

**A Würm glaciális második felének növénytakaró változásai a
Kárpát-medence alföldi és hegyvidéki régióiban:
refúgiumok és erdőtüzek**

című

doktori értekezés

Vincze Ildikó



Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar

Környezettudományi Doktori Iskola

Vezetője: Dr. Jánosi Imre, egyetemi tanár

Környezeti Földtudomány Program

Vezetője: Dr. Szabó Csaba, egyetemi docens

Témavezető: Dr. Magyarai Enikő

ELTE TTK Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék

MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport

2019

Tartalom

| | | |
|--------------|--|-----------|
| 1. | Kivonat | 4 |
| 2. | Abstract | 5 |
| 3. | Bevezetés | 7 |
| 3.1 | Az utolsó eljegesedés során bekövetkezett klímaoscillációk: Dansgaard-Oeschger ciklusok és a Heinrich-események | 15 |
| 3.2 | A növényi makrofosszília és makropernye vizsgálatok elméleti alapjai | 18 |
| 4. | Célkitűzések | 23 |
| 5. | A mintavételi területek bemutatása | 25 |
| 5.1 | Keleti-Kárpátok, Csomád-hegység: Szent Anna-tó | 25 |
| 5.2 | Kelet-Alföld, Érmellék térség: Kokadi-láp | 26 |
| 5.3 | Déli-Kárpátok: a Retyezát hegység | 28 |
| 6. | Kutatási módszerek | 31 |
| 6.1 | Mintavétel | 31 |
| 6.2 | Növényi makrofosszília vizsgálat | 31 |
| 6.3 | A makropernye vizsgálat | 32 |
| 6.4 | Radiokarbon kormeghatározás, üledékek rétegtani leírása | 33 |
| 6.5 | Szervesanyag tartalom, mágneses szuszeptibilitás, kémiai elemanalízis és szemcseméret eloszlás vizsgálata | 35 |
| 6.6 | Puhatestű maradványok vizsgálata | 36 |
| 6.7 | Pollen- és sztómaanalízis | 36 |
| 7. | Eredmények és értelmezésük | 38 |
| 7.1 | A Keleti-Kárpátok Csomád hegységében bekövetkezett növényzeti változások az utolsó 20000 évben | 38 |
| 7.1.1 | Eredmények: kor-mélység modell, üledék rétegtani leírás | 38 |
| 7.1.2 | Eredmények: szervesanyag-tartalom, mágneses szuszeptibilitás, kémiai elemanalízis és szemcseméret eloszlás vizsgálata | 39 |
| 7.1.3 | Eredmények: növényi makrofosszília vizsgálat | 40 |
| 7.2 | A Kelet-Alföld növényzeti változásai az utolsó 20000 évben egy lápi szelvény alapján | 45 |
| 7.2.1 | Eredmények: kor-mélység modell, üledék rétegtani leírás | 45 |
| 7.2.2 | Eredmények: szervesanyag tartalom, mágneses szuszeptibilitás, kémiai elemanalízis és szemcseméret eloszlás vizsgálat | 46 |
| 7.2.3 | Eredmények: növényi makrofosszília és makropernye vizsgálat | 48 |
| 7.3 | A Déli-Kárpátok Retyezát hegységének erdőhatár változásai | 53 |
| 7.3.1 | Eredmények: kor-mélység modell, szervesanyag tartalom és üledék rétegtani vizsgálat | 53 |
| 7.3.2 | Eredmények: növényi makrofosszília és makropernye vizsgálatok | 56 |

| | | |
|------------|--|------------|
| 7.3.3 | Eredmények: erdőtűz történeti rekonstrukció és a növényzet főbb változásai a Retyezát déli lejtőjén | 68 |
| 8. | Eredmények megvitatása | 71 |
| 8.1 | A Heinrich-esemény (HE-1) növényzetre gyakorolt hatása a kárpáti régióban..... | 71 |
| 8.2 | Későglaciális lokális növényzeti és környezeti változások a régióban | 75 |
| 8.2.1 | Lokális növényzeti, klimatikus és környezeti változások a Kokadi-láp közelében | 75 |
| 8.2.2 | Későglaciális és holocén biogén karbonátképződés a Kárpát-medencében | 83 |
| 8.2.3 | Erdőtűz történeti rekonstrukció az Alföld északkeleti részén az utolsó 20000 évre vonatkozóan..... | 85 |
| 8.3 | Fahatár és erdőhatár változások a Déli-Kárpátokban..... | 87 |
| 8.3.1 | A Gales- és a Bukura-völgy fahatár és erdőhatár változásai az utolsó 14000 év során | 87 |
| 8.3.2 | Mekkora az emberi hatás szerepe a holocén fahatár és erdőhatár változásokban a Retyezát déli lejtőjén? | 96 |
| 8.3.3 | Erdőtűz történeti rekonstrukció a Déli-Kárpátok magashegyi régiójában..... | 100 |
| 8.3.4 | Holocén fahatár és erdőhatár változások az Alpokban, a Kárpátokban és a Balkán-hegységben | 102 |
| 9. | Összefoglalás | 105 |
| 10. | Summary | 108 |
| 11. | Köszönetnyilvánítás | 111 |
| 12. | Irodalomjegyzék..... | 112 |
| 13. | Ábrajegyzék | 131 |
| 14. | Mellékletek..... | 134 |

1. Kivonat

Doktori kutatásom célja a késő-pleniglaciális és későglaciális időszakot átfedő, több ezer évre visszanyúló növényzeti adatsor létrehozása volt elsősorban növényi makrofosszília és makropernye analízisek segítségével, mivel eddigi ismereteink alapján ezen időszakból kevés a növények lokális jelenlétét egyértelműen bizonyító makrobotanikai adat. A klímaváltozásra adott lokális növényzeti válaszreakciókat három különböző területen, a Keleti-Kárpátok Szent Anna-tavának, az érmelléki Kokadi-lápnak és a Déli-Kárpátok Retyezát hegységének tavi üledékeiben vizsgáltam. Emellett az üledékek multi-proxy vizsgálata is megtörtént, mely eredmények együttes értelmezése segíti a múlt ökoszisztéma változásainak felderítését.

Vizsgálati eredményeim alapján a késő-pleniglaciális időszakban a **Szent Anna-tó** körül először a tűlevelűek jelentek meg: a tűnyalábos fenyő nemzetség (*Pinus* sp.) 16200 évtől, míg a lucfenyő (*Picea abies*) egyedei 15900 évtől telepedtek meg a kráterlejtőn. A fásszárúak korai megjelenését a polleneredmények is alátámasztják, a nyír, tűnyalábos fenyő, vörösfenyő és lucfenyő (*Betula-Pinus-Larix-Picea* sp.) alkotta boreális erdők terjedése jól illeszkedik a makrofosszília eredményekhez. A fiatal driász lehülési időszak egy rövid idejű szervesanyag-csökkenéssel jól azonosítható volt a tavi üledékben, mellyel párhuzamosan gyakoribbá váltak a tó körül a lucfenyő (*P. abies*) és nyírfajok (*Betula* sp.) egyedei is 13000 és 12500 évek közt, ugyanakkor regionálisan a fűfélék (Poaceae) és az ürömfélék (*Artemisia*) terjedése figyelhető meg.

A **Kokadi-láp** üledékének vizsgálata felfedte, hogy a késő-pleniglaciális időszakban eutróf, barnamohákkal tarkított, nádban (*Phragmites australis*) és gyékényfajokban (*Typha angustifolia* és *T. latifolia*) gazdag környezet jellemezte a lápot, melyen mozaikos vízborítás uralkodott. A gyékényfajok ökológiai igényeit felhasználva megállapítható, hogy korai megjelenésük >12–15,7°C körüli júliusi középhőmérsékletre utal a glaciális maximum után röviddel. Az üledékében detektált biogén karbonátképződés 16170 évtől kezdődően az egyik legkorábbi a Kárpát-medencében feltárt üledékek között, a fő képződési időszak (15200 év körül) legalább 3000 évvel megelőzte az Alföldön detektált hasonló eseményeket.

A Déli-Kárpátok **Retyezát hegységében** a növényi maradványok vizsgálata feltárta, hogy mind a fahatár, mind az erdőhatár 8000 és 3200 évek közt érte el a maximális tengerszint feletti magasságát. A Retyezát déli lejtőjét havasi törpefenyő (*Pinus mugo*) uralta növényzet jellemezte 2040 m-es magasságban a közép holocén korszakig, míg 1910 m-en

havasi cirbolyafenyő (*P. cembra*) és közönséges lucfenyő (*Picea abies*) uralta zárt erdő alakult ki. A makrofosszília és pollenvizsgálati eredményeket összevetve bizonyítottam, hogy az emberi hatás valószínűleg 4200 év után (bronzkor) vált egyre jelentősebbé a Retyezátban, amely erőteljesen átalakíthatta a fahatár ökoton zóna fajösszetételét és kiterjedését is. A déli lejtő alpin rétjeinek szőrfű és csenkeszfélék uralta területei folyamatos legeltetés következtében alakultak ki az utolsó 2600–2200 év során.

2. Abstract

The aim of my doctoral research was to provide vegetation reconstructions which cover several thousand years during the Late Pleniglacial (LPG) and Lateglacial periods because this time interval has so far been less investigated. Local vegetation responses to climate change were studied at three different study sites from the sediment of Lake St Anne in the Eastern Carpathians, the Kokad mire in Érmellék and the Retezat Mts of the South Carpathians by conducting plant macrofossil and macrocharcoal analyses. These results together with multi-proxy methods provide valuable information about the past changes of the ecosystem.

During the LPG, coniferous species were the first to appear, pine (*Pinus* sp.) around 16,200 cal yr BP followed by spruce (*Picea abies*) around 15900 cal yr BP on the crater slope around **Lake St. Anne**. The early colonisation of the conifers coincide well with the pollen results, which revealed boreal forest expansion with the mixing of *Betula-Pinus-Larix-Picea* sp. individuals. The Younger Dryas cooling is detected by a short-term decrease in the organic content of the sediment, in parallel with frequent spruce (*Picea abies*) and birch (*Betula* sp.) remains between 13,000 and 12,500 cal yr BP, suggesting that they became more frequent around the lake, although Poaceae and *Artemisia* sp. spread in the region at the same time.

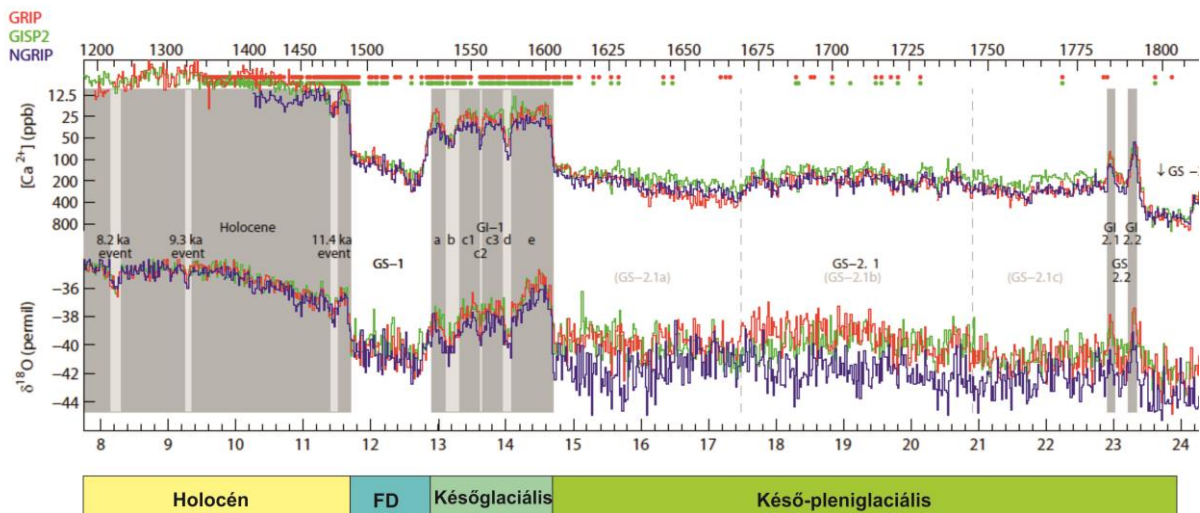
On the basis of the plant macrofossil analysis of **Kokad**, I have proved that mesotrophic conditions occurred alongside brown mosses during the LPG, where reed (*Phragmites australis*) and bulrush (*Typha angustifolia* and *T. latifolia*) were present in the mosaic-like shallow lake. The appearance of bulrush imply warm, >12–15.7°C mean July temperatures soon after the Late Glacial Maximum (LGM) in the Érmellék region. The timing of the detected biogenic carbonate formation at Kokad mire is one of the earliest in the Great

Hungarian Plain (GHP) at 16,170 cal yr BP. The major period of the carbonate formation (from 15,200 cal yr BP) preceded other similar events identified within the GHP substantially, by 3000 years.

Plant macrofossil results of the **Retezat Mts** revealed that both the treeline and the timberline reached their maximum elevation between 8000 and 3200 cal yr BP in the Retezat Mts, and the altitudinal amplitude of their fluctuation was 100–150 m. On the southern slope of the Retezat, dwarf pine (*Pinus mugo*) dominated the vegetation at the level of 2040 m a.s.l. until the mid-Holocene, while Swiss stone pine (*P. cembra*) and Norway spruce (*Picea abies*) formed a closed forest at 1910 m asl. Comparing the plant macrofossil and pollen results suggested that human impact in the Retezat Mts. probably became significant during the Bronze Age, from 4200 cal yr BP, and it significantly changed the species composition and the extension of the treeline ecotone zone.

3. Bevezetés

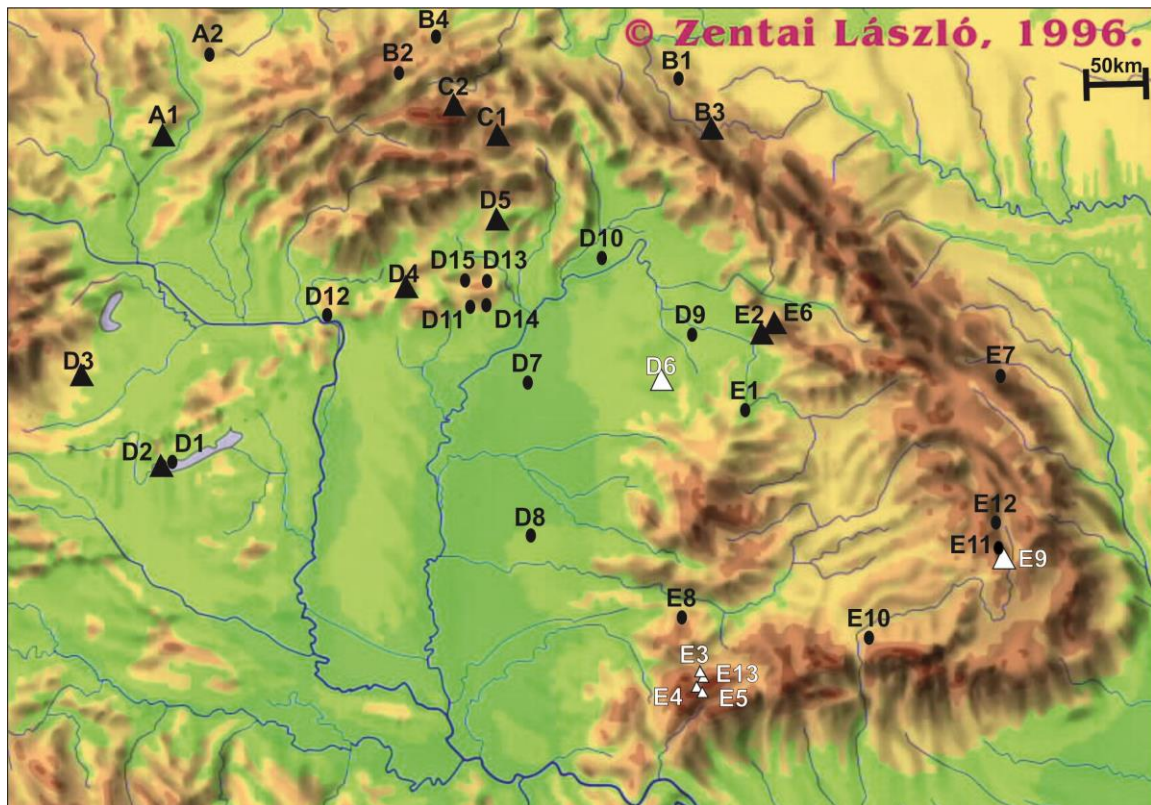
Kelet-Közép-Európában a Kárpátok vonulatát már régóta fontos refúgium területként tartották számon az utolsó eljegesedés maximumának idején (*angolul* Last Glacial Maximum, továbbiakban **LGM**: 26500–19000 évek között CLARK et al. 2009 alapján), mely főképp a boreális és hideg mérsékelt övi fajoknak nyújtott menedéket (BENNETT & PROVAN 2008; RONIQUIER 2011; SCHMITT & VARGA 2012). Refúgiumnak tekintjük azokat a területeket, ahol a modern növény- és állatvilág egyedei lecsökkent fajszámban és korlátozott elterjedési területen túlélhették a glaciális, hideg időszakokat (BENNETT & PROVAN 2008, BIRKS & WILLIS 2008). Az LGM utáni periódusban az éghajlat felmelegedése eltérő mértékben jelentkezett a különböző földrajzi szélességeken, majd a holocén kezdetétől (11700 évtől, RASMUSSEN et al. 2014) tovább fokozódott. A negyedidőszaki környezeti változásokat bemutató adatsorok gyakran biológiai adatokon alapulnak, mint például pollen- (pl. HUNTLEY et al. 1993a,b; SEPPA et al. 2004a; AARNES et al. 2012) vagy árvaszűnyog maradványok elemzése (pl. LOTTER et al. 1997; HEIRI et al. 2003; TÓTH et al. 2012, 2015). Ezek az öskörnyezet és paleoklíma adatsorok olyan, a grönlandi jégfuratminták stabilizotóp adatsoraiban is detektált változásokat tükröznek, melyek elsődleges információt szolgáltatnak az éghajlat hosszútávú megváltozásáról.



1. ábra A grönlandi jégfuratminták (GRIP, GISP2, NGRIP) 20 évre átlagolt $\delta^{18}\text{O}$ és $[\text{Ca}^{2+}]$ -koncentráció értékei 24000 évre (b2k korszála) visszamenőleg. A késő-pleniglaciális időszak 24000-14600 év között, a későglaciális 14600 – 11700 évek, a holocén: 11700 évtől tart napjainkig (RASMUSSEN et al. 2014). Az ábrán kiemelt FD, a fiatal driász időszakot jelöli 12900 és 11700 évek között.

Azonban átfogó, több ezer évre visszanyúló adatsorok hiányában kevés információ áll rendelkezésre az eljegesedés maximuma és az azt közvetlenül követő időszak, a **késő-**

pleniglaciális idejéről (Late Pleniglacial, **LPG**: 24000–14600 évek között TZEDAKIS et al. 2013, **1. ábra**). Az eddig vizsgált pollenszelvények eredményei alapján Kelet- és Dél-Európában elszórta faegyedek jelenlétét határozták meg a késő-pleniglaciális időszakban (pl. GAŁKA & SZNEL 2013; TANTAU et al. 2006; TONKOV et al. 2011; TZEDAKIS et al. 2013; WILLIS et al. 2000; WILLIS & VAN ANDEL 2004), növényi makrofosszília adatsorok felhasználásával kevesebb információnk van a növényzetről. Északkelet-Európában (pl. ALM & BIRKS 1991; HEIKKILÄ et al. 2009; WOHLFARTH et al. 2006) és Kelet-Közép-Európában számos kutató (BJÖRKMAN et al. 2003; FEURDEAN et al. 2007b; JANKOVSKA & POKORNÝ 2008; MAGYARI et al. 1999, 2014a,b; MAGYARI 2002; POKORNÝ 2002; WOHLFARTH et al. 2001) munkája foglalja össze az eredményeket. Több multi-proxy vizsgálat nyúlik be a késő-pleniglaciális és fedti le részben vagy egészben a **későglaciális** időszakot (*angolul* Lateglacial, **LG**: 14700–11700 évek közt, **1. ábra**; BJÖRCK et al. 1998; RASMUSSEN et al. 2014) mind Lengyelországból (pl. RALSKA-JASIEWICZOWA 1972; RALSKA-JASIEWICZOWA 1980; ALEXANDROWICZ et al. 1985; MAMAKOWA & WÓJCIK 1987; MILECKA et al. 2011; FAJER et al. 2012; GAŁKA et al. 2014; KOŁACZEK et al. 2015), mind Csehországból (pl. ENGEL et al. 2010; POKORNÝ 2002; POKORNÝ et al. 2010; RYBNÍČEK & RYBNÍČKOVÁ 1968), és Romániából (pl. BJÖRKMAN et al. 2003; FEURDEAN et al. 2007a,b; MAGYARI et al. 2009b, 2012, 2014b). Ezzel szemben hazánkban csak néhány területen adódott lehetőség az utolsó eljegesedés maximumának, ill. az azt követő időszaknak a vizsgálatára (pl. BORSY 1989; BUCZKÓ et al. 2005; CSERNY 2002; CSERNY & NAGY-BODOR 2000; CSINÁDY 1960; JAKAB et al. 2005, 2009; MAGYARI et al. 1999; MAGYARI et al. 2000, 2001; MEDZIHRADSKY & BAJZÁTH 1998; RUDNER & SÜMEGI 2001; SÜMEGI & GULYÁS 2004; SÜMEGI et al. 2013; STIEBER 1967; WILLIS et al. 1995). A késő-pleniglaciális illetve a későglaciális időszakot lefedő paleoökológiai adatsorokat foglalja össze az *1. számú Melléklet* és jeleníti meg a **2. ábra**. A vizsgált területeket az alábbi főbb szempontok szerint vettem figyelembe: 1) a vizsgálati módszerek között lehetőleg pollen és/vagy növényi makrofosszília is szerepeljen, 2) legalább 13000–14000 évig nyúljon vissza az időben, továbbá 3) megfelelő kor-mélység modell álljon rendelkezésre az adott üledékhez. Továbbá kiemelten feltüntettem a dolgozatban szereplő saját, illetve más kutatókkal szoros együttműködésben feldolgozott adatsorokat is (D6: Kokadi-láp, E9: Szent Anna-tó, E3-5: Brazi-, Lia-, Bukura-tavak, E13: Gales-tó).



2. ábra A kárpáti régió legfontosabb késő-pleniglaciális és későglaciális, tehát legalább 14000-13000 évig visszanyúló paleoökológiai adatsorai, melyek elsősorban pollen, növényi makrofosszília, faszén, puhatestű, geokémiai, üledékrétegtani és szervesanyag-tartalom elemzéseken alapulnak. A lelőhelyek részletes leírását az 1. számú Melléklet tartalmazza. Az alaptérkép Zentai László (1996) munkája, online elérhető: <https://mek.oszk.hu>. Az ábrán fehérrel kiemelt lelőhelyek a doktori disszertációban szereplő adatsorok földrajzi helyét mutatják be.

A doktori kutatásom során vizsgált területek közül kettő, a Szent Anna-tó és a Kokadi-láp szelvénye ezt az erőteljesen adathiányos időszakot egészíti ki. Munkám lehetővé teszi, hogy mind középhegységi, mind alföldi területről származó részletes információkkal bővítsük a régióról származó tudásunkat az LGM és az azt követő felmelegedés időszakára vonatkozóan. Ugyanakkor a retvezáti tavak vizsgálata jelentősen átnyúlik a kiemelt késő-pleniglaciális és későglaciális időszakokon, minden tó esetében lefedi a holocén időszakot azért, hogy a magashegyi környezetben végbement növényzeti, fahatár és erdőhatár változásokat rekonstruálni lehessen, majd összehasonlítható legyen az Alpokból és a Balkán-hegységből származó többi adatsorral. A fahatár és erdőhatár változások vizsgálata kiemelt jelentőséggel bír ezen a területen, mivel ez az első ilyen vizsgálat a Déli-Kárpátok területéről, ezzel párhuzamosan csak a Radnai-havasokban (ÉK-Kárpátok) zajlottak hasonló vizsgálatok (FEURDEAN et al. 2016; GEANTA et al. 2014).

A klasszikus refúgium elmélet szerint a glaciális extrém hideg időszakok során kialakult kisméretű populációk, melyek főleg mérsékelt övi és boreális fajokból álltak, Dél-Európában húzódtak meg, míg számos boreális faj populációja korlátozottan északabbra is túlélhette a hideg periódusokat (BENNETT et al. 1991; HUNTLEY & BIRKS 1983; TZEDAKIS et al. 2013; VAN DER HAMMEN 1971). Ezt az elképzelést nagymértékben vitatottá tette egy olyan északabbi területre vonatkozó refúgium elmélet, mely szerint boreális és mérsékelt övi fajok elkülönülő eloszlásban találhatóak meg a mediterrán régiótól jóval északabbra (STEWART & LISTER 2001; WILLIS et al. 2000; WILLIS & VAN ANDEL 2004). Ezek az északabbi refúgium területek központi szerepet játszhattak a glaciális időszakot követő felmelegedés során végbemenő újra betelepülés során, és növelhették Észak-Európa növényzetének genetikai sokféleségét (BIRKS & WILLIS 2008). Az északi refúgium elméletet elsősorban növényi makrofosszília, pollen-, genetikai vizsgálatok és a fajok potenciális glaciális elterjedésének vizsgálatai támasztják alá (TZEDAKIS et al. 2013). WILLIS & VAN ANDEL (2004) térségi faszén-vizsgálatokat összegző cikke feltárta, hogy a kelet- és közép-európai régiót az utolsó glaciális során részben tajgaerdők borították, melyekbe mérsékelt övi fajokból álló foltok települtek be. További faszénvizsgálatok a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) és a lucfenyő (*Picea* sp.) folyamatos jelenlétét mutatták ki az LPG időszak során (HAESAERTS et al. 2010), ugyanakkor nyírfélék (*Betula* sp.), fűz (*Salix* sp.), fenyőfélék (*Pinus* sp.), boróka (*Juniperus* sp.), tölgy (*Quercus* sp.) és jegenyefenyő (*Abies* sp.) jelenlétét is bizonyították például Franciaországban és Spanyolországban (HAESAERTS et al. 2010).

Az utolsó glaciális időszak klímafluktuációinak nyomai a Kárpát-medencében főleg puhatestűeket megőrző löszüledékekben, alkalmanként tavakban (HUPUCZI et al. 2006; SÜMEGI & KROLOPP 2002; SÜMEGI et al. 2013, 2018) és a löszüledékek paleomágneses, szedimentológiai és ásványi tulajdonságaiban őrződtek meg (BRADÁK et al. 2011; ÚJVÁRI et al. 2009, 2014, 2016, 2017; ÚJVÁRI et al. 2012). A növényzet fejlődését és az összetételében bekövetkezett változásokat FEURDEAN et al. (2007b, 2007a, 2008, 2013); JAKAB et al. (2005); MAGYARI et al. (1999, 2014a,b); MEDZIHRADSKY & BAJZÁTH (1998); SÜMEGI et al. (2013) és WILLIS et al. (1997, 1995) vizsgálta. A felsorolt tanulmányok az utóbbi évtizedekben jelentősen növelték tudásunkat az LPG időszak növényzetéről, ezáltal még több információt szolgáltatva a Kárpát-medence refúgium területként történő azonosításában és a boreális mozaikos környezet felfedezésében, amelyben jellemzően vizes élőhelyhez kötött növények (pl. havasi magesákó (*Dryas octopetala*), törpenyír (*Betula nana*), *Warnstorfia sarmentosa*) uralkodtak. Az LPG és későglaciális időszakokat lefedő tanulmányok egy része növényi

makrofosszília eredményeken alapul (WILLIS & VAN ANDEL 2004), felhasználják faszénvizsgálati (RUDNER & SÜMEGI 2001; WILLIS et al. 2000) és pollenalapú eredményeket is (ENGEL et al. 2010; JANKOVSKA & POKORNÝ 2008; POKORNÝ 2002; POKORNÝ et al. 2010; RYBNÍČEK & RYBNÍČKOVÁ 1968). Számos vizsgálat megerősítette, hogy a meleg periódusokban elszórta túlélő erdők keveredtek a lombhullatókkal (pl. WILLIS et al. 2000; WILLIS & VAN ANDEL 2004), míg a hideg periódusokban a kontinentális hideg sztyepp fauna egyedei váltak uralkodóvá (JÁRAINÉ-KOMLÓDI 1969; KASSE et al. 2010; SÜMEGI & KROLOPP 1995, 2002a; SÜMEGI et al. 1998).

A pollenalapú éghajlat rekonstrukciók elsősorban a fő fás- és lágyszárú fajok százalékos adataiban bekövetkező változásokat tükrözik (SEPPÄ et al. 2004a), ezért a nagyobb kiterjedésű tavak – tehát amelyek nagy pollengyűjtő területtel rendelkeznek – feltételezhetően regionális képet adnak a növényzeti változásokról és a regionális éghajlati változásokról (SEPPÄ et al. 2004a; WHITMORE et al. 2005). Ráadásul az alacsony taxonómiai felbontás komoly korlátozó tényező a pollenalapú rekonstrukciókban, mivel a pollenszemcsék ritkán határozhatóak meg faj szintig (ORTU et al. 2006; SEPPÄ et al. 2004a). Emiatt a pollenalapú növényzeti rekonstrukciók kiemelt fontosságúak olyan környezetben, amelyben kevés a faegyedek száma vagy éppen fátlan a terület (AARNES et al. 2012). IVERSEN (1954) volt az első kutató, aki felismerte, hogy a vízinnövények pontosabb képet adhatnak a klímaváltozásról a gyorsabb terjedési rátájuknak köszönhetően. A vízinnövényeket gyorsabb válaszreakciójuk teszi alkalmassá főképp a júliusi középhőmérséklet rekonstrukciókban való felhasználásukra, mint ahogyan azt a skandináv területek boreális övében VÄLIRANTA et al. (2015) és Európában SCHENK et al. (2018) is szemlélte.

A vízinnövények maradványain alapuló kvantitatív paleoklíma rekonstrukciók elsősorban magas földrajzi szélességekről és a mérsékelt övi régió magashegységeiből származnak (pl. LUOTO et al. 2014; RYBNÍČEK & RYBNÍČKOVÁ 1968; SCHENK et al. 2018; VÄLIRANTA 2006), ugyanakkor széleskörű elterjedésük és klímajelző tulajdonságaik kevésbé vizsgáltak (VÄLIRANTA et al. 2015). Ellentétben a pollenalapú rekonstrukciókkal, a makrofosszília tanulmányokban azon ökológiai jelzőfajok jelenlétét használják fel, amelyek modern elterjedését és ökológiai igényeit figyelembe véve alkalmasak a paleoklíma és növényzeti rekonstrukciók létrehozására (VÄLIRANTA et al. 2015). A növényi makrofossziliák egy adott faj lokális jelenlétére utalnak, ugyanakkor hiányuk nem egyértelműen jelzi az adott faj teljes hiányát a vizsgált területen (BIRKS et al. 2011).

Doktori kutatásaim kiterjedtek a magashegyi környezet vizsgálatára is, hiszen a fafajok terjedésének, magasabb térszínekhez történő alkalmazkodásának képessége jelentős kérdéseket vet fel a gyorsuló globális felmelegedés kapcsán. A fajok jövőbeni terjedési sebességének és irányának becsléséhez egy adott magashegyi környezetben nélkülözhetetlen a múltbéli klímaváltozásokra adott válaszuk felderítése és értelmezése. Magashegyi környezetben a fahatár ökoton zóna egy átmeneti övet képez a zárt erdők felső határa (magassági erdőhatár) és a fátlan, alpin vegetációöv között (DÄNIKER 1932; LOTTER et al. 2006; WIESER & TAUSZ 2007). Ebben az átmeneti ökoton zónában felfelé haladva a faegyedek száma csökken, a legmagasabb pont, ahol faegyedek találhatóak, képezi a fahatárt (a fahatár definíciója szerint a >2m magasságú egyedek tekinthetőek fának) (ARNO et al. 1984; SCHWÖRER et al. 2013a; TINNER & THEURILLAT 2003). Azok a többnyire törpecserjék, melyek a fahatár felett élnek, alkotják a *krumholz* zónát (HOLTMEIER 1981; KÖRNER 2012a; TINNER 2007). Mivel az erdőhatár és a fahatár magassági elhelyezkedését elsődlegesen a klíma határozza meg (HOLTMEIER 1981; KÖRNER 2003), a kutatók egyetértenek abban, hogy ezt az átmeneti zónát jelentős változások érhetik a globális felmelegedés fokozódásával (GRACE et al. 2002; SOLOMON et al. 2007). A fahatár és az erdőhatár felfelé történő elmozdulása már megfigyelhető: HARSCH et al. (2009); KÖRNER (2012b); HEIRI et al. (2014); THEURILLAT & GUIBAN (2001); TINNER & AMMANN (2005) munkái alátámasztják, hogy a melegedés a fahatár magasabb térszínek felé tolódását okozza, csökkentve ezzel az alpin füves rétek területeit (SCHWÖRER et al. 2013a).

A pollen-, növényi makrofosszília, sztóma- és faszénvizsgálatok, ill. néhány esetben megafosszília és évgyűrű-vizsgálatok lehetőséget nyújtanak a fahatár és az erdőhatár dinamikus eltolódásainak megértéséhez a rövidtávú ökológiai megfigyelések és a hosszútávú rekonstrukciók együttes felhasználásával (BIRKS & BIRKS 2000; REASONER & TINNER 2009; TINNER 2007). Számos, az Alpokból származó tanulmány tárta fel a földtörténeti múlt klímájának változását és az emberi tájhasználatra gyakorolt hatásait magashegyi környezetben (BERTHEL et al. 2012; FINSINGER & TINNER 2007; GOBET et al. 2003; 2005; LANG & TOBOLSKI 1985; REY et al. 2013; SCHWÖRER et al. 2013, 2015; TINNER et al. 1996; TINNER & THEURILLAT 2003; TINNER & KALTENRIEDER 2005; WICK et al. 2003; WICK & TINNER 1997). A növényi makrofosszília és sztómavizsgálatok ezekben a tanulmányokban részletes képet adtak a lokális növényzeti változásokról, felhasználva a növényi maradványok alacsonyabb elterjedési képességét a pollenzemcsékhez képest (AMMANN et al. 2014; BIRKS & BJUNE 2010). Ezzel ellentétben, a Kárpátokban a növényi makrofosszília vizsgálatok csak

nemrég kezdődtek meg (pl. FEURDEAN et al. 2016; GEANTA et al. 2014; MAGYARI et al. 2012; ORBÁN et al. 2018; VINCZE et al. 2017), és a korábbi növényzeti rekonstrukciók elsősorban polleneredményeken alapultak (FARCAS et al. 1999; FĂRÇAŞ et al. 2013; FEURDEAN & WILLIS 2008). A Kárpátokból származó hosszútávú adatsorok alacsony száma és a pollenvizsgálatok korlátai miatt kevés és töredékes információval rendelkezünk a fahatár és az erdőhatár változásairól ebben a régióban.

Jelenlegi tudásunk az ember tájhasználati tevékenységéről és a pásztorkodásról a Déli-Kárpátokban történelmi archívumokból, modern növényzeti vizsgálatokból és régészeti adatokból származik. Az archívumok adatai szerint az első pásztorok csak 800 évvel ezelőtt hajtották fel állataikat a hegyi lejtőkre, majd kezdtek erdőirtásba, hogy minél nagyobb legelőterületeket nyerjenek (MERTENS & HUBAND 2004). Írásos források említik, hogy a legeltetés hozzájárult az erdőhatár alacsonyabb térszínre tolódásához a Jézer-hegységben (MIHAI et al. 2007), míg a Fogarasi-havasokban a legelőterületek megnövelése irtásos-égetéses módszerrel történt (NEDELEA & COMNESCU 2009). Az első prehisztórikus települések a Retyezátot körülvevő alacsonyabban fekvő térszíneken jelentek meg: legeltető állattartás és mezőgazdálkodás bizonyítékai is kerültek elő a környező területekről (ARNOLD & GREENFIELD 2006). JULER (2014) tanulmánya szerint a kétlegelő vándorpásztorkodás (*transhumance*) egyik fontos útvonala érintette a Retyezát hegységet is. Néhány növényzeti vizsgálat megállapította, hogy az alpin legeltetés közvetlen hatással van a fahatár ökoton zóna növényzetére (COLDEA & CRISTEA 1998) amennyiben a tájhasználat új növényközösségek létrejöttét eredményezi, továbbá elősegíti a gyepek elterjedését az őshonos fás vegetáció kárára (COLDEA & CRISTEA 1998). GEANANA (1991) vizsgálatai megállapították, hogy a fakitermelés és a legeltetés a XX. században széleskörűen hatott a táj összképére, akár a fahatár kb. 100 m-rel a potenciális fahatár magassághoz viszonyított lejjebb tolódásával a Déli-Kárpátokban. Ezek a megállapítások egybevágóak a Keleti-Kárpátok- és Alpok-beli adatokkal, a Középső-Alpokban a fahatár kb. 150-200 m-rel magasabban helyezkedett el 11000 és 4500 évek között, mint napjainkban (TINNER & THEURILLAT 2003), ugyanakkor a hegyi legelők hasznosítása korábban kezdődött az Alpokban (késő neolitikum során) (OEGGL et al. 1994; TINNER 2007). Az Alpokban az erdőhatár lentebb tolódását kb. 6500 év körülre teszik (TINNER 2007), míg a Keleti-Kárpátokban 6000–5000 évek közé (FEURDEAN et al. 2016; GEANTA et al. 2014).

A fent említett kérdésekkel kapcsolatban az értekezésem az alábbi pontokat tekinti át:

- A dolgozat eredményei bővítik mind a Kárpát-medencében, mind a Kárpátokban a késő-pleniglaciális, későglaciális és holocén időszakok során végbement növényzeti változásokról rendelkezésre álló tudásunkat.
- Az üledékek korolását minden esetben radiokarbon kormeghatározás eredményein alapuló kormodell meghatározása segíti.
- Az eredmények a vizsgált területek lokális változásaira összpontosítanak, ugyanakkor más vizsgálati eredményekkel közösen értelmezve adnak képet a növényzeti és környezeti változásokról.
- A három vizsgált terület három különböző topográfiát fed le: az alföldi (112 m tszfm), a középhegységi (950 m tszfm) és a magashegységi (>1740 m tszfm) környezetből származó üledékminták növényi makrofosszília vizsgálata részletes képet ad az egyes területeken végbemenő növényzeti és ökoszisztéma változásokról.
- A Szent Anna-tó üledékének vizsgálata kibővíti ismereteinket a lokális vegetáció változásairól a későglaciális során, mely hozzájárul a regionális polleneredmények értelmezéséhez.
- A lápi üledék vizsgálata lehetővé teszi a lápfejlődés áttekintését, valamint egyes növényfajok hőmérsékletjelző szerepét felhasználva klimatikus adatokat is szolgáltat.
- A magashegyi fahatár és erdőhatár elhelyezkedése és múltbeli változásai – az Alpokkal összehasonlítva – kismértékben tanulmányozott a Kárpátokban, így a Retyezát hegységben detektált változások hiánypótlóak.

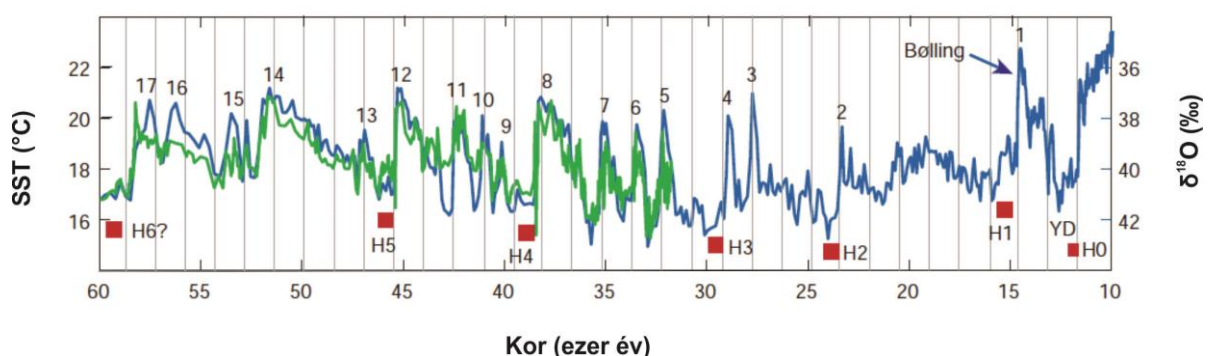
A doktori kutatásom során az általam végzett növényi makrofosszília és makropernye elemzés mellett számos más adat is segíti az eredmények értelmezését, mely során felhasználom a ProLong projekt¹ tagjainak eredményeit, hogy közösen értelmezzem a saját adataimmal, mások eredményeinek felhasználását jelöltem. A dolgozatban minden koradat kalibrált BP évnek értendő, amennyiben másképp nem jelöltem.

¹ Bővebben a ProLong projektről: <https://sites.google.com/site/enikomagyaripollen/cv/prolong>

3.1 Az utolsó eljegesedés során bekövetkezett klímaoscillációk: Dansgaard-Oeschger ciklusok és a Heinrich-események

A földtörténeti negyedidőszak eljegesedések és felmelegedések sorozatából áll, melyből kiemelkedik az utolsó eljegesedés időszaka (109500–11700 évek között, BRAUER et al. 2007). A grönlandi jégfurat vizsgálatok (GRIP, GISP2, NGRIP jégfuratok, **2. ábra**) az utolsó eljegesedés során nagy amplitúdójú, gyors klímafluktuációkat fedtek fel, melyeket **Dansgaard-Oeschger ciklusokként** (D-O ciklus) (BROECKER et al. 1992; DANSGAARD et al. 1985, 1993) azonosítottak, az Atlanti-óceán északi medencéjének tengeri üledékeiben felfedezett szárazföldi durvaszemcsés üledékrétegeket (IRD: *ice rafted debris*) pedig **Heinrich-rétegeknek** neveznek (Heinrich-események) (BOND et al. 1992, 1993; HEINRICH 1988). A klímafluktuációk szárazföldi ökoszisztémákra gyakorolt hatása, a növényzet válasza a megváltozott körülményekre, valamint az adatokat felhasználó multi-proxy klímarekonstrukciók az utolsó glaciális-interglaciális átmeneti időszakra vonatkozóan kiemelt jelentőséggel bírnak a paleoklíma kutatásban (DANIAU et al. 2010; FLETCHER et al. 2010; FLETCHER & SÁNCHEZ GOÑI 2008; NEBOUT et al. 2009; SÁNCHEZ GOÑI et al. 2008).

A Dansgaard-Oeschger ciklusok és a Heinrich-események olyan évezredes klimatikus változásokat jelölnek a grönlandi jégfuratokban, melyek során felmelegedő (interstadiális) és lehülő, hideg (stadiális) epizódok váltakozását figyelték meg (DANSGAARD et al. 1993). A kutatók összesen 25 D-O ciklust detektáltak 120000 és 10000 évek között (DANSGAARD et al. 1993; GROOTES et al. 1993; LABEYRIE et al. 2007)(**3. ábra**).



3. ábra A grönlandi jégfuratmintából és az óceáni üledékből származó hőmérsékleti adatsor (zöld: Atlanti-óceán, SACHS et al. 1999 alapján), (kék: GISP2, Grönland, GROOTES et al. 1993 alapján). A Dansgaard-Oeschger ciklusokat a görbék feletti számok jelzik, míg a Heinrich-eseményeket a piros négyzetek. Az atlanti térségben 17500 és 16000 évek közé, míg a mediterrán régióban 16200 és 15700 évek közé teszik a Heinrich-1 esemény idejét (MARTINEZ-RUIZ et al. 2015).

Minden DO-ciklus egy viszonylag fokozatos, kb. 5–10°C-os lehüléssel kezdődik Grönland térségében, ami kb. 600–2000 évig tart, majd egy ezt követő, gyorsabb ~5–10°C-os

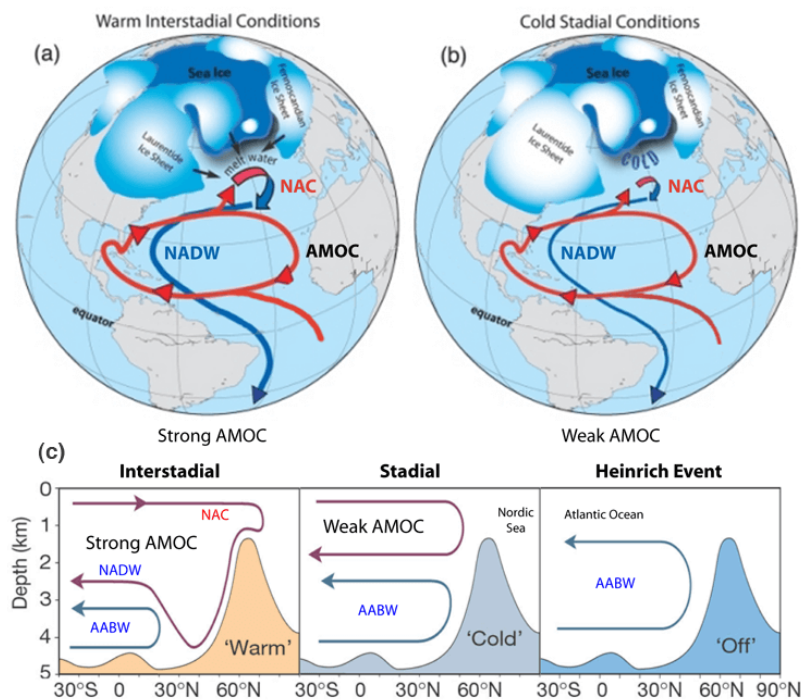
lehűlési periódus figyelhető meg a stadiális körülmények bekövetkeztéig, végül egy nagyon gyors felmelegedés (3–5°C/100 év) zárja a ciklust és vezet vissza az interstadiális állapotba (LABEYRIE et al. 2007). A DO-ciklusok létrejöttének háttérében több elképzelést is publikáltak, melyek közös vonása, hogy az Atlanti-óceán termohalin cirkulációjával állnak kapcsolatban (RAHMSTORF 2003a,b).

Az Atlanti-óceán északkeleti régiójában vett mélyfuratok glaciális szakaszán az egymást periodikusan követő, durvaszemcsés, szárazföldi eredetű törmelék (IRD) először Heinrich azonosította (HEINRICH 1988). Ezt a szárazföldi törmelék a kontinentális self gleccsereiről leszakadozott nagyméretű jéghegyek és jégtáblák szállították délebbre, ahol ezek a magasabb hőmérséklet hatására elolvadtak, az általuk szállított homokszemcsék pedig kiüledtek az óceán aljzatára (BROECKER et al. 1992, LABEYRIE et al. 2007). BOND et al. (1993) munkája 6 Heinrich-eseményt határozott meg 60000 és 15000 évek között, melyek néhány ezer év hosszúságú időtartamban jelentek meg a leghidegebb grönlandi stadiális időszakok idején. A durvaszemcsés törmelék rétegek leülepedése gyorsan ment végbe, 500±250 év alatt (HEMMING 2004). BOND et al. (1993) talált először klimatikus kapcsolatot a D-O ciklusok és a Heinrich-események között: 70000 és 20000 évek között 4 olyan Heinrich-eseményt határoztak meg, melyek jelentős mennyiségű durvaszemcsés üledékreteget halmoztak fel és a felhalmozódás meghatározott időpontja megfeleltethető a D-O ciklus leghidegebb, stadiális időszakainak (LABEYRIE et al. 2007). Az atlanti régióból származó üledékeken végzett kormeghatározási módszerek a Heinrich-1 eseményt (HE-1) 16000 és 17500 év közé teszik (BOND et al. 1992, 1997, 1999; GROUSSET et al. 2000; HEMMING 2004; MCMANUS et al. 2004).

