecology* 78: 740-750.
- Willis, K. J., Sümegi, P., Braun, M., Bennett, K.D. & Tóth, A. (1998) Prehistoric land degradation in Hungary: who, how and why? *Antiquity* 72: 101-113.
- Willis, K. J., Rudner, E. & Sümegi, P. (2000a) The Full-Glacial Forests of Central and Southeastern Europe. *Quaternary Research* 53: 203-213.
- Willis, K. J. & Whittaker, R. J. (2000b) Paleoeecology - The refugial debate. *Science* 287: 1406-1407.
- Willis, K. J. & van Andel, T. H. (2004) Trees or no trees? The environments of central and eastern Europe during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 23: 2369-2387.
- Wohlfarth, B., Hannon, G., Feurdean, A., Ghergariu, L., Onac, B. P. & Possnert, G. (2001) Reconstruction of climatic and environmental changes in NW Romania during the early part of the last deglaciation (~15,000-13,600 cal yr BP). *Quaternary Science Reviews* 20: 1897-1914.
- Woodward, F. I. (1987) *Climate and Plant Distribution*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wright, H. E. & Thorpe, J. L. (2005) Climatic change and the origin of agriculture in the Near East. In: Mackay, A., Batterbee, R., Birks, J. & Oldfield, F. (ed) *Global change in the Holocene*, pp. 49-62, Arnold, London, UK.
- Wu, H., Guiot, J., Brewer, S. & Guo, Z. (2007) Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modeling. *Climate Dynamics* 29: 211-229.
- Yasuda, Y., Kitigawa, H. & Nakagawa, T. (2000) The earliest record of major anthropogenic deforestation in the Ghab valley, northwest Syria: a palynological study. *Quaternary International* 73/74: 127-136.

- Zech, R., Zech, M., Marković, S., Hambach, U. & Huang, Y. (2013) Humid glacial, arid interglacials? Critical thoughts on pedogenesis and paleoclimate based on multi-proxy analyses of the loess–paleosol sequence Crvenka, Northern Serbia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 387: 165-175.
- Zernitskaya, V. P., Matveyev, A. V., Makhnach, N. A. & Mihailov, N. D. (2005) Stratigraphic scheme of the Late Glacial and Holocene deposits of the Belarus. *Lithosphere* 1: 157-165.
- Zernitskaya, V. P. (2008) Late Glacial e Holocene history of Belarusian boreal forests. In: Abstract. International Conference “Man and Environment in Boreal Forest Zone: Past, Present and Future”. Moscow. July 24-30, pp. 29-30.
- Zohary, M. (1973) *Geobotanical foundation of the Middle East*. Gustav Fisher Verlag, Stuttgart.
- Zólyomi, B. (1936) Tízezer év története virágporaszemekben. *Természettudományi Közlemények* 68: 504-516.
- Zólyomi, B. (1937) Pollenelemzési vizsgálatok a Rákospatak völgyében. *Botanikai Közlemények* 34: 82.
- Zólyomi, B. (1943): A fosszilis tőzegtelepek vizsgálata és a modern lápkutatás. *Földtani Közlöny* 73: 484-489.
- Zólyomi, B. (1952) Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. *Magyar Tudományos Akadémia Biológiai Osztályának Közleményei* 1: 491-544.
- Zólyomi, B. (1952) Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól (The vegetation history of Hungary since the last glacial period). *Magyar Tudományos Akadémia Biológiai Osztályának Közleményei* 1: 491-544.
- Zólyomi, B. (1958) A növénytakaró történeti kialakulása. In: Pécsi, M. (ed) *Budapest természeti képe*, Akadémia Kiadó, Budapest, Hungary.
- Zólyomi, B. (1971) 6000-jährige Geschichte der Agrikultur in der Umgebung des Balaton-Sees aufgrund von pollenanalytischen Untersuchungen der Seesedimente. *Illme Congress international des Musée d'Agriculture, Budapest. Résumé des communications Présentées*: pp. 194-195.
- Zólyomi, B. (1980) Landwirtschaftliche Kultur und Wandlung der Vegetation im Holozän am Balaton. *Phytoconologia* 7: 121-126.
- Zólyomi, B. (1995) Opportunities for Pollen Stratigraphic Analysis of Shallow Lake Sediments: the Example of Lake Balaton. *GeoJournal* 36: 237-241.
- Zólyomi, B., Kéri, M. & Horváth, F. (1992a) A szubmediterrán éghajlati hatások jelentősége a Kárpát-medence klimazonális növénytársulásainak összetételére (Importance of Submediterranean climatic effects to the composition of the climazonale plant associations of the Carpathian basin). *Hegyfokj Kabos klimatológus születésének 145. évfordulója alkalmából rendezett tudományos emlékülés előadásai*. MTA Debreceni Területi Bizottságának kiadványa: pp. 60-74.
- Zólyomi, B. & Nagy, E. (1992b) A Balaton múltja a pollenzstratigráfiai vizsgálatok tükrében. In *100 éves a Balaton*. Kutatás P. Bíró (ed). pp. 25-51, XXXIII. Hidrobiológus Napok, Tihany 1991.
- Zólyomi B. (1994) Balaton. In: Frenzel, B., Andersen, S. T. & Berglund, B. E. (eds) *Evaluation of land surfaces cleared from forests in the Roman Iron Age and the time of migrating Germanic tribes based on regional pollen diagrams* pp. 128-130, Gustav Fisher Verlag, Stuttgart, Germany.
- Zólyomi, B. & Fekete, G. (1994) The pannonian loess steppe: differentiation in space and time. *Abstracta Botanica*, 18: 29-41.

dc_1016_15

dc_1016_15

dc_1016_15