A Heinrich-események jelentős változásokhoz vezettek az északi féltekén, ugyanakkor globálisan is befolyásolták a csapadék eloszlását és a légköri menetet (HEMMING 2004), hatásuk nemcsak az észak-atlanti térségben, hanem az óceánokban, kontinenseken és a sarki jégtakaróban is észlelhető (LABEYRIE et al. 2007). Azonban a klíma hirtelen megváltozásának pontos oka máig vitatott. Egy feltételezés szerint a háttérben az óceáni szállítószalag áramlási rendszereinek megváltozása állt.

Az óceáni szállítószalag kiemelt szerepet tölt be a Föld klímájának alakításában, szoros összefüggésben áll az atmoszférikus légközzel illetve a csapadék és a hőmennyiség szétoszlásával Földünkön (LABEYRIE et al. 2007). Az utolsó glaciális idejéről származó paleo-oceanográfiai bizonyítékok azt támasztják alá, hogy a felszíni, közép- és mélytengeri víztömegek áramlása jelentősen módosult, és ezek a változások összefüggésbe hozhatóak a

hirtelen klímaváltozási eseményekkel (LABEYRIE et al. 2007) (4. ábra). A D-O és a Heinrich-események során megváltozott a mély- és középvíztömegek szállítása. A meleg, interstadiális időszakokban az erőteljes AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) áramlás melegvizet szállít az észak-atlanti régióba, mely a környező jégablak olvadását okozza (4. ábra), így fokozatosan csökkentve a felszíni víz sótartalmát egészen addig, amíg az már nem süllyed le és a mélyvíz (NADW: North Atlantic Deep Water: észak-atlanti mélyvíz) képződés megszűnik. Végül a felszíni sótartalom lecsökkenése olyan mértékben gyengíti az AMOC áramlást, hogy a klíma a lehülését okozza. A hideg, stadiális időszakok során az észak-atlanti régió hideg klímája csökkenti a jégablak oladásából érkező olvadékvíz mennyiségét, így növelve a felszíni víz sótartalmát, mely az AMOC áramlás erősödéséhez vezet, a klíma visszatér a meleg, interstadiális állapothoz (4. ábra) (RAHMSTORF 2002). A Heinrich-események során ez az észak-atlanti áramlási rendszer feltételezhetően összeomlott (4. ábra).



4. ábra Az észak-atlanti régió áramlásrendszere stadiális (A), interstadiális időszakok alatt (B), valamint a régió 30.° és 90.° szélességi fokok közötti áramlási rendszer Grönland és Skócia partjai között interstadiális, stadiális időszakok és a Heinrich-események idején (C). Az ábrán szereplő rövidítések AMOC: Atlantic Meridional Overturning Circulation, NAC: North Atlantic Current, NADW: North Atlantic Deep Water, AABW: Atlantic Bottom Water. RAHMSTORF (2002) nyomán készült.

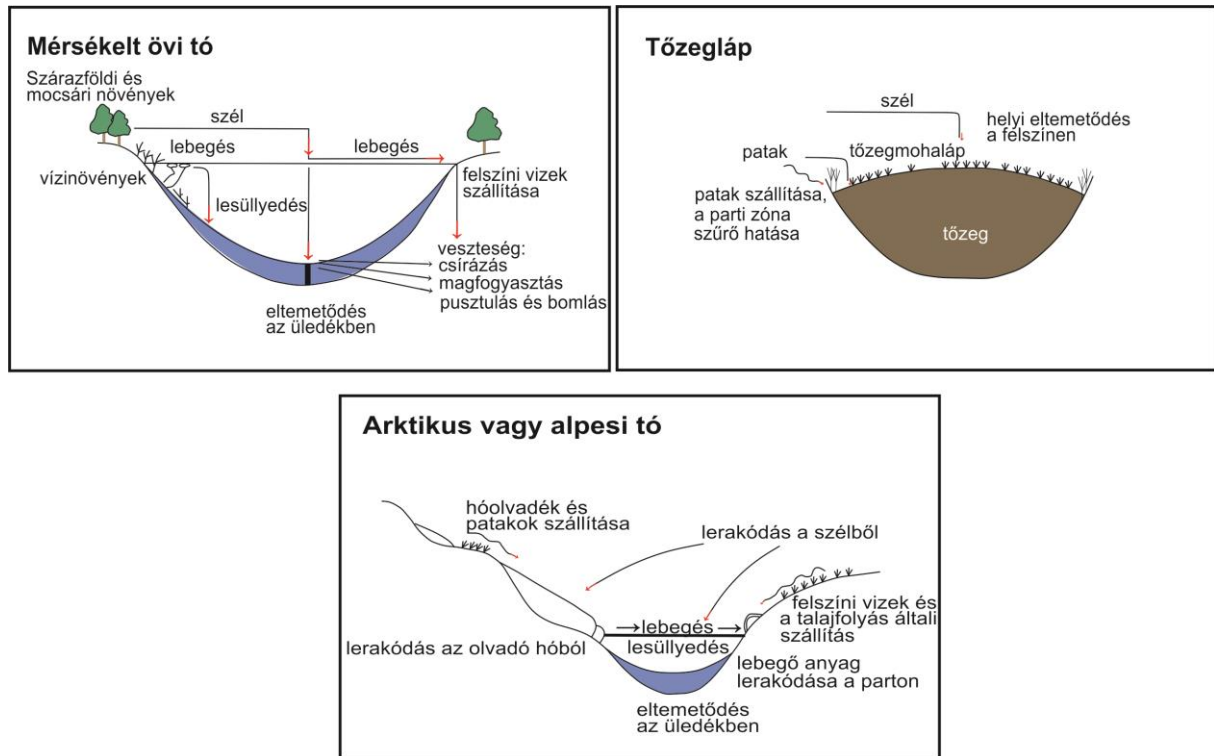
3.2 A növényi makrofosszília és makropernye vizsgálatok elméleti alapjai

A **növényi makrofossziliák** olyan, szabad szemmel is látható növényi részek, magok, szárak, levelek és más vegetatív szervek, melyek 0,3 mm és néhány centiméter közötti nagyságúak az üledékben (BIRKS 2007). Tavi és lápi üledékekben a leggyakrabban vizsgált maradványok általában a magvak és a termések, valamint az olyan vegetatív részek, mint a levelek, szárak, gyökerek, rügyek, virágok és más fás részek, melyek jó állapotban őrződhetnek meg. A makrofossziliák mellett virágtalan növények szaporítóképletei és makrospórái (pl. *Chara* sp. oogóniumok) is jelen vannak az üledékben, továbbá állati maradványok (pl. árvaszúnyog fejtokok, ágascsapú rákok héja és ephippiumok) is gyakran előkerülhetnek (BIRKS 2007).

A növényi részek vizsgálatának **legfontosabb előnyei** BIRKS (2007) és JAKAB & SÜMEGI (2011) munkái alapján összefoglalva az alábbiak: (1) Az üledékben található makrofossziliák pontosabb határozást tehetnek lehetővé, mint a pollenanalízis, általuk fajszerű határozás is lehetséges. (2) A makrofosszília vizsgálatok segítségével olyan taxonok jelenlétét is ki lehet mutatni, amelyek nem termelnek pollent, vagy csak kis mennyiségben, illetve spóráik és pollenjeik nehezen elkülöníthetők. (3) A makrofossziliák többnyire a helyi, néhány méteren belül betemetődött vegetációt jelképezik, ugyanakkor folyók, patakok és szél általi elszállítódásuk is lehetséges, de jóval kisebb távolságokra, mint a pollenszemcsék esetében. (4) A makrofossziliák segíthetik a pollenalapú vegetációrekonstrukciók elkészítését olyan vegetációtípusokban, ahol alacsony a pollenprodukción, így a regionális forrásból származó pollen előtérbe kerül a lokálisan előforduló fajokkal szemben.

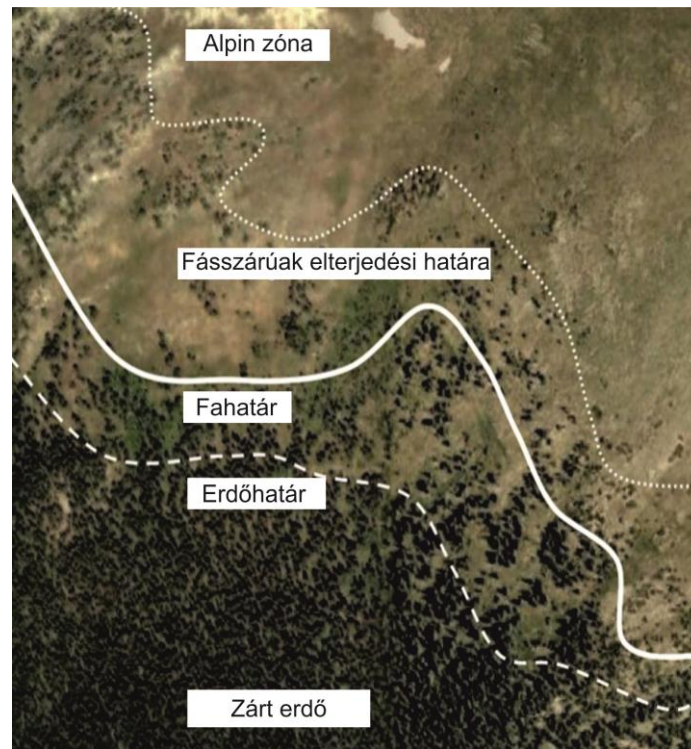
A makrofosszília közösségek főként autochton, helyi fajokból állnak, létrehozásukban a növényzetet alkotó taxonok eltérő utódképző és terjedő képességüknek köszönhetően eltérő mértékben vesznek részt. Különböző tafonómiai folyamatok (terjedés, lerakódás, eltemetődés, megőrződés, áthalmozódás) játszanak szerepet egy-egy makrofosszília közösség létrejöttében (BIRKS 2007; JAKAB & SÜMEGI 2011) (**5. ábra**). Tavi üledékekben leggyakrabban a magvak és a termések fordulnak elő, mivel a levelek és virágok kevésbé ellenállóak. Tőzegekben a magok és a termések szórványosan fordulnak elő, a vegetatív részek, kiemelten a gyökerek és a mohák határozása ad információt a lokális növényzet képéről (JAKAB & SÜMEGI 2011). Mezőtrófi lápi környezetben és mohatőzegekben gyakran találhatóak magvak, de sokszor az oxidatív környezet miatt megtartásuk gyenge, míg lápi környezetben főleg a vízi vegetáció alkotói, többnyire mohák, gyökerek és magvak fordulnak elő. **Egy adott makrofosszília**

közösségekben előforduló taxonok jelenlétét a modern ökológiai toleranciájukat felhasználva értelmezhetjük, ezáltal indikátor faj szerepét tölthetik be (BIRKS 2007). A vízivények környezetjelző szerepét használják fel GAILLARD (2007) és HANNON & GAILLARD (1997) munkái is, melyekben a tavak makrofita közössége elemeinek vízmélység- és hőigényét rendszerezik.



5. ábra A különböző üledékgyűjtő medencékre jellemző tafonómiai folyamatok: mérsékelt övi tavak, arktikus vagy alpesi tavak, illetve tőzegmohalápok BIRKS (2007) és JAKAB & SÜMEGI (2011) nyomán.

A növényi maradványok vizsgálata magashegyi környezetben is kiemelkedő jelentőségű, mert ezek főként a fahatár és az erdőhatár elhelyezkedésében bekövetkezett változások rekonstruálásához nyújtanak fontos adatokat. A magashegyi növényzeti zónák rendkívül érzékenyek az éghajlat megváltozására, a hőmérséklet és a csapadék mellett a talajtípus, a hóborítás mértéke, a felszín kietettsége, illetve a szél is hatással van az ott kialakuló vegetáció típusára (TINNER 2007). Makrofosszília alapon egyértelműen eldönthető a fák és a cserjék megjelenésének ideje az adott területen, így az erdőhatár és a felette elhelyezkedő fahatár pozíciójának az eltolódása is rekonstruálható. **Fahatár** alatt a fák (egyedek magasabbak, mint 2 m) előfordulásának felső magassági határát értjük, míg **erdőhatárnak** a zárt erdőborítás felső határát, melyben a lombkoronaszint záródása 30–40% körüli (TINNER 2007) (6. ábra).



6. ábra Egy mérsékelt övi magashegyi környezet átmeneti zónája az erdőhatár, a fahatár és a faegyedek legmagasabb elhelyezkedési határával és az alpin zónával, HOLTMEIER (2009) nyomán.

Napjainkban a Retyezát hegységben a lucfenyő (*Picea abies*) és a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) tekinthető fahatáralkotó fajnak 1900 és 2000 m tszfm. között, míg a havasi törpefenyő (*Pinus mugo*) 1800 m tszfm. felett válik uralkodóvá a krummholz zónában (ORBÁN et al. 2018). Mellettük alacsonyabb tengerszint feletti magasságban fontos szerepet játszik a közönséges boróka (*Juniperus communis*), a közönséges jegenyefenyő (*Abies alba*) és a napjainkban csak ültetett módon előforduló európai vörösfenyő (*Larix decidua*) (MIHAI & TEODOSIU 2009). Ezen fajok ökológiai jellemzőinek áttekintése fontos a növényi makrofosszília vizsgálat eredményeinek megértéséhez. A továbbiakban minden magasság tengerszint feletti magasságnak értendő, ott is ahol ez külön nem került jelölésre.

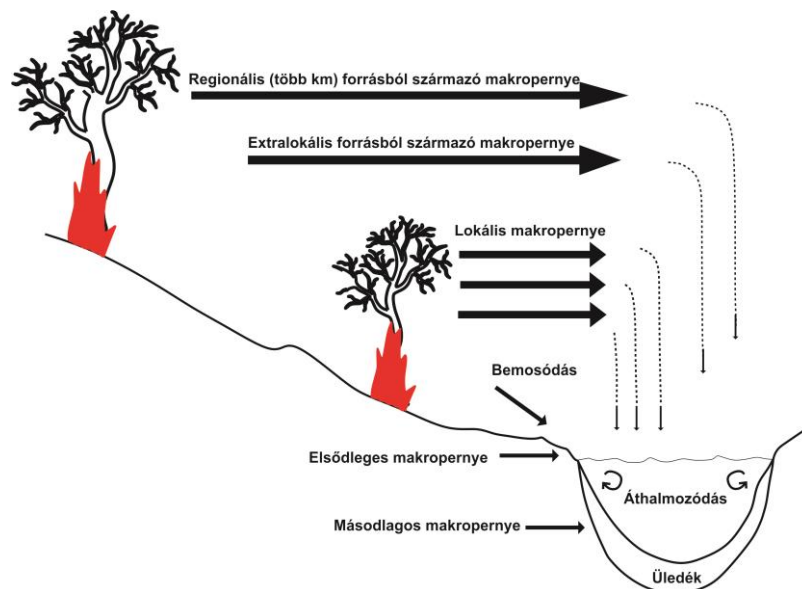
- A **közönséges lucfenyő** (*Picea abies*) a többi boreális fafajhoz képest kevésbé fagyűrő (HOLTMEIER 2009), rövid a vegetációs időszaka és a vegetációs időszak alatti alacsony hőösszeg is elegendő számára, közepes vízigényű és félárnyéktűrő faj (GENCSI & VANCSURA 1992).
- A **havasi cirbolyafenyő** (*Pinus cembra*): jó fagyűrő képességű faj (HOLTMEIER 2009), zord, sziklás, kitett lejtőkön is előfordul, lassú növekedés jellemzi (GENCSI & VANCSURA 1992).

- A **havasi törpefenyő** (*Pinus mugo*) hidegtűrő, jól elviseli a hosszan tartó hóborítást és ellenáll a hó súlyának, továbbá lavina-útvonalakon könnyen megtelepszik rugalmasságának és ellenálló képességének köszönhetően (HOLTMEIER 2009). Kedveli a sziklás lejtőket, valamint fényigényes, ugyanakkor hőigénye alacsony, rövid vegetációs időszakkal is beéri (GENCSI & VANCSURA 1992).
- A **közönséges boróka** (*Juniperus communis*) széles elterjedési területű faj, pionír jellegű cserje, melyet széles ökológiai tolerancia jellemez (GENCSI & VANCSURA 1992). Rendkívül fényigényes faj, szétterülő gyökérrendszere révén az időszakosan száraz élőhelyeken is megtelepszik (GENCSI & VANCSURA 1992).
- A **közönséges jegenyefenyő** (*Abies alba*) kisebb mértékben fagyűrő faj (WIESER & TAUSZ 2007), napjainkban, a Retyezát hegységben 700 és 1350 m tengerszint feletti magasságban gyakori (MAGYARI et al. 2018). Nehezen tűri az éghajlati szélsőségeket, mint például a tartós szárazságot vagy az extrém hideget (GENCSI & VANCSURA 1992). Különösen érzékeny a késői fagyokra, árnyéktűrő, elterjedését a klimatikus viszonyok befolyásolják legerőteljesebben (GENCSI & VANCSURA 1992).
- Az **európai vörösfenyő** (*Larix decidua*) az extrém hideg téli fagyokat is jól tűri, ugyanakkor a növekedési időszak fagyeseményeihez rosszul alkalmazkodik (HOLTMEIER 2009). Gyakran pionír faj egy adott területen (WIESER & TAUSZ 2007). Napjainkban a Déli-Kárpátokban ültetvényeken található csak meg (MIHAI & TEODOSIU 2009), glaciális reliktumfajnak tekinthető (FĂRÇAȘ et al. 2013), melynek korábbi kiterjedt populációi visszaszorultak a kora holocén során.

A környezetben megtalálható szénült maradványok vizsgálata a XIX. századtól kezdődően foglalkoztatja a kutatókat; az első paleokörnyezeti tanulmány pedig, melyben a pernyét is felhasználták, IVERSEN (1941) munkája volt, az ő nevéhez köthető az első mikropernye görbék ábrázolása is. A pollenanalízis során meghatározott mikropernye szemcsék 180 μ m-nél kisebbek, míg a makropernye szemcsék 160 μ m-nél nagyobbak. A 1990-es évektől kezdődően a faszén, mint a múltbéli tüzek ökológiailag kulcsfontosságú jelzője egyre elfogadottabbá vált. A **faszén** növényi szövetek égésekor keletkezik, elégtelen mennyiségű oxigén jelenlétében (WHITLOCK & LARSEN 2002), magas hőmérsékleten (280–500°C). Fontos elkülönítenünk egymástól a faszén és a pernye fogalmát: ez utóbbit elsősorban a lágyszárúak égése során keletkezett finomabb égett maradványokra használják, míg a faszén a fák és cserjék égése során keletkezett anyag (WHITLOCK & LARSEN 2002). Felhalmozódásuk mértéke az üledékben, illetve elszállítódásuk folyamatai fontos jellemzői a

tüzeseménynek. **Elsődleges faszénként** határozhatók meg a tüzesemény alatt vagy azt követően hamar leülepedő szénült famaradványok, míg **másodlagosnak** a tüzesemény utáni években felszíni lefolyással és az üledék áthalmozódásával bekerülő makropernye maradványokat nevezik (WHITLOCK & LARSEN 2002) (7. ábra).

A múltbéli tüzek kialakulását térben és időben az éghajlat, az éghető biomassza és az égés közötti összetett kapcsolatrendszer határozza meg (POWER et al. 2007): adott területen az éghajlat befolyásoló szerepe tükröződik az uralkodó növényzet típusában, jelentős különbségeket okozva a tüzek gyakoriságában például a csapadékosabb éghajlatú és súlyosan aszályos területek között. Adott közösségen (biom) belül a tüzek gyakorisága és az éghető biomassza mennyisége időben változik a megváltozó klíma, az éghető anyag és az égés függvényében (PYNE 1996).



7. ábra A makropernye forrásterületeit, felhalmozódási körülményeit és egyéb tafonómiai folyamatait bemutató sematikus ábra, készült WHITLOCK & LARSEN (2002) munkája nyomán.

Számos tényező figyelembevételével tekinthetünk egy faszénadatsort megbízhatónak a múltbéli tüzek rekonstrukciójához. Tavi vagy lápi környezetben a faszén tafonómiája és az üledékgyűjtő medence morfológiája is meghatározó a szemcsék ülepedésében (WHITLOCK & MILLSPAUGH 1996). Számos tanulmány támasztja alá, hogy a makroszkopikus méretű faszénmaradványok lokális tüzekről, míg a mikropernye regionális tüzeseményekről szolgáltat információt (CLARK et al. 1998; LONG et al. 1998; TINNER et al. 1998; CARCAILLET et al. 2001). A makropernye adatsorokban kapott csúcsok jelzik a nagyobb energiájú üledékbeamosódást az üledékgyűjtő medencékbe, például hirtelen beamosódási eseményeket vagy ritkábban a hosszabb távra elszállított szemcséket (POWER et al. 2007).

4. Célkitűzések

A doktori kutatásom legfőbb célja a késő-pleniglaciális időszak (24000–14700 év, TZEDAKIS et al. 2013e) és az azt követő későglaciális időszakokat lefedő (14700–11700 év; BJÖRCK et al. 1998; RASMUSSEN et al. 2014) lokális növényzetrekonstrukciója volt, melyhez alföldi és hegyvidéki üledékszelvek növényi makrofosszília és makropernye vizsgálatainak eredményeit használtam fel. A vizsgált szelvek közül a Kokadi-láp az utolsó 20000 évet, míg a Szent Anna-tó 27000 évet fed le (melyből a dolgozatban a 17000 és 6500 év közötti rész kerül bemutatásra). A Retyezát magashegyi tavi üledékei a későglaciális időszakig nyúlnak vissza, többségük a holocén idősakra (11700 évtől kezdődően) fókuszál. Ez utóbbi vizsgálata a globális felmelegedés kapcsán egyre hangsúlyosabb kérdéseket vet fel a fajok terjedésével és alkalmazkodó képességével, a fahatár és az erdőhatár magassági eltolódásával kapcsolatban. A Retyezát magashegyi tavainak vizsgálata ugyan túlnyúlik a dolgozat címében meghatározott időszakon, azonban a holocén (11700 évtől napjainkig) során a magashegyi környezetben végbement változások növelik ismereteinket, segítenek megérteni a múltbeli növényzeti változások okait, illetve kiemelt jelentőséggel bírnak a területen, mivel a Déli-Kárpátok első fahatár és erdőhatár vizsgálatainak eredményeit foglalják össze.

- 1) A **Szent Anna-tó** növényi makrofosszília vizsgálatainak célja az utolsó eljegesedés idején jelentkező klímafluktuációra (Heinrich-1 esemény) adott lokális növényzeti válaszainak felderítése, a lokális vegetációs válasz kimutatása, illetve az egymást követő felmelegedésekre és lehűlésekre adott növényzeti válaszok különbségeinek feltérképezése.
- 2) Az érmelléki **Kokadi-láp** vizsgálata a láp kialakulási körülményeinek felderítése mellett a lápfejlődés szakaszainak vizsgálatát célozza növényzetbeli és környezetbeli változások tanulmányozásával az LPG és későglaciális időszakokra vonatkozóan, kiemelten a Heinrich-1 esemény (HE-1: 17500–16000 év BOND 1997, GS-2 1a RASMUSSEN et al. 2014 alapján) vízi növényzetre gyakorolt hatását. A lokális növényzet ökológiai igényeinek figyelembe vétele lehetőséget ad kvantitatív paleoklimatikus becslések elvégzésére, illetve a lápi környezet vízszint-változásainak rekonstruálására.
- 3) A **Déli-Kárpátokban** végzett elemzések a Retyezát hegység északi és déli oldali lejtőjén végbement fahatár és erdőhatár magassági eltolódásait célozzák, a fahatár ökoton zóna fajösszetételében bekövetkezett változások tanulmányozását, valamint az

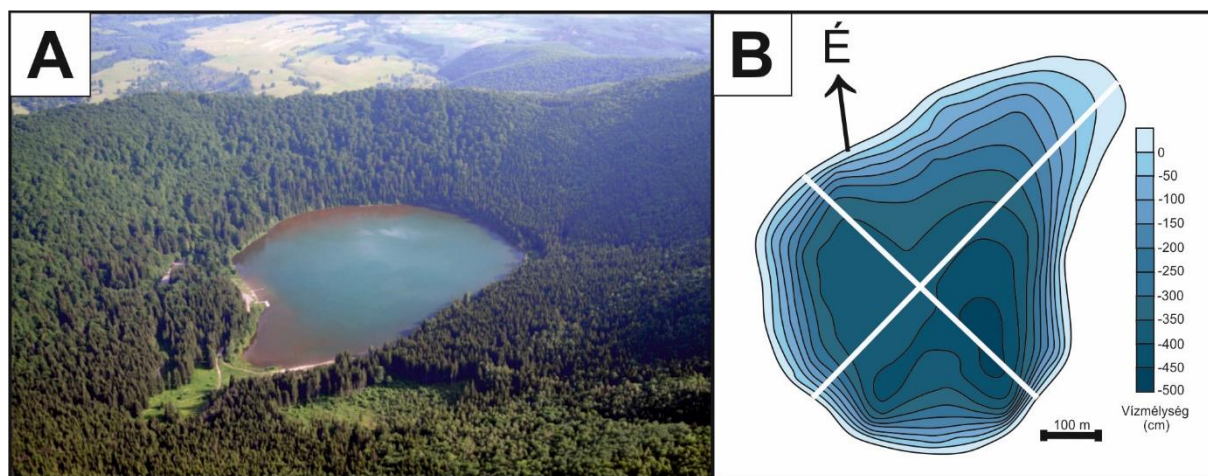
antropogén hatások megjelenését és azok összefüggését a klíma megváltozásával magashegyi környezetben.

Saját vizsgálati eredményeimet (növényi makrofosszília és makropernye) az üledékszelvevényeken végzett más kapcsolódó vizsgálati eredményekkel együtt értelmezem, ezek a következtetésem levonását jelentősen segítik.

5. A mintavételi területek bemutatása

5.1 Keleti-Kárpátok, Csomád-hegység: Szent Anna-tó

A **Szent Anna-tó** (Lacul Sfânta Ana, Lake St Anne, É. SZ. 46°07'35", K. H. 25°53'17") a Hargita hegység Csomád vonulatának egyik vulkanikus kráterében található, 950 m-es tengerszint feletti magasságban (**8. ábra**). A Csomád-hegység egy kb. 100km hosszúságú vulkanikus lánc, a Kelemen-Görgényi-Hargita vonulat legdélekeletibb tagja a Keleti-Kárpátok előterében. A hegység magas káliumtartalmú dácitból épül fel, a legidősebb képződmények 1–0,75 millió évvel ezelőtt jöttek létre, majd egy lávadómokból képződő együttes alakult ki 0,65–0,5 millió évek között (KARÁTSON et al. 2016; PÉCSKAY 1995; SZAKÁCS et al. 1993; VINKLER et al. 2007). A legfiatalabb robbanásos kitörések a komplexumon belül zajlottak le (KARÁTSON et al. 2017; VINKLER et al. 2007). A területen ma is megfigyelhetőek az utóvulkáni működés jelei ásványvízforrások, mofetták és szolfatárak képében (HARANGI et al. 2010; KARÁTSON et al. 2013; SZAKÁCS et al. 2002; VASELLI et al. 2002; VINKLER et al. 2007).



8. ábra A) A Szent Anna-tó látképe (forrás: <https://szekelyhon.ro>) illetve B) a tó batimetriai térképe (forrás: Geomega Kft., Hargita 2012 projekt).

A Szent Anna-tavat az esővíz táplálja, nincs felszíni befolyója; felszíne 19,3 ha, vízgyűjtő területe 215 ha (PÁL 2000). A krátertavat dácit lávakupolák veszik körül, a lejtőket piroklaszt borítja (KARÁTSON et al. 2013), körülötte a kráter pereme 300–400 m-rel emelkedik a tó vízszintje fölé (HARANGI et al. 2010). A kutatási eredmények KARÁTSON et al. (2016, 2017) munkái alapján 29600 év körülre teszik az utolsó, feltételezhetően erőteljes robbanással járó kitörés idejét, mely létrehozta a Szent Anna-tó kráterét (KARÁTSON et al. 2016). A

legújabb kormeghatározási módszerek eredményei alapján KARÁTSON et al. (2019) az utolsó vulkanikus aktivitás idejét 27700 ± 1400 évben határozta meg.

A térség éghajlata mérsékelt övi kontinentális, az éves átlaghőmérséklet 4°C , míg az éves csapadék mennyisége 800 mm körüli (KRISTÓ 1995). A hegység tengerszint feletti magassága (Nagy-Csomád csúcsa 1301m-es) és a Tusnád-völgyében sokáig megmaradó fagy erőteljesen befolyásolja a klimatikus viszonyokat (SZÁNTÓ et al. 2006). A völgyben uralkodó hőmérsékleti inverzió határozza meg a növényzeti övek elhelyezkedését: a lombhullató közönséges bükk (*Fagus sylvatica*) zónája a lucfenyves (*Picea*) zóna felett található (MAGYARI et al. 2009a), több meleg mikroklímájú hegyoldallal. SCHUR (1858) leírása nyomán a Szent Anna-tavat sűrű lucfenyves (*Picea abies*) vette körül a XIX. század közepén. A lucfenyő egyedek domináltak a tóparton, míg a bükkös (*Fagus sylvatica*) a lejtőket borította, melybe néhol jegenyefenyő (*Abies alba*) is szórványosan keveredett. NYÁRÁDI (1929) leírásában is sűrű lucfenyves uralta erdőt jelzett pár méterrel a tóparttól. A partmenti lejtőkön közönséges lucfenyő (*Picea abies*), közönséges boróka (*Juniperus communis*), erdeifenyő (*Pinus sylvestris*) és elszórtan közönséges bükk (*Fagus sylvatica*) egyedeket írt le.

Napjainkban a tó partja részben nyílt, részben lucfenyő (*P. abies*) és bükk (*F. sylvatica*) borítja. A parton kialakuló elegyes erdőkben gyertyán (*Carpinus betulus*), közönséges nyír (*Betula pendula*), kecskefűz (*Salix caprea*), hamvas fűz (*Salix cinerea*), korai juhar (*Acer platanoides*) és erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) is megjelenik. A tó északkeleti, sekélyebb részén úszóláp alakult ki sásfajokkal (*Carex rostrata*, *Carex lasiocarpa*), keskenylevelű tőzegmohával (*Sphagnum angustifolium*) és fürtös lizinkával (*Lysimachia thyrsoiflora*) (MAGYARI et al. 2014b). Botanikai megfigyelések során az úszóláp kiterjedése és a tápanyagigényes víznövények száma jelentősen megváltozott az utolsó kétszáz év során. A tó állapotának megőrzése céljából 2018-tól a NATURA 2000 természetvédelmi védettség alatt álló területen megtiltották a fürdőzést.

5.2 Kelet-Alföld, Érmellék térség: Kokadi-láp

Érmellék (9. A ábra) a mérsékelt övi kontinentális éghajlatba tartozik, éves középhőmérséklete $9,8^{\circ}\text{C}$, éves csapadékmennyisége 568 mm/év (debreceni metereológiai állomás adatai alapján 1901-2000 között), a júliusi középhőmérséklet $19-20^{\circ}\text{C}$, míg a januári $\sim -3^{\circ}\text{C}$ (KISS et al. 2012) (9. B ábra). A térségben az északkeleti az uralkodó szélirány,

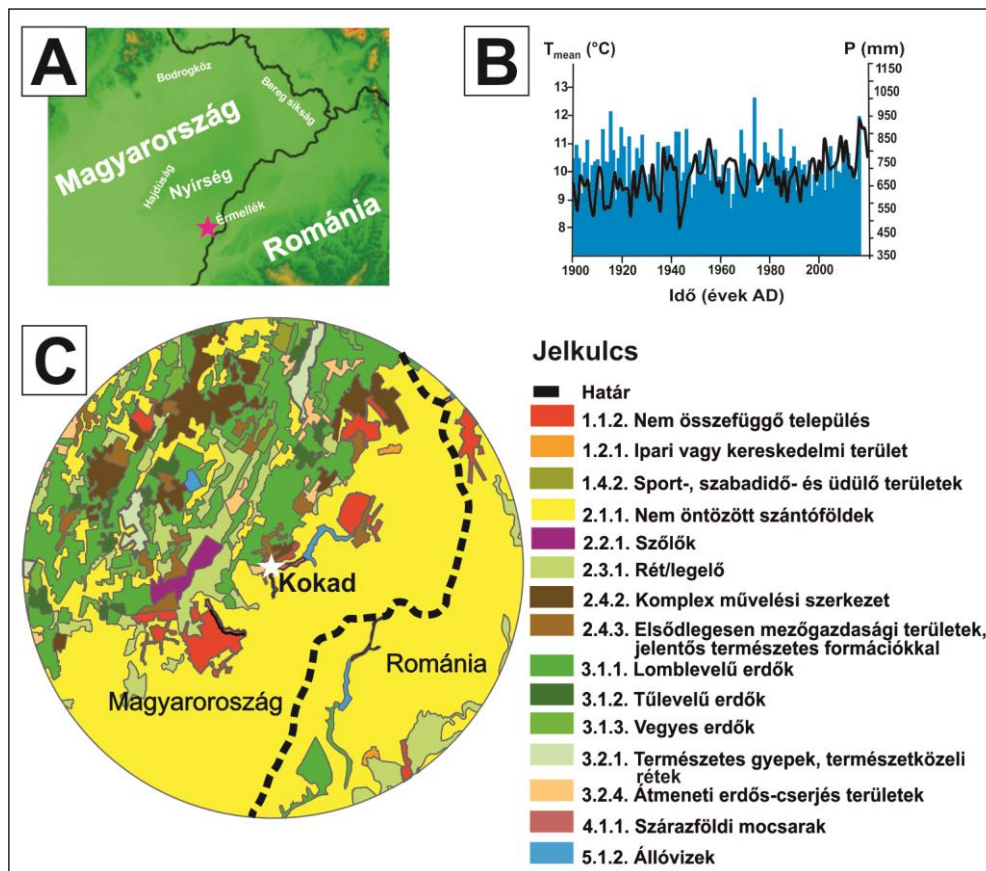
ugyanakkor a kevésbé gyakori nyugatias szelek erősebbek (KISS et al. 2012). A régiót különböző növényzeti típusok keveredése jellemzi, száraz és mérsékelt nedves füves területek, mezotróf vizes rétek, keményfaerdők és zárt sztyeppes tölgyesek jellemzik (KIRÁLY et al. 2008). A lápokon és a nedves élőhelyeken gyakori fajok az alábbiak: réti angyalgyökér (*Angelica palustris*), fehér zászpa (*Veratrum album*), keskenylevelű békapohár (*Berula erecta*), rostostövű sás (*Carex appropinquata*), zombéksás (*Carex elata*), mocsári orbáncfű (*Hypericum tetrapteum*), nádi boglárka (*Ranunculus lingua*) (KIRÁLY et al. 2008).

A **Kokadi-láp** (Kokad mire, 112 m, É. SZ. 47°24'10", K. H. 21°55'43") a Nagy-Alföld keleti részén, Érmellék kistérségben található (**9. A ábra**), a Hajdúság, a Nyírség és az Érmellék találkozásánál. A Würm glaciális idején a Tisza folyó kettészelte ezt a területet (KISS et al. 2015), majd a folyó a Bodroghöz süllyedésével és a Nyírség–Érmellék térségek emelkedésével észak felé terelődött a Szatmár-Beregi-síkság irányába (BORSY 1989). A mederváltás pontos kora bizonytalan. BORSY (1989) tanulmánya szerint 22000 és 20000 évek között, míg más kutatások szerint 18000 és 16000 évek között zajlott (TIMÁR et al. 2005). A fúrásponthoz közvetlen környezetében nád (*Phragmites australis*) dominálta élőhely alakult ki gyékényfajokkal (*Typha latifolia*, *T. angustifolia*) és ágas békabuzogánnyal (*Sparganium erectum*) vegyítve (IFJ. PAPP et al. 2010).

Régészeti bizonyítékok szerint az érmelléki régió a középső neolitikum óta (kb. 6500–7000 éve) lakott (FÜZESI et al. 2015). A korai települések maradványai a késő neolitikumban virágzó Herpály kultúra (kb. 6950–6450 évek között) maradványait őrizték meg (GÁL et al. 2005). A neolitikus népesség vadászó életmódjáról tanúskodik a nagyobb arányban feltárt, vadon élő állati maradványok száma (GÁL 2005). A Kokadi-láphoz legközelebbi régészeti lelőhely Berettyóújfalu-Herpály, melynek kora 6570–6270 évre tehető (GYULAI 2010).

A régióban számos megerősített tell település alapjait tárták fel, melyek nagyrészt a kora bronzkorig nyúltak vissza (DANI 2005), a közeli Pocsaj település (kb. 15km-re található Kokadtól délnyugati irányban) és környéke először a Makó kultúra (4650–4450 jelen év) része volt, majd a magasabb szárazulatokat a Nyírség kultúra foglalhatta el az Ér völgyében (DANI 2005). A bronzkori kultúrák elterjedésének határa az Ér völgye volt, talajtani és a változatos felszínformáinak köszönhetően. Az Erdélyből elterjedő kultúrák nem lépték át ezt a vonalat (DANI 2005). A késő bronzkorban a terület a Gáva kultúra (3350–2850 jelen év) része volt, akik az Ér mocsaras völgyében levő kis szigeteken településeket hoztak létre (DANI 2005). Az erdőterületek kiirtásának nyomai jól beazonosíthatók a gyomnövények gyors elterjedésével (pl. a libatopfélék, az útifüfélék) (SÜMEGI 2005). Érmellék régióját a vaskor

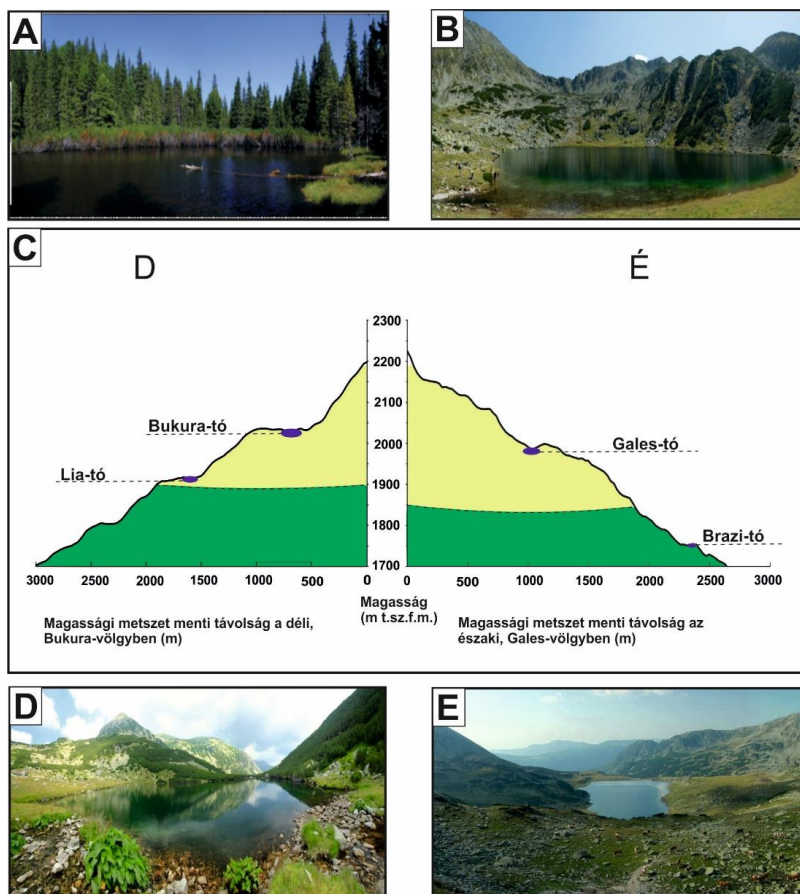
során alacsony népsűrűség jellemezte, különböző kultúrák közti helyet foglalt el (SZENDREY 1984). Az első falvakat a 10. és a 13. században alapították, melyhez erőteljes erdőirtás társult (MEZŐSI 1943).



9. ábra A) A Kokadi-láp elhelyezkedése Érmellék kistérségben, a láp helyzetét csillag jelöli B) a debreceni meteorológiai állomás csapadék és hőmérséklet adatai 1901-től C) Kokadi és környékének felszínborítási térképe és kategóriái CORINE 2012 felszínborítási térkép felhasználásával. A láp helyzetét fehér csillag jelöli.

5.3 Déli-Kárpátok: a Retyezát hegység

A Déli-Kárpátok Retyezát hegysége kelet–nyugati irányban a Zsil folyó völgye és a Hátszegi-medence között terül el. A hegység jelentős része a Retyezáti Nemzeti Parkhoz tartozik (1935), és rendkívül gazdag állat- és növényvilággal rendelkezik: 90 endemikus és 130 ritka és védett faj található itt meg (BORZA 1934, CSÚRÖS et al. 1956, NYÁRÁDY 1958). A hegység alapkőzete gránit és granodiorit, melybe kristályos agyagpala települt be az északi és a déli vonulatok közé (JANCSIK 2001). Több, mint 50 hegycsúcsa nyúlik 2000 m-es magasság fölé, a hegység legmagasabb pontja a Peleaga-csúcs (2509 m).



10. ábra A Retezát hegység északi és déli oldalán, Gales- és Bukura-völgyben vizsgált tavak és látképek (forrás: Orbán Ildikó, Magyarai Enikő) az erdőhatár jelenlegi magasságának megjelölésével (szaggatott vonal).

Gales-völgy (Északi-lejtő): Az erdőhatár magassági változásainak felderítésére az északi és a déli lejtőn is két-két tó került kiválasztásra (10. ábra). Az északi lejtőn 1740 m-es magasságban elhelyezkedő kisméretű (0,4 ha), sekély (maximum vízmélység 1,1 m) **Brazi-tó** (Tăul dintre Brazi, TDB, É. SZ. 45°23'47", K. H. 22°54'06", 10. A ábra) a zárt erdő határa alatt található kevert közönséges lucfenyő (*Picea abies*) és havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) erdőben, felszínén úszó tőzegmoha (*Sphagnum* sp.) borítással, melyben a szálás szittyó (*Juncus filiformis*), a hüvelyes gyapjúsás (*Eriophorum vaginatum*), a fekete áfonya (*Vaccinium myrtillus*), a vörös áfonya (*V. vitis-idaea*), az erdélyi havasszépe (*Rhododendron kotschii*) és néhány törpefenyő (*Pinus mugo*) egyede is megtalálható. A **Gales-tó** (Lacul Galeș, GALEŠ-3, 3,68 ha, É. SZ. 45°23'60", K. H. 22°54'33", 10. B ábra) 1990 m tengerszint feletti magasságon található, a partján az alpin rétek jellemző lágyszárú fajai uralkodnak: gyepes sédbúza (*Deschampsia caespitosa*), vörös csenkesz (*Festuca rubra*), merev szörfű (*Nardus stricta*), háromlevelű pimpó (*Potentilla ternata*), hegyi gyömbérgyökér (*Geum montanum*), havasi harangvirág (*Campanula alpina*), fehér zászpa (*Veratrum album*), bojtos hölgyfű (*Hieracium villosum*), foltos orbáncfű (*Hypericum maculatum*), havasi

medvegyökér (*Ligusticum mutellina*), mezei perjeszittyó (*Luzula campestris*), tárnicslevelű útifű (*Plantago gentianoides*), jakabnapai aggófű (*Senecio carniolica*), pireneusi sás (*Carex pyrenaica*), nyúlfarkfű (*Sesleria bielzii*).

Bukura-völgy (Déli-lejtő): A déli oldalon található a Retyezát legnagyobb tava, a **Bukura-tó** (Lacul Bucura, BUK-5, 8,92 ha, É. SZ. 45°21'42", K. H. 22°52'27", **10. E ábra**) 2040 m tengerszint feletti magasságon, amely a fahatár felett helyezkedik el. Környező lejtőin alpin rétek találhatóak, melyekbe néhol törpefenyő egyedek keverednek. Sziklás felszíneken megjelenik a közönséges boróka (*Juniperus communis*) is. A legeltetés napjainkban is gyakori a környező lejtőkön, főleg marhákat és juhokat hajtanak fel a pásztorok a jó minőségű alpin rétekre. A **Lia-tó** (Lacul Lia, LIA-1, 1,26 ha, É. SZ. 45°21'7,3", K. H. 22°52'39,3", **10. D ábra**) 1910 m tengerszint feletti magasságon található, a jelenlegi fahatár közelében. Sűrű törpefenyves (*Pinus mugo*) telepedett meg a tó nyugati, meredek partján közönséges borókéval (*Juniperus communis*) és fekete áfonyával (*Vaccinium myrtillus*) keveredve. A fafajok (*Picea abies* és *Pinus cembra*) a parttól kb. 150 m-nyire délre találhatóak, pár egyed található csak a tó feletti gerincen. A tó két befolyó patakját lágyszárúak és vizes élőhelyeket kedvelő fajok népesítik be: a mocsári gólyahír (*Caltha palustris*), a havasi lórom (*Rumex alpinus*), a sisakvirág (*Aconitum tauricum*), a havasi bérclapu (*Adenostyles alliariae*), az erdei deréce (*Epilobium angustifolium*), a közönséges medvetalp (*Heracleum palmatum*) is megtalálható itt. Míg az északi, laposabb partszakaszt alpin rétek jellemző fajai színesítik: merev szőrű (*Nardus stricta*), erdei sédbúza (*Avenella flexuosa*), borjúpázsit (*Anthoxanthum odoratum*), havasi komócsin (*Phleum alpinum*), vörös csenkesz (*Festuca rubra*), rezes hölgyalm (*Hieracium aurantiacum*), havasi harangvirág (*Campanula alpina*), terebélyes harangvirág (*Campanula patula*), havasi medvegyökér (*Ligusticum mutellina*), búzavirág (*Centaurea uniflora*), lilásszárú aggófű (*Senecio ovatus*), aggófű (*Senecio doronicum*), foltos orbáncfű (*Hypericum maculatum*), varjúkőröm (*Phyteuma confusum*), bérci mirigylapu (*Homogyne alpina*), hegyi gyömbérgyökér (*Geum montanum*) és havasi kökörtin (*Pulsatilla alba*).

6. Kutatási módszerek

6.1 Mintavétel

A **Szent Anna-tó** üledékét 2010 telén mintázták meg Livingstone-típusú fúró segítségével (SZA-2010), azonban ez a fúrás nem érte el a krátertő alját, ezért egy 2013-ban megismételt fúrás során újabb üledékmagot hoztak felszínre (SZA-2013). A **Kokadi-láp** mintavételénél Livingstone-típusú fúrót használtak 2008-ban, mellyel 635 cm hosszúságú üledék megvétele sikerült. Az üledék legalsó 40 cm-es szakaszához oroszfejes kézi fúrót alkalmaztak. A **Retyezát hegység** magashegyi tavainak mintázása 2007 és 2008 nyarán zajlott, módosított Livingstone- és Kullenberg-típusú fúrók segítségével: a Brazi-tóból 490 cm, a Gales-tóból 328 cm, a Lia-tóból 829 cm, míg a Bukura-tóból 495 cm hosszúságú fúrómagokat nyertek ki.

6.2 Növényi makrofosszília vizsgálat

A növényi részek vizsgálatához több centimétert lefedő részminták kerültek összevonásra (átlagos térfogatok: Kokadi-láp 23 cm³; Brazi-tó 9 cm³; Bukura-tó 5,4 cm³; Szent Anna-tó 3,3 cm³). A részmintákat vegyszeres kezelés során 10%-os NaOH oldattal kezelttem, majd 250 µm és 180 µm átmérőjű szűrőhálón szűrtem le. Az iszapolat a szűrés után hűtőbe került az elemzés végéig. A szárazföldi és vízi növényi maradványok határozása és vizsgálata sztereomikroszkóp (Olympus SZ51) segítségével történt a lehető legalacsonyabb taxonómiai szintig, az alábbi határozó könyvek (KATZ et al. 1965, HAAS 1994, BOJNANSKÝ & FARGAŠOVÁ 2007; SCHERMANN 1967; TOMLINSON 1985; VELICHKEVICH & ZASTAWNIAK 2008) illetve az MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport és a Magyar Természettudományi Múzeum referencia gyűjteményeinek felhasználásával. A mintákban jelen levő **specifikus tőzegszövet-alkotó elemek** (magvak, termések, mohák, gyökérszövetek, tülevelek, sporogóniumok) **a lokális vegetáció** azonosítását teszik lehetővé, míg a **nem specifikus tőzegszövet-alkotók** (meghatározhatatlan egyszikű maradványok, azonosítatlan szerves törmelék, levéltöredék, *Sphagnum*-szárak és levelek, fakéreg maradványok, csigahéj töredékek illetve ízeltlábú maradványok) jelentős információt hordoznak a **felhalmozódási környezetről** és a **hidrológiai folyamatokban** bekövetkezett változásokról.

Az üledékkomponensek (azonosítatlan szervesanyag, fakéregmaradvány, makropernye, azonosítatlan levélmaradvány, egyszikű növényi maradvány) meghatározása 5 véletlenszerűen kiválasztott 1cm²-es négyzethálóban történt Petri csészében. Mennyiségi becslésük a QLCMA (semi-quantitative quadrat and leaf-count macrofossil analysis technique) módszer módosított leírása alapján történt (BARBER et al. 1994; JAKAB et al. 2004). Az üledékmintákban talált tűlevelek száma a Szent Anna-tó és a retyezáti tavak esetében az alábbi formula alapján kerültek meghatározásra: $MN = (WN + (NF/2) + NH)$, melyben MN a minimum tűlevélszám, WN az egész tűlevelek száma, NF a tűlevél töredékek száma, míg NH a tűlevéltövek vagy tűlevélhegyek száma (attól függően, hogy adott mintában melyik fragmentumból volt több). A makrofosszília maradványok koncentrációját standard térfogatra számítottam át, a makrofosszília diagramokat a TILIA program (GRIMM 1992) segítségével ábrázoltam ki. A lokális makrofosszília zónák határainak megállapításakor a főbb összetevők megjelenését/eltűnését és azok koncentrációinak változásait vettem figyelembe.

A doktori disszertációban bemutatott növényi makrofosszília vizsgálatok közül az alábbiakat tekintem saját munkáimnak: Szent Anna-tó, Kokadi-láp, Brazi-tó (részben) és a Bukura-tó. Minden más esetben a diagramok alatti feliratban tüntettem fel az elemzést végzőket. Az általam határozott legépebb növényi maradványok képeit a *11. és a 12. számú Melléklet* tartalmazza.

6.3 A makropernye vizsgálat

A makropernye vizsgálatokhoz folyamatosan mintavételezett 1 cm³-nyi üledék került előkészítésre, előbb vegyszeres kezelés során (5% KOH, 2% NaOCl illetve 10% NaPO₃), majd 160 µm átmérőjű szűrőn gyenge vízszög alatt szűrésre (GENRIES et al. 2012). A minta vizsgálata egy porcelán csészében történt LEICA M80 binokuláris mikroszkóp segítségével, melyhez kamerán keresztül csatlakoztatott képelemző szoftver (WINSEEDLE, Regents Instruments Canada Inc. 2009) segítette a pernyemaradványok azonosítását és azok számának és felszínének meghatározását.

Amennyiben a pernyekoncentráció adatokat a kormodellből származó ülepedési rátával elosztjuk, **akkumulációs rátaként** (CHAR) fejezzük ki az értékeket. Ezt tovább bontottuk háttér (CHAR_{background}) illetve csúcs (CHAR_{peak}) komponensre, így könnyítve meg a lokális erdőtüzek elkülönítését a regionális hatásoktól. **Az adatsor háttérkomponense tükrözi a**

regionális tüzek és a másodlagosan keletkező és bemosódó makropernye mennyiségét, míg a csúcskomponens a helyben keletkezett tüzesetekről hordoz információt, ezáltal az elsődleges makropernye mennyiségét adja meg. A háttérkomponens lowess regresszió felhasználásával 1000 éves időablakban került modellezésre, a legnagyobb jel/zaj arányérték beállítása mellett (SNI, signal-to-noise index) (KELLY et al. 2011). A pernyecsúcskomponens az egyenlő időközökre interpolált adatsor és a háttérkomponens különbségéből származik, a rekonstruált erdőtűz események ($CHAR_{fire}$) megállapításakor 90%-os határértéket vettünk figyelembe a helyi zaj meghatározásakor. Minden statisztikai elemzés és értékelés a CharAnalysis szoftver felhasználásával történt (HIGUERA et al. 2009).

A doktori disszertációban bemutatott makropernye vizsgálatok közül az alábbiakat tekintem saját munkáimnak: Kokadi-láp és a Bukura-tó. Minden más esetben a diagramok alatti feliratban tüntettem fel az elemzést végzőket, illetve hivatkoztam a megjelent publikáció(k)ra.

6.4 Radiokarbon kormeghatározás, üledékek rétegtani leírása

A radiokarbon kormeghatározás az üledékrétegek korát adja meg számunkra, mely adatsoraink időbeli elhelyezését, illetve más adatokkal történő összehasonlítását segíti. A kormélység modellek létrehozásához szükséges ^{14}C koradatok a Poznańi Radiokarbon Laboratóriumban (Lengyelország), a debreceni Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Intézetben (IKER), illetve a Kölni Egyetem Geológiai és Ásványtani Intézetének laboratóriumában kerültek meghatározásra.

A **Szent Anna-tó** üledékének kormeghatározáshoz a SZA-2010-es fúrómagból származó növényi makrofossziliák (*Picea abies* rügpikkelyek és tülevek, *Carex rostrata* magok, *Sphagnum* sp. levelek) mellett árvaszúnyog fejtokok, ágascsapú rákok petéi és faszénmaradványok is alapul szolgáltak (3. számú Melléklet). A **Kokadi-láp** modelljéhez szükséges 23 darab radiokarbon kormérés növényi maradványokon (*Phragmites australis* szövetek, *Typha* sp. és *Sambucus nigra* magok, *Carex* sp. levelek, faszén és fakéreg maradványok) és biogén karbonát üledékösszleten zajlott (5. számú Melléklet). A **Brazi-tóból** 21 radiokarbon koradat, a **Gales-tóból** 20 koradat, míg a **Bukura-tó** üledékéből 16 kormérés, a **Lia-tóból** pedig 16 mérés eredménye áll rendelkezésre (8. és 9. számú Melléklet). A retyezáti tavak kormeghatározásához többnyire növényi maradványokat (pl. *Picea abies*

magokat és tűleveleket, *Pinus mugo* tobozokat és tűleveleket), ágascsapú rákok petéit, valamint az üledék 250 μ m-nél nagyobb, ill. 250 μ m-nél kisebb részét is felhasználtuk.

Minden radiokarbon koradat a Calib Rev. v.7.0.4. szoftver segítségével került kalibrálásra (STUIVER & REIMER 1993; REIMER 2013). A **Szent Anna-tó** kormodellezéséhez többféle módszert felhasználtunk, a korábbi, 2014-es eredményeket lineáris modell mentén, míg az ideji, újabb eredményeket az R statisztikai program BACON modellje mentén ábrázoltuk. A korok jobb illeszkedéséhez SZA-2010-es fűrőmag kétféle BACON modellje is elkészült, a módosított modell hiátus beillesztésével is lefuttattuk (10. számú Melléklet). A dolgozatban szereplő adatok az első BACON modell mentén értelmezendők. A **Kokadi-láp** kor-mélység modellje az R program BACON programcsomagját felhasználva készült. A kor-mélység modell elkészítéséhez a Bayes-féle statisztika nyújtott segítséget (BLAAUW & CHRISTEN 2013), mely meghatározta a kiugró koradatokat.

A **Déli-Kárpátok** tavainak kor-mélység modelljei szintén az R statisztikai programban készültek el, a CLAM v2.1 csomag segítségével, *smooth spline* görbeillesztő funkció felhasználásával. Ülepedési ráta alatt a kor-mélység modell által számított év/cm értéket értjük (BENNETT 1994). Az ülepedés felhalmozódásának mértékét jellemző akkumulációs ráta, mely az ülepedési ráta inverz értéke (cm/év), a felhalmozódás idejében bekövetkező változásokra hivatott felhívni a figyelmet (BROTHERS et al. 2008; CRANN et al. 2015). A retyezáti magashegyi tavak kor-mélység modelljeinek részletes leírását HUBAY et al. (2018b) munkája foglalja össze, melyet KEARNEY et al. (2018) a Brazi- és Lia-tavak esetében tovább pontosított.

Az üledékek rétegtani leírása TROELS-SMITH (1955) alapján készült, amelyet az üledékmagok felszeletelése, majd hűtőben történő tárolásuk követett. A rétegtani jellemzés alapja az, hogy a negyedidőszaki tavi, lápi és mocsári üledékeket egy meghatározott számú komponens keverékének tekintik, amelyen belül 6 kategóriát különítenek el (*Turfa*, *Detritus*, *Limus*, *Agrilla*, *Grana*, *Substantia humosa*) (BIRKS & BIRKS 1980). Ezen komponensek mennyiségét 0–4-es skálán jelölik, majd meghatározott jelkulcs alapján ábrázolják. Az üledékek rétegtani leírása és radiokarbon koradatokat tartalmazó táblázatok a *Mellékletben* (2. számú, 4. számú, 6. számú, 7. számú) találhatóak.

6.5 Szervesanyag tartalom, mágneses szuszceptibilitás, kémiai elemanalízis és szemcseméret eloszlás vizsgálata

Az üledékek **szervesanyag tartalom** (LOI: *loss on ignition*) meghatározása széleskörűen elterjedt módszer a szerves komponens és a karbonáttartalom kimutatásban (HEIRI et al. 2001). A tavak és lápok produktivásáról, illetve talajeróziós folyamatok bekövetkezéséről árulkodik. A mérés 1 cm³-nyi térfogatú üledékmintákon történt, a Szent Anna-tó fűrőmagjából 1-2 cm-es, a Kokadi-láp üledékéből 2 cm-es felbontásban. A Brazi-tó 1 és 4 cm-enként, a Gales-tó 2 és 4 cm-enként, a Lia-tó 1 cm-enként, míg a Bukura-tó 2 cm-enként került megmintázásra. A mintákat 105°C-on 2 órán keresztül szárították, majd 4 órán keresztül 550°C-on égették (HEIRI et al. 2001). A szervesanyag tartalom a száraz anyag hevítés utáni veszteségeként határozható meg (HEIRI et al. 2001).

Az **SZA-2010**-es fűrőmag és a **Kokadi-láp mágneses szuszceptibilitás** mérése a fűrőmagok kettévágása után MSCL (*multi-sensor core logger*) segítségével történt 2 és 5 mm-es felbontásban. Ez a gyors, roncsolásmentes, nagy felbontású vizsgálat szenzortól függően képes az üledékek geofizikai és geokémiai tulajdonságainak meghatározására. A szuszceptibilitás dimenzió nélküli értéke kifejezi, hogy mekkora az üledékben átmágnesezhető ásványok aránya, a porhullás mértékéről nyújt információt számunkra.

A lápi üledék **szemcseméret** vizsgálatához az üledéket előbb vegyszeres kezelésnek vetettük alá követve BUURMAN et al. (1996) módszertanát, mellyel az üledék különböző szemcseméret frakcióinak arányát fejezzük ki, mely a tó közvetlen környezetében végbemenő változásokra, bemosódásra utalnak. A minták mérése az ELTE TTK Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék talajtani laboratóriumában található Horiba Partica 950 LA lézeres szemcseeloszlást vizsgáló műszerrel zajlott. A szemcseméret osztályok meghatározása BLOTT & PYE (2012) munkája alapján több adatbázis összehasonlításával történt. A kőzetliszt/agyag frakció mérethatárának megállapításához ESHEL et al. (2004) és a HORIBA INC. (2012) ajánlásait használtuk fel, mely a következő besorolást tette lehetővé: a durva homok >0,5mm, a közepes szemcseméretű homok 0,5–0,2 mm között, a finomhomok 0,2–0,1 mm között, a nagyon finomszemcsés homok 0,01–0,05 mm között, a durva kőzetliszt 0,05–0,01mm között, a finom kőzetliszt 0,01–0,005 mm közt, míg az agyagfrakció <0,005 mm tartományban került meghatározásra a Kokadi-láp üledékében.

A Szent Anna-tó üledékén mért **elemösszetételt** nagy felbontású röntgen-fluoreszcens készülékkel mértük (ITRAX core scanner) CROUDACE et al. (2006) alapján. Az ITRAX

módszer olyan roncsolásmentes módszer, mely az üledék szkennelése során nagy felbontású optikai RGB, mikroradiografikai és mikro-röntgenfluoreszcens spektrometriai profilt is ad. A mérés részletes bemutatását MAGYARI (2015) tartalmazza. A kémiai fő- és mellékelem analízis vizsgálat a Kokadi-láp mintáin 4 cm-es felbontásban zajlott le. A kémiai előkezelés BENGTTSSON & ENELL (1986) módszertanát követte, amely két szakaszban vegyszeres feltárást, párologtatást, illetve szárítást tartalmazott. Az elemösszetétel meghatározása induktív csatolású plazma atomemissziós spektrometria (ICP-AES) módszerrel zajlott a debreceni Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Intézetben (IKER), mely a vizsgált kémiai elemek mintabeli összes koncentrációt adja meg. Az üledékben meghatározott Al-koncentrációja a talajerózió mértékére, bemosódásra utal (a szervesanyag-tartalom változással együttesen), a Fe/Mn-tartalom aránya az üledékfelszín és a víz határán végbemenő redox állapotokról nyújt többletinformációt, míg külön-külön a Fe és a Mn-tartalom változásai a talajviszonyok változásait is tükrözik. Az üledék Ca-tartalma a karbonátképződéshez köthető, emelkedett értékei biogén karbonátképződésre utalnak, míg az emelkedett S-tartalom a szervesanyag-tartalommal együttesen a láposodás folyamatáról és a produktivitás mértékéről ad információt.

6.6 Puhatestű maradványok vizsgálata

A Kokadi-láp üledékéből a makrofosszília elemzés során kiválogatott csigahéjak vizsgálata a lápi környezet jellemzőinek alátámasztását szolgálta. A meghatározott héjak, héjtöredékek SÜMEGI & KROLOPP (2002) munkája alapján ökológiai és biogeográfiai szempontból kerültek csoportosításra, melyben a fajok vízigényük, szárazságtűrésük illetve recens elterjedésük alapján kerülnek besorolásra. A puhatestűek recens nevezéktanához DOMOKOS & PELBÁRT (2011) munkáját használtam fel. A fajok meghatározását Deli Tamás végezte.

6.7 Pollen- és sztómaanalízis

A pollenanalízis a növényzet regionális változásáról ad átfogó képet számunkra, segíti az emberi hatás megjelenésének azonosítását a vizsgált területen. Az üledékminták feltárása BENNETT & WILLIS (2001) munkája alapján történt, amely során vegyszeres kezelést (HCl,

NaOH, HF és acetolízis) illetve szűrést alkalmaztunk (180 µm és 10 µm). A pollen, a spórák és a sztómák határozása 400X-os és 1000X-es nagyításon keresztül történt az alábbi határozó atlaszok, kulcsok felhasználásával (MOORE et al. 1991; REILLE 1992; 1995; 1998; BEUG 2004). A Kokadi-láp esetében ez a feltérési mód kiegészült egy nátrium-hipoklorit (hypo, 1%) oldatos lépéssel. A pollenhatározás eredménye százalékos és akkumulációs ráta formájában is kiábrázolásra került. A Szent Anna-tó üledékét 2–8 cm-es felbontásban (2 cm³) vizsgáltuk, míg a Kokadi-láp 1-2-4 cm-es felbontásban került mintázásra, a feltéráshoz 2–3 cm³-nyi üledéket használtunk fel. A Retyezát hegység tavai közül a Brazi-tó üledéke 1-2-4 cm-es felbontásban (1–2 cm³ üledék), a Gales-tó 1–4 cm-es felbontásban, míg a Lia-tó 2-4-8 cm-es felbontásban, a Bukura-tó pedig 4–8 cm-es felbontásban (1–2 cm³ üledék) került feldolgozásra. A pollenanalízist Pál Ilona és Magyar Enikő végezte. A Gales-tavon végzett sztómaanalízis az üledékszelvény felső 228 cm-ére koncentrálódik, a határozást Orbán Ildikó végezte referenciaanyag és SWEENEY et al. (2004) határozókulcsa alapján. A vizsgálat a pollenanalízishez feltárt mintákon történt.

Az emberi hatás megjelenésének kimutatására a Déli-Kárpátokban másodlagos pollenindikátor fajok jelenlétét használtuk fel. Irodalmi adatok alapján (lásd MOORE et al. 1991) az olyan lágyszárú fajok, mint a lándzsás útifű (*Plantago lanceolata*), a széleslevelű útifű (*Plantago major*) és a réti útifű (*Plantago major-media*), az üröm (*Artemisia*) és a fűfélék (Poaceae), melyek a legeltetéshez, kaszáló rétekhez és taposáshoz szokott élőhelyen jelennek meg, regionális szinten általánosan elfogadott jelzői az emberi tevékenységnek.

7. Eredmények és értelmezésük

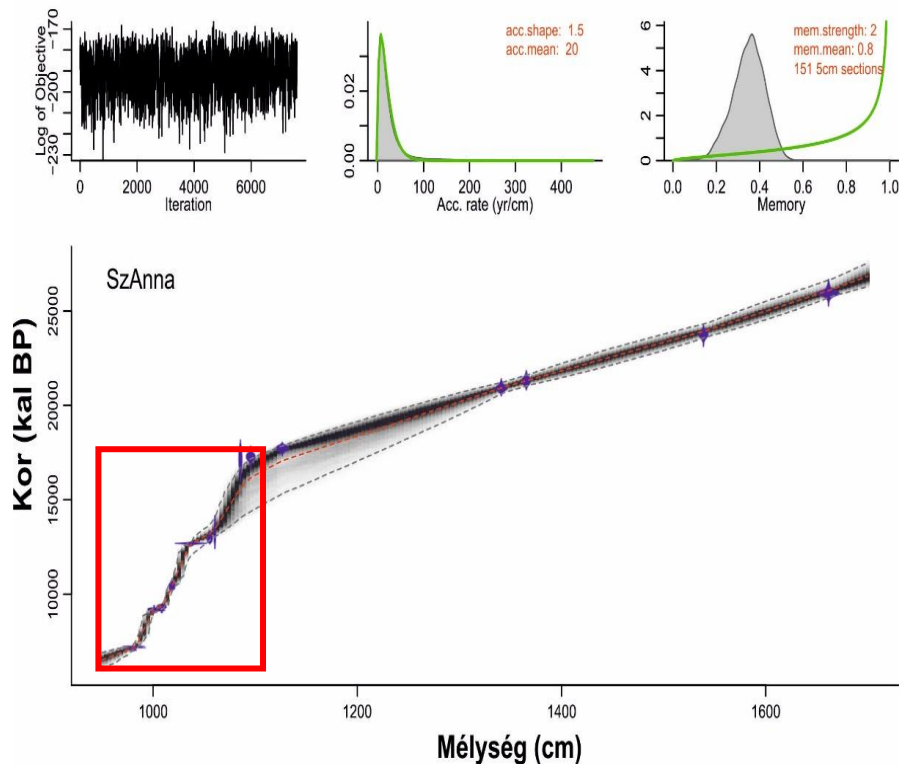
7.1 A Keleti-Kárpátok Csomád hegységében bekövetkezett növényzeti változások az utolsó 20000 évben

7.1.1 Eredmények: kor-mélység modell, üledék rétegtani leírás

A Szent Anna-tó 2010-es fúrásából 16 koradat áll rendelkezésre a kor-mélység modellhez (**11. ábra**), melyekről általánosan megállapítható, hogy a kis mennyiségű minták kevés széntartalma nehezíti a grafitizációt, így jelentősen csökken a mintákból származó aktivitás. Az 1340 cm alatti minták kormeghatározásához részben vízínövények, élőlények maradványai kerültek felhasználásra, fokozva ezáltal a rezervoár effektus lehetőségét. A rezervoár, azaz tároló-hatás azt jelenti, hogy a vízi élőlények és növények nemcsak a légköri ^{14}C izotópot építik be szervezetükbe, hanem a vízben lerakódottat is, ezáltal a kormeghatározás során idősebb koradatokat adnak. A tó vulkanikus eredetének, illetve a változó intenzitással feláramló CO_2 mennyiségnek megfelelően 1340 cm alatt idősebb koradatokat vártunk, azonban egyetlen koradat (1091–1092 cm) mutat idősebb kort az alatta és a felette levőhöz képest. Mindezen problémák feloldására az üledék korolása során többféle módszert is alkalmaztunk: először egy lineáris modellt (MAGYARI (2015)), majd a Bayes-féle módszert, melynek leírása részletesen MAGYARI (2015) munkájában található meg. Az újabb radiokarbon kormérés eredményeit felhasználva a kormodell újrafuttatását végeztük el, mindkét esetben a BACON módszer segítségével, melyből az adatainkhoz a jelenlegi tudásunkat felhasználva a legjobban illeszkedő SzA_151 modellt alkalmaztuk. Eszerint a fúrómag legalja, 1696 cm-nél 26800 évnek tekinthető, míg a legteteje 6530 évnek (950 cm). A dolgozat *Melléklet* fejezetében összehasonlításképp megtekinthető a hiátust tartalmazó másik BACON kormodell eredménye is (*10. számú Melléklet*). Vizsgálataim a 950 és 1120 cm közötti részt, tehát a 6530 és 16890 évek közti szakaszt fedik le, mivel az előzetes vizsgálatok 1120 cm alatt nem mutattak ki fásszárú maradványokat az üledékben.

A tó üledékének rétegtani leírásánál a 16885 és 6530 évek közé eső szakaszt (1120–950 cm) vettem figyelembe, melyet a növényi makrofosszília vizsgálat is lefed. Az üledék legalsó szakaszán barnás-szürkés iszapos agyag található, melybe egy sötétebb, magas szervesanyag tartalmú agyagréteg települt be, feltételezhetően talajeróziós folyamatok következtében (1115–1114 cm). Felette sötét és sárgásbarna homokos kőzetliszt található, 1081–1078 cm és 1061–1054 cm között horzsakövekkel (15220–14960 évek és 13510–13150 évek között). Az üledék teteje felé haladva sötétebb agyagos rétegek jellemzőek, magasabb szervesanyag tartalommal, néhol durvaszemcsés kőzetliszt-frakcióval keveredve, illetve

pernyesávokkal 1050 és 1042 cm között, a későglaciális időszakban. Az üledék legteteje, a holocén lefedő rész növényi maradványokban gazdag, sötétbarna agyagos gyttja (990–950 cm).

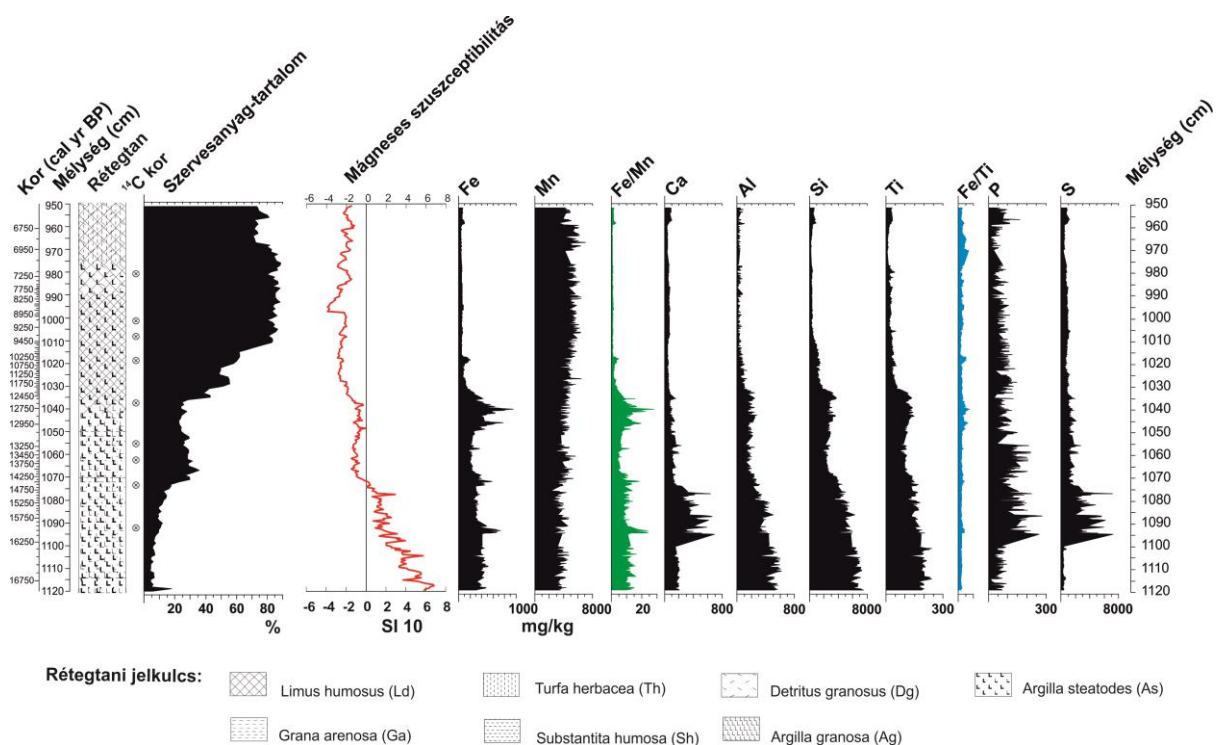


11. ábra A Szent Anna-tó 2010-es fúrásának BACON kor-mélység modellje. Az üledékmag általam vizsgált szakasza 1120 és 950 cm közé esik, tehát 16885 és 6530 évek közé tehető a kormodell alapján (az ábrán piros négyzettel jelölt szakasz).

7.1.2 Eredmények: szervesanyag-tartalom, mágneses szuszeptibilitás, kémiai elemanalízis és szemcseméret eloszlás vizsgálata

A **szervesanyag-tartalom** (LOI, %) az üledék alsó szakaszán (1120 és 1070 cm között: 16885 és 14300 évek között) a legalacsonyabb, majd emelkedik és megtartja átlagosan 27 % körüli értékét 1070 és 1036 cm között (14300 és 12570 évek között) (**12. ábra**). 1035 cm-től tovább emelkedik, már az 55 %-ot is eléri, majd egy rövid szakaszon 1026 és 1020 cm között visszaesik. Ezt követően a kora holocén időszakban a szervesanyag-tartalom további emelkedésnek indul (1019 cm-től), és 86 %-ot ér el. Az üledék teteje felé haladva a szervesanyag-tartalom értéke átlagosan 81 % körüli, a legfelső 20 cm-en kismértékben csökken, átlagosan 74 % körüli. A **mágneses szuszeptibilitás** (MS) értékek az üledék vizsgált szakaszán csökkenő trendet mutatnak (**12. ábra**), valamint 1120 és 1075 cm között

még kismértékű fluktációkat. A fokozatos csökkenést követően az MS értékek 1073 cm-től (14530 év) minimális értékekre esnek vissza. A nagy felbontású **elemösszetétel** vizsgálat során mért Fe értékek az üledék 1120 és 1040 cm közti szakaszán stabilak, de kisebb fluktációt mutatnak, míg a Mn-t végig stabil értékek jellemzik (**12. ábra**). Alulról felfelé haladva az Al, a Si és a Ti fokozatosan, 1032 cm-től (12150 év) erőteljesebben csökkennek. A Ca és a S az üledék vizsgált részében ugyanazon a szakaszon, 1100 és 1075 cm közt mutatnak magas, erősen fluktuáló értékeket, majd 1075 cm felett már mindkét elem értékei csökkennek. A Ca-hoz és S-hez hasonlóan a P is megnövekszik 1100 cm-től, azonban csak 1055 cm-nél kezd kismértékű csökkenésbe. A fokozatosan csökkenő P értékek kisebb fluktációkat mutatnak felfelé haladva.



12. ábra A Szent Anna-tó 2010-es fúrásából származó szervesanyag-tartalom (LOI, %), mágneses szuszceptibilitás (MS), kémiai elemtartalom a 950 és 1120 cm közötti szakaszon. A ^{14}C korok a radiokarbon minták helyét jelzik. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült.

7.1.3 Eredmények: növényi makrofosszília vizsgálat

A Szent Anna-tó makrofosszília diagramjának legalsó zónájában (SZA-1: 1120–1102 cm; 16880–16360 évek között) alacsony arányban, szórványosan találhatóak meg árvaszúnyog és ízeltlábú maradványok, illetve magas a famaradványok aránya. Számos mintában makropernye maradványok is jelen vannak (**13. ábra**). A felső zónahatár közelében

jelennek meg az első termések, melyek sásfajok (*Carex cf. flava/rostrata* és *Carex cf. nigra/elata*) megtelepedésére utalnak a tó partján (**14. ábra**). Az üledék ezen szakasza fed át részben a Heinrich-1-esemény lehülési periódussal, melynek a tó körüli vegetációra gyakorolt hatását növényi makrofosszília alapon nem észleltük.

Felfelé haladva a következő makrofosszília közösségi zónát (SZA-2: 1102–1072 cm, 16360–14450 évek között) az árvaszúnyog maradványok hirtelen és nagyarányú jelenléte jellemzi, mely az egész zónán keresztül uralkodó (**13. ábra**). Ezzel párhuzamosan emelkedik meg a makropernyék és a famaradványok aránya is az üledékben. 1097 cm-nél (16200 év) jelennek meg először tűlevelű (*Pinus* sp.) maradványok, először tűleveléalapok és tűleveléhegyek, de rügpikkely és rügy is előkerült (**14. ábra**). Ezt követően, 1091 cm-től (15900 év) jelennek meg a lucfenyő (*Picea abies*) maradványai is, a SZA-2 zónában még csak rügpikkelyeik találhatóak meg. A törpenyír (*Betula nana*) és a molyhos nyír (*Betula pubescens*) termések mellett a sásfajok is jelen vannak továbbra is a tó közvetlen környezetében. A fásszárú maradványok gyakoribbá válása a kráter lejtőin megtelepedő tűlevelűekre utal, a több, különböző típusú maradvány megőrződése nemcsak szórványos egyedek jelenlétét valószínűsíti.

A SZA-3 zóna (1072–1040 cm, 14450–12760 évek között) kezdetét jelentős változások jelzik: hirtelen visszaesés figyelhető meg az árvaszúnyog maradványok arányában, először jelennek meg a barnamoha maradványok (mohalevelek és mohaszárak) az üledékben. A tőzegmohafajok (*Sphagnum* sp.) leveleinek aránya 1067 cm-től (14000 év) emelkedik meg, míg a makropernyék aránya lecsökken (**13. ábra**). A *P. abies* jelenlétére a tóparton 1060 és 1055 cm között tűlevel maradványaik és rügpikkelyeik alapján következtethetünk. A *Pinus* sp. egyedek lokális jelenlétét rügpikkelyeik igazolják. A nyírfajok közül a molyhos nyír (*Betula pubescens*) termése továbbra is megtalálható az üledékben, 1066 cm-ről málna (*Rubus idaeus*) termése került elő, valamint a sásfajok (*Carex cf. flava/rostrata* és *Carex cf. nigra/elata*) termései is megtalálhatóak (**14. ábra**). A tó körüli lejtőket feltételezhetően fokozatosan egyre kiterjedtebb erdők borították.

Tovább haladva felfelé a SZA-4 zónában (1040–1015 cm, 12760–9960 évek között) az árvaszúnyog maradványok fokozatos csökkenése figyelhető meg, majd a zóna felső határára (1015 cm: 10500 év) eltűnnek az üledékből (**13. ábra**). A rovarmaradványok magas aránya mellett emelkedik a barnamoha levelek száma is, a tőzegmohafajok (*Sphagnum* sp.) folyamatosan és emelkedő arányban vannak jelen. *Picea abies* maradványok mellett *Pinus* sp. rügpikkelyek is előkerültek. Nyírfajok (*Betula* sp.) termései továbbra is szórványosan

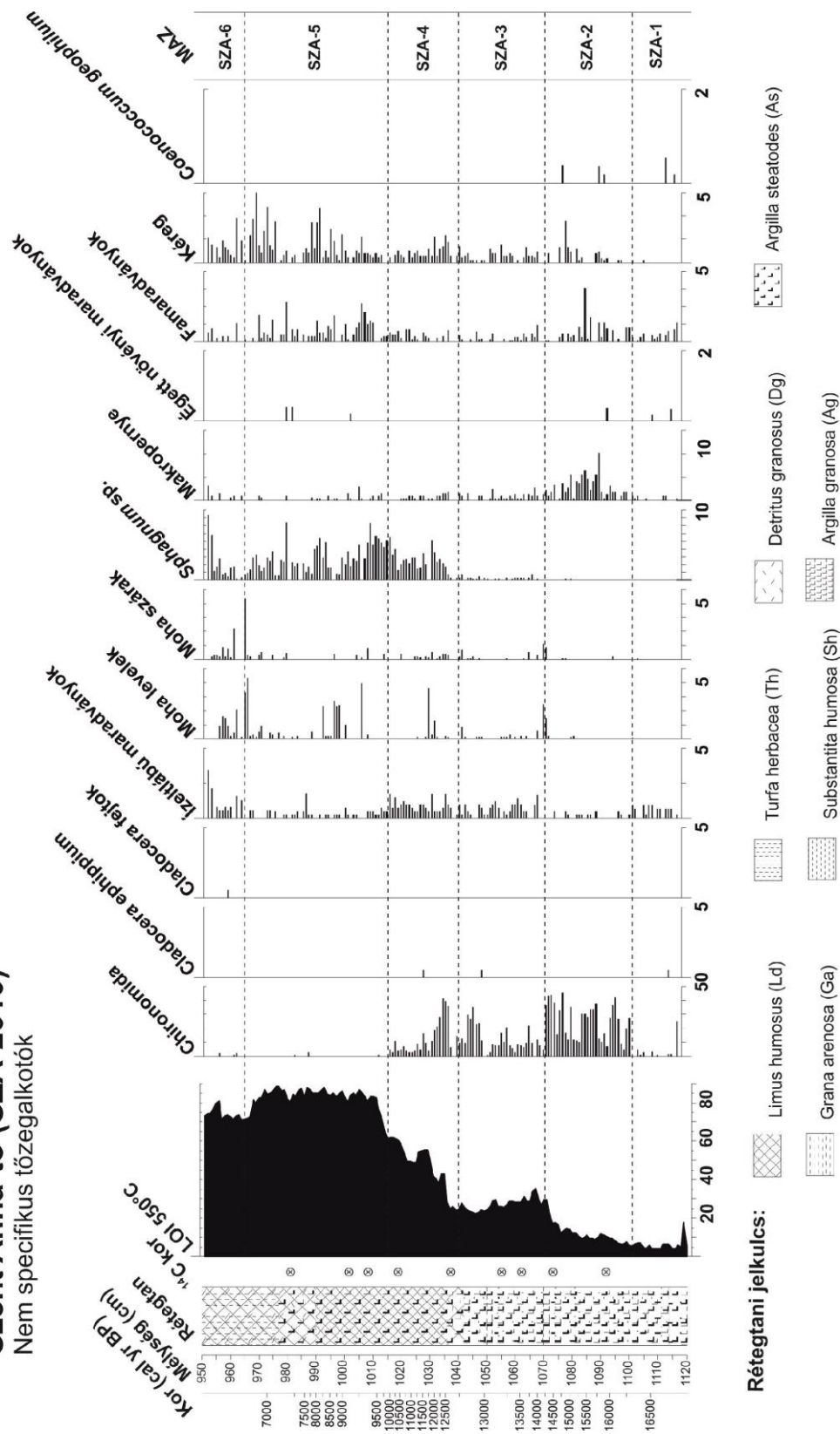
vannak jelen, és palkafélék (*Cyperaceae*) magjai is előkerültek. A sásfajok termései továbbra is szórványosan, csupán néhány mintában vannak jelen (**14. ábra**). Az egyre gyakoribbá váló fásszárú maradványok a lucfenyő és a nyír terjedésére utalnak.

Az árvaszúnyog maradványok erőteljes visszaszorulása látható a SZA-5 zóna kezdetétől (1015–996 cm: 9960–8700 év), mellyel egyidejűleg emelkedik meg a tőzegmohák aránya az üledékben (**13. ábra**). Több barnamoha maradvány mellett emelkedik a famaradványok száma is. A SZA-5 zónában gyakoribbá válnak a *Picea* maradványok, itt több különböző növényi rész is meghatározásra került (tűlevél töredékek, levélszövet, virágzat, repítőképlet, rügpikkely), ami bizonyítja a lucfenyő gyakoribbá válását a tó körül. *Picea* mellett *Pinus* sp. tűlevelek is jelen vannak, de csak szórványosan 991 és 988 cm között. *Betula* sp. murvapikkely mellett a közönséges nyír (*Betula pendula*) termése is megtalálható az üledékben. A palkafélék és a sásfajok közül a *Carex* cf. *nigra/elata* termései továbbra is jellemzőek a zóna felső határán (**14. ábra**). A kora holocén időszakban megnövekvő maradványok egy lucfenyő uralta kiterjedt erdőborításra utalnak a kráter lejtőin, melyben néhol nyírfajok egyedei is helyet kapnak.

A SZA-2010 fúrás legfelső makrofosszília zónájában (SZA-6: 996–950 cm; 8700–6530 évek között) alig néhány mintában találhatóak már csak árvaszúnyog maradványok, az ízeltlábú maradványok megemelkednek, míg a barnamoha szár- és levélmарadványainak aránya lecsökken (**13. ábra**). A tőzegmoha (*Sphagnum* sp.) koncentrációja emelkedik, illetve magas a fa- és kéregmaradványok (főként *Picea*) aránya is. A továbbra is gyakori *Picea abies* maradványok mellett cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) magja is előkerült. A nyírfajok (*Betula* sp. és *Betula nana*) termései az üledék legfelső szakaszán is jelen vannak. A lucfenyő uralta tóparti erdőben elszórtan megjelennek a cirbolyafenyő egyedei is.

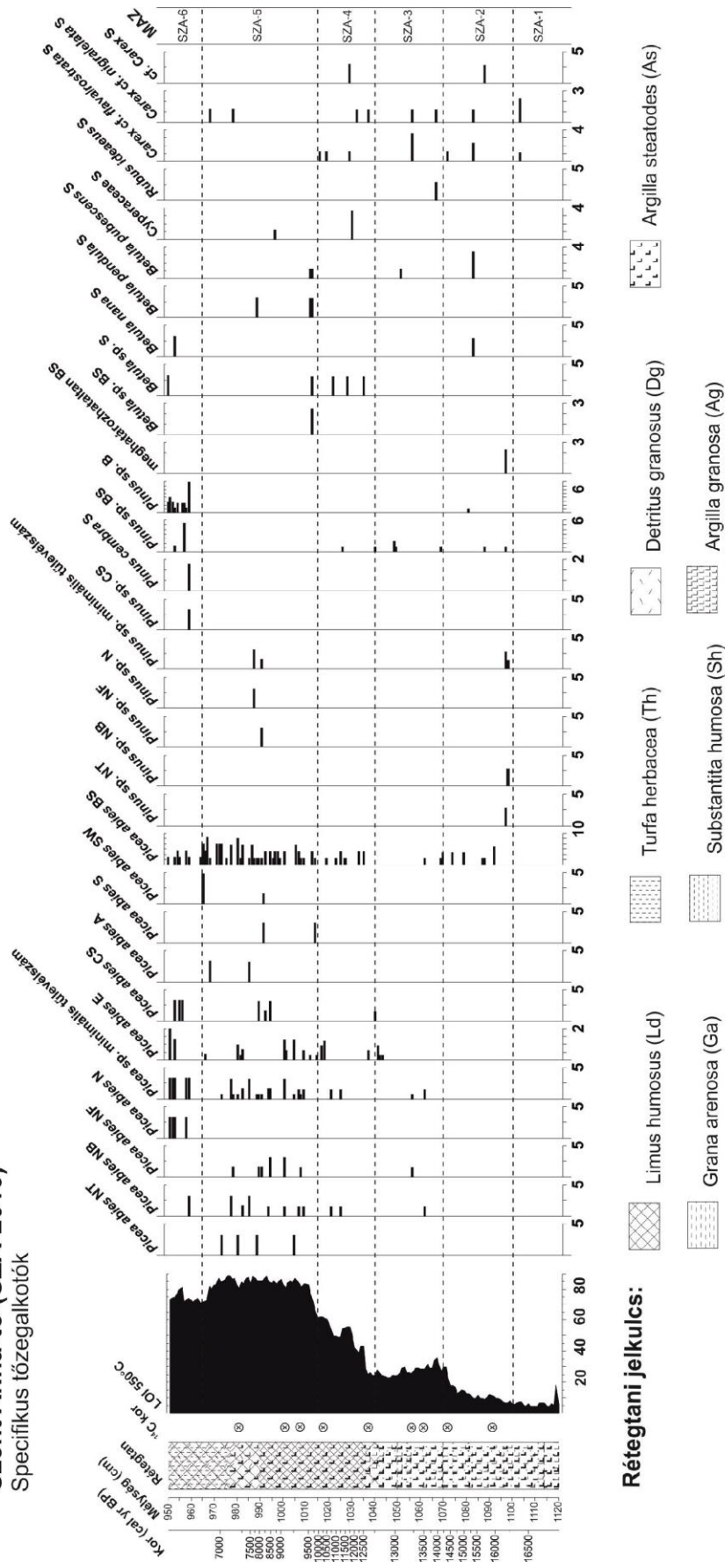
Szent Anna-tó (SZA-2010)

Nem specifikus tőzegalkotók



13. ábra A SZA-2010 fúrás növényi makrofosszília diagramja 950 és 1120 cm között nem specifikus tőzegalkotó elemekkel, az üledék kor-, és mélységengelye mellett a rétegtani oszlop és a szervesanyag-tartalom is szerepel. A ^{14}C korok a radiokarbon minták helyét jelzik. A rétegtani jelkölcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A növényi makrofosszília határozását a szerző végezte. MAZ: lokális növényi makrofosszília zóna.

Szent Anna-tó (SZA-2010)
Specifikus tözegalkotók



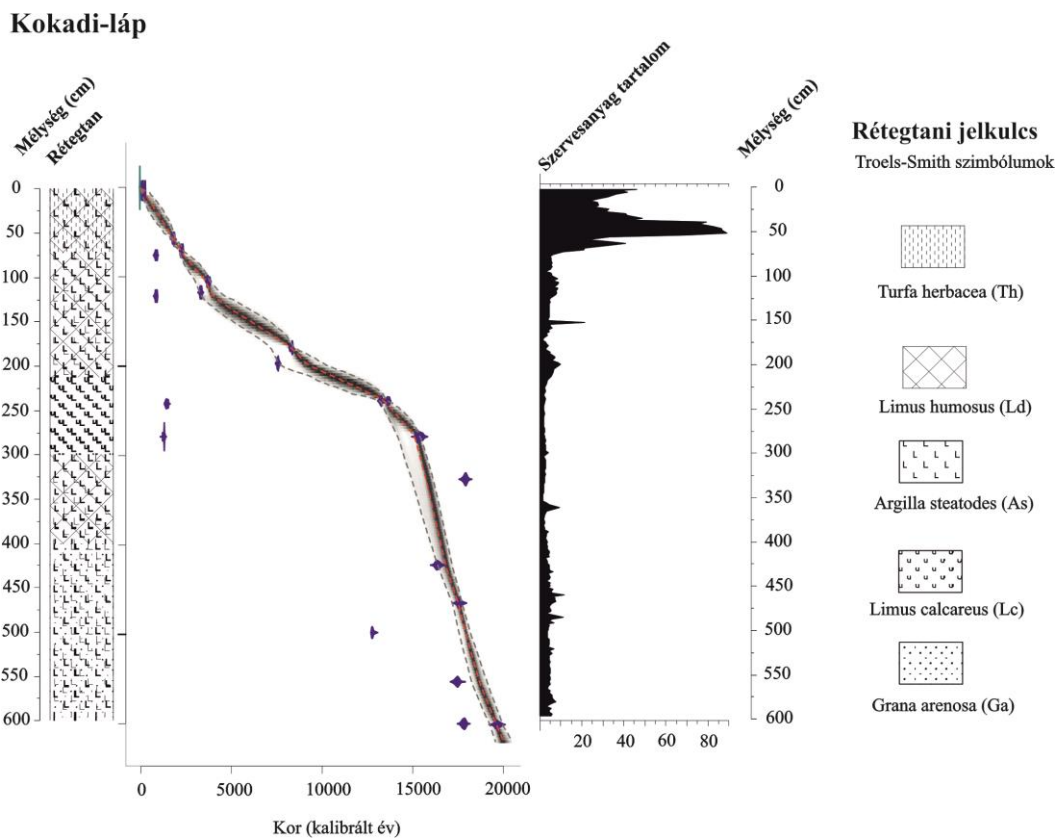
Rövidítések: NT: tűlevelűtő, NB: tűlevelűtő, NF: tűlevelűtő, N: tűlevelű, E: szövetek, CS: keresztmetszet, A: virágzat, S: mag, SW: reptőkészülék, BS: rügyipikkelyek, B: rügy.

14. ábra A SZA-2010 fűrés növényi makrofosszília diagramja 950 és 1120 cm között specifikus tözegalkotó elemekkel, az üledék kor- és mélységtengelye mellett a rétegtani oszlop és a szervesanyag-tartalom is szerepel. A ¹³C korok a radiokarbon minták helyét jelzik. A rétegtani jelkuls TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A növényi makrofossziliák határozását a szerző végezte, koncentráció értékek 10 cm³-nyi üledékre számítva. MAZ: lokális növényi makrofosszília zóna

7.2 A Kelet-Alföld növényzeti változásai az utolsó 20000 évben egy lápi szelvény alapján

7.2.1 Eredmények: kor-mélység modell, üledék rétegtani leírás

A **Kokadi-láp** üledékének kor-mélység modelljéhez felhasznált koradatokat az 5. számú *Melléklet* tartalmazza a kalibrált intervallumok, illetve a kormeghatározás alapjául szolgáló üledékkomponens megjelölésével. Öt mélység esetében (4 cm, 78 cm, 123 cm, 244 cm és 601 cm) a minták nagyon kevés széntartalommal rendelkeztek, ezek közül három kiugró értéke miatt kizárásra került a modellből. Számos meghatározott ^{14}C kor fiatalabb értéket mutat az előzetesen vártnál, amely vagy az üledék felszínéről származó szennyezés vagy a mérés során hozzáadott recens CO_2 következménye, ezen minták többsége kis anyagmennyiségű volt.



15. ábra A Kokadi-láp kor-mélység modellje, szervesanyag-tartalma (LOI, %), illetve rétegtani oszlópa. A rétegtani jelkules TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült.

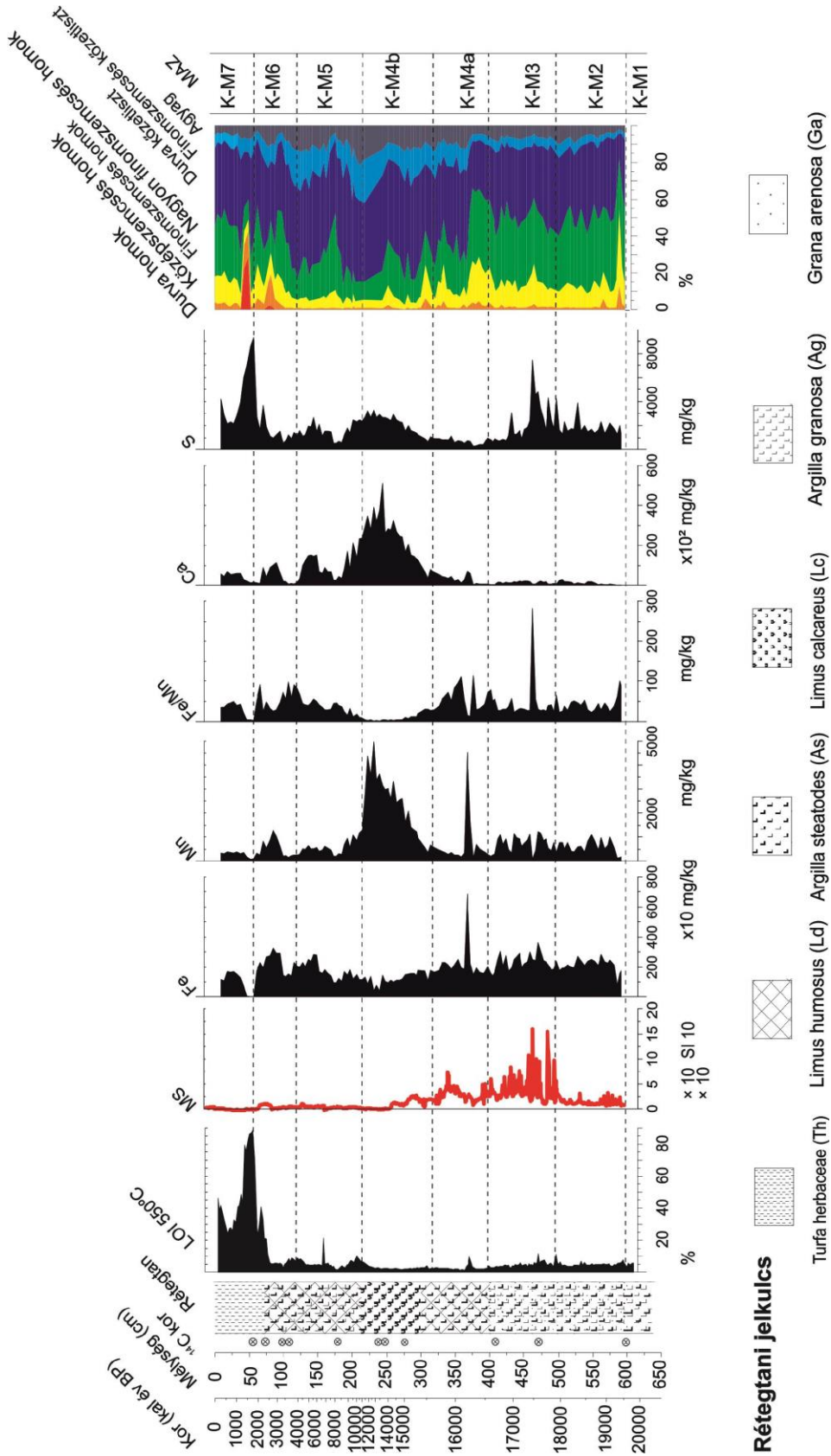
A kor-mélység modell alapján az üledék legalsó szakasza 20000 év körüli, míg a teteje kb. 42 évre tehető (**15. ábra**). A modell elkészítésénél 9 kiugró érték került megjelölésre, többségükhöz makropernye vagy vízínövények makrofossziliái szolgáltatták a mért értékeket (5. számú *Melléklet*). A modell szerint az üledék felhalmozódása gyors (átlagosan 14 év/cm)

az üledék alsó szakaszán 20000 és 15000 évek között (635–275 cm), mely döntően agyagos kőzetliszt, esetenkénti homokrétegek betelepülésével és égett maradványokkal 595 és 400 cm között. Ezt követően egy sötétebb, barnás színű, homokos iszapréteg következik szórványos karbonát kiválásos rétegekkel 400 és 300 cm között (16500 és 15300 évek). A későglaciális időszaktól kezdődően a holocén középső szakaszáig, 15000 és 3400 évek közt lassabb ülepedési rátát (átlagosan 59 év/cm) mutat a modell, amely időszak alatt kezdődött meg csigahéjakban gazdag szürkés-zöldes karbonátos agyagréteg lerakódása, mely 300 és 213 cm között uralja az üledéket. Ezt követően egyre több növényi maradvány figyelhető meg, az üledék szürkés, magas szervesanyag tartalmú kőzetlisztbe vált át 213 és 72 cm között. A legfelső 72 cm barna nádtözegréteget gyors ülepedés (32 év/cm) jellemzi az utolsó 3400 évre vonatkozóan.

7.2.2 Eredmények: szervesanyag tartalom, mágneses szuszceptibilitás, kémiai elemanalízis és szemcseméret eloszlás vizsgálat

Az üledék alsó szakaszán a **szervesanyag-tartalom** (LOI; %, **15. ábra**) értéke alacsonyabb, 3–6% közötti, 484 és 458 cm-en (17500 és 17100 éveknél) 11% körüli, majd csökkenést mutat a holocén elejéig (<5%). A holocén időszaktól kezdődően (11700 évtől) az üledék szervesanyag tartalma emelkedésnek indul, 21%-ot ér el 151 cm-nél (6100 év) és egyre gazdagabb növényi maradványokban. A legfelső barnás tözegréteg kiugróan magas szervesanyag-tartalmat mutat, 50 cm-nél 88%-ot.

A **mágneses szuszceptibilitás** (MS, **16. ábra**) adatsort alacsony értékek jellemzik az üledék alsó szakaszán, 542 és 468 cm közt (18500–17500 évek), majd az erősen ingadozó, ugyanakkor magas értékek mágnesezhető ásványok jelenlétére utalnak 468 és 422 cm között (17500–16800 évek). Ezután egy fokozatosan csökkenő periódus kezdődik 16800 évtől (422 cm), ugyanakkor az értékek még erőteljesen ingadoznak 361 cm-ig (16100 évig). 16100 és 13600 évek között (361–243 cm) még magas értékek dominálnak ugyan, de csökkenés figyelhető meg. A felső 243 cm-es szakaszon a szuszceptibilitásértékek hirtelen csökkenése látható (243 cm-től, 13600 év), majd újbóli megemelkedésük 149 cm-től (6000 év). Mérsékelt magas értékek jellemzik az üledék 77 és 64 cm közti szakaszát (2400–2000 évek), majd kismértékű emelkedés a legfelső 10 cm-en (utolsó 300 év).



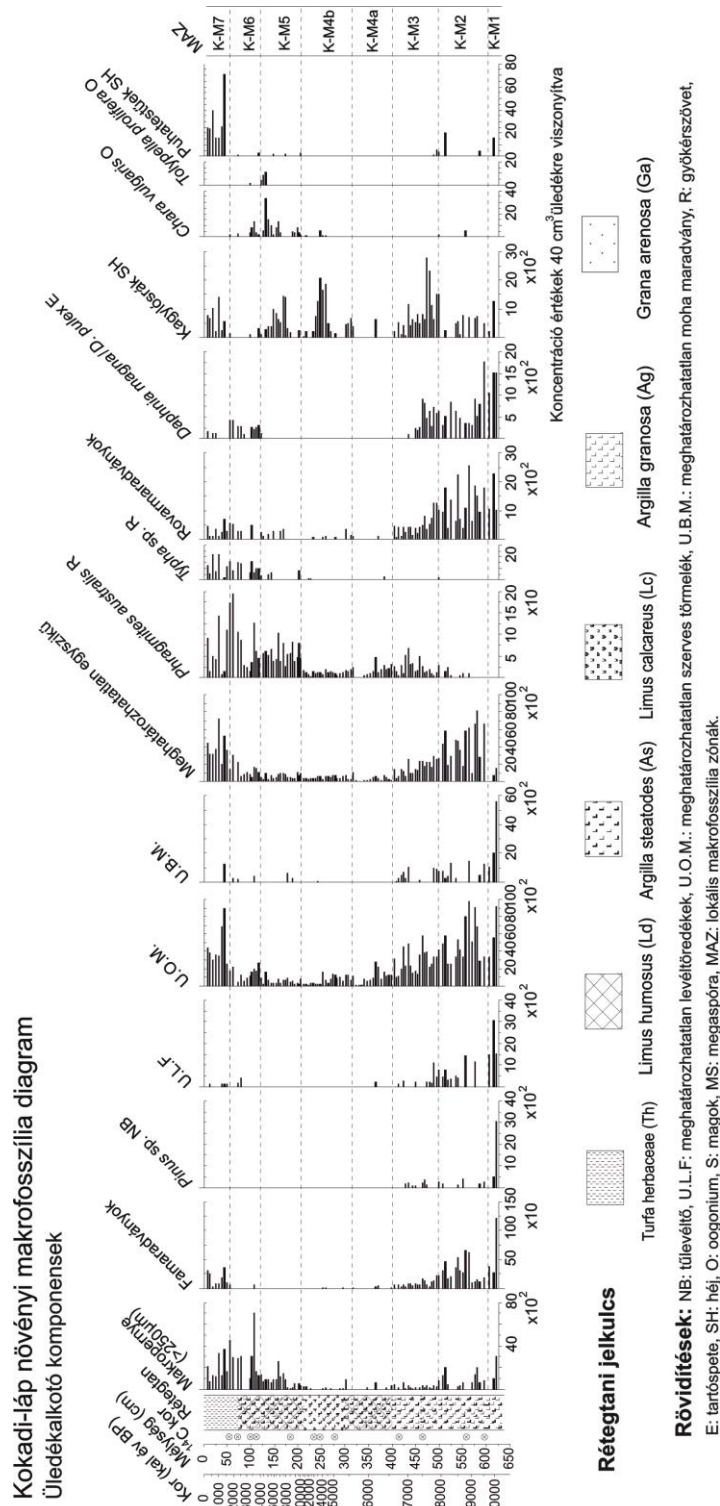
16. ábra A Kokadi-láp üledékén mért szervesanyag-tartalom (LOI, %), mágneses szuszceptibilitás (MS), kémiai elemanalízis és szemcseméret eloszlás vizsgálatának eredményei. A ¹⁴C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. A rétegtani jelkölcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült.

A kémiai elemanalízis eredményei közül a disszertációban a Fe, Mn, Ca, S illetve a Fe/Mn arányt emelem ki, mint a lápi környezet változásainak legfontosabb indikátorait (**16. ábra**). A Fe- és a Mn-tartalom magasabb, ugyanakkor erősen váltakozó az üledék legalsó szakaszán, 320 cm-ig (20000–15700 évek között). 365 cm-nél mind a Fe-, mind a Mn-tartalom kiugró, miközben a szervesanyag- és Ca-tartalom kis mértékben megnövekszik, a hirtelen csökkenő durva kőzetliszt- és finomszemcsés homokfrakciók arányával szemben, amelyet a finomszemcsés kőzetliszt arányának megemelkedése egyenlít ki. Mivel sem a középszemcsés homok, sem a MS és karbonáttartalom nem éri el újra az előző megemelkedett értéket, ill. az üledék összetétele is megváltozik (kb. 16500 évtől), ezek a változások feltételezhetően mind egy gyors környezeti átalakulásra utalnak, amely során felgyorsult a karbonáttartalom bejutása és kicsapódása, és lecsökkent az erózió mértéke. A karbonáttartalom meredeken emelkedik 292 cm-nél (15280 év). Jelentősen magas a durva- és a finomszemcsés kőzetlisztfrakciók aránya 375 cm-től az üledék tetejéig, ugyanakkor számos erőteljes ingadozás is meghatározható: 300 cm-nél (15400 év), 220 cm-nél (11570 év), 125 cm-nél (4280 év), 100 cm-nél (3000 év), 75 cm-nél (2370 év), 50 cm-nél (1600 év). A Fe/Mn aránya 370 cm-től kezd lecsökkenni (16200 év), ez feltételezhetően a Mn szelektív megnövekedésének tulajdonítható 290 és 220 cm között (15250–11560 évek), amelyet egy erőteljes karbonáttartalom emelkedés és mérsékelt S-emelkedés kísér. A magas karbonátértékek jelentős biogén karbonátképződésre utalnak 292 és 206 cm között (15250–10040 év között). A legfelső 75 cm-en (utolsó 2400 év) jelentősen megemelkedő S-tartalommal párhuzamosan figyelhetőek meg a szervesanyag-tartalom legmagasabb csúcsai, ill. emelkedő a homokfrakciók aránya is.

7.2.3 Eredmények: növényi makrofosszília és makropernye vizsgálat

A Kokadi-láp legalsó makrofosszília zónájában (K-M1: 620–605 cm, 20000–19700 évek között) magas arányban vannak jelen a famaradványok (főleg nyírfélék (*Betula* sp.)), mohamaradványok illetve a vízibolhafajok (*Daphnia magna*/*D. pulex*) költőtasakjai (**17. ábra**). A nád (*Phragmites australis*) gyöktörzsszövevei mellett előkerültek gyékényfajok maradványai is (*Typha latifolia*, *T. angustifolia*) 615 cm-es mélységből (19900 év). A K-M1 zónából számos vizes élőhelyhez kapcsolható növény maradványa is előkerült még: sásfajok (*Carex* sp.), lápi békabuzogány (*Sparganium minimum*), szittyófélék (cf. *Juncus*) és csetkákafélék (*Eleocharis* sp.) magjai (**18. ábra**). A legalsó rétegekben gyakoriak a

csipkeharaszt (*Selaginella selaginoides*) megaspórái, amely az arktikus-boreális flórakomplex tagja, és periglaciális illetve interstadiális rétegekben gyakori. Ezen növényi maradványok mellett két barnamohafajt is azonosítottunk, a *Pseudocalliergon trifarium* és a *Drepanocladus aduncus* több mintában is megtalálható a legalsó zónában.



17. ábra A Kokadi-láp növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén nem specifikus tözegalkotókkal, rétegtani oszloppal. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. A rétegtani jelkölcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A növényi makrofosszília elemzést a szerző végezte.

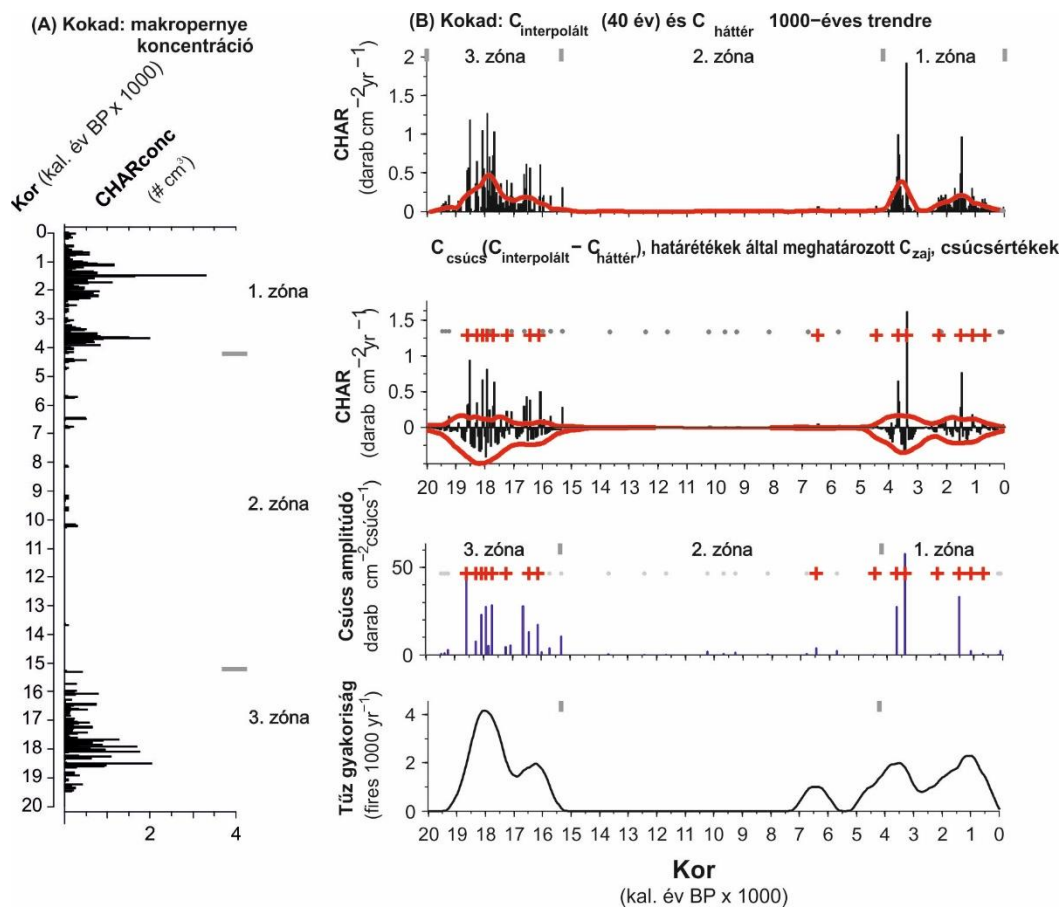
A *Phragmites* maradványok folyamatos jelenléte mellett továbbra is nagyszámú vízibolha, famaradvány és egyszikű maradvány jellemzi a K-M2 zónát (605–500 cm; 19700–17900 évek). A nyírfélék (*Betula* sp.) maradványai szórványosan fordulnak elő, míg az úszó békaszőlő (*Potamogeton natans*) és a keskenylevelű gyékény (*T. angustifolia*) magjai gyakoribbak, és a csipkeharaszt (*S. selaginoides*) megaspórái 18200 évnél (518 cm) eltűnnek az üledékből (**18. ábra**). Az olyan vízi puhatestűek maradványainak jelenléte, mint az ökológiailag tágtűrésű karimás tányércsiga (*Planorbis planorbis*) és a csavart tányércsiga (*Anisus septemgyratus*) megemelkedett vízszintű állapotra utal ebben a korai szakaszban (kb. 19000 év).

A kagylósrákhéjak gyakoribbá válása és a famaradványok arányának emelkedése jelöli a következő zónát (K-M3: 500–400 cm, 17900 és 16600 évek között), melyben a vízibolha költőtasakjai teljesen eltűnnek az üledékből 433 cm-től (17000 évtől, **17. ábra**). A K-M5 zóna (210–120 cm, 10500 és 3950 évek) határán újból emelkedésnek indul a nád (*Phragmites australis*) szöveteinek aránya az üledékben, míg a gyékényfélék szövetei csak szórványosan vannak jelen. A csillárcamoszatok (*Chara vulgaris*, *Tolypella prolifera*) magas koncentrációja 130 cm (4700 év) körül éri el csúcspontját. Kb. 125 cm-től az üledék a teteje felé haladva egyre több növényi maradványt tartalmaz, a széleslevelű és keskenylevelű gyékény (*Typha latifolia*, *T. angustifolia*) és az úszó békaszőlő (*Potamogeton natans*) magjai újra megjelennek.

A két felső zónában (K-M6 és K-M7, 3950–1700 évek, illetve 1700 évtől) a gyékényfajok magjainak és szöveteinek aránya még hangsúlyozottabb, továbbá új fajok is megjelennek: a fekete bodza (*Sambucus nigra*), a nagy csalán (*Urtica dioica*) és a palkafélék (*Cyperus* sp.) magjai is jelentős számban találhatóak meg az üledékben, míg a sédkender (*Eupatorium cannabinum*) magjai is fellelhetőek (**18. ábra**).

A legfelső zónában (K-M7) a nád és a gyékény szövetei uralkodnak, a fekete bodza és a sédkender magjai mellett ismét új fajok jelennek meg: a tavi lórom (*Rumex hydrolapathum*) és a füzéres süllőhínár (*Myriophyllum spicatum*). A puhatestű fauna képviselői, mint a lapos kerekuszájúcsiga (*Valvata cristata*) és a fényes gombcsiga (*Segmentina nitida*) az eutróf lápi állapot jelzői, míg a sűrűbordájú gyepcsigácska (*Vallonia enniensis*), a sima gyepcsigácska (*V. pulchella*) és a csinos borostyánkőcsiga (*Oxyloma elegans*) a szárazabb élőhely jelzői az utolsó 1300 év során. Ugyanakkor vizes élőhelyekhez köthető fajok is jelen vannak még: a hasas kétéltűcsigácska (*Carychium minimum*), a kis borostyánkőcsiga (*Succinella oblonga*) és a csillogó fényescsiga (*Zonitoides nitidus*) maradványai is megtalálhatóak a K-M7 zónában (**18. ábra**).

A Kokadi-láp makropernye elemzése kimutatta, hogy mind a pernyekoncentráció, mind a háttérértékek ($CHAR_{background}$) vagy nagyon alacsonyak, vagy a pernyeszemcsék teljes hiányára utalnak 15200 és 4200 évek között (19. ábra). A 15200 évet megelőző és 4200 év után jellemző magas pernyekoncentráció és háttérértékek is erőteljes biomassza égésre utalnak az LGM és a késő holocén időszakban. Ennek megfelelően a kiemelkedő pernyecsúcsok is az LGM és a késő holocén időszakokban csoportosulnak. A tüzesemények gyakorisága (FF) az LGM idején magasabb értékeket ért el (4 tüzesemény/1000 év), mint a késő holocén során (2 tüzesemény/1000 év).



19. ábra A Kokadi-láp üledékén végzett makropernye vizsgálat eredményei: A) makropernye koncentráció (CHAR conc) az üledék 3 zónájában B) a 40 évre interpolált adatok pernyecsúcsainak azonosítása (+), a csúcsok amplitúdói és a tűz gyakorisága. A makropernye adatsor csúcskompenensét az interpolált és a háttérkomponens különbsége adja meg. Az elemzés a CharAnalysis program segítségével történt.

A késő holocén során a pernye háttérértékei kétszer is megnövekedtek, 3500 évnél és 1500 évnél is, mely két elkülönülő tüzeseményre utal. A K-M6 makrofosszília zónában jellemzően erőteljes a gyékényfajok (*Typha* sp.) maradványainak jelenléte, és a *Sambucus*

nigra magas koncentrációja egybeesik a 3500 évnél detektált makropernyecsúccsal, mely egy vízzel magasabban borított élőhely meglétére utal, amely körül még mindig a nád dominált. Ugyanakkor a makropernye eredmények erőteljes lokális tüzeseményre utalnak a késő holocén időszakban. Míg 1500 évnél már csak a gyékényfajok (*Typha angustifolia* és *T. latifolia*) maradványai vannak jelen magas koncentrációban, ezzel párhuzamosan a szervesanyag-tartalom 1600 évnél éri el a legmagasabb értékét.

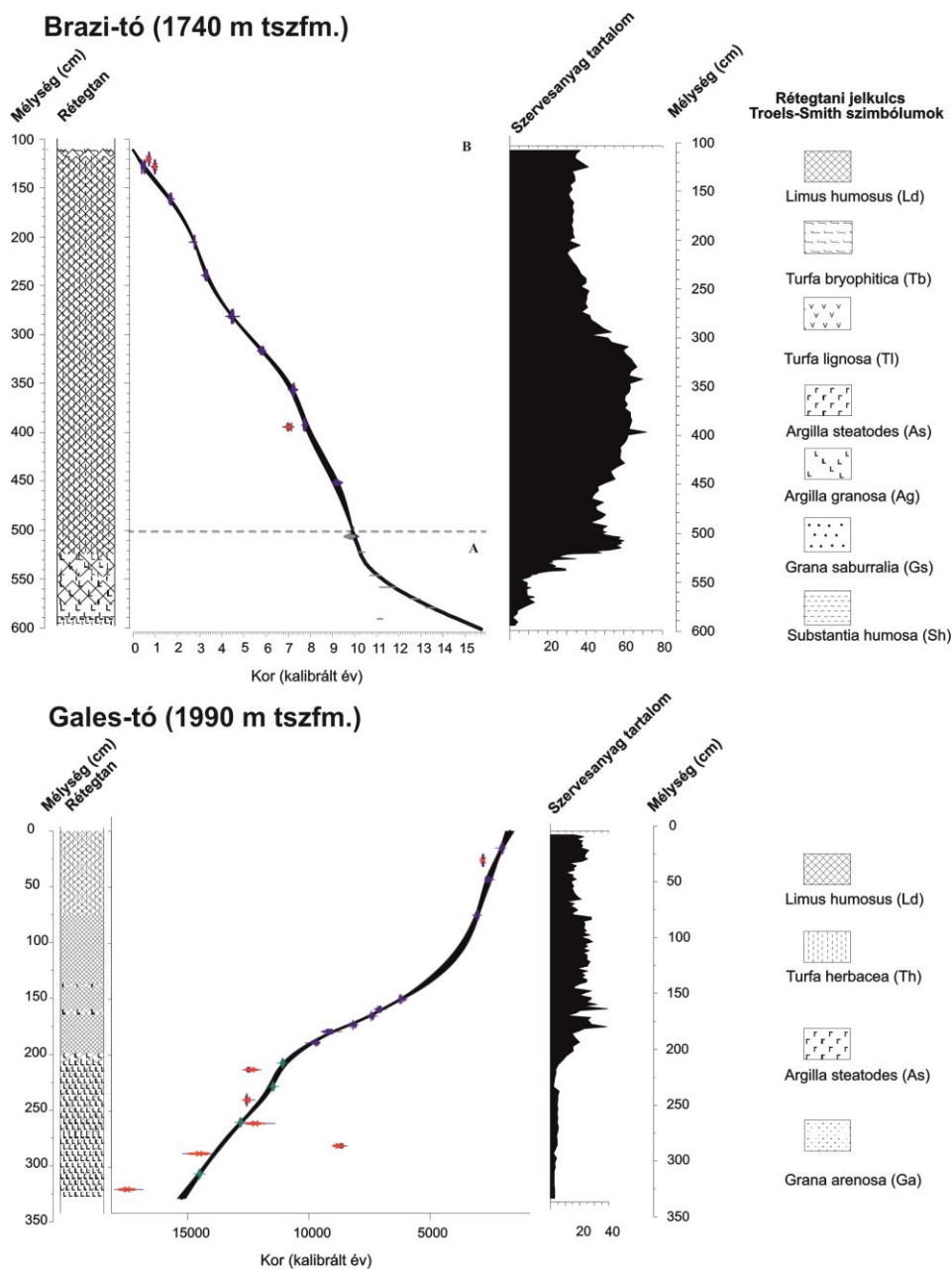
7.3 A Déli-Kárpátok Retyezát hegységének erdőhatár változásai

7.3.1 Eredmények: kor-mélység modell, szervesanyag tartalom és üledék rétegtani vizsgálat

A **Brazi-tó** kor-mélység modelljéhez felhasznált koradatok (8. számú Melléklet) közül öt kiugró adat (119 cm: 723-652 évek; 127 cm: 970-913 évek; 280 cm: 4521-4416 évek; 393 cm: 7160-6926 évek; 591 cm: 11225-11067 évek) került meghatározásra a Bayes-féle kor-mélység modell elkészítése során (**20. ábra**). A tó üledéke feltehetőleg az utolsó 15750 évet fedí le, az átlagos ülepedési rátája 33 év/cm, míg az üledék tetejének 1970 AD évet kaptunk extrapoláció segítségével. Az alsó szakaszát szürkés-barnás iszapos agyag jellemzi (600-592 cm), felette szürkés-fekete színű homoklencse figyelhető meg. Felfelé haladva szürkés iszapos agyag található alig észrevehető rétegződéssel (592-579 cm), melynek a szervesanyag tartalma emelkedik (10% körüli), világos és sötét sávok váltakozásával (579-554 cm). 554 és 550 cm között szürkés-barnás iszapos agyag található, amely növényi makrofossziliában és törmelékben szegény. Sötétebb szürkés-barnás tavi üledék (gyttja) található 550 cm-től felfelé, mely növényi maradványokban gazdag 527 és 118 cm között. Szervesanyag tartalma magas, helyenként 60 % feletti 300 cm-ig, majd kismértékű csökkenésnek indul (35–40 % között) az üledék teteje felé haladva. Az üledék 118 cm felett sötétebb színűvé válik és gyakoriak a famaradványok benne, szervesanyag tartalma 35 % körüli.

A **Gales-tó** kor-mélység modelljének későglaciális szakaszán együttesen vettük figyelembe a ¹⁴C korokat és a relatív pollensztratigráfián alapuló koradatokat (8. számú Melléklet). Az alábbi négy illesztőpontot használtuk fel a modellezés során: 207 cm: 11080 év, 228 cm: 11480 év, 260 cm: 12820 év, 306 cm: 14510 év. A kor-mélység modell alapján az üledék a kb. a 15300 és 1700 év közötti időszakot fedí le, az utolsó 1700 év feltételezhetően a fűrés előtt hibásan mért mélység következtében hiányzik (**20. ábra**). Az üledék alját közepes ülepedési ráta (18–46 év/cm) jellemzi 15200 és 11000 évek között. 10600 évet követően nagyon magas ülepedési ráta jellemző, 62 és 110 év/cm közötti értékekkel, míg az üledék

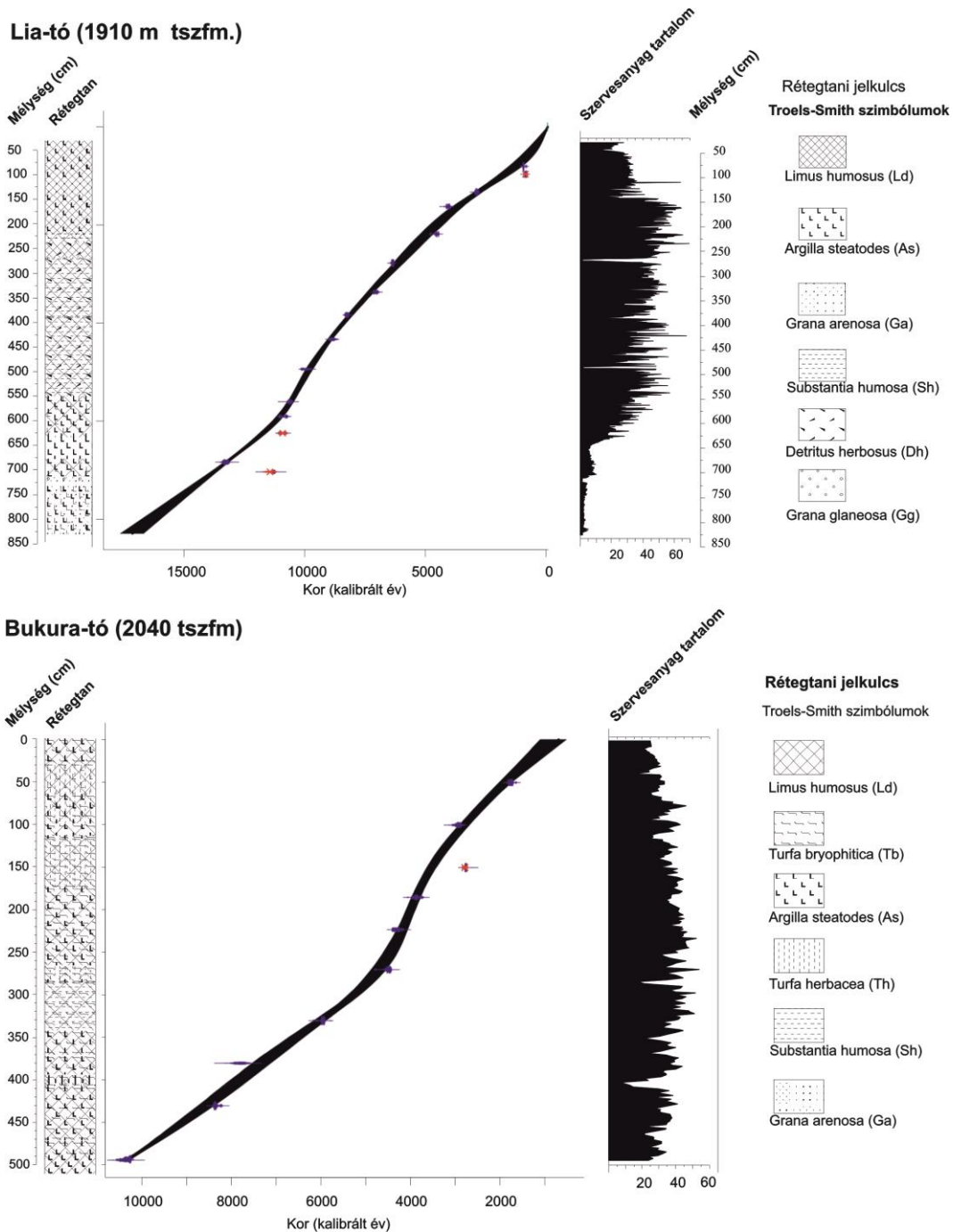
legtetejét egy lassabb ülepedés, 21 év/cm körüli érték jellemzi. Az üledék legalsó szakaszán sárgás-szürkés kőzetlisztes agyag található 328–206 cm között, szervesanyag tartalma < 5%. Felfelé haladva előbb egy átmeneti, egyre világosodó rétegbe vált át 206–199 cm között, majd 199 cm-től sötétbarna, finomszemcsés illetve kőzetlisztes tavi üledék (gyttja) dominál. Szervesanyag tartalma átlagosan 23 % körüli, kiugróan magas értékek 174 cm-nél (38%) és 158 cm-nél (39%) jellemzik. A tavi üledék legfelső 75 cm-es szakasza növényi maradványokban gazdag, szervesanyag tartalma azonban alacsonyabb, átlagosan 18%.



20. ábra A Brazi-tó és a Gales-tó kor-mélység modellje, rétegtani oszlopa és szervesanyag-tartalma. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A kormodellek részletes leírását HUBAY et al. (2018b) tartalmazza.

A **Lia-tó** BACON kor-mélység modellje 3 kiugró adatot jelöl meg (9. számú Melléklet), melyeket a smooth spline modellből kizártunk. Az üledék tetejének (250 év) illetve aljának (17100 év) kora a modell becslésén alapul, ennél fogva elővigyázatosan kezelendő. A tó üledékét a későglaciális szakaszon (17100 és 11400 évek között) gyors ülepedési ráta jellemzi (átlagosan 26 év/cm), ez 11400 és 6900 évek között 16 év/cm, végül a késő holocén időszakban ismét 22 év/cm átlagos értékre kúszik fel (**21. ábra**). A tó üledékének legalsó szakaszát szürkés, kőzetlisztes réteg alkotja, melybe finomszemcsés homok keveredik, szervesanyag tartalma alacsony (< 5%). Felfelé haladva az üledéket szürke színűvé vált, törmelékes agyag jellemzi, szórványosan látható fekete makropernye rétegekkel. 650 cm és 150 cm között szervesanyag tartalma jelentősen megemelkedett, de erőteljesen ingadozó értékek jellemzik (25–65% között). Sötétbarna kőzetlisztes tavi üledék jellemző a felső 113 cm-re, melyben gyakoriak a mohaszárak és mohalevelek, azonban szervesanyag tartalma kismértékben lecsökkent (35–40% közötti).

A **Bukura-tó** kor-mélység modellje (9. számú Melléklet) egyetlen kiugró koradatot határozott meg (150 cm: 2727–2800 évek), így az üledék tetejének becsült kora kb. 650 év, míg az alsó réteg kora kb. 10300 év. Az üledék a kora holocén szakaszon (10300 és 6300 évek között) 26 évet reprezentál centiméterenként, míg 6300 és 4200 évek közt 18 év/cm, a késő holocén intervallumban pedig 17 év/cm az üledékképződési ráta (**21. ábra**, VINCZE et al. 2017). Az üledék alsó szakaszán (558–408 cm) sötétbarna növényi maradványokat tartalmazó tavi iszap (gyttja) üledék van, melybe helyenként erőteljesen megkülönböztethető, világosabb, sárgás, azaz magasabb homoktartalmú rétegek épültek be (548–510 cm illetve 408–406 cm között), szervesanyag tartalma összességében 25–40% közötti. Felfelé haladva iszaposabbá válik az üledék (406–398 cm), majd egyre agyagosabbá 398 és 116 cm között. Az agyagos üledék szervesanyag tartalma magasabb, 35–40% közötti, szórványosan ezt is meghaladó (kb. 45–50%) értékekkel. Az üledék teteje felé haladva durvább kőzetlisztes frakció jellemző, majd a legtetején mohaszárakat és gyökérmaradványokat tartalmaz (VINCZE et al. 2017), szervesanyag tartalma is átlagosan 30–35% körüli marad.



21. ábra A Lia-tó és a Bukura-tó kor-mélység modellje, rétegtani oszlopa és szervesanyag-tartalma. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A kormodellek részletes leírását HUBAY et al. (2018b) és VINCZE et al. (2017) tartalmazza.

7.3.2 Eredmények: növényi makrofosszília és makropertnye vizsgálatok

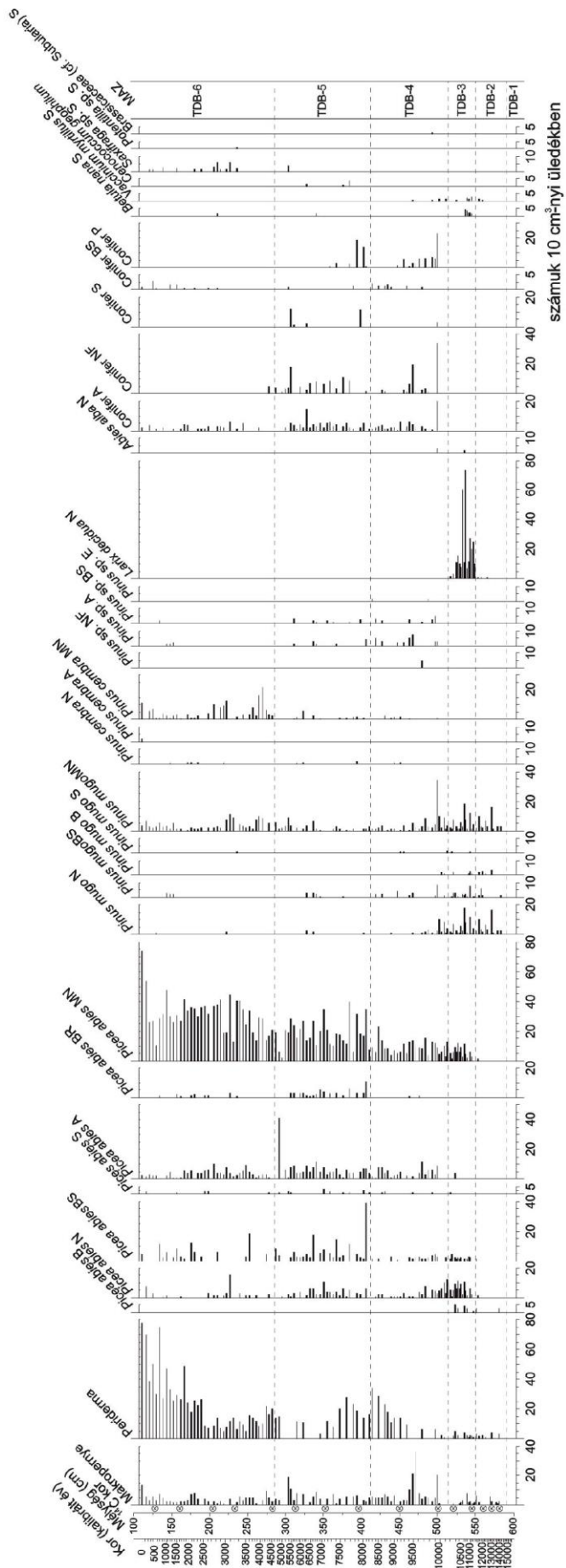
Gales-völgy. A **Brazi-tó** makrofosszília diagramja (22. ábra) alapján a legalsó zónában (TDB-1: 15760–14220 évek, 600–585 cm) növényi maradványok nem kerültek elő, csak néhány európai vörösfenyő (*Larix decidua*) és Diploxylon-típusú fenyő (*Pinus* subsp.

diploxylon) (valószínűleg *Pinus mugo*) sztóma utal korai jelenlétükre 1740 m közelében. A TDB-2 zónában (14220–11360 év, 585–550 cm) jelennek meg először a növényi részek: törpefenyő (*Pinus mugo*) tűlevele, kérge és rügpikkelye mellett lucfenyő (*Picea abies*) és vörösfenyő (*Larix decidua*) tűlevelei találhatóak meg számos mintában. Ezzel egyidőben a lágyszárú fajok közül a fekete áfonya (*Vaccinium myrtillus*) magjai vannak jelen az üledékben. A havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) és a lucfenyő (*Picea abies*) sztómái először 14000 és a 11600 évek körül jelennek meg, míg a közönséges boróka (*Juniperus* sp.) sztómái csak ebben a zónában és szórványosan voltak jelen. A vizsgált tavak közül alacsonyabb magasságban elhelyezkedő Brazi-tó közvetlen környezetében telepedtek meg a fák és cserjék a legkorábban.

A vörösfenyő (*Larix decidua*) sztómáinak és tűleveleinek magas koncentrációja uralja a TDB-3 zónát 11360 és 10180 évek között (550–515 cm). Ezzel párhuzamosan emelkedik a törpefenyő és a lucfenyő tűleveleinek aránya is, ez utóbbi a zóna felső határától kezdődően folyamatosan jelen van a mintákban. A lucfenyő tűleveleinek magas aránya a zárt erdő határának feljebb tolódását jelzi, a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) egyedeinek megjelenésével együttesen a közönséges jegenyefenyő (*Abies alba*) tűlevelei is alacsony koncentrációban megtalálhatóak ebben a zónában. A cserjék közül a fekete áfonya és a törpenyír (*Betula nana*) magjai vannak jelen. A fiatal driász lehülés idején a sztyeppi elemek arányának emelkedése figyelhető meg a pollen adatsorokban, azonban ez a hőmérséklet csökkenés nem eredményezett jelentős változást a Brazi-tó körüli növényzet összetételében.

A TDB-4 zónában (10360–8200 év, 515–410 cm) már a *Picea* makrofossziliák uralkodnak: a tűlevelek és a virágzatok koncentrációja megemelkedik. A vörösfenyő tűlevelei teljesen eltűnnek az üledékből (**22. ábra**), sztómái is már csak szórványosan határozhatóak meg 8900 év körül. Elszórtan vannak jelen az *Abies alba* maradványai is, sztómái 9200 évnél hosszú időre eltűnnek az üledékből. A *Pinus* Diploxylon sztómák koncentrációja emelkedik, míg a *Picea* sztómák maximum értéküket 9500 év körül érik el.

Brazi-tó makrofosszília diagram Specifikus tőzegalkotók



Rövidítések: B: kéreg, N: tűlevelek, BS: rügykelyhek, S: magok, A: virágzatok, BR: gallyak, MN: minimális tűlevélszám, NF: tűlevél maradványok, E: szövetek, P: peridérma.
számuk 10 cm²-nyi üledékben

22. ábra A Brazi-tó növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén specifikus tőzegalkotókkal. A ¹⁴C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. Az elemzést Magyarai Enikő, Elena Marinova, Jakab Gusztáv és Vincze Ildikó végezte. A koncentráció értékek 10cm³-nyi üledékre vonatkoznak. A lokális makrofosszília zónákat az MAZ oszlop jelöli.

A TDB-5 zónában, 8200 évtől (TDB-5; 8200–4660 év, 410–285 cm) még tovább emelkedik a *Picea* sp. tűleveleinek száma, továbbá kisebb ágacskáik, rügypikkelyeik is határozhatóak az üledékben. A törpefenyő maradványai mellett a cirbolyafenyő maradványok szórványosan fordulnak elő. A tó a holocén kezdete óta a zárt erdőzónában helyezkedik el, körülötte lucfenyő uralta erdő található, melybe elszórtan keverednek bele a törpe- és cirbolyafenyő egyedei, míg a vörösfenyő teljesen visszaszorult ebből a magasságból. A *Pinus* sp. *diploxylon* és a *P. cembra* sztómák csökkenő arányban vannak jelen az előző zónához képest, míg a *Picea* sp. sztómák aránya némileg emelkedik 7000 és 6000 évek között, majd lecsökken a zóna felső határán.

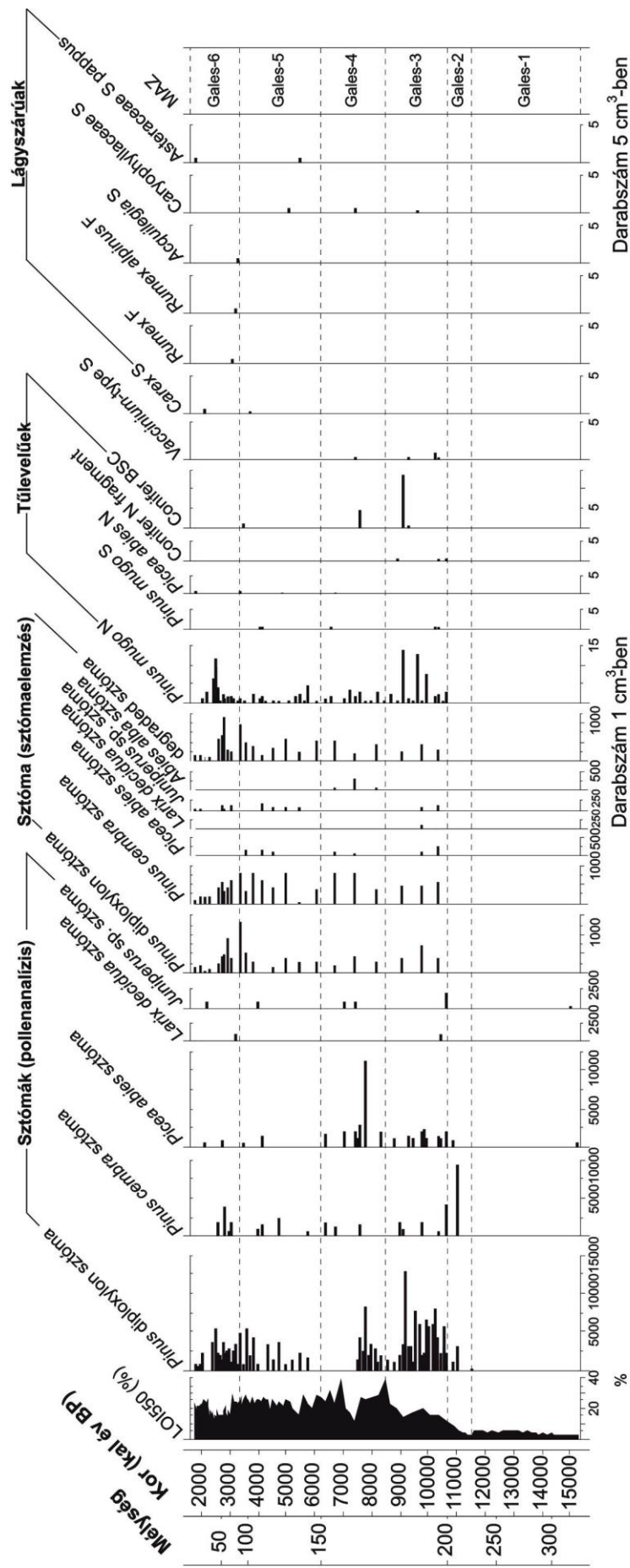
A TDB-6 (285–0 cm, 4660–0 év) zónában is egyértelműen a *Picea* makrofossziliái vannak jelen legmagasabb koncentrációban, 4500 évtől megindul a *Pinus cembra* tűlevélszámának emelkedése a törpefenyő kiegyensúlyozott jelenléte mellett (**22. ábra**). A *Picea* sp. és *P. cembra* sztómák aránya szintén emelkedést mutat, *Larix* sp./*Abies* sp. sztómák csak szórványosan vannak jelen a legfelső zónában.

A **Gales-tó** makrofosszília diagramján (**23. ábra**) a G-3-as zónában jelennek meg először a növényi maradványok, a 15300 és 10600 évek közötti időszakot lefedő G-1 és G-2-es zónákban sztómák kerültek meghatározásra: a lucfenyő (*Picea abies*) és a boróka (*Juniperus* sp.) 15250 és 15000 évek körül jelenik meg, míg a *Pinus* sp. *diploxylon*-típusú sztómák 11600 évtől kezdenek gyakoribbá válni, melyet a cirbolyafenyő sztómáinak megjelenése követ 11500 évtől (G-2 zóna: 11600–10600 évek, 230–203 cm). A lucfenyő sztómái 10900 évtől folyamatosan jelen vannak az üledékben.

A G-3 zónában (10600–8600 évek között, 203–175 cm) a boróka és a vörösfenyő (*Larix* sp.) sztómái ritkák, a *Pinus* sp. *diploxylon*-típusú sztómák emelkedése mellett a cirbolyafenyő és a lucfenyő sztómái is kitartanak. A törpefenyő (*Pinus mugo*) tűlevelei a holocén kezdetétől nagy arányban vannak jelen az üledékben (10600 év). Emellett csak néhány áfonya (*Vaccinium* sp.) és szegfűféle (Caryophyllaceae) maradványa került elő.

8600 és 6200 évek között a közönséges jegenyefenyő (*Abies alba*) sztómái jelennek meg magasabb arányban (G-4: 8600–6200 év, 175–150 cm), a magok közül az előző zónához hasonlóan csak az áfonya és a szegfűfélék kerültek meghatározásra. A G-4 és a G-3 zóna együttesen utal egy fajgazdagabb közösségre, melyben a vörösfenyő (*Larix decidua*) sztómái mellett, a boróka (*Juniperus* sp.), a lucfenyő (*Picea abies*), a *Pinus* sp. *diploxylon*-típusú fenyő és a cirbolyafenyő (*P. cembra*) maradványai is megtalálhatóak.

Gales-tó



Rövidítések: N: tülevél, S: mag, F: termés, BSC: rügypickelyek

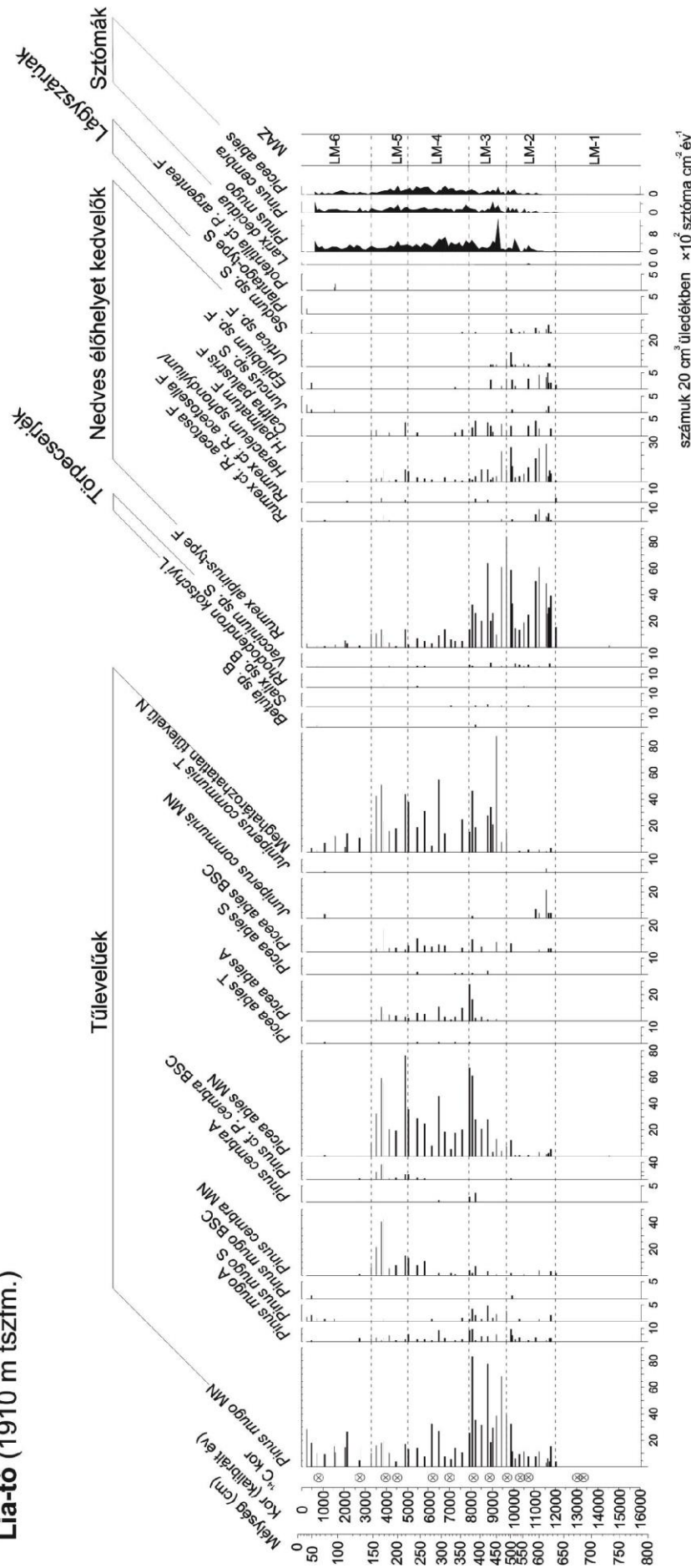
23. ábra A Gales-tó növényi makrofosszília és sztómadiagramja kor és mélység mentén. Az elemzést Orbán Ildikó (sztóma- és növényi makrofosszília vizsgálat) és Pál Ilona (pollenanalízis során végzett sztómaelemzés) végezte. Koncentráció értékek 1 cm³-nyi és 5 cm³-nyi üledékben. A lokális makrofosszília zónákat az MAZ oszlop jelöli.

A G-5 zónától (6200–3400 év: 150–91 cm, **23. ábra**) kezdődően a jegenyefenyő sztómái eltűnnek az üledékből, a *Picea* ritkábbá, míg a *Juniperus* sp. gyakoribbá válik. A törpefenyő (*P. mugo*) tűlevelek továbbra is alacsonyabb arányban vannak jelen a zónában. A legfelső makrofosszília zónában (G-6: 3400–1700 év: 91–0 cm) csökken a törpefenyő és a cirbolyafenyő sztómáinak aránya az üledékben, és a vörösfenyő maradványai is egyetlen mintában találhatók csak meg. A legfelső mintában egyetlen lucfenyőtűlevél mellett sás (*Carex* sp.), havasi lórom (*Rumex alpinus*), harangláb (*Aquilegia* sp.) és őszirózsafélék (Asteraceae) maradványai kerültek elő.

Bukura-völgy. A **Lia-tó** makrofosszília diagramjának (**24. ábra**) legalsó zónájában (LM-1: 15900–12000 évek, 782–636 cm) mindösszesen egyetlen égett lucfenyő (*Picea abies*) tűlevéltöredék került elő, mely feltételezhetően az üledék fentebbi részéből került ide. Néhány havasi lórom (*Rumex alpinus*) termés jelenik meg 14600 év körül. A tűlevelű maradványok hiányából következtethetünk a fahatár és az erdőhatár tó alatti pozíciójára, melyet alátámaszt ezen fajok hiánya a sztómadiagramban is.

A fahatár 12000 év körül érte el a tó magasságát (LM-2: 12000–9700 évek között, 636–483 cm), melyet a törpefenyő (*P. mugo*) maradványok első megjelenése és az alacsony koncentrációban megjelenő cirbolyafenyő (*P. cembra*) tűlevelek jelölnek. Ezután hamar megjelennek a *Picea abies* és a közönséges boróka (*Juniperus communis*) maradványok is. Az első *Pinus mugo*-típusú sztóma előfordulása 11400 évnél figyelhető meg, ezt követően 11000 évnél a *Pinus cembra* és a *Picea abies* sztómák is feltűnnek. Egyetlen európai vörösfenyő (*Larix decidua*) sztóma került meghatározásra 10700 év körül (568 cm). A törpecserjék, mint az erdélyi havasszépe (*Rhododendron myrtifolium*) és az áfonyafélék (*Vaccinium* sp.) maradványai szintén ezek lokális jelenlétére utalnak a tó körül. A havasi lórom (*Rumex alpinus*) a közönséges medvetalppal (*Heracleum sphondylium*/*H. palmatum*) gyakoribbá válik a tó partján, a mezei sóska (*Rumex* cf. *acetosa*), a mocsári gólyahír (*Caltha palustris*), a füzikefélék (*Epilobium* sp.) és a varjúháj (*Sedum* sp.) fajai egészítik ki ezt a lágyszárú közösséget.

Lia-tó (1910 m tszfm.)



Rövidítések: N: tűlevelű, MN: minimum tűlevélszám, A: virágzat, S: magok, BSC: rügypikkelyek, T: ágak, B: rügyek, L: levelek, F: termések.

24. ábra A Lia-tó növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén. Az elemzést Orbán Ildikó végezte. A ¹⁴C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. Koncentráció értékek 20cm³-nyi üledékre vonatkoztatva. A lokális makrofosszília zónákat az MAZ oszlop jelöli.

A lórom (*Rumex* sp.) fajok feltehetőleg a megbolygatott bázikus talajfelszínen telepedtek meg a gleccserjég visszahúzódása után, míg a varjúháj jelenléte száraz élőhelyekre utal a tó körül. Napjainkban a sötétedő varjúháj (*Sedum atratum*) a leggyakoribb faj a Retyezátban, ami elsősorban meredek felszíneken telepszik meg. A lágyszárúak magas aránya ebben az időszakban vagy a befolyó patakokból származó jelentős víz-utánpótlódásra, vagy nagy területű telített talajfelszínre utal a tó partján, feltehetőleg nagy mennyiségű csapadéknak és a közeli sziklageccserekben bekövetkező hó- és jégolvadásnak köszönhetően (KERN et al. 2004; URDEA 2004; VESPREMEANU-STROE et al. 2012).

Az LM-3 zóna kezdetén (9700–7900 évek között: 483–371 cm) az erdőhatár valószínűleg közel helyezkedett el a Lia-tóhoz, ahogy ezt a közönséges lucfenyő (*Picea abies*) és havasi cirbolyafenyő (*P. cembra*) maradványok megnövekvő arányából következtetjük (**24. ábra**). A *Picea* sp. makrofossziliák további emelkedése 9700 és 8000 évek között az erdőhatár további felfelé tolódására utal. Mivel a törpefenyőt (*P. mugo*) ellenálló képessége alkalmassá teszi a lavinautak betelepítésére, akár vastag hóborítás mellett is, így egyre gyakoribbá válnak a tóparti közösségekben. Ez arra utal, hogy a tó partján nyitott, túlevelű fákkal és cserjékkel betelepült közösség jött létre, amelyben a molyhos nyír (*Betula pubescens*) maradványai is azonosíthatóak 8300 év körül.

A közép-holocén időszakban (LM-4: 7900–5030 évek: 371–225 cm) a lucfenyő uralkodóvá válik a tó környezetében, a törpefenyő maradványok arányának jelentős csökkenése és a lágyszárúak jelenléte az erdőhatár magasabb térszínnek felé való eltolódására utal. A Lia-tó körül zárt, *Picea* által dominált erdő alakult ki. 6000 év körül az erdő összetételében változás következett be, mivel a cirbolyafenyő (*P. cembra*) magasabb arányú erdőalkotó fajjává vált (**24. ábra**).

Az LM-5 makrofosszília zónában (5030–3300 évek: 225–147 cm) még mindig döntően lucfenyő alkotta erdő vette körül a tavat, azonban a *P. cembra* maradványok emelkedése a faj gyakoribbá válására utal, mely az erdőhatár alacsonyabb tengerszint feletti magasságok felé történő eltolódásaként vagy a cirbolyafenyő erdőhatáron történő terjedéseként is értelmezhető. A törpefenyő maradványok jelenléte arra is utalhat, hogy a faj nem csupán erdőalkotóként volt jelen a tó körül, hanem a napjainkban is *P. mugo* által borított meredek, sziklás lejtőkön is megtelepült.

A legfelső LM-6 zónát (3300–245 évek: 147–31 cm) a törpefenyő maradványok kismértékű emelkedése, valamint a lucfenyő és a cirbolyafenyő maradványainak majdnem

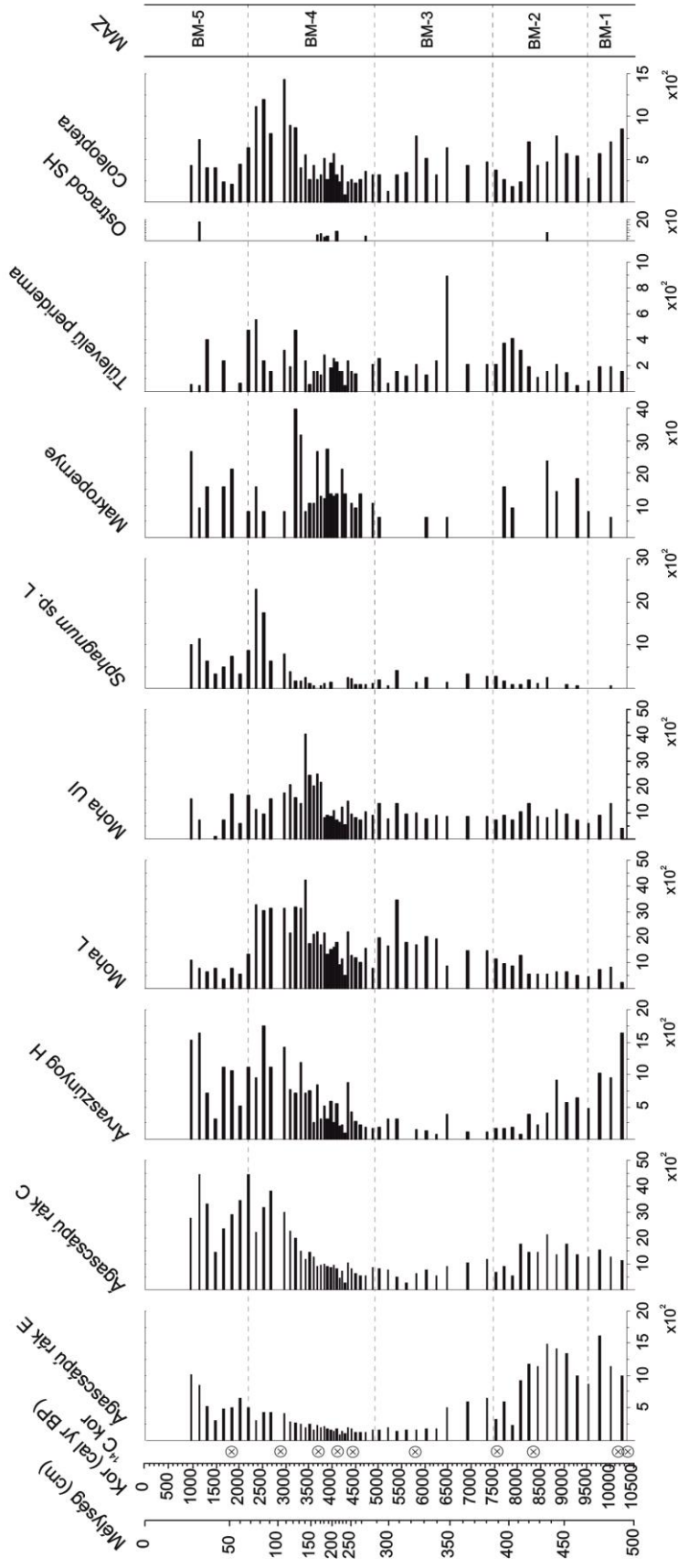
teljes eltűnése jellemzi. Egyetlen *P. cembra* tűlevél található 2700 évnél, míg egy *Picea* ágacska került elő 1090 év körül (79 cm) és egy virágzat 95 cm-ről (1550 év). Mindezek együttesen arra utalnak, hogy az erdőhatár a Lia-tó szintje alá tolódott 3300 év körül, ugyanakkor a fafajok és a törpefenyő sztómájának folyamatos jelenléte az üledékben a fahatár tó feletti elhelyezkedését sugallja.

Az emberi hatás megjelenése és erőteljesebbé válása a völgyekben és magasabb térszíneken először 2200 év körül jelentkezik a megnövekedett lándzsás útifű (*Plantago lanceolata*) és a nagy, illetve réti útifű (*Plantago major-media*) pollenarányának megemelkedésével, mellyel egyidejűleg az üröm (*Artemisia*) aránya is nő. A bérclapu-félék (*Adenostyles*), a cickafark (*Achillea*) illetve a varjúköröm (*Phyteuma*-típusú) pollen százalékos emelkedése 3000 év körül kezdődik (**33. ábra**). Mindezen antropogén jelzőfajok együttes emelkedése a fűfélék (Poaceae) megemelkedett arányával feltehetőleg az emberi hatás kiterjedésére utal, bár az első jelentős Poaceae pollenarány növekedés 2700 év körül megelőzi az útifűfélék megjelenését. Ez a Poaceae-emelkedés egyidejű a szervesanyag-tartalomban bekövetkezett csökkenéssel, utalva egy talajeróziós eseményre az erdőhatár lefelé tolódása után. Az üledék akkumulációs rátája szintén változást mutat ebben az időszakban, jelentősen megemelkedett. Az egyetlen azonosított *Plantago* sp. mag az üledék legtetején (31 cm: 245 év) taposást és legeltetést is tükrözhet a tó partján. A fokozódó emberi hatás a Lia-tó körül más makrofossziliák által is bizonyított, újból megjelent a közönséges boróka, és ezüst pimpó (*Potentilla* cf. *P. argentea*) maradványai is kerültek elő a késő holocén időszakban (1100 és 300 évek között).

A **Bukura-tó** makrofosszília diagramján a legelső zónában (BM-1: 10300–9530 évek, 492–468 cm, **25. ábra** és **26. ábra**) először a közönséges boróka (*Juniperus communis*), a havasi lórom (*Rumex alpinus*), a fekete áfonya (*Vaccinium myrtillus*) illetve a galaj (*Galium* sp.) jelenik meg, míg a havasi törpefenyő (*Pinus mugo*) maradványok hiányoznak. A következő, BM-2 zónában (9800 és 9500 évek között) jelennek meg először a törpefenyő maradványai (főként tűlevelei) és a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) sztómái is, melyek együttes jelenléte a fahatár magasabbra húzódására utalhat, illetve néhány cirbolyafenyő egyed megjelenésére a tó közelében. A fahatár feltételezhető magasabbra húzódása azonban még ekkor sem érte el a Bukura-tó szintjét, a 2040 m-es magasságot.

Bukura-tó makrofosszília diagram

Nem specifikus tőzegalkotók



Rövidítések: E: tartóspeték, C: fejtorpajzs, H: fejtokok, L: levelek, Ul: azonosítatlan, P: periderma, SH: héjak, MAZ: lokális makrofosszília zónák. számuk 5 cm³-nyi üledékben

25. ábra A Bukura-tó növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén nem specifikus tőzegalkotókkal. A ¹⁴C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. Az elemzést a szerző végezte. A lokális makrofosszília zónákat az MAZ oszlop jelöli.

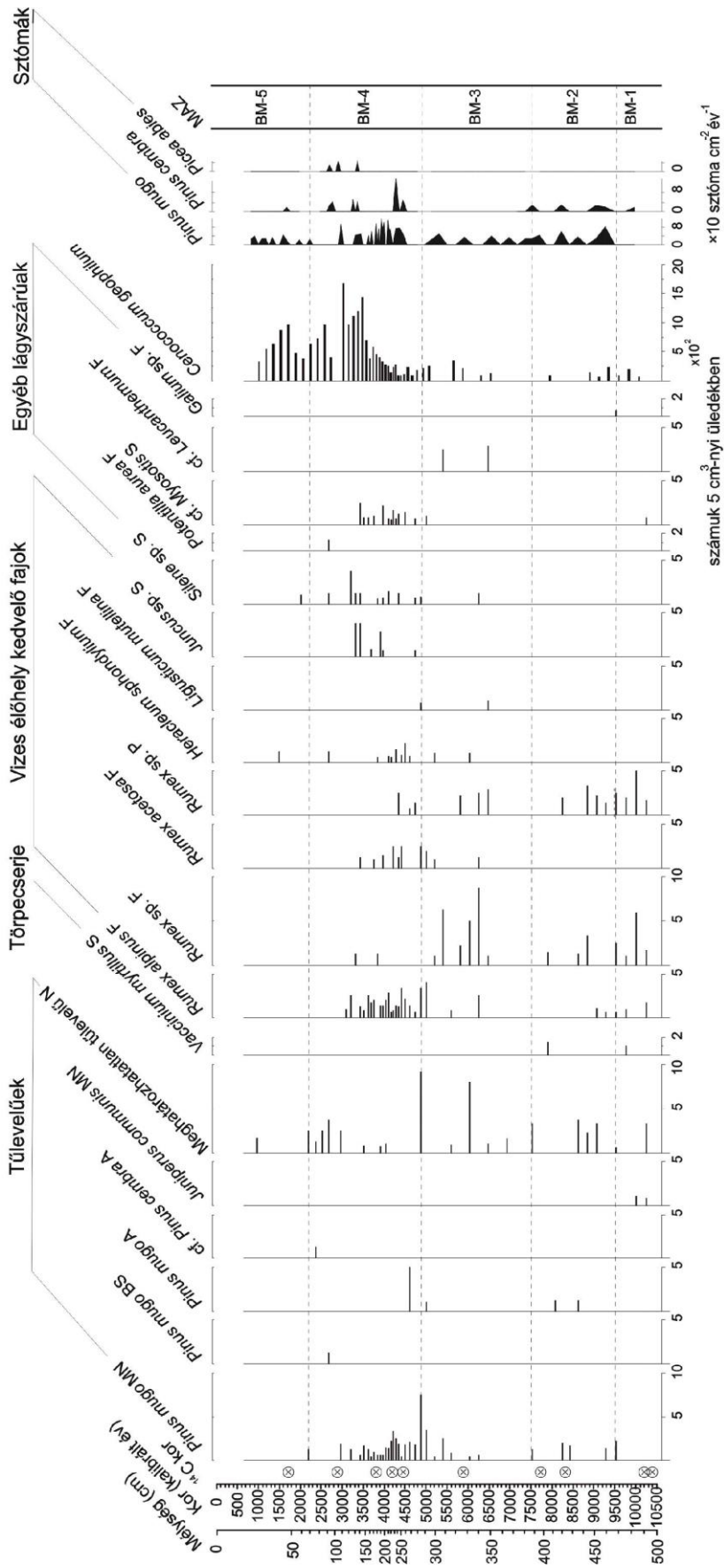
A BM-3 zónában (7500 és 4900 évek; 388–284 cm) többségében azonosítatlan tűlevél töredékek kerültek elő, a törpefenyő (*P. mugo*) tűlevelei pedig csak 6300 évtől jelennek meg újra. A Bukura-tó feltehetőleg a fahatár feletti *krumholz* zónában (átmeneti zóna) helyezkedett el, partján néhány *P. mugo* illetve sóscafajok (*R. alpinus*, *R. acetosa*) egyedeivel. A *P. mugo* tűleveleinek, a *P. cembra* sztómáinak illetve néhány közönséges lucfenyő (*Picea abies*) sztómáinak az együttes előfordulása a fahatár még magasabbra húzódására utalhat a BM-4-es zónában (284–68 cm; 4900 és 2200 évek között). Ezzel egyidejűleg megemelkedik az ágascsapú rák (Cladocera) petéinek mennyisége, illetve az árvaszúnyog fejtokok száma is az üledékben, utalva az elérhető tápanyagmennyiség növekedésére az utolsó 4000 év során. A talajlakó mikorrhiza gomba, a *Cenococcum geophilum* maradványainak gyakoribbá válása és a szervesanyag tartalom csökkenő mennyisége talajeróziós bemosódásra utal a tó partján 4200 év körül (**25. ábra**). Törpefenyő tűlevelek, virágzat, illetve rügypikkelyek is megtalálhatóak ebben az időszakban, azonban számuk fokozatosan lecsökken, míg 2200 évnél teljesen eltűnnek az üledékből.

A *Sordariales*-típusú gombaspóra magas csúcsa kiemelkedik 4200 évnél az adatok közül (**33. ábra**), mely spóra gyakran jelenik meg legeltető állatok ürülékében vagy korhadó fátörzseken (VAN GEEL et al. 1989). Ugyanezen időszakban kezd emelkedni a fűfélék (Poaceae) és lágyszárú taxonok pollenjeinek aránya is, olyan másodlagos emberi hatást jelző fajokkal, mint a lándzsás útifű (*Plantago lanceolata*), a nagy illetve réti útifűvek (*P. major-media*) és az üröm (*Artemisia*) (VINCZE et al. 2017). Ezek együttesen növekvő aránya, illetve a csökkenő *Picea* sp. arány korai emberi hatás megjelenését sugallja vagy a közeli völgyekben vagy akár magasabb térszíneken is (VINCZE et al. 2017).

A fosszilis maradványok összetételében 3000 év körül jelentős változások következnek be: az addig gyakori *Rumex alpinus* és *R. acetosa* maradványok eltűnnek, és ezzel egyidejűleg a sóscafélék pollenje szintén lecsökken. Napjainkban főként *R. alpinus* és *R. thryrsiflorus* található a Retyezát hegységben, maradványaik hiánya a Bukura-tóban feltételezhetően a tengerszint feletti magassággal megváltozó reprodukciós képessége miatt lehetséges. Ezzel szemben az alacsonyabb térszínek, például a Lia-tó körüli kedvezőbb körülmények és magasabb nitráttartalmú talaj ideális élőhelyet nyújt számukra (ŠŤASTNÁ et al. 2012).

Bukura-tó makrofosszília diagramja

Specifikus tőzegalkotók



Rövidítések: N: tüvelő, MN: minimum tüvelésszám, A: virágzat, S: magok, P: virágtakaró, F: termések, BS: rügypickely, MAZ: lokális makrofosszília zónák.

26. ábra A Bukura-tó növényi makrofosszília diagramja specifikus tőzegalkotókkal kor és mélység mentén. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. Az elemzést a szerző végezte. Koncentráció értékek 5cm^{-3} -nyi üledékre vonatkoztatva. A sztómaanalízist Pál Ilona végezte.

A BM-5-ös zónára (2200 évtől, 68–0 cm) eltűnnek a törpefenyő maradványai az üledékből, és mindösszesen egyetlen cirbolyafenyő sztóma található csak meg 1700 évnél. A fahatár alacsonyabb térszínre tolódását a fák makrofossziliáinak teljes hiánya és a sztómák eltűnése is igazolja. Csak a közönséges medvetalp (*Heracleum sphondylium*) magjai és a szegfűfélék (*Silene* sp.) maradványai maradtak meg az üledékben, néhány törpefenyő sztómával együtt kb. 1000 évig (**26. ábra**). Míg a fűfélék (Poaceae), útifüvek növekvő aránya a pollenadatsorban erőteljesebb emberi tájhasználatra utal az utolsó 2200 évben.

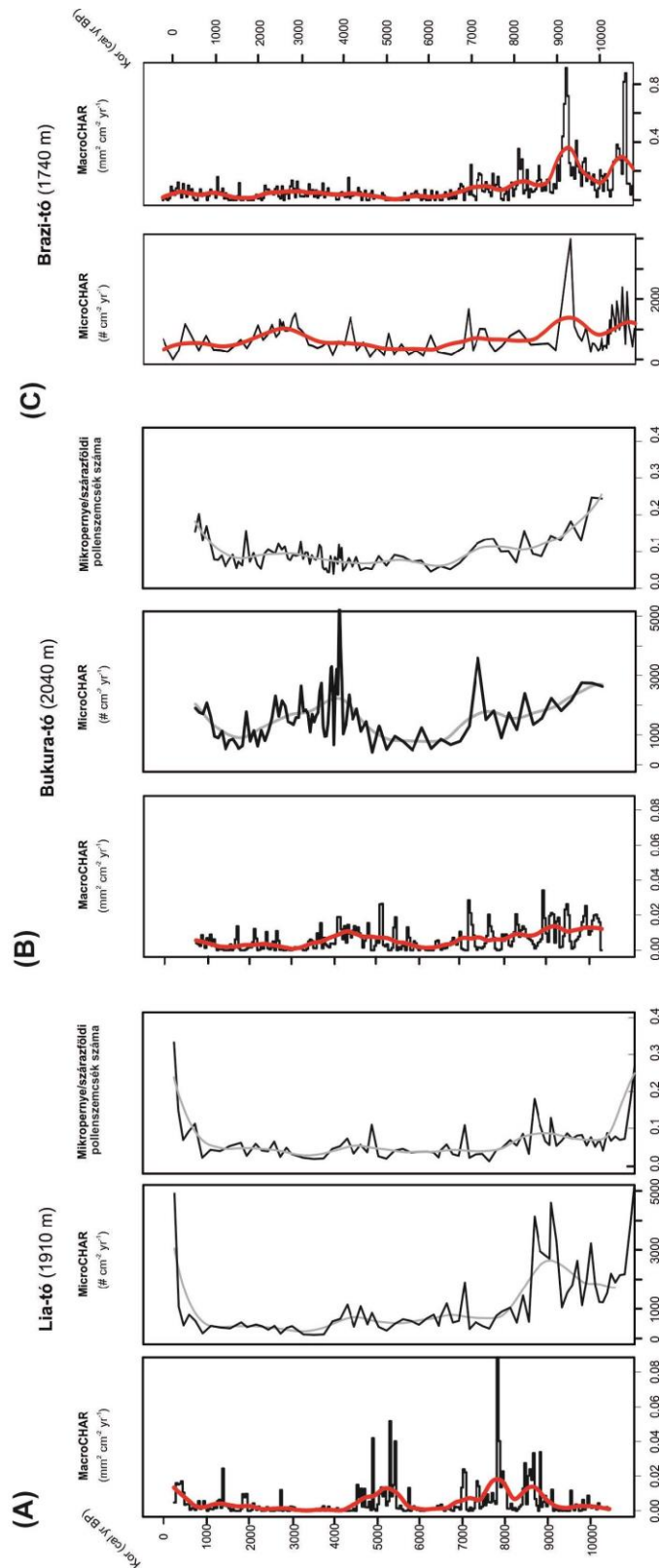
A megújuló emberi hatás jelei azonosíthatóak a fapollen és a lágyszárúak arányában a hegyi és szubalpin övekben 2200 évtől, míg a *Picea* sp. pollen fokozatos csökkenése figyelhető meg az alpin rétek zónájában (**33. ábra**). A közönséges gyertyán (*Carpinus betulus*), a bükk (*Fagus sylvatica*) és a mogyoró (*Corylus*) erősen váltakozó százalékos értékei feltételezhetően az alacsonyabb térszínhez kapcsolódó emberi tevékenységre utalnak, ezzel egyidejűleg emelkedik a fűfélék (Poaceae), a havasi éger (*Alnus viridis*), az üröm (*Artemisia*) és más lágyszárúak aránya is.

7.3.3 *Eredmények: erdőtűz történeti rekonstrukció és a növényzet főbb változásai a Retyezát déli lejtőjén*

Doktori kutatómunkám során kiemelten foglalkoztam a Retyezát hegység déli lejtőjén végbement növényzeti változásokkal, melyhez kapcsolódóan a Bukura-tó mintáin makropernye vizsgálatokat végeztem. Az eredmények leírásánál figyelembe vettem mind a három tóban (Brazi-, Lia- és Bukura-tó) lezajlott folyamatokat, részletezésekor a saját adataimat tüntetem fel, míg az értelmezéskor a lepublikált eredményekkel közösen használom fel.

A Retyezát déli lejtőjén elhelyezkedő Lia-, Bukura- és az északi oldali Brazi-tavak üledékének makropernye és mikropernye vizsgálati eredményeit veti össze a **27. ábra**. **Általánosan megállapítható, hogy erőteljesebb erdőtűz aktivitás jellemezte a kora holocén időszakot, 10000 évtől kb. 8000–7000 évig mind az északi, mind a déli lejtőn.** A kora holocénhoz hasonlóan erőteljes erdőégésekre utal a Lia-tó makropernye görbéje 500 év körül és a Bukura-tó CHAR-értékei 5000 és 3200 év között. FINSINGER et al. (2018) megállapította, hogy a Lia-tó értékei valószínűleg mégsem jelentősek, míg a Bukura-tóban magas CHAR értékei feltételezhetően az üledék felhalmozódási sebességének éles

megváltozásának és az üledékfókuszálásnak a következménye, nem erőteljes erdőégésre utal (lásd 6.3.1 fejezet Bukura-tó kor-mélység modellje) (VINCZE et al. 2017).



27. ábra A Lia-, Bukura- és Brazi-tavak makropernye akkumulációs rátái (MacroCHAR), mikropernye akkumulációs rátái (MicroCHAR). A Lia- és a Bukura-tó esetében a mikropernye/szárazföldi pollenszemcsék aránya is kifejezésre került (FINSINGER et al. 2018, VINCZE et al. 2017 nyomán).

A két déli oldali tó eredményeit összehasonlítva megállapítható, hogy a CHAR-csúcsok legmagasabb értékeit a Lia-tóban érik el, köszönhetően a kora holocén időszak és az 5000 év körüli magasabb erdőtűz aktivitásnak (27. ábra). Azonban az általánosabban alacsonyabb CHAR-értékek a Bukura-tóban arra utalnak, hogy a helyi erdőtűzek a tó körül kevésbé voltak erőteljesek, valószínűleg a kevesebb mennyiségű éghető biomassza vagy az égett területekről való nagyobb távolság következtében. A Brazi-tóban 10800 és 9200 évek között jelentkezik egy magasabb erdőtűz aktivitásra utaló periódus, a Lia-tó értékeihez hasonló mértékben, melyet egy fokozatos csökkenés követ 6000 évig, ahol a legkisebbek a CHAR-értékek, majd 500 évig kismértékű emelkedés figyelhető meg. Ezzel szemben a Lia-tóban detektált megemelkedett biomassza égési időszakok figyelhetőek meg 9000–7500, 5500–4500 és 750–250 évek között, míg a Bukura-tóban 10000 és 7000 évek, illetve 6000 és 3500 évek között. A tavakban detektált mikropertnye adatokkal hasonló trendeket mutatnak, mint a makropertnye, azonban eltérő mértékű változásokra utalnak (FINSINGER et al. 2018). A makropertnye adatokban megfigyelhető kismértékű emelkedés 2000 évtől mérsékelten emelkedett biomassza égésként is értelmezhető. Ugyanakkor az üledék fókuszálása következtében ez utóbbi időszak nem tekinthető valós erdőégési periódusnak.

FINSINGER et al. (2018) hét, illetve nyolc elkülöníthető erdőtüz eseményt határoz meg a Brazi-tó adatsorában, míg a Lia-tavat hét, illetve tizenhét erdőégési periódus jellemzi. Míg a Brazi-tó szintjét már 11000 éve elérték a vörösfenyő (*Larix decidua*) egyedei, addig a Lia-tó a fahatár ökotón zónában helyezkedett el 8000 évig, messze az erdőhatár felett a déli oldalon. Az északi oldalon detektált alacsony erdőtüz aktivitású időszak során a Brazi-tó körül a közönséges lucfenyő (*Picea abies*) uralkodott, mely 4500 év körül, a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) lokális terjedésével kezdett csökkenni. A Lia-tó körül ugyanebben az időszakban (5800–3000 év között) közönséges lucfenyő egyedei a havasi cirbolyafenyővel alkottak domináns közösséget. Ezzel párhuzamosan az erdőtüz aktivitás megemelkedett, 4500 évig. A Brazi- és a Bukura-tavak makropertnye adatsorai nem mutatnak jelentős emelkedést az utolsó 2000 évben, míg a Lia-tó adatsorában emelkedő trend figyelhető meg, mely feltételezhetően kapcsolatban áll az emberi hatás fokozódásával magashegyi környezetben.

8. Eredmények megvitatása

8.1 A Heinrich-esemény (HE-1) növényzetre gyakorolt hatása a kárpáti régióban

Összességében elmondható, hogy a Szent Anna-tó üledékéből kevés növényi maradvány került elő. Ez egyrészt a makrofosszília minták kis térfogatával magyarázható, valamint azzal, hogy a meder középső része került mintázásra, így a mintavételi pontra kisebb valószínűséggel jutottak be növényi maradványok a kráterlejtőről (**13. és 14. ábra**).

A korábbi pollen- és geokémai vizsgálatok eredményei alapján állítható, hogy a Szent Anna-tó környezete egy szervesanyagban szegény, kontinentális sztyepp-tundra vegetáció borította terület volt az LGM idején (MAGYARI et al. 2014a,b; MAGYARI 2015). Az erősen fluktuáló mágneses szuszeptibilitás értékek erőteljes hullópor aktivitásra utalnak, melyet az üledék ezen szakaszát alkotó kőzetlisztfrakció is megerősít (MAGYARI 2015). A polleneredmények alapján megállapították, hogy a Szent Anna-tó az LGM idején boreális erdősztyepp és sztyepp-tundra borította területen helyezkedett el, melyben a tűlevelűek (*Pinus*, *Larix* és *Juniperus*) meghatározóak voltak (MAGYARI et al. 2014b). Ezt követően előbb a szárazságtűrő sztyepp fajok (*Artemisia* és *Chenopodiaceae*), majd a lágyszárúak mellett a fenyőfélék, a boróka és a fűfélék törtek előre 19150 évig (MAGYARI et al. 2014b). A megemelkedett mikropertnye gyakori regionális tüzeseményekre utal, mely feltételezhetően az erősödő kontinentális hatással és az éghető biomassza mennyiségével függ össze (MAGYARI et al. 2014b).

A 16800 és 14500 évek közti intervallum (SZA-2010-es fűrásmag esetében 1120 és 1083 cm között) megfeleltethető a grönlandi jégfúratokban vizsgált GS-2.1a stadiális időszaknak (RASMUSSEN et al. 2014; lásd **1. ábra**). Ez az időszak csak részben fed át a Heinrich-1-eseménnyel (HE-1: 17500–16000 év között), a növényi makrofosszília zónák közül az SZA-1 (16880–16360 évek) és részben az SZA-2 zóna (16360–14450 évek) érintett (**13. és 14. ábra**). Kelet-Közép-Európa területéről a 14700 évnél idősebb intervallumokat lefedő adatsorokból kevés áll rendelkezésünkre, lásd pl. ANDRIČ et al. (2009); FEURDEAN et al. (2014); HORSÁK et al. (2010); SÜMEGI et al. (2013b); MAGYARI et al. (2014a,b); WILLIS et al. (2000). Ugyanakkor a meglévő adatok alapján megállapították, hogy a Kárpátok vonulatát feltételezhetően nyílt erdők és sztyepp-tundra növényzet keveredve alkotta 20000 és 14700 évek között (ANDRIČ et al. 2009; FEURDEAN & TANȚĂU 2017; KUNEŠ et al. 2008; WILLIS et al. 2000). Általánosságban ez a feltételezés megegyezik a Szent Anna-tó üledékében vizsgált pollen- és növényi makrofosszília maradványok által feltárt közös boróka (*Juniperus*

communis) fölénytel 17800–17070 évek között, ami egy száraz, hideg klímájú időszakra utal, melyhez alacsony tápanyagmennyiség és alacsony szervesanyag-tartalom társult (MAGYARI et al. 2014b). A Szent Anna-tó üledékéből meghatározott árvaszúnyog maradványokon végzett júliusi középhőmérséklet becslés 16300 év előtt szintén hideg, 8°C körüli értékekre utal, melyet egy gyors hőmérséklet-emelkedés követett 16300 évnél (TÓTH et al. *in prep.*). A növényi makrofosszília eredmények ebben az időszakban először a sásfajok (*Carex* sp.) jelenlétét, majd az első famaradványok megjelenését is rögzítik, pl. a *Pinus* sp. (erdeifenyő vagy törpefenyő) 16200 évnél, melyet gyorsan követ a lucfenyő (*Picea abies*) megtelepedése is (**28. ábra**), amelynek 15900 év körül kerültek elő az első maradványai az üledékből. Ezek az első famaradványok arra utalnak, hogy a kráterlejtőn viszonylag korán megtelepedtek és elterjedtek a fásszárúak.

16300 és 14600 évek között lokálisan az első famaradványok megjelenésén túl, a régióban boreális erdők terjedését detektálták, *Betula-Pinus-Larix-Picea* sp. keveredésével (MAGYARI et al. 2014b; MAGYARI 2015), ugyanakkor a vízi makrofiták és zöldalgák emelkedő jelenléte az elérhető tápanyagmennyiség növekedésére és emelkedő vízszintre utal (TÓTH et al. *in prep.*). A fásszárú maradványok mellett ebben az időszakban magas a Szent Anna-tó üledékében a makropernyék aránya is, mely gyakoribb lokális erdőégési periódusokra utal a tó környezetében (**13. ábra**). A grönlandi jégfuratminták vizsgálata során a sarki légköri áramlás fokozódása 16200 év körül ért véget (RASMUSSEN et al. 2008), a Ca-ionok felhalmozódásának jelentős lecsökkenése nagyobb légköri nedvességre és a sarki légkörzés megváltozására utal (RASMUSSEN et al. 2014), mely egybeesik a Kokadi-láp pollenadatsora alapján megfigyelt melegedéssel és növényközösségi váltással (MAGYARI et al. 2019).

A következő jelentős változás a GS-2/GSI-1 átmeneti időszak (BJÖRCK et al. 1998), 14600 év körül. Az árvaszúnyog maradványok segítségével rekonstruált nyári hőmérséklet kismértékű emelkedést mutat (TÓTH et al. *in prep.*). Ugyanebben az időszakban a polleneredmények az erdős területek terjedésére utalnak 14600 és 13300 évek között, amikor hirtelen megemelkedik a *Pinus* sp. aránya, melyhez társul a *Betula*, a *Larix* és a *Picea* pollenszázalékainak fokozatos növekedése is (MAGYARI 2015). Ezzel párhuzamosan lecsökken a zöldalgák relatív gyakorisága, megemelkedik a szervesanyag-tartalom, mely így együttesen a tó vízszintjének csökkenésére utal, esetleg a zöldalgák eltűnése a tó vizének pH-változásával is kapcsolatban állhat (MAGYARI et al. 2014b; BUCZKÓ K. *pers comm.*). Az első *Sphagnum* sp. levelek 14400 év körül jelentek meg az üledékben alacsony, de állandó

számban. 13700 és 11500 évek között a polleneredmények alapján változásra következtethetünk a növényzet összetételében: az *Artemisia* és a Poaceae aránya megemelkedett 12500 évig (**28. ábra**) (MAGYARI et al. 2014b), míg a fásszárúak aránya jelentősen visszaesett. A szárazságtűrő sztyepp fajok újbóli terjedése feltételezhetően összefügg az elérhető vízmennyiség csökkenésével, mely a fiatal driász lehülési időszakot jellemezte (TÓTH et al. *in prep.*). Ugyanakkor ez a lehülés nem tükröződik az árvaszúnyog maradványokon végzett hőmérsékleti rekonstrukció eredményeiben (TÓTH et al. *in prep.*). Csak később, 12700 év körül figyelhető meg a mágneses szuszeptibilitás értékek hirtelen lecsökkenése, mely nagy valószínűséggel az eróziós folyamatok visszaszorulására és ezáltal a tómederbe jutó ásvány szemcsék csökkenő mennyiségére utal, melyhez erősödő tavi és szárazföldi produkció társul (TÓTH et al. *in prep.*; VERES et al. 2009). Az üledék szervesanyag tartalma emelkedésnek indult kb. 12500 év után (**28. ábra**). A polleneredmények további beerdősülésre utalnak a tó környezetében, a szil- (*Ulmus* sp.) és a nyírfajok (*Betula* sp.) gyakoriságának hirtelen megnövekedésével (MAGYARI et al. 2014b). A nyírfajok szórványos jelenlétét a növényi makrofosszília eredmények is megerősítették kb. 12500 és 10000 évek között. A zöldalgák emelkedő mennyisége csökkenő pH-jú, sekélyebb, melegedő vízre utal ebben az időszakban (MAGYARI et al. 2014b). Az eddig felsorolt eredmények mind a fiatal driász lehülési időszakra jellemzőek, mely a Szent Anna-tó üledékében 13000 és 12500 évek között detektálható, ugyanakkor ezen a szakaszon nagyon lassú az üledék felhalmozódási sebessége, ezáltal a pontos időbeli behatárolás bizonytalan (TÓTH et al. *in prep.*), illetve az üledékhiányt sem zárhatjuk ki teljesen ezen a szakaszon.

A kora holocén kezdetén, az árvaszúnyog maradványokon végzett nyári középhőmérsékleti rekonstrukció kismértékű csökkenést mutat 11700 évnél. Ez a csökkenő hőmérséklet ellentétes a lombhullatók erőteljes terjedésével (*Ulmus*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Tilia* és *Corylus* sp.) (MAGYARI et al. 2014b) és a globálisan megfigyelt emelkedő hőmérséklettel (pl. BIRKS & AMMANN 2000; WALKER 1995). Ezzel párhuzamosan megfigyelhető a tőzegmohaláp terjedése és a szervesanyag-tartalom emelkedése is (60%-ra 11500 évnél), mely szervesanyagban gazdag környezetre és tőzegláp képződésére utal a mederben. Emelkedő *Sphagnum* sp. koncentrációt rögzítettünk kb. 12000 évtől a növényi makrofosszília mintákban is, mellyel párhuzamosan egyre kevesebb árvaszúnyog maradvány jelent meg, majd kb. 10000 évnél el is tűnt az üledékből (**28. ábra**). Az árvaszúnyog maradványok közt jelentősen megemelkedett az alacsony (savas) pH-t tűrő fajok aránya (pl. *C. anthracinus*, *P. sordidellus*), mely a megnövekedett tápanyagmennyiség mellett csökkenő pH-jú tavi környezetre utal, ami

8.2 Későglaciális lokális növényzeti és környezeti változások a régióban

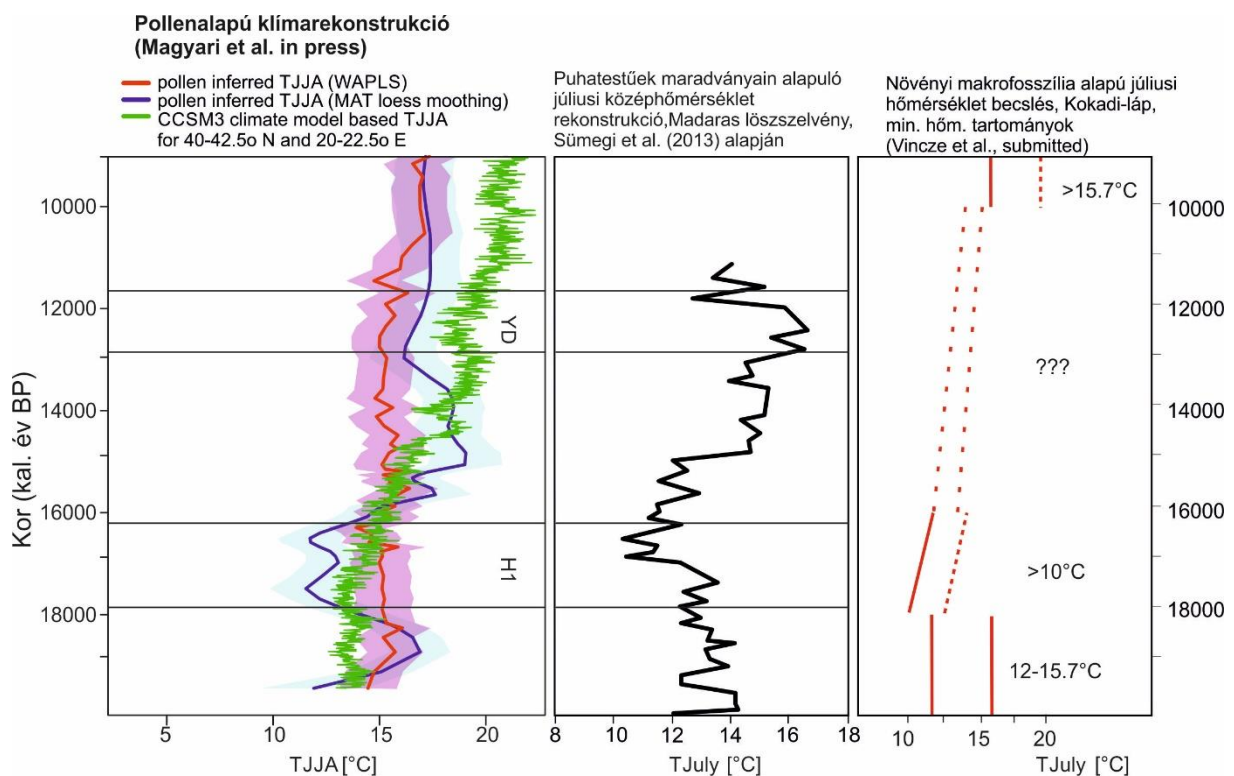
8.2.1 Lokális növényzeti, klimatikus és környezeti változások a Kokadi-láp közelében

A Kokadi-láp szelvényén elvégzett multi-proxy vizsgálat eredményeiből rekonstruált lápi szukcesszió folyamatát mutatja be a **30. ábra**, melyen az ökológiai jelzőfajok jelenléte, ill. hiánya utal a legfontosabb változásokra az utolsó 20000 év során. Számos pollen, növényi makrofosszília és pernyeadatsor foglalkozik a Kárpát-medencében a késő-pleniglaciális időszaktól kezdődően a holocénig végbement növényzeti változásokkal (pl. JAKAB et al. 2005; MAGYARI et al. 1999; MEDZIHRADESKY & BAJZÁTH 1998; RUDNER & SÜMEGI 2001; SÜMEGI & GULYÁS 2004; SÜMEGI et al. 2012, 2013; WILLIS & VAN ANDEL 2004), valamint számos más tanulmány tárgyalja a Würm interglaciális klímaingadozásainak feltérképezését (pl. HERTELENDI et al. 1992; HUPUCZI et al. 2006; SÜMEGI & KROLOPP 2002; ÚJVÁRI et al. 2017). A Kokadi-láp kialakulásától napjainkig lezajlott változások rekonstruálásához olyan egyedi jelzőfajokat használok fel, amelyek ismertén speciális ökológiai igényel rendelkeznek, így jelenlétük értékes információt nyújt, főképp a júliusi középhőmérsékleti ($T_{\text{július}}$) minimum és optimum adataira vonatkoztatva (**1. táblázat**). A fajok hőmérséklet toleranciájának és ökológiai igényének felhasználása elterjedt kutatási módszer Észak-Európában (pl. VÄLIRANTA et al. 2015), valamint már a globális modellezésben is fontos szerepet játszanak, lásd SCHENK et al. (2018).

1. táblázat Kiválasztott makrofiták minimum és optimum júliusi hőmérséklet igénye a Kokadi-lápból. A hőmérséklet rekonstruálásához KOLSTRUP (1980); HANNON & GAILLARD (1997) és SCHENK et al. (2018) munkáit használtam fel. A csillaggal (*) jelölt fajok esetében lásd SCHENK et al. (2018)

| | Minimum júliusi T (°C) | Optimum júliusi T (°C) |
|-------------------------------------|--------------------------|--------------------------|
| <i>Hippuris vulgaris</i> | > 10 | > 13 |
| <i>Myriophyllum spicatum</i> | 10 | >10 |
| <i>Myriophyllum spicatum</i> * | 12,1-12,2 | - |
| <i>Myriophyllum verticillatum</i> | >10 | >13 |
| <i>Myriophyllum verticillatum</i> * | 13,8-13,9 | - |
| <i>Typha</i> sp.* | 15,7 | - |
| <i>Typha latifolia</i> | 12-13 | 15 |
| <i>Typha latifolia</i> -type* | 15,7 | - |
| <i>Typha angustifolia</i> | >14 | - |
| <i>Potamogeton</i> sp.* | 11,7 | - |
| <i>Littorella</i> sp.* | 16,1 | - |
| <i>Betula</i> sp.* | 10 | - |

A Kokadi-láp szelvénye összességében kevés hőmérsékletjelző növényfajt tartalmaz, így az általunk meghatározható hőmérsékleti viszonyok erősen korlátozottak: a vízi lófark (*Hippuris vulgaris*), a füzéres süllőhínár (*Myriophyllum spicatum*), a közönséges süllőhínár (*Myriophyllum verticillatum*), a széleslevelű gyékény (*Typha latifolia*), a keskenylevelű gyékény (*Typha angustifolia*), a békaszőlőfélék (*Potamogeton* sp.), a törpefűfélék (*Littorella* sp.) és a nyírfélék (*Betula* sp.) maradványai utalnak a láp környezetében végbement klimatikus és ökoszisztéma változásokra. Korábbi tanulmányokban megállapították, hogy a Nagy-Alföld területe a periglaciális zónában helyezkedett el, a késő-pleniglaciális időszak során meleg nyarakkal tarkított kontinentális éghajlat jellemezte, amit a vizsgált löszszelvények puhatestű maradványai még az LGM ideje alatt is bizonyítanak (SÜMEGI & GULYÁS 2004; SÜMEGI 2005). Ezáltal a vízi jelzőfajok által rekonstruált értékek már korán, a késő-pleniglaciális időszakban meghaladják a júliusi középhőmérsékleti minimum 10–16,1°C közötti tartományát. Ezek az adatok jól illeszkednek a pollenalapú kvantitatív modellek eredményeihez, melyek 14,5 és 15,7°C közötti hőmérsékletet rekonstruálnak 19500–16700 évek között (29. ábra) (MAGYARI et al. 2019).

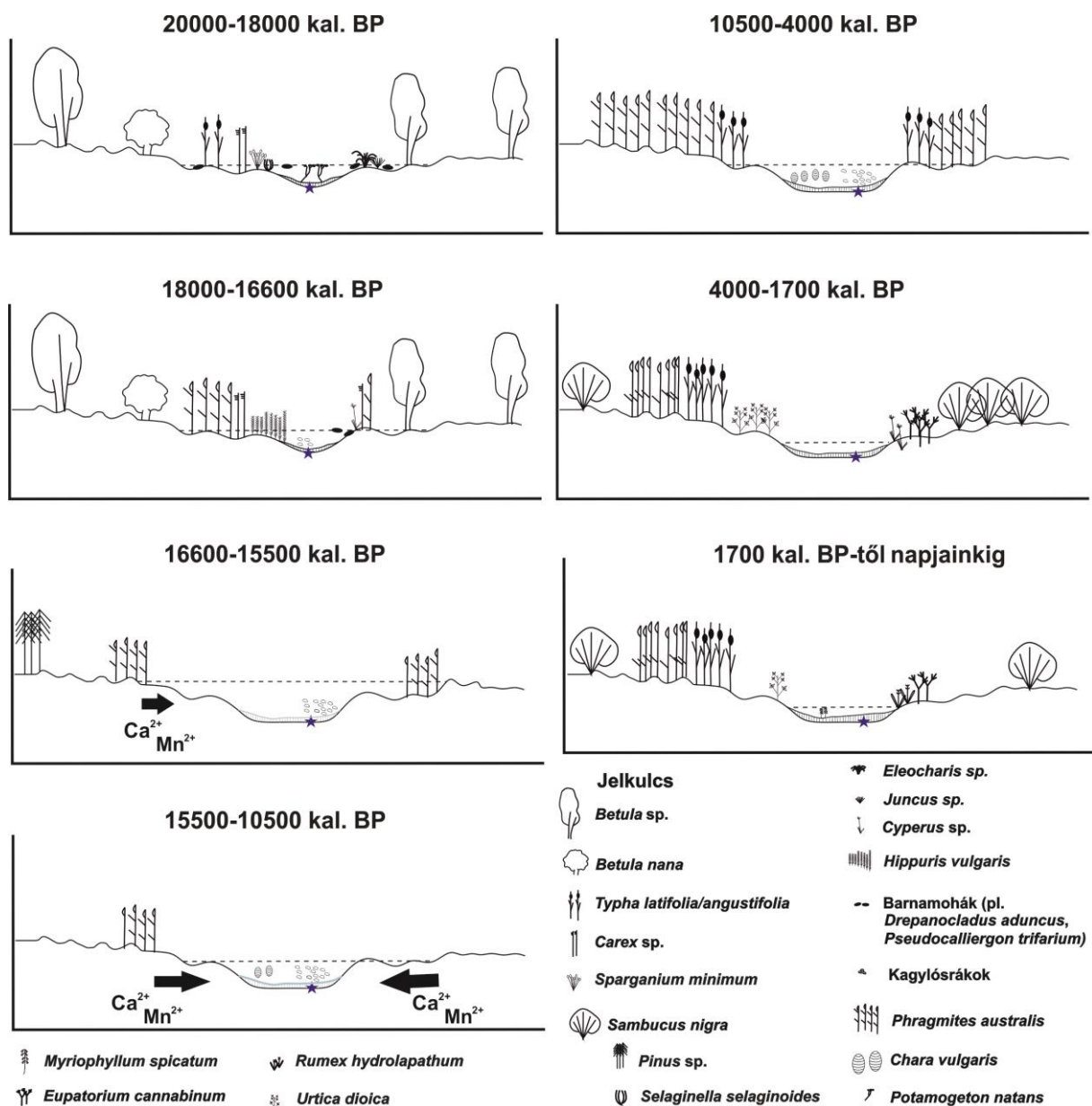


29. ábra Pollenalapú klímarekonstrukció MAGYARI et al. (2019) alapján, puhatestűek maradványain alapuló júliusi középhőmérséklet rekonstrukció SÜMEGI et al. (2012) alapján és a Kokadi-láp növényi makrofossziliáin alapuló júliusi hőmérsékleti becslés VINCZE et al. (2019) alapján.

A lúp kialakulása után, kb. 20000 és 18000 év között a napfénykedvelő és hidegtűrő cserjék, mint a törpe nyír (*Betula nana*) feltételezett jelenléte és a prémes csipkeharaszt (*Selaginella selaginoides*) megaspórák nedves, gyéren benépesült lápi élőhelyre utalnak a parti környezetben (30. ábra). Különböző fajú barnamohák is alátámasztják ezt a feltételezést: a *Pseudocalliergon trifarium* tipikusan az északi lúpvidék lúgos mocsaraiban fordul elő, ritkábban nedves sziklafelszíneken és hegyi környezetben (ATHERTON et al. 2010; HEDENAS 1994; SMITH 2004). Továbbá az észak-európai síkvidéki mocsarakban gyakori *Drepanocladus aduncus* jelenléte is ezt bizonyítja. A csipkeharaszt (*S. selaginoides*) maradványai arktikus és magashegységi környezetben napjainkban gyakran fordulnak elő a nyír (*Betula* sp.) cserjékkel (EUROLA et al. 1984). A két faj együttes előfordulása semleges vagy lúgos környezetű, tundra-típusú nedves élőhelyre utal az LGM időszak után. A *Betula* sp. maradványok emelkedő gyakorisága 18000 és 16000 évek között a lúp felszínén történő megtelepedésükre utal, ugyanúgy, mint a csak ebben a korai szakaszban meghatározott fenyőmaradványok (*Pinus* sp.). A késő-pleniglaciális időszak kezdetén boreális erdő-sztyepp alakult ki, fenyőfélék regionális jelenlétével Bátorliget körül (WILLIS et al. 1995). A boreális erdő terjedését figyelték meg 19000 év körül a Fehér-tó környezetében is, ahol a fenyőfélék (*Pinus* sp. diploxyton-típus és *Picea* sp.) mellett lombhullató fajok is megjelentek (SÜMEGI et al. 2013). Ezek a maradványok jól összevethetőek a kokadi makrofossziliákkal a két tó közötti 170 km-es távolság ellenére is. Más paleobotanikai tanulmányok is alátámasztják a mozaikos környezet kialakulását ebben az időszakban, *Picea* sp., *Pinus cembra* és *Larix* sp. makropernyéi is előkerültek (SÜMEGI & RUDNER 2001; SÜMEGI & GULYÁS 2004), míg a nyírfélék jelenlétét már a Balaton kialakulását követő időszakban rekonstruálták 17000 és 16000 kal. évek között (14000–13000 BP év) (JAKAB et al. 2005).

A Kokadi-lúp esetében rekonstruált vizes, lápi élőhely jelentős egybeeséseket mutat a Nagymohos (ÉK-Magyarország) szelvényével: mindkét élőhelyen megjelentek a boreális barnamohák (*Pseudocalliergon trifarium* és *Drepanocladus aduncus*) és a gyékényfajok is. Ugyanakkor a Nagymohos több hasonlóságot mutat az észak-európai boreális régió lúpjával, melyeken jellemzően a fenyőfélék uralkodnak gazdag lágyszárú növényzettel (EUROLA et al. 1984). A tőzegmohafajok jelenléte (*Sphagnum* cf. *cuspidata* és *S. palustre*) boreális klímára utal Nagymohos környékén, melyet -6 - -9°C éves átlaghőmérséklet és >300 mm átlagos éves csapadékmennyiség jellemez (GIGNAC et al. 2000). Ezek az értékek határozzák meg a tőzegmohák uralta lúpok elterjedésének északi határát Észak-Amerikában GIGNAC et al. (2000) tanulmánya alapján.

Az úszólevelű vízi makrofita, a *Potamogeton natans* jelenléte emelkedő vízszintre utal Kokad térségében, mivel ez a faj a 2-6 m közötti vízmélységű élőhelyeken gyakori (HANNON & GAILLARD 1997; GAILLARD 2007). Jelenlétét általánosan emelkedő vízmélységgel azonosítják (JAKAB et al. 2005), főként alig mozgó víztestekben (GUPTA 2013). A sásfélék (*Carex* sp.) és csetkákafélék (*Eleocharis* sp.) feltételezhetően a sekélyebb partmenti övben telepedtek meg, nagy valószínűséggel a lápi békabuzogány (*Sparganium minimum*) egyedeivel együtt, amely akár még a 3 m-es vízmélységet is elviseli (30. ábra) (GAILLARD 2007).



30. ábra A Kokadi-láp környéki lokális növényzet változásának rekonstrukciója növényi makrofosszília adatok alapján 7 zónára osztva: 20000–18000 kal. BP év, 18000–16600 kal. BP év, 16600–15500 kal. BP év, 15500–10500 kal. BP év, 10500–4000 kal. BP év, 4000–1700 kal. BP év és 1700 kal. BP évtől napjainkig. A fűrészpont helyét csillag jelöli.

SCHENK et al. (2018) alapján a *Potamogeton* sp. fajok legalább 11,7°C-os júliusi középhőmérsékletet igényelnek, míg a *Sparganium* sp. fajai legkevesebb 10°C-ot. A vízibolha (*Daphnia magna/D. pulex*) maradványok magas aránya és a kagylósrákhéjak jelentős száma sekélyvízi, meszes környezetre utal. A *Daphnia magna* a 25°C-os víz hőmérsékletet is elviseli (WOJTAL-FRANKIEWICZ 2012). ISARIN & BOHNCKE (1999) munkája alapján a boglárka (*Ranunculus sect. Batrachium*) maradványainak jelenléte >10°C-os júliusi középhőmérsékletre utal, míg a széleslevelű gyékény (*Typha latifolia*) >13°C-os középhőmérsékletet valószínűsít KOLSTRUP (1980); GAILLARD (1984, 2007) tanulmányai szerint, míg SCHENK et al. (2018) >15,7°C középhőmérsékletet jelöl. Emelkedő *Typha* sp. pollenszázalékokat már 25000 évtől meghatároztak a Fehér-tó körül (SÜMEGI et al. 2018), magjai 17500 év körül kerültek elő a Balatonból (JAKAB et al. 2005). Ezek a növényi maradványok a klímamodell által rekonstruált hőmérséklettel (15–17°C RENNSSEN & ISARIN 2001) alátámasztják az alföldi területek viszonylagosan meleg júliusi középhőmérsékleteit a késő-pleniglaciális időszak korai szakaszán (**29. ábra**).

A korai nádmaradványok folyamatos jelenléte az üledékben partmenti nádas-mocsár kialakulására utal 18300 évtől, amely időszakban a nád a vízi lófarkkal (*Hippuris vulgaris*) együtt túlsúlyban volt 16600 évig (**30. ábra**). A nád általában széles tartományban alkalmazkodik a vízmélységhez, a nedves felszíntől a 2 m-es vízmélységig is meg tud telepedni (HANNON & GAILLARD 1997; GAILLARD 2007). Ugyanakkor ez a faj tagja volt az első, pionír közösségnek is például Svájcban, ahol azonban a júliusi középhőmérséklet emelkedésekor, 13°C körül tudott uralkodóvá válni (HANNON & GAILLARD 1997; GAILLARD 2007). A *Phragmites australis* optimális júliusi középhőmérséklete >13°C, míg az általa igényelt minimum középhőmérséklet >10°C (KOLSTRUP 1980; GAILLARD 1984). Napjainkban a vízi lófark inkább sekélyebb folyópartokon és erőteljes vízszintingadozással rendelkező tavak partján található meg. Gyakran kisebb, kevésbé kompetitív mocsári fajokkal fordul elő (BÖLÖNI & KUN 2011). A vízi lófark számára nem a hőmérséklet a kritikus, mezo- és eutróf vizekben kis fajösszetétel mellett gyakran megtalálható (MISSON et al. 2016), ugyanakkor lúgosabb, eutróf vizekben is előfordul (RYBNÍČEK & RYBNÍČKOVÁ 1968). A *Hippuris* kedveli a kalciumgazdag élőhelyeket, olyan közösségekben is elterjed, mint a *Phragmition*, *Nyphaeion* és *Littorellion* (RYBNÍČEK & RYBNÍČKOVÁ 1968). Összességében a makrofosszíliák sekély, lúgos vízi környezetre utalnak, hasonlóan KOLACZEK et al. (2015) munkájához, ahol úszó barnamohafoltok jelentek meg Kobylnica Wołoska kisméretű lápójában is.

A növényi makrofosszília eredmények Kokad térségében 18300 és 16900 évek között egy kisebb lehülési periódusra utalnak, ugyanakkor 16600 évet követően a vízi maradványok hiánya miatt csak a geokémiai vizsgálatok (Fe, Mn, Ca) eredményei és a szemcseméret összetételbeli változása tükrözi a környezeti változásokat Kokad térségében (**16. ábra**). Ez az időszak tágabb értelemben megegyezik a Heinrich-1-esemény idejével (17500–16000 év). A rendelkezésre álló pollenadatok alapján ezt az időszakot a fásszárúak arányának csökkenése és a boróka (*Juniperus* sp.) terjedése jellemezte (MAGYARI et al. 1999; 2014b), mely szintén alátámasztja a hőmérséklet csökkenését. A pollenalapú klímarekonstrukciók jelentős eltérést mutatnak a Heinrich-esemény idejére, de feltételezhetően csak egy kisebb mértékű, 15°C-ról 13,6°C-ra csökkenő nyári középhőmérséklet jellemzi ezt az időszakot, melyet egy gyors felmelegedés követ (16–18°C-ra) (**29. ábra**) (MAGYARI et al. 2019).

A lokális növényzet összetételében 16500 év körül (K-M4a zóna) figyelhető meg jelentős változás. A vízibolha és a kagylósrák maradványok eltűnnek az üledékből, az egyszerű maradványok koncentrációja lecsökken, mely a fűrőpont körüli terület csökkenő növényzeti borítottságára utal – feltételezhetően nyílt vízi környezet alakult ki alámerülő és kiemelkedő fajok nélkül, tehát a vízmélység valószínűleg emelkedett (**30. ábra**). A megemelkedett vízszintet támogatja a szervesanyag-tartalom lecsökkenése is a K-M3–K-M4a zónahatáron, míg a Mn-tartalom csökkenése és a Ca-tartalom emelkedése a vízgyűjtő területen végbemenő változásokra utal. A Fe- és Mn-tartalom emelkedése, melyet követ a Ca-emelkedés is, feltételezhetően podzol talaj képződésére utalhat vagy a lúp részleges kiszáradására, a Ca pedig a lösz és az alluviális üledékből származik kémiai mállás útján. Az oxigén elérhetősége az üledék/víz határon visszavezethető a Fe- és a Mn-koncentrációk változásaira, mivel a redox ciklusuk erősen függ az üledék/víz határon elérhető oxigén mennyiségétől (MACKERETH 1965). A Fe- és a Mn-vegyületek a víztestbe kerülnek anoxikus környezetben (MACKERETH 1965). Oxigén illetve oxidálószer jelenlétében a Fe csapódik ki elsőként, míg a Mn kicsapódásához (Mn(II)-ből Mn(IV)) nagyobb redox potenciál szükséges, illetve a víztest kémhatása is befolyásolja az oldhatóságot. Az oxidált Fe erősen savas környezetben is oldható (pH < 3.5) (MCBRIDE 1989), míg a Mn(IV) pH < 5 oldható (GODO & REISENAUER, 1980). Ezek alapján a feltételezhetően podzol talajból származó Fe-tartalom megnövekedése a lúp vizének savas kémhatására utal 20000 és 15700 évek között. A Mn-kicsapódása nagyobb mennyiségű elérhető oxigénre/oxidálószerre utal az üledék/víz határon.

Röviddel a változások után a Ca-tartalom emelkedni kezdett 365 cm-nél (16170 évnél) és a vízínövények maradványai eltűntek az üledékből, míg a nád gyökérszövevei lecsökkent

koncentrációban ugyan, de még megtalálhatóak voltak egészen a holocén kezdetéig. A Ca-emelkedéssel párhuzamosan a Fe és a Mn is ideiglenesen megnövekedett 16170 évnél, mely tartós változásra utal a lúp környezetében. A szemcseméret csökkenése elsősorban a partmenti erózió hirtelen megszűnésére, és az üledék/víz határon uralkodó oxigéndús környezetre utal. Az üledék szervesanyag-tartalma mellett megemelkedett a famaradványok aránya is. Mindezek együttesen egy epizodikus vízszintcsökkenésre utalnak, amelyet egy általánosan alacsonyabb energiájú környezet létrejötte követ, ahol az erózió egyenletesen csökkent le, de a vízszint visszaállt a korábbi állapotra. Erősödő kémiai mállásra és valószínűleg gyengén oxidatív környezetre utal az üledék/víz határon a Ca- és a Fe/Mn-tartalom emelkedő aránya. A Szent Anna-tó üledékén végzett árvaszűnyog-alapú júliusi középhőmérsékleti rekonstrukció jelentős hőmérséklet emelkedést feltételez 16200 évnél (TÓTH et al. *in prep*), röviddel a lehülési időszak után.

Ezt követően a geokémiai adatok szerint biogén karbonátképződés jellemezte az üledéket a későglaciális időszakban, ahol az üledék képe is megváltozott: szürkés-zöldes agyagos-meszes kőzetliszt jellemezte. A biogén karbonát képződése két lépcsőben zajlott, először 16170 év körül, majd egy éles Ca-tartalom emelkedéssel 15300 évnél. A karbonátképződés ideje a kokadi üledékben jelentősen, kb. 3000 évvel megelőzte a más alföldi területeken azonosított karbonátos rétegek lerakódásának idejét (CSERNY & SÜMEGI 2003; JENEI et al. 2007; SÜMEGI 2004a; SÜMEGI et al. 2013; WILLIS et al. 1995). A karbonátképződés időszaka alatt feltételezhetően emelkedett vízszint jellemezte a környezetet, a csillárkamoszatok (*Chara* sp.) és a kagylósrákok maradványainak gyakoribbá válása az üledékben egy Ca-gazdag, de tápanyagszegény, emelkedett vízszintű környezetre utal (**30. ábra**). Az uralkodó közönséges csillárkamoszat (*Chara vulgaris*) lúgos környezetet kedvel, ugyanakkor jól tűri a tápanyagszegény élőhelyet (HAAS 1994). A későglaciális időszakot ez a tápanyagszegény környezet jellemezte egy kismértékű tavi produkció emelkedéssel 13600 évet követően. A makrofosszília közösség továbbra is fajszegény, nem mutat változást a GS-1 stadiális (**1. ábra**) során sem, mely megfeleltethető a fiatal driász lehülésnek 12800 és 11700 évek között. A fajszegény környezet nem tette lehetővé, hogy erre az intervallumra bármilyen, szárazföldi növényzetre vonatkozó megállapítást tehessek, ám regionálisan a keményfa ligeterdők fokozatos terjedése figyelhető meg, melyben szórványosan fordulnak elő fenyőfélék egyedei is (*Pinus sylvestris* és *Picea* sp.) Bátorligeten (SÜMEGI & JUHÁSZ 2004), ahol a hárs (*Tilia* sp.) vált uralkodóvá (WILLIS et al. 1995). A Déli-Kárpátok magashegyi tavi üledékén készült árvaszűnyog-alapú hőmérsékleti rekonstrukció szerint 14700 évnél 2,8°C-os

hőmérséklet emelkedés figyelhető meg (TÓTH et al. 2012), míg a polleneredmények erre az időszakra még melegebb, 16–17°C-os júliusi középhőmérsékletre utalnak a Gutin-hegység 600 méteres magasságában (FEURDEAN et al. 2008). A pollenalapon rekonstruált hőmérséklet jelentős emelkedést mutat 11450 és 10500 évek között, amikor a hőmérséklet 15°C-ról 17,4°C-ra melegedett (**29. ábra**) (MAGYARI et al. 2019).

A kora és a közép holocén időszakát a nádmaradványok jelenléte uralta 10000 és 4000 évek között, majd a gyékény maradványai is gyakoribbá váltak (28. ábra). A széleslevelű gyékény (*T. latifolia*) és a keskenylevelű gyékény (*T. angustifolia*) terjedése 12200 év körül kezdődött (a fiatal driász időszak során). Bátorligeten kevert tölgy-szil erdő települt, melyben a nád uralta közösség visszaszorult, sekélyebb vízmélységet kedvelő fajok települtek (pl. *T. latifolia*, *Alisma* sp., *Potamogeton* sp.) (WILLIS et al. 1995). Az uralkodó nádmaradványok mellett jelentősen megemelkedik a *Chara vulgaris* és a *Tolypella prolifera* koncentrációja is 4700 évnél a Kokadi-lápban, mely fajok csökkenő vízszintet, ugyanakkor szegényes tápanyag-ellátottságot jeleznek, ti. ez utóbbi faj 3m-es vízmélységig képes alkalmazkodni (HAAS 1994). Az alacsonyabb vízmélységet támasztja alá a lapos kerekcsigahéj (Valvata *cristata*) és az éles tányércsiga (*Planorbis planorbis*) fajokhoz tartozó csigahéjak jelenléte is.

Az utolsó 4000 év során a fekete bodza (*Sambucus nigra*) maradványainak megjelenése egy még sekélyebb, tápanyagdús élőhelyről tanúskodik, melyben jelentősen megnőtt a kén mennyisége, tovább erősítve a tőzegképződést és a lápi vegetáció terjedését (**30. ábra**). A mintavétel helyét 2000 évtől nádas nőtte be, mellyel párhuzamosan az üledék szervesanyag-tartalma is megemelkedett, kb. 80%-ra. A palkafélék maradványai és a csigamaradványok egyaránt arra utalnak, hogy a láp időszakosan kiszáradt, egyes részeit borította csak víz (**30. ábra**). A nagy csalán (*Urtica dioica*) megjelenése ugyancsak a nád terjedésére és az elérhető tápanyagmennyiség növekedésére utal. A nád és a gyékény terjedése a lápmeder feltöltődése mellett meleg klímát jelez, melyhez 4000 év körülől magas makropernye értékek is társulnak, utalva az emberi jelenlétre a láp környezetében.

Az utolsó 2000 évben egyértelműen egy nád és gyékényfajok által uralt lápi növényzet alakult ki, melyben a keskenylevelű gyékény (*Typha angustifolia*) nagyobb vízmélységben is képes megtelepedni (GRACE & WETZEL 1981). A nád a széleslevelű gyékénnyel szemben gyorsabban el tud terjedni és könnyen kiszorítja azt (JAKAB et al. 2009), ugyanakkor a durvaszemcsés üledéket kedveli, melyben a gyökérzete szorosabban rögzíti a növényt (HASLAM 1972; NURMINEN 2003; TOIVONEN et al. 1989). A nád és a gyékényfajok magas arányú jelenléte arra utal, hogy a láp felszíne mozaikos élőhely volt, mélyebb és sekélyebb

vízmélységű, illetve időszakosan kiszáradó részekkel. Napjainkhoz hasonlóan az évszakos vízmélység változása nagy kilengést mutathatott.

Az üledék legtetején a tavi lórom (*Rumex hydrolapathum*) megtelepedése jelzi a lápfejlődés szárazföldi szakaszát, melyben az azonosított csigafajok maradványai (*Valvata cristata* és *Segmentina nitida*) mezotróf körülményekre utalnak (SÜMEGI et al. 2013). Mivel a tavi lórom magjai csak nedves felszínen csíráznak, így ez a maradvány tovább erősíti a mozaikos vízborítást a lápfelszínen. Ugyanakkor a lórom és a csalán megjelenése az emberi hatás bizonyítéka lehet, a bodzamaradványok csökkenése pedig arra utal, hogy a láp egy távolabbi részére húzódott. A füzéres süllőhínár (*Myriophyllum spicatum*) maradványai az üledékben szintén sekélyvízű, nyílt területekre utalnak a nádason belül. A csillárkamoszatok arányának csökkenése a süllőhínárral együttesen sekély, eutróf környezetre enged következtetni, melyet a meghatározott csigafajok is erősítenek: törpe iszapcsiga (*Galba truncatula*), kúpos csiga (*Zonitoides nitidus*) és hasas kétélűcsiga (*Carychium minimum*). A sédkender (*Eupatorium cannabinum*) gyakran telepedik meg más lágyszárúakkal együttesen, főleg fajszegény nádas uralta élőhelyeken (EUROLA et al. 1984).

8.2.2 Későglaciális és holocén biogén karbonátképződés a Kárpát-medencében

Az édesvízi biogén karbonátképződés nyomait számos területen rögzítették a Kárpát-medencében, de főként a Duna-Tisza közti homokhátságra jellemző. A karbonátképződés folyamatát részletesen MOLNÁR & SZÓNOKY (1981) tanulmányozta, mely során megállapították, hogy a folyamatban fontos szerepe van a talajvízszint ingadozásának és a Ca/Mg-gazdag sók kiválásának és oldódásának. Bizonyították továbbá, hogy a körülmények sekély tavakban, ahol a növények CO₂-felvétele erőteljes, illetve időszakosan kiszáradó környezetben is kiterjedt karbonátképződéshez vezethetnek (FÜGEDI et al. 2008; MOLNÁR & SZÓNOKY 1981). Minden korábbi tanulmányban hangsúlyozták, hogy a tavi üledékek karbonáttartalma jelentősen magasabb, mint azon üledékeké, amelyek a talajvízből csapódnak ki (FÜGEDI et al. 2008; MOLNÁR & BOTZ 1996).

A magas karbonáttartalmú üledék képződése a Kokadi-láp medencéjében a késő-pleniglaciális időszakban kezdődött meg, kb. 16170 év körül, és fokozatosan erősödő biogén karbonátképződés figyelhető meg 15200 és 10000 évek között (**16. ábra**). Ez a karbonátképződési periódus időben 3000 évvel megelőzi a Fehér-tóban detektált időszakot,

ahol a megnövekvő bemosódás és a Ca-gazdag ásványok kiválása 13000 év körülre tehető (SÜMEGI et al. 2013). A Fehér-tóban a legintenzívebb karbonátképződés ideje 11050 és 7700 év közé helyezhető (SÜMEGI et al. 2013). A Kokadi-láiban a megemelkedett Ca-tartalommal egyidejűleg jelennek meg a Characeae családba tartozó zöldalgák is, a legtöbb *Chara* sp. faj oligotróf környezetben és magas Ca-tartalmú lágy vizekben terjed el, ahol a vízszlop legfelső pár méterében élnek (CARPENTER 2007). A legáltalánosabb a *Chara vulgaris* a karbonátképződési periódus csúcsával egyidőben jelent meg kb. 13400 évnél (240 cm). A Characeae család tagjaihoz társulva megemelkedik a kagylósrák maradványainak száma is az üledékben, mely szintén összetársítható az emelkedő Ca-tartalommal. Az üledékben megőrződött kagylósrákhéjak a talajvíz kiáramlás zónájában meszesednek át, és főként semleges, illetve lúgos pH-n jellemzőek (HOLMES 2011). A közepes szélességeken elhelyezkedő tavak esetében a karbonátképződés általában a kora tavaszi, késő őszi időszakokhoz kötött, amikor a magasabb hőmérséklet és a napfény fokozza az algák produktivitását (BERNASCONI & MCKENZIE 2007). Kokad esetében feltételezhetően mindkét folyamat hozzájárult a későglaciális során az erőteljes karbonátképződéshez: a magas Ca-tartalmú talajvíz kiszivárgás fokozódott a növekvő csapadékmennyiség következtében, míg a nyári időszak elég meleg volt ahhoz, hogy előidézzék a Ca kicsapódását az üledékben.

A karbonátképződés időbeli megjelenését is részletesen tanulmányozták a Nagy-Alföld területén. JENEI et al. (2007) részletesen dokumentálta a karbonátképződést Csólyospálos üledékében, ahol a kiülepedés 12950 és 11450 évek között zajlott, viszonylag mély és hidegvízű környezetben, melyet egy eutróf, agyagos kőzetlisztes üledék leülepedése követett 6850 év körül. A közelmúltban SÜMEGI et al. (2015) további radiokarbon korokkal és malakológiai eredményekkel egészítette ki ezt a munkát. Ez alapján megállapították, hogy a karbonátképződés 12000 és 11000 évek között kezdődött mély és hidegvízű környezetben (SÜMEGI et al. 2015). A szintén a Duna-Tisza közén található Kolon-tóból származó eredmények még korábbi karbonátképződésre utalnak, 13550 és 10350 évek között (SÜMEGI et al. 2011).

A kokadi üledékhez hasonlóan CSERNY & SÜMEGI (2003) is felfedezett egy vastag mészréteget a Sárrét üledékében, mely szintén gazdag *Chara* sp. maradványokban. Sárrét esetében a karbonátképződés egy sekélyvízű eutróf tavi rendszerben zajlott le a kora holocén során (11560–7490 évek között) (CSERNY & SÜMEGI 2003). A Kokadtól 40 km-re található Bátorliget üledékében a karbonátképződés 9000 és 7000 évek közé tehető (WILLIS et al. 1995;

SÜMEGI 2004a), melyet egy jelentős környezeti változás követett: lombhullató erdő alakult ki a holocén elején (SÜMEGI & GULYÁS 2004).

Az előzőekben említett tanulmányokat áttekintve megállapítható, hogy a Kokadi-láp üledékében megfigyelt karbonátképzés jelentősen megelőzte (15200 év) a többi vizsgált területet az Alföldön, melynek a következő kiváltó okai lehetnek: (1) a Kokadi-láp elhelyezkedése a Nyírség és a Hajdúság löszös régióinak határán, (2) korai talajvízszivárgás a vízgyűjtő területen, (3) lokális növényzetbeli különbségek, (4) regionálisan eltérő alapközetek. Azáltal, hogy egy Ca-gazdag lösz és egy homokos folyóvízi üledékkel feltöltött terület határán helyezkedik el, Kokad ideális helyszín ahhoz, hogy Ca utánpótlást biztosítson a láp vízének, melyben a karbonát kicsapódása jelentősen lecsökkenti a növények számára elérhető kémiai anyagok mennyiségét (GROOTJANS et al. 1988; KOERSELMAN et al. 1990). A fentieket összefoglalva elmondható, hogy hazánkban a karbonátképződés eltérő időszakokban zajlott a különböző vizsgált területeken a későglaciális és a kora holocén időszakban, majd folytatódott a Duna-Tisza közén a holocén során. Azonban a Kokadi-láp üledékének vizsgálatából megállapítható, hogy ezen a területen korán kezdődött meg a biogén karbonát képződése (15200 évtől), a láp két eltérő tájegység közötti elhelyezkedése lehetővé tette a karbonát felhalmozódását, melyet feltételezhetően helyi meleg kontinentális klíma támogatott.

8.2.3 Erdőtűz történeti rekonstrukció az Alföld északkeleti részén az utolsó 20000 évre vonatkozóan

A Kokadi-láp üledékén végzett makropernye vizsgálat eredményeiből megállapítható, hogy magasabb arányú biomasszaégés jellemezte a LGM időszakot, mint a holocént, amikor fenyőfélék (*Pinus* sp.) és nyírfélék (*Betula* sp.) jelentek meg a láp közvetlen környezetében. Ez a Kokadot jellemző magasabb erdőégési intenzitás ellentétes a globális megfigyelésekkel, az LGM során általánosan alacsonyabb erdőtüz aktivitás valószínűleg a hidegebb, szárazabb klíma és a kevesebb éghető biomassza mennyiségének következménye (CARCAILLET et al. 2009; HARRISON & PRENTICE 2003; LAWSON et al. 2013; POWER et al. 2007). Ugyanakkor más adatsorok arra utalnak, hogy szórványos fapopulációk jelen voltak Kelet-Közép-Európa területén az utolsó glaciális maximum és későglaciális időszakok során, túlevelű dominanciával, ahol rendszeres erdőégési események rekonstruálhatóak még az LGM alatt is (BJÖRKMAN et al. 2003; DANIAU et al. 2010; FEURDEAN et al. 2012; WILLIS & VAN ANDEL 2004; WILLIS et al. 2000; WOHLFARTH et al. 2001). Ennek alátámasztásául, az alföldi és

kárpátokbeli pernye adatsorokat áttekintve megállapítható, hogy a Fehér-tó környezetét magas erdőtűz aktivitás jellemezte 23000 és 20000 évek és 18000 és 16000 évek között (MAGYARI et al. 2014b; SÜMEGI et al. 2013), illetve a Szent Anna-tó környezetét 23000 és 19500 évek között (MAGYARI et al. 2014a). Ezekon túl a Nagymohos üledékéből származó mikropernye adatsor szintén erőteljes erdőtűz aktivitásra utal a késő-pleniglaciális időszakban (MAGYARI et al. 1999).

A Kokadi-láp makropernye adatsora alapján rekonstruált erdőtűztörténet 15000 és 4000 év között jelentősen eltér más alföldi és kárpátokbeli adatsoroktól (**19. ábra**). Kokad esetében az elégett biomassza mennyisége és a tűzesemények gyakorisága rendkívül alacsony volt, mely ellentétes más adatsorokkal, amelyek jelentős erdőtűz aktivitást rögzítettek a kora holocénben 11700 és 7500 évek között. A Szent Anna-tó üledékében magas erdőtűz aktivitás figyelhető meg 15000 és 8000 évek között (MAGYARI et al. 2014a), továbbá a későglaciális melegedési periódusai során is (14000 és 12700 év között), ami a boreális fafajok kelet-közép-európai terjedésével hozható összefüggésbe (FEURDEAN et al. 2007a; WILLIS et al. 1997; MAGYARI et al. 2012). Ezzel párhuzamosan Bátorligeten ebben az időszakban keményfás ligeterdő terjedése figyelhető meg, melyben *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. és *Carpinus* sp. keveredett (SÜMEGI & GULYÁS 2004). TINNER et al. (2000) megállapította, hogy a tölgy (*Quercus* sp.) terjedését nem befolyásolják az erdőtűzek, míg a *Corylus* sp. terjedésének kedvez a tűz a holocénben, viszont az *Ulmus* sp. az adott területen akár el is tűnhetett az erdőtűz következtében. BOBEK et al. (2019) szerint az erdőtűzek hozzájárulhattak a lucfenyő (*Picea abies*) terjedéséhez is a kora holocén időszakban Közép-Európában ugyanúgy, ahogyan elősegítette a faj az ÉK-Alpok-beli terjedését a holocén közepén (SCHWÖRER et al. 2015). Ugyanakkor a bükk (*Fagus sylvatica*) megjelenése és terjedése összekapcsolható az erdőtűz aktivitás egyidejűleges csökkenésével (BOBEK et al. 2019, CARTER et al. 2018).

A Kokadi-láp karbonátos későglaciális üledéke csak nádmaradványokat tartalmazott, mely feltehetően a láp körüli nádgyűrű kialakulására utal. Ez a nádgyűrű ugyanakkor megakadályozhatta a másodlagos szállítódás útján terjedő makropernye szemcsék bejutását a láp üledékébe. Az üledéken végzett pollenvizsgálati eredmények alapján 14000 és 12700 évek között egy tűlevelűek uralta erdő alakult ki a régióban, melyben hidegkedvelő lombhullató fajok mellett a fűfélék is szerepet játszottak (MAGYARI et al. 2019). A késő glaciális során a víz borította területeken nyírfélék (*Betula* sp.) telepedtek meg, miközben az erdőégések a tűlevelűeket pusztították, amire az előkerült erdeifenyő (*Pinus sylvestris*) és lucfenyő (*Picea*

abies) makropernyéi utalnak (RUDNER & SÜMEGI 2001). Ezekon a maradványokon felül a mogyoró (*Corylus* sp.) makropernyéi is előkerültek Aranyosapátiból, mely a mogyoró lokális jelenlétére utal már a Bölling interstadiális (14600–12900 év) időszakban (BORSY et al. 1982; BURÓ et al. 2016).

A kokadi makropernye más európai (CARCAILLET et al. 2002; FINSINGER et al. 2006; LAWSON et al. 2013; POWER et al. 2007; RIUS et al. 2012; TINNER et al. 1998), illetve kelet-közép-európai (FEURDEAN et al. 2012; FINSINGER et al. 2014, 2018) adatsoroktól való eltérése feltételezhetően az Érmellék vízjárta erdőségeinek kisebb mértékű éghetőségére utal (MAGYARI et al. 2019). A kora holocén során ezt a kistérséget feltételezhetően nád uralta lápok, mocsarak és sekély, karbonátos tavak jellemezték, ahol a talajvízszint magasan helyezkedett el. Ez a mozaikos, nedves élőhelyekkel tarkított táj csökkentette a tűzesemények kialakulásának kockázatát és a tűz elterjedését.

FEURDEAN et al. (2012) összefoglaló munkája alapján a kelet-közép-európai adatsorokban jelentősen csökken az erdőtűz aktivitás 8000 és 5500 évek között. Ez a csökkenő aktivitás összefügg a szintén lecsökkenő nyári és a növekvő téli besugárzással (BERGER & LOUTRE 1991). Általánosan elmondható, hogy a régióban a késő holocén időszak erdőtűz aktivitása jelentősen alacsonyabb, mint a kora holocén időké (FEURDEAN et al. 2012). A késő holocén erdőtűz aktivitás első jelei 4200 év körül jelennek meg a Kokadi-láiban, amikor a vízszint valószínűleg lecsökkent. Tűzesemények rendszeresen előfordulhattak ebben az időszokban, mely jól egybeesik a Turbuta adatsorában található pernyecsúcsokkal (FEURDEAN et al. 2007a), illetve hasonlóságot mutat a Szudétákban és az annak előterében vizsgált erőteljes késő holocén erdőtűz aktivitással (BOBEK et al. 2019). A késő holocén erdőtűz események pontosabb meghatározásához további részletes polleneredmények szükségesek, melyek segítenek elkülöníteni a természetes eredetű erdőtűzeket az antropogén hatásra bekövetkezőktől.

8.3 Fahatár és erdőhatár változások a Déli-Kárpátokban

8.3.1 A Gales- és a Bukura-völgy fahatár és erdőhatár változásai az utolsó 14000 év során

A Nagy-Alföld későglaciális növényzeti változásai után egy másik, klimatikus szempontból jelentős terület, a Retyezát hegység magashegyi régiójának fahatár és erdőhatár változásait tekintem át. A Bevezetés c. fejezetben már hangsúlyoztam, hogy mind a fahatár,

mind az erdőhatár tengerszint feletti magasságának, elhelyezkedése erősen függ a klimatikus viszonyoktól, elsősorban a nyári középhőmérséklettől és a növekedési időszak hosszától (ARNO et al. 1984; TRANQUILLINI 1979). A retyezáti eredmények főként a kora holocéni klimatikus okokra, illetve a késő holocén alatti emberi hatás okozta fahatár és erdőhatár változásokra fókuszálnak.

A magashegyi tavak vizsgálatánál a növényi makrofosszília adatsorok mellett a sztómavizsgálatok eredményei is figyelembe vettünk a lokális növényzeti változások rekonstruálásához (hasonlóan pl. AMMANN et al. 2014; BIRKS & BIRKS 2000; MACDONALD 2001). Ugyanakkor más tényezőket is be kell vonnunk az adatok értelmezésébe: az üledékmagok eltérő hosszúságúak, így eltérő időintervallumokat fednek le. A Bukura-tó kivételével minden fűrőmag visszanyúlik legalább 14000 évig. A Lia-, Bukura- és Brazi-tavak legfelső mintái 700 évnél fiatalabbak, míg a Gales-tó legfelső rétege 1700 évesnek becsülhető. Ezek az időbeli eltérések némileg korlátozzák az üledékek teljes összehasonlíthatóságát, ugyanakkor elég információt szolgáltatnak a 10350 és 1700 évek közti növényzeti változások részletes vizsgálatához.

A makrofosszília vizsgálatához eltérő koncentrációjú minták kerültek felhasználásra, a magasabban található Bukura- és Gales-tavakból kisebb koncentrációjú mintákat vizsgáltunk meg. A két, magasabban található tó mélyebb, és nagyobb felszínnel rendelkezik, mint az alsóbbak, ugyanakkor a fűrőmagok mindkét tó esetében középről származnak, tehát a lehető legmélyebb pontról. A Lia- és Brazi-tavak sekélyebbek, kisebb felszínnel rendelkeznek, így valószínűleg jobban képesek csapdázni a növényi maradványokat mint a nagyobb tavak. A Bukura-tó üledékében talált mohamaradványok jelenléte arra utal, hogy mohaszőnyeg alakult ki a tófenéken, ami akadályozhatta a makrofosszília maradványok fluxusát a tóban (lásd BIRKS et al. 2012). Ugyanakkor az alacsonyabb koncentrációjú minták egyértelműen korlátozzák az üledékben megtalálható makrofossziliák számát.

A fenti korlátozó szempontokat figyelembe véve az alábbi növényzeti, fahatár és erdőhatár változások rekonstruálhatóak a hegység északi és déli lejtőjén, melyeket a **29. és 30. ábrán** foglaltam össze:

15760–14050 évek:

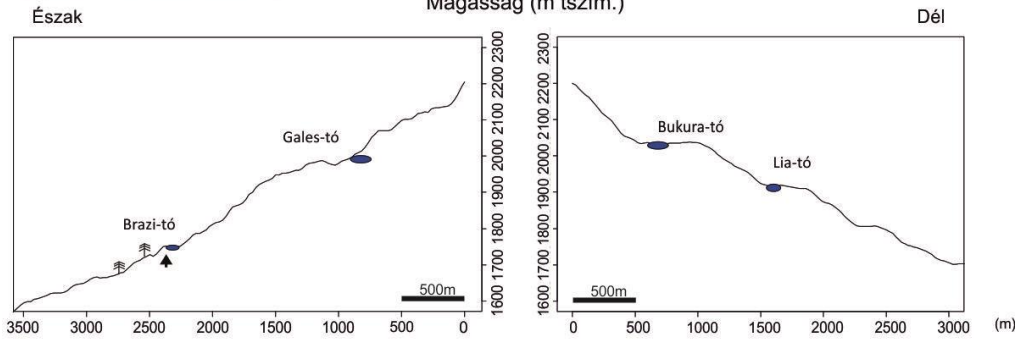
14050 év előtt az erdőhatár mind az északi, mind a déli völgyben az alacsonyabban elhelyezkedő tavak szintje alatt húzódott (<1740 m és <1910 m alatt). A fahatár pontos helyzete nehezen határozható meg ebben az időszakban: a vörösfenyő (*Larix decidua*)

sztómájának korai jelenléte a Brazi-tó üledékében 14920 év körül arra utal, hogy egyedei 1740 m-es magasságban elterjedtek. Ugyanakkor a *Larix* sp. tűleveleit lehullajtja és ezáltal gyakran felülreprezentált a makrofosszília mintákban (MACDONALD 2001). Ugyanebben az időszakban a törpefenyő (*Pinus mugo*) sztómái alacsony koncentrációban szintén jelen vannak a mintákban. A *Picea* sp. és a *Juniperus* sp. sztómáinak jelenléte 15250 és 14980 évek között szórványos egyedeikre utalhatnak a Gales-tó közelében, tehát a fahatár a tóhoz közel húzódott. Másrészt egyetlen sztóma került elő ezekből a mélységekből a Brazi-tóból, tehát a fák valós jelenléte erőteljesen bizonytalan, mivel sem *Picea* sp., sem *Juniperus* sp. maradvány nem került elő 14050 évet megelőzően. Nagy valószínűséggel ez a *Picea* sp. sztóma egy fiatalabb rétegből került át, feltételezhetően a fűrés során bekövetkezett szennyeződés eredményeként.

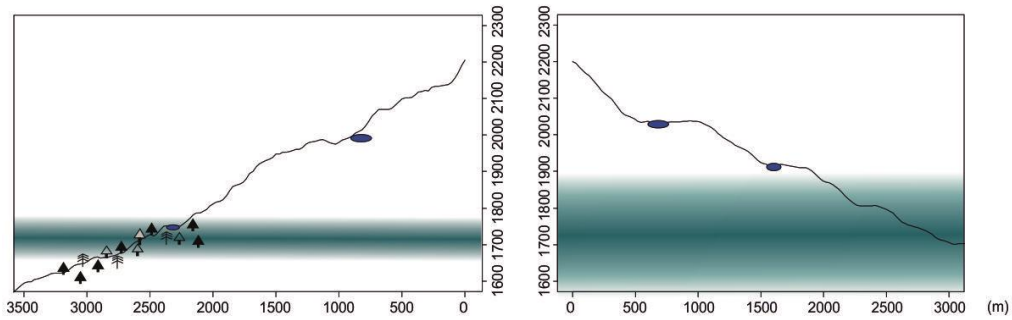
A déli lejtő tavaiból egyetlen szénült *Picea*-tűlevél maradványa került elő 14500 évnél (Lia-tó), mely származhat alacsonyabb tengerszint feletti magasságból is, köszönhetően a felfelé áramló szelek nagy távra történő szállítási képességének, akár egy erőteljes erdőégés idején is (PISARIC 2002; TINNER & LOTTER 2006). Ugyanakkor a *Picea* sp. tűlevelet tartalmazó réteg a GS-1–GI-1 átmenet idejére tehető (**1. ábra**), mely egyezést mutat a Brazi-tó árvasúnyog maradványain végzett hőmérsékleti rekonstrukció melegedő időszakával (kb. 5,2-5,3°C-ról 8,1-8,6°C-ra emelkedett a hőmérséklet) (TÓTH et al. 2012). Azonban még ez a felmelegedő időszak sem teszi valószínűvé lucfenyőegyedek megtelepedését a Lia-tó körül a későglaciális kezdetén, mivel a vegetációs periódus összhőmérséklete ehhez még mindig alacsony volt 1900 m-es tengerszint feletti magasságban (ORBÁN et al. 2018).

Általánosságban megállapítható erről az időszakról, hogy túl alacsony hőmérséklet jellemezte a magashegyi régiót ahhoz, hogy a fafajok meg tudjanak telepedni a Gales-, a Lia- és a Bukura-tavak körül, így környezetüket főként lágyszárúak uralta alpin rétek (fűfélékkel, sásfélékkel) jellemezték. Az alacsony szervesanyag-tartalom alacsony fokú produktivitásra és a talaj instabilitására utal a tavak körül (HUBAY et al. 2018a).

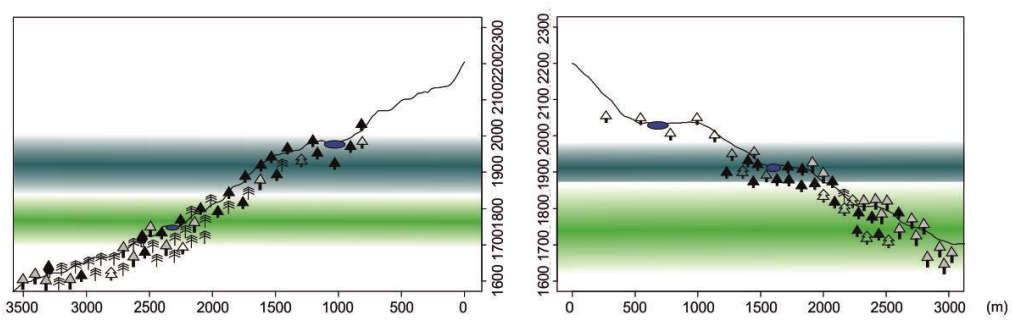
A) 14050 kal. BP előtt



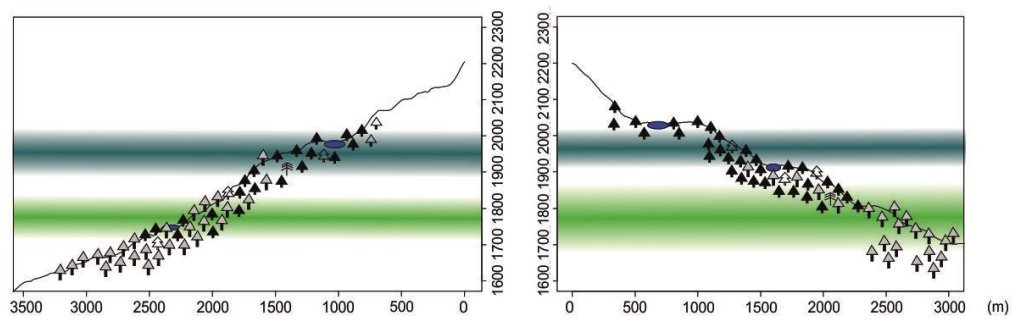
B) 14050-12050 kal. BP között



C) 12050-9900 kal. BP között



D) 9900-8600 kal. BP között



- | | | | |
|-----------------------------|---------------------|------------------------|---------------------|
| △ <i>Juniperus communis</i> | ▲ <i>Pinus mugo</i> | △ <i>Pinus cembra</i> | ◊ <i>Betula sp.</i> |
| ▲ <i>Picea abies</i> | ◆ <i>Abies alba</i> | ⌘ <i>Larix decidua</i> | |

31. ábra A Retyezát hegység északi és déli oldali lejtőjén végbement növényzeti, fahatár és erdőhatár változások 14050 és 8600 kal. év között ORBÁN et al. (2018) alapján. A fahatár (kék sáv) és az erdőhatár (zöld sáv) elhelyezkedését a növényi makrofosszília és sztóma adatok támasztják alá a tavak körül, míg az alacsonyabb térszínek rekonstrukciójához a pollenadatsorokat is felhasználtuk.

14050–12050 évek:

A fajok először a legalacsonyabban található Brazi-tó (1740 m) körül telepedtek meg az **északi oldalon**, ahonnan *Pinus mugo* maradványok mellett vörösfenyő tűlevelek is előkerültek. Ezek a maradványok arra utalnak, hogy a **fahatár már 14000 év körül a tó magasságában húzódott** és tovább tolódhatott felfelé a magas júliusi középhőmérsékletnek köszönhetően (8,1–8,6°C) (MAGYARI et al. 2012; TÓTH et al. 2012). Ugyanakkor a növényzet még ritkás maradt, csak az alacsonyabb hőmérséklethez és az elhúzódó ideig tartó hóborításhoz jól alkalmazkodó törpefenyő terjedése figyelhető meg. A törpefenyők mellett szétszórtan *Juniperus* sp., *Larix* sp. és *Picea* sp. egyedek is megtalálhatóak a cserjésben a Brazi-tó körül. A **déli oldalon** azonban nem mutathatók ki fásszárú maradványok ebből az időszakból, tehát a **fahatár nagy valószínűséggel a Lia-tó szintje alatt húzódott (1910 m)**.

12050–9900 évek:

A holocén elején bekövetkezett környezeti változások jelentősen befolyásolták a növényzet összetételét és szerkezetét. A kétlépcsős júliusi középhőmérséklet emelkedés 11500 és 10830 évek között (8,1°C-ról 11,9°C-ra) (TÓTH et al. 2012) a fahatár és az erdőhatár felfelé tolódását eredményezte. A Brazi-tó diatómáin végzett oxigénizotóp adatokból a téli csapadékmennyiség csökkenésére lehet következtetni 11680 évet követően (MAGYARI et al. 2013). A magas besugárzás miatt bekövetkező nyári középhőmérséklet emelkedés kevesebb hőmennyiséget okozott, feltehetően ez is elősegítette azt, hogy néhány faj megtelepedett a Gales- és Bukura-tavak körül, az alacsonyabban található erdők pedig sűrűbbé váltak.

A vörösfenyő (*Larix decidua*) populációja gyorsan növekedett a Brazi-tó körül, az **erdőhatár már korábban elérte a tó szintjét** (14000 év körül), a továbbra is emelkedő *Larix* makrofosszília koncentráció és *Picea* maradványok megjelenése arra utal, hogy az erdőhatár tovább emelkedett. **11000 évre a fahatár már a két északi tó között húzódott.** A Brazi-tó valószínűleg közel helyezkedett el az erdőhatárhoz, körülötte kevert, nyitott erdő alakult ki *Larix* sp., *Picea* sp., *Pinus mugo* egyedekkel, illetve néhány elszórt *Abies alba*, *Pinus cembra*, *Juniperus* sp., *Vaccinium* sp. és *Betula nana* egyeddel egy diverz fásszárú vegetáció alakult ki (MAGYARI et al. 2012). A vörösfenyő (*Larix decidua*) korai terjedése és uralma valószínűleg ellenálló képességének, a téli kiszáradással szembeni toleranciájának és erőteljes évszakosság- és fénykedvelő természetének köszönhető (WIESER & TAUSZ 2007; HOLTMEIER 2009). A vörösfenyő (*Larix decidua*) dominanciáját a maximális nyári és alacsony mértékű téli besugárzás 11000 és 9000 évek között (LASKAR et al. 2004) és a száraz kontinentális

éghajlat is elősegítette. A vörösfenyő glaciális reliktumfajnak tekinthető a Román-Kárpátokban (FĂRCAȘ et al. 2013). Későglaciális és a kora holocén idősakra jellemző széles elterjedését alacsonyabb magasságba történő visszahúzódás követte a versenyképesebb fajok megjelenésével (FĂRCAȘ et al. 2013, MAGYARI et al. 2018).

A növényi makrofosszília vizsgálat továbbá a közönséges jegenyefenyő (*Abies alba*) szórványos jelenlétére utal a Brazi-tó körül, az északi lejtőn (> 1740 m) a kora holocén idősokban, 10650 és 9400 évek között (ORBÁN et al. 2018), ugyanakkor pollenszázalékainak értéke <1% (MAGYARI et al. 2018). A jegenyefenyő korai elterjedése ilyen tengerszint feletti magasságban arra utal, hogy refúgium populációja helyezkedhetett el a Retyezát északi lejtője előtt, melyet a rendelkezésre álló populáció genetikai adatsorok is megerősítenek (LIEPELT et al. 2009). A Gales-tó partján 10640 évvel ezelőtt telepedett meg a törpefenyő, az utána következő fajok (*P. cembra*, *Picea abies*), valamint a *Juniperus* sp. és *Larix* sp. maradványai utalnak a tó környezetében való elszórt jelenlétükre. **Ez alapján a Gales-tó a krummholz zónában helyezkedett el a kora holocénben, melyet sűrű törpefenyves és törpecserjés jellemez, valószínűleg közel a fahatár szintjéhez.**

A déli lejtőn **12000 év körül érte el a fahatár a Lia-tó szintjét**, melyet a törpefenyő és a cirbolyafenyő terjedése jelez. Röviddel utána, 11800 évtől a lucfenyő maradványai is megjelentek. A boróka (*Juniperus* sp.) populáció sűrűsége is megnövekedett, és felfelé terjedt a tó körül egy rövid ideig, mely növekedés a Bukura-tó üledékéből is kimutatható egy kis eltéréssel, 10260 év körül. Diverz alpin réti közösség (Caryophyllaceae, Saxifragaceae, Asteraceae, *Carex* sp., *Sedum* sp.) és számos nedves élőhelyet kedvelő faj (*Rumex alpinus*, *Heracleum sphondylium*, *Caltha laeta*, *Juncus* sp., *Epilobium* sp.) jelenléte arra utal, hogy a Lia-tó körüli sík területet alpin rétek és patakmenti növényzet borította, míg *P. mugo*, *Juniperus* sp., *Vaccinium* sp. ritkán fordult elő ebben a magasságban. Szórványosan a cirbolyafenyő is detektálható a Lia-tó körül, míg a lucfenyő emelkedő arányban volt jelen.

Az északi oldaltól eltérően a vörösfenyő maradványai csak sztóma formájában kerültek elő a déli lejtő Lia-tavának 10680 évnél. Ez a sztómajelenlét utalhat a *Larix* átmeneti megtelepedésére a Lia-tó körül abban az időszakban, amikor az északi Brazi-tó üledékében maximális koncentrációját érte el (11500 év), és a felső elterjedési határa a Gales- és a Brazi-tavak között húzódott.

9900–8600 év:

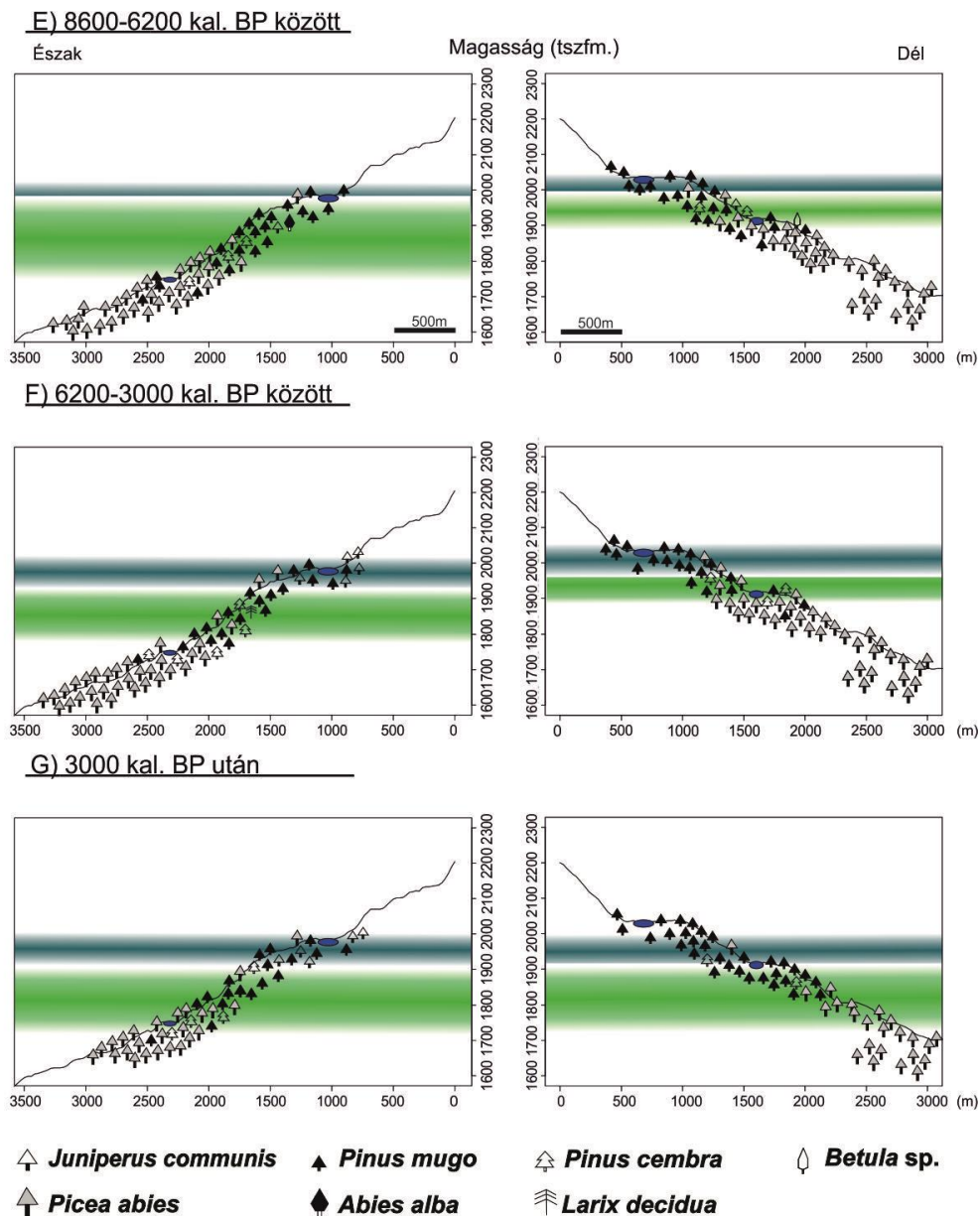
Az északi oldalon, a Brazi-tó körül jelentős változások következtek be 10300 évnél a *Larix* maradványainak eltűnésével. Ezzel párhuzamosan megemelkedett a *P. mugo*, *P. cembra* és a *Picea* maradványainak száma, utalva arra, hogy az eddigi vörösfenyő dominanciát felváltották ezek a fajok. Napjainkban a vörösfenyő nem tagja a Retyezát hegység növényzetének, csupán ültetett formában, alacsonyabb magasságban található meg (MIHAI & TEODOSIU 2009). Azonban néhány sztómája és DNS-e a Brazi- és a Gales-tavak fiatalabb üledékében is megtalálható, valószínűsítve, hogy a faj nem pusztult ki lokálisan a Brazi-tó szintjétől való visszahúzódáskor (LENDVAY et al. 2018; MAGYARI et al. 2018). Ez a hirtelen csökkenés a Brazi-tavi *Larix* sp. maradványokban azt sugallja, hogy a *Picea* sp. és a *P. cembra* teret hódított a *Larix* sp. kárára. Ökológiai tanulmányok során kimutatták, hogy a *Larix* nyílt terepen megelőzi a *Picea* növekedését és megtelepülését, azonban kevésbé hatékony *P. mugo* jelenlétében (DULLINGER et al. 2005). **Az erdőhatár a két északi tó között helyezkedett el**, a Gales-tó pedig az erdőhatár ökotón zónában, ahol főleg *P. mugo* egyedek vették körül. A sztómaeredményeket tekintve azt feltételezhetjük, hogy néhány faegyed szórványosan jelen volt a tó körül, tehát **a fahatár a Gales-tóhoz közel vagy annak szintjén helyezkedett el**.

A déli lejtőn a törpefenyő egyedei sűrűbben helyezkednek el a Lia-tó körül, a melegedő hőmérsékletnek köszönhetően valószínűleg tovább tolódnak felfelé. Az árvaszűnyog maradványok segítségével rekonstruált júliusi középhőmérséklet 12 és 14°C között elérte a maximumát a holocén során, mely 2-3°C-kal magasabb érték, mint napjainkban (TÓTH et al. 2015). A törpefenyő maradványok most először jelentek meg a Bukura-tó üledékében is, utalva felfelé terjedésükre. A famaradványok koncentrációja a Lia-tóban arra utal, hogy a törpefenyő még mindig uralkodott a növényzetben, feltehetően a meredek, sziklás partján a tónak. **A fahatár a két déli tó szintje között húzódott**, melyre a Bukura-tóban talált *P. cembra* sztómák utalnak. Az alpin rétek és a nedves élőhelyet kedvelő lágyszárúak ugyancsak nagy számban vannak jelen, utalva ezen növényzeti típusok szerepére a tavak körül.

8600–6200 év:

Az északi oldalon a lucfenyő és a cirbolyafenyő növekvő arányban található meg a Brazi-tó körül, ahol az erdő egyre sűrűbbé vált. Bár **az erdőhatár nem érte el a Gales-tó szintjét**, de valószínűleg felfelé tolódtott, ahogyan ezt tanúsítja a *Picea* maradványok jelenléte is 6710 év körül (**30. ábra**). A közönséges jegenyefenyő (*Abies alba*) maradványai arra utalnak, hogy

ez a faj a Gales-tó környékén szórványosan előfordult, ami 600 m-rel magasabb a jelenlegi elterjedési határánál (1350 m tszfm) (NYÁRÁDY 1958). A mainál 0,5-1,3°C-kal magasabb júliusi középhőmérséklet (TÓTH et al. 2015) és a kontinentális éghajlat lehetővé tette, hogy a jegenyefenyő el tudjon terjedni nagy magasságokban is. Az, hogy korábban, a holocén felmelegedés maximumánál nem terjedt el a jegenyefenyő, lassú felfelé terjeszkedésével magyarázható (a Brazi-tó üledékében 10620 és 9950 évek között található jegenyefenyő makrofosszília).



32. ábra A Retyezát hegység északi és déli oldali lejtőjén végbement növényzeti, fahatár és erdőhatár változások 8600 kal. évtől napjainkig ORBÁN et al. (2018) alapján. A fahatár (kék sáv) és az erdőhatár (zöld sáv) elhelyezkedését a növényi makrofosszília és sztóma adatok támasztják alá a tavak körül, míg az alacsonyabb térszínek rekonstrukciójához a pollenadatsorokat is felhasználtuk.

A déli oldalon 8000 év körül jelentős csökkenés figyelhető meg a Lia-tóban található *P. mugo*, *P. cembra*, a nedves élőhelyet kedvelő lágyszárúak és az alpin rétek fajainak koncentrációiban. Az nem valószínű, hogy a diverz élőhelyek populációméretében ugyanakkor következzen be visszaesés, a makrofosszília koncentráció csökkenése feltételezhetően egy ülepedési környezetben végbement változást vagy tafonómiai folyamatokat tükröz.

Először a lucfenyő maradványainak száma kezdett emelkedni 8000 év után, ami egyre uralkodóbbá vált a Lia-tó egyik partján, míg a sziklás lejtőn továbbra a törpefenyő túlsúlya figyelhető meg. A növekvő *Picea abies* maradványok száma a pár *P. mugo* tűlevéllel és a néhány *P. cembra* sztómával a Bukura-tóban arra utalnak, hogy a **fahatár közel húzódott a 2040 m-es magassághoz, míg az erdőhatár a két tó szintje között, épp a Lia-tónál vagy kicsivel annak szintje felett húzódott.**

6200–3000 év:

Az északi oldalon lucfenyő uralta erdő alakult ki a Brazi-tó körül, bár 5000 évnél egy csökkenő *Picea* makrofosszília trend figyelhető meg, míg a *P. cembra* maradványok koncentrációja emelkedik 4500 évtől. Ugyanezen változások megfigyelhetőek a Lia-tó üledékében is, ugyanakkor a lucfenyő még mindig magas arányban van jelen, és a cirbolyafenyő maradványai gyakoribbá váltak 6000 évtől. Ez a változás megegyezik az 1,6-1,7°C júliusi középhőmérséklet csökkenéssel (TÓTH et al. 2015). Mivel a *P. cembra* napjainkban gyakoribb a felső erdőövben a fahatár ökoton közelében, ez a változás utalhat az erdőhatár lentebb tolódására (**30. ábra**), melynek következtében gyakoribbá váltak a *P. cembra* maradványok. Ugyanakkor az is valószínűsíthető, hogy a cirbolyafenyő lokálisan terjedt, mivel sztómája megtalálható a Gales- és Bukura-tavakban is. Tehát a faj elterjedésének határa mindkét lejtőn a felső és az alsó tó között helyezkedett el.

A Gales-tavat főleg törpefenyő vette körül, de a boróka (*Juniperus* sp.) is gyakoribbá vált, utalva elterjedési határának lentebb tolódására. Ugyanakkor a ritka lucfenyő maradványok a faj lokális jelenlétére utalnak, tehát a fahatár 2000m tszfm-ban húzódott az északi lejtőn. A déli oldalon az erdőhatár a Lia- és Bukura-tavak között húzódott, **a fahatár a Bukura-tó közelében lehetett**, melyre nemcsak *P. cembra* sztómák, hanem számos *Picea* sztóma is utal 3000 év környékén.

3000 évtől:

A Brazi-tó körüli erdő összetétele 3000 évtől napjainkig csak kismértékben változott. A magas arányú *Picea abies* és a gyakori *P. cembra* maradványok továbbra is arra utalnak, hogy az erdőhatár a tó felett maradt, akárcsak napjainkban. Ezzel ellentétben jelentős változások figyelhetők meg a Gales-tavi eredményekben: a *P. mugo* maradványok száma és a szervesanyag-tartalom csökken 3000 évtől, mely a növényzet ritkulására utal. Ennek ellenére a *Picea abies* és *P. cembra* maradványok jelenléte szórványos előfordulásukra utal a tó körül. Tehát a **fahatár a Gales-tó környezetében húzódhatott** ebben az időszakban.

A déli oldalon a Lia-tó környezetében zajlott jelentős változás 3000 év körül. A *P. cembra* és a *Picea abies* maradványok eltűntek, sztómakoncentrációik lecsökkentek. A szervesanyag-tartalom hirtelen csökkenése ugyanebben az időszakban egy kevésbé produktív ökoszisztéma kialakulására vagy talajerózióra utal. Ez a változás jelzi az erdőhatár visszahúzódását egy alacsonyabb tengerszint feletti magasságba, ugyanakkor a fafajok sztómáinak jelenléte mind a Lia-, mind a Bukura-tóban arra enged következtetni, hogy néhány egyed megmaradt a két tó között. **Ezáltal a fahatár a Lia-tó felett húzódott.** *Betula* sp. (*B. nana*) és *Juniperus* sp. egyedek mellett az alpin rétek lágyszárú fajai is magasabb arányban vannak jelen az üledékben. A Lia-tavat mozaikosan *P. mugo* egyedek valamint *Juniperus* sp. és az alpin rétek lágyszárú fajai vették körül. A Bukura-tó üledékében bekövetkezett *P. mugo* koncentrációcsökkenés azt feltételezi, hogy a cserjés megritkult, de az alpin rétek fajai nem terjedtek el.

8.3.2 Mekkora az emberi hatás szerepe a holocén fahatár és erdőhatár változásokban a Retyezát déli lejtőjén?

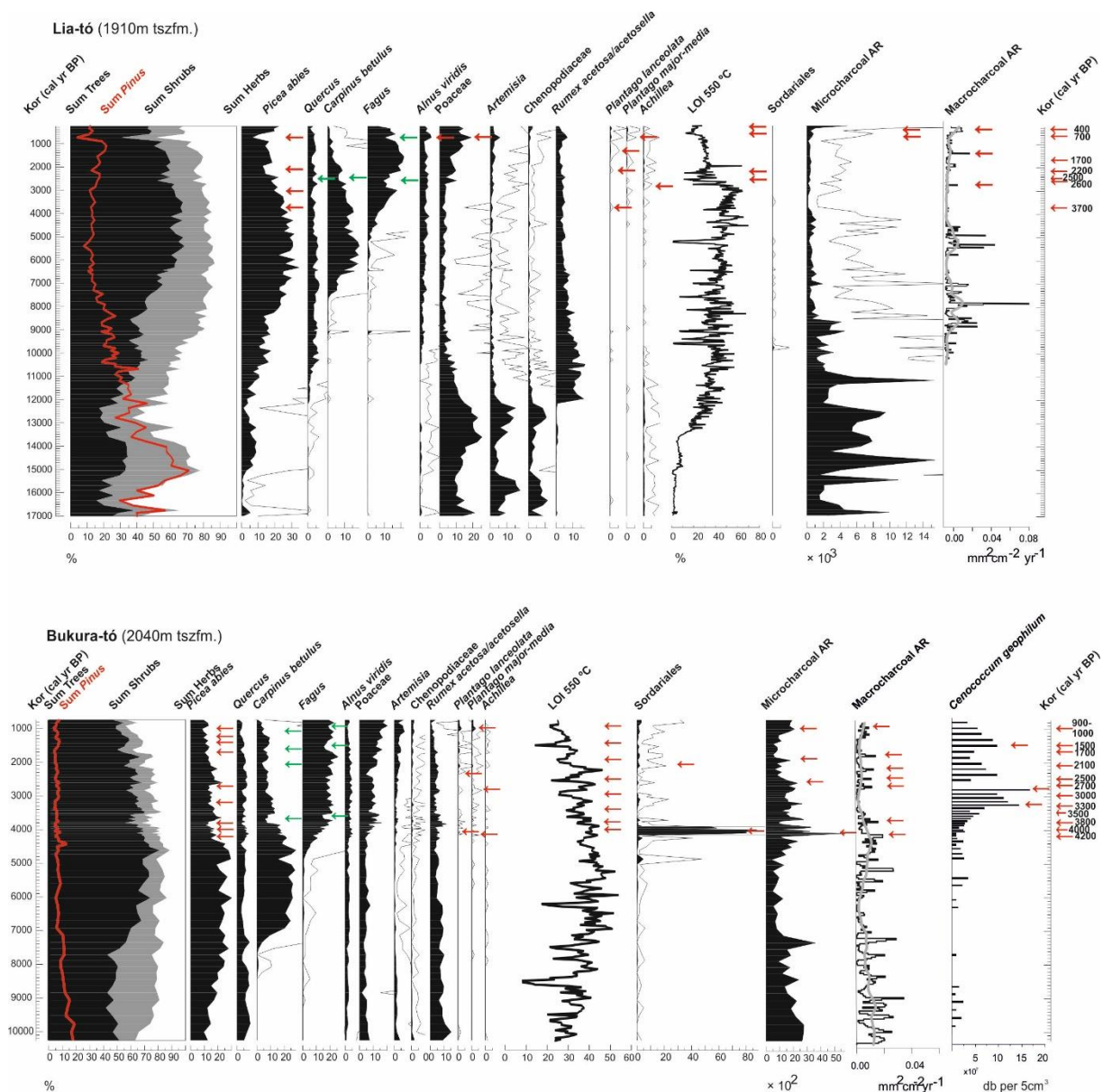
A mezőgazdálkodás megjelenésére utaló pollenszemcsék (pl. *Cerealia*-típus) nem találhatóak a déli lejtőn elhelyezkedő két tó üledékében. A Bukura-tóból széleslevelű útifű (*Plantago lanceolata*) pollenszemcséje először 4200 évnél jelenik meg, majd százalékos értékei emelkednek a *Plantago major/media*, *Poaceae*, *Artemisia*, *Adenostyles*, *Vaccinium* sp. típusúakkal és az *Alnus viridis* pollenjével együttesen (**33. ábra**). A *Cenococcum geophilum* gombamaradványok emelkedése, a szervesanyag-tartalom csökkenése és a ritkuló *P. mugo* fossziliák együttesen a sűrű törpefenyő dominálta cserjés felnyílására utalnak. Ez utalhat az alpin rétek természetes, makroklimatikus okokra visszavezethető kiterjedésére, mely együtt jár a fahatár és az erdőhatár fokozatos hátrálásával 4200 év körül. A másodlagos emberi hatást

jelző pollentípusok egyidejű megjelenése és emelkedése másrészt emberi tevékenységre utal, azaz valószínűleg rövidebb az alpin rétek kiterjedését követően elkezdődött a Bukura-tó környékén a legeltetés. Mind természetes, mind emberi hatás hozzájárulhatott a talajerózió fokozódásához. Az emberi tevékenység megjelenését tekintve fontos megjegyeznünk, hogy a Lia-tó üledéke nem tükröz változást 4200 év körül. A lentebbi tó körüli lucfenyő dominálta erdő egészen 3200 évig megmaradt, a *Plantago major/media*, *Plantago lanceolata*, és Poaceae-félék pollenjének emelkedése későbbre tehető. Az időbeli eltérés oka valószínűleg nem a kor-mélység modell pontatlansága, mivel pl. a *Fagus sylvatica* pollenje ugyanakkor jelenik meg mindkét üledékben, kb. 5000 év körül.

Az egyik lehetséges magyarázata az emberi hatás korai észlelésének az lehet, hogy a magasabban elhelyezkedő Bukura-tó feltételezhetően kevésbé reprezentálja a regionális polleneket, mint az alacsonyabban elhelyezkedő Lia-tó, amelyet sűrű fenyves vett körbe (POP et al. 1965). A retyezáti felszíni pollengyűjtők vizsgálatából megállapítható, hogy a fűfélék (Poaceae) pollenjének és az ehhez kapcsolódó lágyszárúak pollentípusainak emelkedése jellemzi a Bukura-tó üledékét, amelyet napjainkban is kiterjedt alpin rétek határolnak. A fűfélék pollenjének gyakorisága jelentősen meghaladja a hegylábi adatokat (POP et al. 1965). A fűfélék, a *Plantago lanceolata*, a *Plantago major-media*, a *Phyteuma*-típus, az *Adenostyles* és a *Vaccinium*-típusú pollenek párhuzamos emelkedése alapján valószínűleg az alpin rétek természetesen nyílt területei és a fahatár ökoton zóna voltak a legeltető állattartás első színterei a bronzkor idején.

Régészeti adatsorokat felhasználva megállapítható, hogy a bronzkori települések elsősorban az alföldi és a hegylábi területeken jellemzőek (750 m-ig) Hunyad és Gorj megyében, északra, illetve délre a Retyezát hegység tömbjétől, ugyanakkor arra nincs bizonyíték, hogy az alpin területeket is birtokba vették volna. A legeltetés hozzájárulhatott a törpefenyő populációjának csökkenéséhez a Bukura-tó közelében 4200 év körül, ugyanakkor hasonlóan kevés makrofosszília maradvány került elő a közép holocén időszakból is, amikor az emberi hatás elhanyagolható volt. Ahhoz, hogy értelmezni tudjuk a *Sordariales*-típusú gombaspóra magas arányú jelenlétét az üledékben 4200 és 3800 évek között, különböző állati ürülékekből származó pollenmintákat vizsgáltunk meg (kecske, juh, barnamedve és rothadó *Picea* sp. és *Pinus mugo* famaradványok). Ugyan egyetlen minta sem tartalmazott *Sordariales*-típusú spórát, ugyanez a típus jelentős arányban volt jelen a Szent Anna-tó üledékében 3300 év körül (MAGYARI et al. 2009a). A Szent Anna-tó üledékében a spóra jelenléte nem legeltetéssel, hanem a vízbe kerülő rothadó famaradványokkal áll kapcsolatban

(MAGYARI et al. 2009a). Így elmondható, hogy a *Sordariales*-típusú spórák jelenléte a Bukura-tóban feltételezhetően évszakos vízszintváltozásra és rothadó famaradványokon megtelepedő gombák jelenlétére utal 4200 és 3800 évek között. Ugyanakkor a másodlagos emberi hatást jelző pollentípusok (*Plantago lanceolata* és *P. major-media*, *Adenostyles* és *Phyteuma*-típusúak) első megjelenése, a fűfélék erőteljes emelkedése és a *Cenococcum* arányának növekedése a csökkenő szervesanyag-tartalommal együttesen emberi hatásra utal ebben az időszakban.



33. ábra A Lia- és a Bukura-tavak legfontosabb taxonjainak pollenadatsora, a szervesanyag-tartalom, a mikropernye és a makropernye akk. ráták. Nyilakkal jelöltem az emberi hatásra utaló változásokat, VINCZE et al. (2017) alapján. A pollenanalízist Pál Ilona végezte. Sum Trees: összes fa, sum *Pinus*: összes *Pinus* sp., sum Shrubs: összes cserje, sum Herbs: összes lágyszárú pollenszázaléka.

A pollenadatsorok alapján az emberi hatás fokozódott 2200 év körülől mind a két tó környezetében, az emelkedő arányú fűfélék és az antropogén hatást jelző lágyszárúak arányának emelkedése egybeesik a Bukura-tóban a törpefenyő maradványainak eltűnésével (33. ábra), mely a *P. mugo* lokális kiirtásának emberi okára utal. Ugyanezt erősíti meg a makropernye adatsor is, mely epizodikus lokális tüzeseményekre utal 2600 év után a Bukura-tó környezetében. A késő holocén időszakban detektált erdőtüzek feltételezhetően emberi kéz által keletkeztek, és jelentős szerepet játszottak az alpin *krummholz* zóna felnyílásában az utolsó 2600 évben (FINSINGER et al. 2018). A Bukura-tó körüli fokozódó legeltetésre a fűfélék, *Plantago lanceolata*, *P. major-media*, *Sedum* sp. és *Juniperus* sp. emelkedő aránya utal 2000 év után, mely a vaskori kultúrákhoz köthető (LUCA et al. 2005).

A Lia-tó körül detektált első emberi hatásra utaló jelek 2600 év körül jelentek meg, ugyanakkor, amikor a Bukura-tó körül az emberi hatás fokozódását feltételezzük. A legelőterületek kiterjedésére utal a fűfélék és a másodlagos emberi hatást jelző lágyszárúak pollentípusainak emelkedése és a szervesanyag-tartalom csökkenése, mely a talajerózió fokozódásában is tükröződik. A makrofosszília alapon rekonstruált erdőhatár eltolódás megelőzte ezeket a változásokat kb. 400 évvel. Ez arra utal, hogy az erdőhatár lentebb húzódása nem emberi hatásra következett be, hanem feltételezhetően a csökkenő nyári középhőmérséklet eredményezte (TÓTH et al. 2015). A makropernye adatsor már 50 évvel korábban is jelentős tüzeseményt rögzít. Eredményeinkből arra következtethetünk, hogy a folyamatos legeltetés és égés hiányában továbbra is nőttek ritkásan faegyedek a Lia-tó körül. A lucfenyő és a cirbolyafenyő tó körüli megmaradására a sztómaadatok utalnak, melyek 2600 évtől előbb csökkenő, majd növekvő trendet mutatnak. A fokozódott emberi hatás 2200 évtől nem befolyásolta a törpefenyő gyakoriságát, melynek makrofossziliája továbbra is a tó körüli jelenlétére utal, valószínűleg a sziklás, meredekebb, nyugati lejtőn, amely alkalmatlan legeltetésre. Az *Artemisia*, *R. acetosa/acetosella*, *P. lanceolata*, *A. viridis* pollenjének emelkedése, míg más lágyszárúak arányának csökkenése és a *Pinus*-diploxylon-típusú és a *Picea* pollenek csökkenése az alpin élőhely rövidtávú kiterjedéseként értelmezhető.

8.3.3 Erdőtűz történeti rekonstrukció a Déli-Kárpátok magashegyi régiójában

A Retyezát magashegyi régiójában a fahatár ökoton zóna növényzetén túl a lejtő kitettsége, története, a klímaingadozások, a korábbi erdőtüzek és az ember jelenléte is meghatározza az adott terület fahatárának jelenlegi érzékenységét a klíma megváltozására (HOLTMEIER & BROLL 2005). A Retyezát két ellentétes oldali lejtőjén végzett makropernye vizsgálatok jelentős eltéréseket mutattak ki (**27. ábra**), melyeket FINSINGER et al. (2018) munkája alapján foglaltam össze: (1) az északi lejtőn kevesebb rekonstruált erdőtűz periódus különíthető el, mint a déli oldalon; (2) nagyobb mértékű biomassza égésre utaló időszakok, illetve gyakoribb erdőtűz periódusok azonban a déli oldalt jellemezték főként a közép és késő holocén időszakban. A két lejtő közötti eltérés legfőbb oka feltételezhetően az, hogy a hegylánc egyfajta határként viselkedett a makropernyeszemcsék szállítódása szempontjából, megátolta azok átszállítódását a lejtők között (FINSINGER et al. 2018).

A Brazi- és a Lia-tó körül meghatározott magas erdőégési periódus a kora holocén során feltételezhetően a szárazabb éghajlathoz kapcsolódó magasabb besugárzásnak köszönhető. A Brazi-tóból származó árvaszűnyog maradványok által rekonstruált júliusi középhőmérséklet ($T_{\text{júli}}$) (TÓTH et al. 2015) változásai szorosan követik a nyári besugárzás mértékének fluktuációit a holocén során, mely nagyrészt a jelenkori hőmérséklet feletti értékeket mutat egészen 6000 évig. Ugyanakkor a Lia- és a Brazi-tavak jelentős eltérést mutatnak a kora holocén során: míg a CHAR-értékek erőteljesen csökkennek az északi oldalon kb. 9200 év körül, addig a délin ebben az időszakban emelkednek (**27. ábra**). Ez az eltérés jelentős helyi hatások meglétére utal a déli lejtőn (FINSINGER et al. 2018). Ezen okok között szerepelhetnek a kora tavaszi és a növekedési időszak klimatikus viszonyai, melyek elsődleges tényezőként befolyásolják az erdőtűz rendszereket, az elérhető éghető biomassza mennyiségét és a tűz elterjedését (KÖRNER & PAULSEN 2004; SCHWÖRER et al. 2013).

A Lia-tó egészen 8000 évig a fahatár ökoton zónában helyezkedett el, míg a Brazi-tó gyorsan a zárt erdőhatár szintje alá került a kora holocén időszakban. A két tó szintje közti 160 m-es különbség átlagosan havi 1-1,5°C-os hőmérséklet-különbséget okoz (FINSINGER et al. 2018). A Lia-tó környezetében uralkodó alacsonyabb hőmérséklet kedvezőbb feltételeket nyújtott a törpefenyő (*P. mugo*) és a hangafélék (Ericaceae) megjelenéséhez, mely fajok ellenállóbbak a vastagabb, hosszán tartó hóborításnak, mint a lucfenyő (*P. abies*) (HOLTMEIER 2009). Ugyanakkor a *P. abies*, *P. cembra* maradványok már 10500 év körül jelzik, hogy a fahatár ökoton zóna elérte az 1910 m-es magasságot (ORBÁN et al. 2018). Ebben az

időszakban, 9400 év körül a rekonstruált júliusi középhőmérséklet röviddel a magas erdőégési időszak és a fás maradványok gyakoribbá válása előtt eléri maximumát. Ezek az eredmények arra utalnak, hogy a gyakori tűzesemények meggátolhatták a zárt erdő kialakulását a déli lejtőn a kora holocén időszakban, 9000 és 8000 évek között, lehetővé téve a lágyszárúak uralta fahatár ökoton zóna nyitottságát egészen 8000 évig, amikor az erdőhatár a Lia-tó szintjére tolódott fel. A kora holocén időszakban meghatározott magas erdőégési periódusok egybeesnek a Brazi-tóban rekonstruált alacsony vízszintű időszakokkal 9200 év körül, mely szintén a klíma szárazabbá válására utal.

A Lia-tó CHAR-adatai arra utalnak, hogy magas maradt az erdőtűz aktivitás a tó körül 7000 évig, feltételezhetően a nagyobb mennyiségű elérhető éghető biomassza következtében, melyre az emelkedő koncentrációjú *P. mugo* és *P. abies* utal. Az alacsonyabb térszínekről származó *Corylus*-pollen magas százaléki szintén a szárazabb klíma tanúi, ugyanúgy, mint az árvaszunnyog maradványokon végzett $T_{júl}$ és az alacsony vízszint a Brazi-tóban 7000 évig (BUCZKÓ et al. 2013; TÓTH et al. 2015).

A rekonstruált júliusi középhőmérséklet lépcsőzetes csökkenést mutat 7100 és 6900 évek között, ez a csökkenő nyári hőmérséklet jól megfeleltethető az erdőhatár gyors lefelé tolódásának 6000–5000 évek között, melyet a lucfenyő terjedése jelez előbb a Lia-, majd a Brazi-tó körül. Ez a lehülési időszak valószínűleg lecsökkentette a növényi párologtatás mértékét és ezáltal a tüzek előfordulásának gyakoriságát is a Lia-tó körül.

5500 és 4500 évek között újból emelkedő erdőtűz aktivitás figyelhető meg a Lia-tó körül, mellyel egyidejűleg alacsonyabb júliusi középhőmérséklet, magas tóvízszint és/vagy vízkeveredés figyelhető meg a Brazi-tóban (BUCZKÓ et al. 2013). Ez a megemelkedett erdőtűz aktivitás nem párosítható össze a *Carpinus betulus* terjedésével, mivel az már 1000 évvel korábban megkezdődött az alacsonyabb régiókban (VINCZE et al. 2017; MAGYARI et al. 2018). Nem zárható ki a makropernyeszemcsék alacsonyabb régiókból történő elszállítódása sem, ugyanakkor sem régészeti, sem emberi hatást jelző fajok jelenlétét nem dokumentáltuk, tehát a Retyezát hegységben nem bizonyítható a korai legeltetés a késő neolitikumban.

A Retyezát hegység erdőtűz történetét más közép-európai adatsorokkal összevetve elmondható, hogy jelentősen különbözik az alföldi területekről származó adatsoroktól, ahol egy jól elkülönülő eltolódás figyelhető meg a természetes erdőtüzekről az ember által gerjesztett égésig a neolitikum/bronzkor határán (TINNER et al. 1999; FEURDEAN et al. 2012; MOLINARI et al. 2013). Ezekben a régiókban a késő holocén biomasszaégés mértéke

jelentősen meghaladta a közép holocén során detektált változékonyságot, mely több esetben valódi növényzeti változásokhoz és néha helyi kihaláshoz vezetett egy-egy erdőtűzre érzékeny faj esetében (MORALES-MOLINO et al. 2015; REY et al. 2013; TINNER et al. 1999). A csehországi Szudétákban és annak előterében vizsgált üledékek makropernye elemzése során BOBEK et al (2019) mérsékelten magas erdőtűz aktivitást rekonstruált a kora holocén időszakra, mely 7900 évnél éri el maximumát. CARTER et al. (2018) munkája szintén magasabb kora holocén erdőtűz aktivitást detektált, melyet klimatikus okokra vezet vissza. A viszonylag alacsony késő holocén erdőtűz aktivitás és az emberi hatást jelző fajok pollenszemcséinek kései megjelenése arra utal, hogy a korai kultúrák itt kevésbé vették használatba a magashegyi régiók legelőterületeit, mint az Alpokban (FINSINGER et al. 2018).

A középkor óta a szubalpin rétek legelőként való használata fokozódott, mely a törpefenyő egyedek nagymértékű ritkulásához és/vagy visszahúzódásához vezetett a Kárpátokban (NEDELEA & COMNESCU 2009). Az 1950-es évektől kezdődően a legeltetés mértéke folyamatosan csökken a Kárpátok különböző területein, így lehetővé téve a *P. mugo* visszatelepülését a fahatár ökoton zónába (NEDELEA & COMNESCU 2009; SOLÁR & JANIGA 2013; TSARYK et al. 2006). Az elérhető biomassza mennyiségének növekedése és az elkövetkező évtizedekben gyakoribbá váló hóhullámok megnövekedett erdőtűzveszélynek teszik ki a Kárpátok magashegyi régióit is (FINSINGER et al. 2018). Ugyanakkor az, hogy az erdőtűz veszélye hogyan alakul, nagymértékben függ a klímaváltozás fokától, milyenségétől, a hozzá kapcsolódó növényzettől és a tájhasználatától is.

8.3.4 Holocén fahatár és erdőhatár változások az Alpokban, a Kárpátokban és a Balkán-hegységben

A kora holocén időszak fahatárának fajösszetétele a Retyezát déli lejtőjén lucfenyőből és cirbolyafenyőből állt, mely fajok szintén elterjedtek a Radnai-havasok kora holocén időszakában kb. 9800 év körül (GEANTA et al. 2014). Az Alpok középső területein a lucfenyő terjedt el kb. 5000 évtől, vagyis sokkal később, mint a Déli- és a Keleti-Kárpátokban (TINNER et al. 1996). Az Alpok középső részén az erdőhatárt túlnyomórészt *Larix decidua* és *P. cembra* alkotta, míg a *Larix* sp. helyét a törpefenyő vette át a kora holocén során a Retyezátban (MAGYARI et al. 2012). Ezek a különbségek valószínűleg a különböző klimatikus hatásokra utalnak a Déli-Kárpátokban, mely jobban kedvezett a lucfenyő elterjedésének (HOLTMEIER 2009b).

A makrofosszília eredmények alapján az erdőhatár maximális magassága 8000 és 3000 évek közé tehető a Retyezát hegységben, amikor kb. 100 m-rel helyezkedett el magasabban, mint napjainkban. A fahatár maximális pozíciója is nagyjából 100 m-rel volt magasabban, mint ma. Ehhez képest a Közép-Alpokban az erdőhatár 10000 és 6000 évek között helyezkedett el a legmagasabb pozícióban a Gouillé Rion és a Lago Basso üledékei alapján (WICK & TINNER 1997), illetve 8500 és 4000 év között a Lac de Fully (FINSINGER & TINNER 2007) adatai alapján. A későbbi erdőhatár emelkedés feltételezhetően az eltérő helyi adottságok következménye, mely a regionális klímával áll kapcsolatban (ORBÁN et al. 2018).

A Közép-Alpokban az erdőhatár fokozatosan csökkent, kb. 180 m-rel 6000 és 5000 év között (TINNER & THEURILLAT 2003; TINNER 2007). Ezzel összehasonlítva a Retyezát déli lejtőjén a cirbolyafenyő arányának emelkedése utal az erdőhatár lentebb tolódására, de az eltolódás 3500-3000 évek között zajlott le, tehát később, mint az Alpokban. Ez a lentebb tolódás a Retyezátban egyértelműen köthető a júliusi középhőmérséklet csökkenéséhez, míg az Alpokban emberi hatásra vezethető vissza (TINNER 2007).

Az emberi hatás kisebb mértékű volt a Retyezátban, mint az Alpokban és a Keleti-Kárpátokban (FEURDEAN et al. 2016; TINNER 2007; TINNER & THEURILLAT 2003). A retyezáti adatsorok nem tükrözik neolitikus kori földművelést, a *Plantago lanceolata* pollenje csupán 4200 év után jelentkezik, annak ellenére, hogy neolitikus kori települések nyomai megtalálhatóak az alföldi és hegylábi területeken. Feltételezhetően a neolitikus népesség nem használta a magashegységi területeket legeltetésre a Retyezátban. Ezzel ellentétben, az Alpokban az első emberi hatásra visszavezethető pollentípusok már 8650 évtől jelen vannak, ezzel arra utalnak, hogy a mezolitikus és neolitikus kultúrák hasznosították a hegyvidéki területeket (LOTTER 1999; TINNER 2007). Az utóbbi 5000 év során az erdőhatár lentebb tolódása az Alpokban egyértelműen emberi hatásra zajlott (TINNER 2007). Ehhez hasonlóan a késő-neolitikus állattenyésztés és legeltetés nyomai a Radnai-havasok magashegyi régiójában is megtalálhatóak (FEURDEAN et al. 2016).

A bronzkorban a legeltetés valószínűleg nem járult hozzá az erdőhatár lentebb tolódásához a Retyezátban, ellentétben az Alpokkal. A makrofosszília és polleneredmények alapján a legeltetés először az alpin réteken jelent meg, és a természetes, félig nyílt *krummholz* zónában zajlott a Bukura lejtőjén. Az első pásztorok valószínűleg hozzájárultak a törpefenyő egyedek megritkulásához, valamint a faegyedek csökkenéséhez a fahatár ökoton zónában. Az erdőhatár a vaskori és középkori emberi hatás fokozódásáig érintetlen maradt, amikor is az emberi hatás erőteljesen hozzájárult az erdőhatár lentebb húzódásához

(MADERSPACH 1868; TÉGLÁS 1888a, 1888b). Ezáltal a fahatár ökoton zóna kiterjedt, szélesebb volt, az erdőhatár pedig lentebb húzódik napjainkban, mint ahogyan azt a potenciális elhelyezkedése lehetővé tenné.

A fahatár a Balkán-hegység bizonyos részein magasabban húzódott, mint a Retyezátban a kora holocén során, valószínűleg a növekedési időszakra jellemző magasabb hőösszeg eredményeként. Makrofosszília adatok alapján a fahatár elérte a 2250 m tszfm-ot a Pirin-hegységben a későglaciális során és főleg *Betula* sp., *Juniperus* sp. és a balkáni selyemfenyő (*Pinus peuce*) egyedekből állt a Balkán déli területein (ATANASSOVA & STEFANOVA 2003; STEFANOVA et al. 2006; TONKOV et al. 2006, 2011). Ez a fajösszetétel megmaradt a magasabb nyári inszoláció idején is, relatíve magas hőmérséklet és fokozódó szárazság mellett 6700 évig, amikor *P. sylvestris*, *P. peuce* és *Abies alba* kezdett elterjedni a fahatár ökoton zónában, növekvő elérhető vízmennyiségre utalva a holocén második felében (TONKOV & MARINOVA 2005). A fahatár magassági kiterjedése jóval nagyobb volt a Balkán-hegységben, mint a Retyezátban. Ugyanakkor kevés információ alapján a zárt erdő határa felfelé tolódott 6700 év körül (TONKOV & MARINOVA 2005). Ennek a felfelé történő elmozdulásnak nincs a Retyezát hegységben nyoma. A cirbolyafenyő gyakoribbá válása a Lia-tó körül kb 700 évvel a lehülési időszak után következett be, regionális klimatikus különbségekre visszavezethető, eltérő növényzeti válaszokra utalva a hegységben.

9. Összefoglalás

Doktori kutatásaimat a több tízezer évre visszanyúló, az eljegesedés maximumát és az azt közvetlenül követő időszakot, a **késő-pleniglaciális** idejét (LPG: 24000–14600 évek között, TZEDAKIS et al. 2013) lefedő makrofosszília adatsorok hiánya motiválta. Eddigi ismereteink alapján Kelet- és Dél-Európában elszórtan faegyedek jelenlétét határozták meg a késő-pleniglaciális időszakban (pl. GALKA & SZNEL 2013; TANTAU et al. 2006; TONKOV et al. 2011; TZEDAKIS et al. 2013; WILLIS et al. 2000; WILLIS & VAN ANDEL 2004), ugyanakkor növényi makrofosszília alapon kevés információnk volt. Északkelet-Európában (pl. ALM & BIRKS 1991; HEIKKILÄ et al. 2009; WOHLFARTH et al. 2006) és Kelet-Közép-Európában számos kutató (pl. BJÖRKMAN et al. 2003; FEURDEAN et al. 2007b; JANKOVSKA & POKORNÝ 2008; MAGYARI et al. 1999, 2014a,b; MAGYARI 2002; POKORNÝ 2002; WOHLFARTH et al. 2001) munkája foglalja össze az eredményeket. Hazánkban is született több tanulmány az utolsó eljegesedés maximumának, ill. az azt követő késő-pleniglaciális és későglaciális időszakainak vizsgálatáról (pl. CSINÁDY 1960; BORSY 1989; JAKAB et al. 2005; JAKAB et al. 2009; MAGYARI et al. 1999; MAGYARI et al. 2000; MEDZIHRADSKY & BAJZÁTH 1998; RUDNER & SÜMEGI 2001; SÜMEGI & GULYÁS 2004; SÜMEGI et al. 2013; WILLIS et al. 1995).

A doktori kutatásom során vizsgált területek közül kettő, a Szent Anna-tó és a Kokadi-láp szelvénye ezt az erőteljesen adathiányos időszakot egészíti ki számunkra. Ezáltal lehetővé téve, hogy mind középhegységi, mind alföldi területről származó részletes információkkal bővítsük a régióról származó tudásunkat a késő-pleniglaciális és az azt követő későglaciális időszakokra vonatkozóan. Ehhez a kutatáshoz tágabb értelemben illeszkedik a Déli-Kárpátok magashegyi régiójának vizsgálata, mely főként a holocén időszak növényzeti változásaira fókuszál a Retyezát hegységben. Ez a vizsgálat ugyanakkor kiemelt jelentőséggel bír a területen, mivel nem áll rendelkezésre a fáhatár és az erdőhatár múltbeli elhelyezkedésére vonatkozó adat a Déli-Kárpátokból, az első eredmények a Keleti-Kárpátok Radnai-havasok térségéből származik, továbbá lehetőséget ad az eredmények összevetésére az Alpokban már részletesen dokumentált változásokkal.

A kutatás kezdetén elsajátított növényi makrofosszília és makropernye vizsgálati módszerek jelentik a növényzeti rekonstrukciók alapjait. A makropernye adatsorok a lokális erdőtűz történet felderítéséhez járulnak hozzá. Ezeket kiegészítendő más módszerek is alkalmazásra kerültek: minden üledék szakaszonként radiokarbon kormeghatározáson esett át, mely segítségével kor-mélység modellek készültek. Szervesanyag-tartalom, geokémiai

elemanalízis és szemcseméret vizsgálat is történt több üledéken. A lokális vegetációról alkotott jellemzők mellett regionális képet is kaptunk a növényzetről a pollenanalízis segítségével, ill. az alföldi területen meghatározott puhatestű maradványok többletinformációt szolgáltatva színesítik a rekonstruált ökoszisztéma képét. Ezekben a támogató vizsgálatokban nagy szerepet játszottak a PROLONG projekt munkatársai és számos más, nevesített társszerzőm is.

A **Szent Anna-tó** üledékének növényi makrofosszília vizsgálati eredményei felfedték az utolsó 17000 év lokális növényzeti változásait és kiegészítik a korábbról rendelkezésre álló polleneredményeket. **Eredményeim alapján elmondható, hogy a Szent Anna-tavi szelvény alján, 17000 év körül egy fajszegény környezet rekonstruálható, melyben először a sásfajok (*Carex* sp.) jelentek meg. Az első famaradványok megjelenése 16200 évre tehető: túlevelűek telepedtek meg a kráterlejtőn, először tűnyalábos fenyőfajok (*Pinus* sp.), majd lucfenyő (*Picea abies*) egyedei is előfordultak 15900 évtől. Ezzel párhuzamosan az árvaszűnyog-alapú júliusi középhőmérsékleti rekonstrukció jelentős hőmérséklet emelkedést jelez 16300 évnél (TÓTH et al. *in prep*). Ez az időszak átfed az észak-atlanti tengeri üledékekben meghatározott IRD réteggel, melynek megjelenését Heinrich-1-eseményként azonosították. A rendelkezésre álló polleneredmények a boróka (*Juniperus* sp.) terjedésére utalnak ebben az időszakban, mely makrofosszília alapon is kimutatható. 12500 évtől gyakoribbá válnak az közönséges lucfenyő (*Picea abies*) maradványai, mely a faj további terjedésére utal a tó környezetében. Ezzel párhuzamosan a későglaciális kezdetén megjelennek az első tőzegmoha (*Sphagnum* sp.) maradványok is. A fiatal driász időszakot az üledékben csak egy rövid szervesanyag-tartalom csökkenésben, illetve a lucfenyő (*Picea abies*) és a nyírfajok (*Betula* sp.) maradványainak kismértékű növekedésében tudjuk nyomon követni, ugyanakkor a fűfélék (*Poaceae*) és az *Artemisia* terjedése figyelhető meg a régióban. A holocén kezdetétől az erőteljesen emelkedő *Sphagnum* sp. maradványok mellett még gyakoribbá válik a lucfenyő, a tó vízszintje jelentősen csökken és elláposodik a felszíne. A holocén középső szakaszában jelennek meg először a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) egyedei is.**

A **Kokadi-láp** üledékének vizsgálata felfedte az utolsó 20000 év lokális növényzeti változásait, melyhez egy jól illeszkedő makropernye adatsor rekonstruálta a láp környezetében bekövetkezett tüzeseményeket. **Eredményeim alapján elmondható, hogy a mezotróf környezet, melyben nád (*Phragmites australis*) és gyékényfajok (*Typha latifolia*, *T. angustifolia*) uralkodtak, fokozatosan egy nád dominálta mocsaras élőhellyé alakult át**

kb. 18300 évre, ahol néhány nyírfaj (*Betula pendula/pubescens*) is megjelent. A láp környékén a fenyőmaradványok (*Pinus* sp.) mellett a vízi lófark (*Hippuris vulgaris*) és a nád (*P. australis*) erőteljesebb terjedése utal egy sekély iszapos pangóvízfelszínre 16600 évig. A biogén karbonátképződés más hazai területekkel összevetve korán megkezdődött a Kokadi-lápban, a fő képződési időszak 15200 és 10000 év közé tehető. A vízi és szárazföldi növényi maradványok ökológiai és hőmérsékletjelző szerepét felhasználva megállapítottam, hogy a júliusi középhőmérséklet már a késő-pleniglaciális és későglaciális időszakokban meghaladta a 12°C-ot. A holocén kezdetétől a jelzőfajok egy sekélyebb, melegebb vizű környezetre utalnak. A késő holocén során erőteljes eutrofizáció figyelhető meg, a lápos területen nád uralta növényzet alakult ki, ahol a makropernyék magasabb aránya mellett a famaradványok és gyékényfajok gyakoribb jelenléte utal kisebb, lokális tüzeseményekre és száraz lápfelszínre az utolsó 1700 év során.

A Retyezát hegység magashegyi tavi üledékein végzett növényi makrofosszília, pollen, szervesanyag-tartalom és makropernye vizsgálatok eredményei alapján megállapítható, hogy a történeti leírás által megörökített, magasabb tengerszint feletti magasságon helyezkedett el mind a fahatár, mind az erdőhatár a hegységben. Mindkettő maximális elhelyezkedését 8000 és 3200 évek között érte el, kiterjedésbeli változékonyságuk kb. 100–150 m volt. A közép holocén időszakban törpefenyő (*P. mugo*) uralta növényzet jellemezte a Bukura-tó (2040 m) szintjét, míg egy zárt erdő alakult ki a Lia-tó körül (1910 m), melyet főként cirbolyafenyő (*P. cembra*) és lucfenyő (*Picea abies*) alkotott. A pollen és növényi makrofosszília eredmények alapján az emberi hatás valószínűleg 4200 év után (a bronzkorban) vált jelentőssé a magashegységben. Feltételezhetően erőteljesen befolyásolta a fahatár ökoton zóna fajösszetételét, valamint a zóna kiterjedését a vaskor és a középkor során, 2600 év körül. A napjainkban szőrű (*Nardus stricta*) és csenkeszfélék (*Festuca* sp.) uralta alpin rétek a déli lejtőn az utolsó 2600–2200 év során alakultak ki.

Eredményeim arra utalnak, hogy a Retyezát hegység magashegyi régiói, az alpin rétek és a fahatár ökoton zóna növényzete jelentősen függ a klímaváltozás mértékétől, annak gyorsaságától, valamint az emberi tájhasználatától. A globális felmelegedés bizonyosan a fafajok felfelé tolódását eredményezi, ugyanakkor a magassági eltolódás kisebb mértékűnek valószínűsíthető az Alpokhoz képest. A lecsökkenő legeltetési aktivitás következtében megváltozott tájhasználat és a szabadidős tevékenységek erőteljes megjelenése szintén befolyásolhatja a Retyezát növényzetét alacsonyabb térszíneken.

Doktori kutatásom eredményei hozzájárulnak a felgyorsuló globális felmelegedésre adott növényzeti válaszreakciók feltérképezéséhez különböző térszíneken. Különösen hegyvidéki környezetben nélkülözhetetlen a múltbéli klímaváltozások okozta állapotok értelmezése, ahol választ kaptunk továbbá arra is, hogy az emberi hatás milyen mértékű tájalakító tényező volt az utolsó 4200 év során.

10. Summary

The motivation in the background of my doctoral research was the scarcity of plant macrofossil studies that would cover the Last Glacial Maximum and the Late Pleniglacial intervals (24,000–14,600 cal yr BP, TZEDAKIS et al. 2013) in the Carpathian Region. The available pollen and charcoal studies from Eastern and Southern Europe imply sparsely wooded landscape during this period (e.g. GAŁKA & SZNEL 2013; TANTAU et al. 2006; TONKOV et al. 2011; TZEDAKIS et al. 2013; WILLIS et al. 2000; WILLIS & VAN ANDEL 2004). On the other hand, plant macrofossil studies from this period are scarce, therefore there is little evidence on the local presence of a species soon after the LGM that would confirm the refugial role of the Carpathians during the Last Glacial Maximum. From Northeastern- and East-Central Europe, several studies summarized the main results (e.g. ALM & BIRKS 1991; BJÖRKMAN et al. 2003; FEURDEAN et al. 2007b; HEIKKILÄ et al. 2009; JANKOVSKA & POKORNÝ 2002, 2008; MAGYARI et al. 1999, 2014a,b; MAGYARI 2002; WOHLFARTH et al. 2001, 2006). Other studies investigated the changes of the vegetation and environment during the LPG in Hungary (e.g. BORSY 1989; CSERNY 2002; CSINÁDY 1960; JAKAB et al. 2005; JAKAB et al. 2009; MAGYARI et al. 1999; MAGYARI et al. 2000; MEDZIHRADESKY & BAJZÁTH 1998; RUDNER & SÜMEGI 2001; SÜMEGI & GULYÁS 2004; SÜMEGI et al. 2013, WILLIS et al. 1995) that were mainly based on pollen and/or plant macrofossil analyses.

Two of the selected study sites, Lake St. Anne and Kokad mire in the PhD dissertation broaden our knowledge from the LPG-LG intervals, provide significant information from the lowlands and from the mountain region too. The investigation of the high altitude alpine lakes of the Retezat Mountains is highly relevant, due to the lack of treeline and timberline studies from the South Carpathians. The first similar results are only available from the Eastern Carpathians, Rodna Mts. The results of the Retezat Mts provide valuable information on the vegetation changes at high altitudes, the movement of the treeline and timberline in the past, making these results comparable to the widely documented changes in the Alps.

In order to reveal the local vegetation responses to climate change, first, I had learnt plant macrofossil analysis, then for fire history reconstruction the macrocharcoal analysis. These results together with multi-proxy methods such as radiocarbon dating, loss-on-ignition, geochemical analysis and grain size measurement deliver valuable information about the past changes of the ecosystem together with the results of pollen and mollusc analysis from the lowland. The multi-proxy method contained the results of several researchers of the PROLONG project and many co-authors mentioned above.

The plant macrofossil result of Lake St Anne has revealed the vegetation changes during the last 17,000 years around the lake and supplement our earlier knowledge based on pollen results. **During the LPG, coniferous species were the first to appear, pine (*Pinus* sp.) around 16200 cal yr BP followed by spruce (*Picea abies*) around 15900 cal yr BP on the crater slope around Lake St. Anne.** The early colonisation of the conifers coincide well with the pollen results, which revealed boreal forest expansion with the mixing of *Betula-Pinus-Larix-Picea* sp. individuals. The chironomid-based July mean temperature reconstruction implies to significant warming around 16,300 cal yr BP (TÓTH et al. *in prep*). This interval overlaps with the Heinrich event-1, which was detected in the sediment of the Atlantic region. The spread of junipers (*Juniperus* sp.) was indicated from the pollen results, which also recognizable in the plant macrofossils. From 12,500 cal yr BP, spruce (*Picea abies*) became frequent, the species spread on the crater slope. Together with this change, *Sphagnum* sp. appeared in the sediment. **The Younger Dryas cooling is detected by a short-term decrease in the organic content of the sediment, in parallel with frequent spruce (*Picea abies*) and birch (*Betula* sp.) remains between 13,000 and 12,500 cal yr BP, suggesting that they became more frequent around the lake, although Poaceae and *Artemisia* spread in the region at the same time.** From the onset of the Holocene, *Sphagnum* sp. became more frequent in the sediment, suggesting decreasing water-level at the lake. The first appearance of swiss stone pine (*Pinus cembra*) was detected during the mid-Holocene.

The plant macrofossil analysis of Kokad mire revealed the past vegetation and water-level changes around the mire together with the reconstruction of local fire history. **Based on my results, I have proved that mesotrophic conditions occurred alongside brown mosses during the LPG, where reed (*Phragmites australis*) and bulrush (*Typha angustifolia* and *T. latifolia*) were present in the mosaic-like shallow lake, which gradually became dominated by reedswamp by 18,300 cal yr BP, where some birch (*Betula***

pendula/pubescens) was also present. Around the mire, remains of conifers (*Pinus* sp.) with common mare's-tail (*Hippuris vulgaris*) and reed imply to their spread in stagnant water conditions until 16,600 cal yr BP. The appearance of bulrush imply warm, > 12–15.7 °C July mean temperatures soon after the LGM in the Érmellék region. The timing of the detected biogenic carbonate formation at Kokad mire is one of the earliest in the GHP at 16,170 cal yr BP. The major period of the carbonate formation (from 15200 cal yr BP) preceded other similar events identified within the GHP substantially, by 3000 years. From the onset of the Holocene, indicator species suggest warmer, shallow water-level conditions together with high macrocharcoal peaks which imply to local fire events and a dry mire surface during the last 1700 years.

Plant macrofossil, pollen, loss-on-ignition and macrocharcoal results of the **Retezat Mts** revealed that both the treeline and timberline were situated at higher altitudes in the past. **Both the treeline and the timberline reached their maximum elevation between 8000 and 3200 cal yr BP and the altitudinal amplitude of their fluctuation was 100–150 m.** On the southern slope of the Retezat, dwarf pine (*Pinus mugo*) dominated the vegetation at the level of 2040 m a.s.l. until the mid-Holocene, while Swiss stone pine (*P. cembra*) and Norway spruce (*Picea abies*) formed a closed forest at 1910 m asl. A comparison of the plant macrofossil and pollen results suggested that human impact in the Retezat Mts. probably became significant during the Bronze Age, from 4200 cal yr BP, and it significantly changed the species composition and the extension of the treeline ecotone zone. The present-day vegetation of alpine meadows dominated by *Nardus stricta* and *Festuca* sp. was developed during the last 2600–2000 years.

Results from the high altitude lakes indicate strong dependence between vegetation and climate, the speed of climate change and human presence. Global warming would result in altitudinal movement of species, although with smaller amplitude than in the Alps. The decline of pastoralism, the change of landscape and the appearance of sport activities at high mountain regions would affect the vegetation responses in the Retezat Mts. My results are contributing to reveal vegetation responses to global warming at different altitudes. To widen our knowledge of past changes, such investigations particularly at high elevations are essential to understand anthropogenic factors and to get answers from the last 4200 years.

11. Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőm, Dr. Magyar Enikő áldozatos munkájáért, szakmai tanácsaiért és segítőkészségéért a doktori kutatásom során. Dr. Pálfy Józsefnek az MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport munkájába való bevonásért. Kiemelt köszönet illeti a ProLong projekt tagjainak fáradhatatlan munkáját, a publikációkban résztvevő összes társszerző segítségét.

Külön köszönettel tartozom Jakab Gusztávnak a makrofosszília minták határozásában és fényképezésében nyújtott segítségéért és Deli Tamásnak a Kokadi-láp csigahéjainak határozásáért. Hálásan köszönöm Pató Zsuzsanna, Pál Ilona, Szikszay László, Hubay Katalin és Biró Tamás segítségét doktori munkám során.

Hálás vagyok Dr. Walter Finsingernek (Montpellier, Franciaország) és Dr. Magdalena Moskal-del Hoyónak (Krakkó, Lengyelország), akik a makroszkopikus méretű faszénvizsgálatok statisztikai háttérében, illetve azok fajszintű határozásában nyújtottak elvülhetetlen segítséget számomra.

A doktori kutatásom nem jöhetett volna létre az OTKA NF, a Campus France 2016 ösztöndíjprogram és a Tempus Közalapítvány MÖB ösztöndíj programjának támogatása nélkül. A doktori disszertáció elkészítéséhez az Új Nemzeti Kiválóság Pályázat 2017-es ösztöndíja és a GINOP (GINOP-2.3.2-15-2016-00009) pályázat is támogatást nyújtott.

Továbbá köszönetem szeretném kifejezni az alábbi személyeknek: Baricza Ágnes, Csúri Piroska, Kesjár Dóra, Rohács Andrea, Tállai Dóra. Ez a dolgozat nem készülhetett volna el Lóri, Ági, Anyu és Apu támogatása nélkül.

12. Irodalomjegyzék

- AARNES, I., KÜHL, N., & BIRKS, H. H. 2012: Quantitative climate reconstruction from late-glacial and early Holocene plant macrofossils in western Norway using the probability density function approach. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **170**, 27–39.
- ALEXANDROWICZ, S. W., NADACHOWSKI, A., RYDLEWSKI, J., VALDE-NOWAK, P., & WOŁOSZYN, B. W. 1985: Subfossil fauna from a cave in the Sobczański Gully (Pieniny Mts., Poland). – *Folia Quaternaria* **56**, 57–78.
- ALM, T., & BIRKS, H. H. 1991: Late Weichselian flora and vegetation of Andøya, Northern Norway-macrofossil (seed and fruit) evidence from Nedre Æråsvatn. – *Nordic Journal of Botany* **11/4**, 465–476.
- AMMANN, B., KNAAP, W. O. VAN DER, LANG, G., GAILLARD, M.-J., KALTENRIEDER, P., RÖSCH, M., FINSINGER, W., WRIGHT, H. E., & TINNER, W. 2014: The potential of stomata analysis in conifers to estimate presence of conifer trees: examples from the Alps. – *Vegetation History and Archaeobotany* **23/3**, 249–264.
- 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* **631/1**, 121–141.
- ARNO, S. F., & HAMMERLY, R. P. 1984: Timberline: mountain and arctic forest frontiers Vancouver: Douglas and McIntyre. p. 304.
- ARNOLD, E. R., & GREENFIELD, H. J. 2006: The origins of Transhumant Pastoralism in Temperate Southeastern Europe. – *Oxford: Archaeopress* 243–252.
- 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**, 1–6.
- ATHERTON, I., BOSANQUET, S. D., & LAWLEY, M. 2010: Mosses and liverworts of Britain and Ireland: a field guide British Bryological Society Plymouth.
- BARBER, K. E., CHAMBERS, F. M., MADDY, D., STONEMAN, R., & BREW, J. S. 1994: A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. – *The Holocene* **4/2**, 198–205.
- BENGTSSON, L., & ENELL, M. 1986: Chemical analysis. – In: *Berglund, B. E. (Ed.): Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology* 423–451 Chichester: Wiley.
- BENNETT, K. D., & WILLIS, K. J. 2001: Pollen. 5–32 Springer.
- BENNETT, K. D. 1994: Confidence intervals for age estimates and deposition times in late-Quaternary sediment sequences. – *The Holocene* **4/4**, 337–348.
- BENNETT, K. D., & PROVAN, J. 2008: What do we mean by ‘refugia’? – *Quaternary Science Reviews* **27/27–28**, 2449–2455.
- BENNETT, K. D., TZEDAKIS, P. C., & WILLIS, K. J. 1991: Quaternary Refugia of North European Trees. – *Journal of Biogeography* **18/1**, 103–115.
- BERGER, A., & LOUTRE, M. F. 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million years. – *Quaternary Science Reviews* **10/4**, 297–317.
- BERNASCONI, S. M., & MCKENZIE, J. A. 2007: Lake sediments. – In: *Elias, S. A. (Ed.): Encyclopaedia of Quaternary Science* 2 Vol. 1, 351–359 Elsevier.
- BERTHEL, N., SCHWÖRER, C., & TINNER, W. 2012: Impact of Holocene climate changes on alpine and treeline vegetation at Sanetsch Pass, Bernese Alps, Switzerland. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **174**, 91–100.
- BEUG, H.-J. 2004: Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete– *Verlag Friedrich Pfeil* 2., Aufl., Vol. 21 Munich: Verlag Friedrich Pfeil.
- BIRKS, H. H. 2007: Plant macrofossil introduction. – *Encyclopedia of Quaternary Science* 2266–2288.

- BIRKS, H. H., & AMMANN, B. 2000: Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14,000- 9,000 calendar years B.P.) from Europe. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **97/4**, 1390–1394.
- BIRKS, H. J. B., & BIRKS, H. H. 1980: Quaternary palaeoecology Edward Arnold London. p. 289.
- BIRKS, H. H., & BIRKS, H. J. B. 2000: Future uses of pollen analysis must include plant macrofossils. – *Journal of Biogeography* **27/1**, 31–35.
- BIRKS, H. J. B., & WILLIS, K. J. 2008: Alpines, trees, and refugia in Europe. – *Plant Ecology & Diversity* **1/2**, 147–160.
- BIRKS, H. H., & BJUNE, A. E. 2010: Can we detect a west Norwegian tree line from modern samples of plant remains and pollen? Results from the DOORMAT project. – *Vegetation History and Archaeobotany* **19/4**, 325–340.
- BIRKS, H. J. B., HEIRI, O., SEPPÄ, H., & BJUNE, A. E. 2011: Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on late-Quaternary biological proxies. – *Open Ecology Journal* **3/1**, 68–110.
- BIRKS, H. H. JONES, V. J., BROOKS, S. J., BIRKS, H. J. B., TELFORD, R. J., JUGGINS, S., & PEGLAR, S. M. 2012: From cold to cool in northernmost Norway: Lateglacial and early Holocene multi-proxy environmental and climate reconstructions from Jansvatnet, Hammerfest. – *Quaternary Science Reviews* **33**, 100–120.
- BJÖRCK, S., WALKER, M. J. C., CWYNAR, L. C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K., LOWE, J. J., & WOHLFARTH, B. 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: Published for the Quaternary Research Association* **13/4**, 283–292.
- BJÖRCKMAN, L., FEURDEAN, A., & WOHLFARTH, B. 2003: Late-Glacial and Holocene forest dynamics at Steregoiu in the Gutaiului Mountains, Northwest Romania. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **124/1–2**, 79–111.
- BLAAUW, M., & CHRISTEN, J. A. 2013: BACON Manual e V2. 2.
- BLOTT, S. J., & PYE, K. 2012: Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. – *Sedimentology* **59/7**, 2071–2096.
- BOBEK, P., SVOBODOVÁ-SVITAVSKÁ, H., POKORNÝ, P., ŠAMONIL, P., KUNEŠ, P., KOZÁKOVÁ, R., ABRAHAM, V., KLINEROVÁ, T., SVARCOVÁ, M. G., JAMRICHOVÁ, E., KRAUSEOVÁ, E. & WILD, J. 2019: Divergent fire history trajectories in Central European temperate forests revealed a pronounced influence of broadleaved trees on fire dynamics. *Quaternary Science Reviews* **222**, 105865.
- BOJNANSKÝ, V., & FARGAŠOVÁ, A. 2007: Atlas of Seeds and Fruits of Central and East-European Flora: The Carpathian Mountains Region Springer Science & Business Media.
- BÖLÖNI, J., & KUN, A. 2011: Magyarország élőhelyei. – *Vegetációtípusok leírása és határozója, ANÉR*. MTA ÖBKI. pp. 441.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G., & IVY, S. 1992: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. – *Nature*. **360**: 245-249.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J., & BONANI, G. 1993: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature* **365/6442**, 143–147.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DEMENOCAL, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I., & BONANI, G. 1997: A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. – *Science* **278/5341**, 1257–1266.
- BOND, G. C., SHOWERS, W., ELLIOT, M., EVANS, M., LOTTI, R., HAJDAS, I., BONANI, G., & JOHNSON, S. 1999: The North Atlantic's 1-2 Kyr Climate Rhythm: Relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age. – In: Clark, P. U., R. S. Webb, & L. D. Keigwin (Eds.): 35–58 American Geophysical Union.

- BORSY, Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő* **XXXVIII/3–4**, 211–224.
- BORSY, Z., CSONGOR, É., LÓKI, J., SÁRKÁNY, S., & SZABÓ, I. 1982: A futóhomok mozgásainak periódusai az Alföld ÉK részében. – *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica* **20**, 5–16.
- BORZA, A. 1934: Studii fitosociologice în munții Retezat. – *Bul. Grăd. Bot. și al Muz. Botanic de la Universitatea din Cluj* **14**: 1-84.
- BRADÁK, B., THAMÓ-BOZSÓ, E., KOVÁCS, J., MÁRTON, E., CSILLAG, G., & HORVÁTH, E. 2011: Characteristics of Pleistocene climate cycles identified in Cérna Valley loess-paleosol section (Vértesacska, Hungary). – *Quaternary International* **234/1–2**, 86–97.
- BRAUER, A., ALLEN, J. R. M., MINGRAM, J., DULSKI, P., WULF, S., & HUNTLEY, B. 2007: Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **104/2**, 450–5.
- BROECKER, W., BOND, G., KLAS, M., CLARK, E., & MCMANUS, J. 1992: Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. – *Climate Dynamics* **6/3–4**, 265–273.
- BROTHERS, S., VERMAIRE, J. C., & GREGORY-EAVES, I. 2008: Empirical models for describing recent sedimentation rates in lakes distributed across broad spatial scales. – *Journal of Paleolimnology* **40/4**, 1003–1019.
- BUCZKÓ, K., VÖRÖS, L., & CSERNY, T. 2005: The diatom flora and vegetation of Lake Balaton from sediment cores according to Márta Hajós's legacy. – *Acta Botanica Hungarica* **47/1–2**, 75–115.
- BUCZKÓ, K., MAGYARI E., K., BITUSIK, L., WACNIK, A. 2009: Review of dated Late Quaternary palaeolimnological records in the Carpathian Region, East-Central Europe. *Hydrobiologia* **631**: 3-28.
- 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.
- BURÓ, B., SIPOS, G., LÓKI, J., ANDRÁSI, B., & FÉLEGYHÁZI, E. 2016: Assessing Late Pleistocene and Holocene phases of aeolian activity on the Nyírség alluvial fan, Hungary *Quaternary International* **425**: 183-195.
- BUURMAN, P., VAN LAGEN, B., & VELTHORST, E. J. 1996: Manual for Soil and Water Analysis. 314 Department of Soil Science and Geology, Wageningen Agricultural University.
- CARCAILLET, C., BOUVIER, M., FRÉCHETTE, B., LAROCHE, A. C. A. C., & RICHARD, P. J. H. 2001: Comparison of pollen-slide and sieving methods in lacustrine charcoal analyses for local and regional fire history. – *The Holocene* **11/4**, 467–476.
- CARCAILLET, C., ALMQUIST, H., ASNONG, H., BRADSHAW, R. H. W., CARRIÓN, J. S., GAILLARD, M.-J., GAJEWSKI, K., HAAS, J. N., WILLIS, K. J. 2002: Holocene biomass burning and global dynamics of the carbon cycle. – *Chemosphere* **49/8**, 845–863.
- CARCAILLET, C., ALI, A. A., BLARQUEZ, O., GENRIES, A., MOURIER, B., & BREMOND, L. 2009: Spatial variability of fire history in subalpine forests: From natural to cultural regimes. – *Ecoscience* **16/1**, 1–12.
- CARTER, V. A., MORAVCOVÁ, A., CHIVERRELL, R. C., CLEAR, J. L., FINSINGER, W., DRESLEROVÁ, D., HALSALL, K., KUNEŠ, P. 2018: Holocene-scale fire dynamics of central European temperate spruce-beech forests. *Quaternary Science Reviews* **191**, 15-30.
- CARPENTER, S. R. 2007: Nonmarine Biogenic Carbonates. – In: *Elias, S. (Ed.): Encyclopedia of Quaternary Science* 317–331 Elsevier.
- CLARK, J. S., LYNCH, J., STOCKS, B. J., & GOLDAMMER, J. G. 1998: Relationships between charcoal particles in air and sediments in west-central Siberia. – *The Holocene* **8/1**, 19–29.
- 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*.
- COLDEA, G., & CRISTEA, V. 1998: Floristic and Community Diversity of Sub-Alpine and Alpine Grasslands and Grazed Dwarf-Shrub Heaths in the Romanian Carpathians. – *Pirineos* **73/c**, 151–152.

- CRANN, C. A., PATTERSON, R. T., MACUMBER, A. L., GALLOWAY, J. M., ROE, H. M., BLAAUW, M., SWINDLES, G. T., & FALCK, H. 2015: Sediment accumulation rates in subarctic lakes: Insights into age-depth modeling from 22 dated lake records from the Northwest Territories, Canada. – *Quaternary Geochronology* **27**, 131–144.
- 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* **267/1**, 51–63.
- CSERNY, T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. – *Földtani Közlöny* **132**, 193–213.
- CSERNY, T., & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton (Hungary). – *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology* **46**, 605–618.
- CSERNY, T., & SÜMEGI, P. 2003: Late Quaternary geohistory of Sárrét Basin, based on studies on core Sárrét-2, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **46/4**, 391–405.
- CSINÁDY, G. 1960: A kokadi láp palynológiai vizsgálata. – *Acta Univ. Debrecen* **6/2**, 239–251.
- CSÚRÖS, S., CSÚRÜS-KÁPTALAN, M., & NAGHY, F. 1956: Contribuții la studiul vegetației alpine a regiunii centrale a Munților Retezat. – *St. și Cerc. de Biol* 1–4.
- DANI, J. 2005: The Pocsaj area in the Bronze Age. – In: *Sümeği, P., I. Juhász, & E. Gál (Eds.): Environmental archaeology in north-eastern Hungary* Varia Archaeologica Hungarica. 301–308.
- DANIAU, A. L., HARRISON, S. P., & BARTLEIN, P. J. 2010: Fire regimes during the Last Glacial. – *Quaternary Science Reviews*. **29**: 2918-2930.
- DÄNIKER, A. 1932: Biologische Studien über Baum- und Waldgrenze, insbesondere über die klimatischen Ursachen und deren Zusammenhänge. – *Vierteljahresschr Naturforsch Ges. Zürich* **68**, 1–102.
- DANSGAARD, W., CLAUSEN, H. B., GUNDESTRUP, N., JOHNSEN, S. J., & RYGMER, C. 1985: Dating and climatic interpretation of two deep Greenland ice cores. *American Geophysical Union*. 71–76.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A. E., JOUZEL, J., & BOND, G. 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – *Nature*.
- DOMOKOS, T., & PELBÁRT, J. 2011: A magyarországi recens puhatestűek (Mollusca) magyar köznyelvi elnevezései (2011). *Natura Bekesiensis* 7: 23–48.
- DULLINGER, S., DIRNBÖCK, T., KÖCK, R., HOCHBICHLER, E., ENGLISCH, T., SAUBERER, N., & GRABHERR, G. 2005: Interactions among tree-line conifers: Differential effects of pine on spruce and larch. – *Journal of Ecology* **93/5**, 948–957.
- ENGEL, Z., NÝVLT, D., KRÍŽEK, M., TREML, V., JANKOVSKÁ, V., & LISÁ, L. 2010: Sedimentary evidence of landscape and climate history since the end of MIS 3 in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. – *Quaternary Science Reviews* **29/7–8**, 913–927.
- ESHEL, G., LEVY, G. J., MINGELGRIN, U., & SINGER, M. J. 2004: Critical Evaluation of the Use of Laser Diffraction for Particle-Size Distribution Analysis. – *Soil Science Society of America Journal* **68/3**, 736.
- EUROLA, S., HICKS, S., & KAAKINEN, E. 1984: Key to Finnish Mire Types. – In: *Moore, P. D. (Ed.): European mires* 11–117 London: Academic Press.
- FAJER, M., WAGA, J. M., RZETALA, M. M. A., SZYMCZYK, A., NITA, M., MACHOWSKI, R., & RUMAN, M. 2012: The Late Vistulian and Holocene evolution of Jezioro Lake: a record of environmental change in southern Poland found in deposits and landforms. – *Journal of Paleolimnology* **48/4**, 651–667.
- FĂRÇAȘ, S., DE BEAULIEU, J.-L., REILLE, M., COLDEA, G., DIACONEASA, B., GOEURY, C., GOSLAR, T., & JULL, T. 1999: First ¹⁴C datings of Late Glacial and Holocene pollen sequences from Romanian Carpathes. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series III - Sciences de la Vie* **322/9**, 799–807.
- FĂRÇAȘ, S., TANȚĂU, I., BODNARIUC, A. 2003: The Holocene human presence in Romanian Carpathians, revealed by the palynological analysis – *Würzburger Geographische Manuskripte* **63**: 113 – 130.
- FĂRÇAȘ, S., TANȚĂU, I., URSU, T., GOSLAR, T., POPESCU, F., STOICA, I. A. 2006: The study of the late-and

- postglacial dynamics of the vegetation from Pestenea (Poiana Rusca Mountains). – *Contributii Botanice* **XLI**: 109–118.
- FĂRCAȘ, S., TANȚĂU, I., TURTUREANU, P. D., 2013: *Larix decidua* Mill. in Romania: current and past distribution, coenotic preferences, and conservation status. – *Contributii Botanice* **XLVIII**, 39–50.
- FEURDEAN, A., MOSBRUGGER, V., ONAC, B. P., POLYAK, V., & VERES, D. 2007:a Younger Dryas to mid-Holocene environmental history of the lowlands of NW Transylvania, Romania. – *Quaternary Research* **68/3**, 364–378.
- FEURDEAN, A., WOHLFARTH, B., BJÖRKMANN, L., TANTAU, I., BENNIKE, O., WILLIS, K. J., FARCAS, S., & ROBERTSSON, A. M. 2007:b The influence of refugial population on Lateglacial and early Holocene vegetational changes in Romania. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **145/3–4**, 305–320.
- FEURDEAN, A., KLOTZ, S., BREWER, S., MOSBRUGGER, V., TĂMAȘ, T., & WOHLFARTH, B. 2008: Lateglacial climate development in NW Romania - Comparative results from three quantitative pollen-based methods. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **265/1–2**, 121–133.
- FEURDEAN, A., SPESSA, A., MAGYARI, E. K., WILLIS, K. J., VERES, D., & HICKLER, T. 2012: Trends in biomass burning in the Carpathian region over the last 15,000 years. – *Quaternary Science Reviews* **45**, 111–125.
- FEURDEAN, A., PERȘOIU, A., TANȚĂU, I., STEVENS, T., MAGYARI, E. K., ONAC, B. P., MARKOVIĆ, S., ANDRIČ, M., ZERNITSKAYA, V. 2014: Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8ka. – *Quaternary Science Reviews* **106/0**, 206–224.
- FEURDEAN, A., GAŁKA, M., TANȚĂU, I., GEANTĂ, A., HUTCHINSON, S. M., & HICKLER, T. 2016: Tree and timberline shifts in the northern Romanian Carpathians during the Holocene and the responses to environmental changes. – *Quaternary Science Reviews* **134**, 100–113.
- FEURDEAN, A., & TANȚĂU, I. 2017: The Evolution of Vegetation from the Last Glacial Maximum Until the Present. – In: *Radoane, M. & A. Vespreamanu-Stroe (Eds.): 67–83* Cham: Springer International Publishing.
- FINSINGER, W., BIGLER, C., KRÄHENBÜHL, U., LOTTER, A. F., & AMMANN, B. 2006: Human impacts and eutrophication patterns during the past ~200 years at Lago Grande di Avigliana (N. Italy). – *Journal of Paleolimnology* **36/1**, 55–67.
- FINSINGER, W., & TINNER, W. 2007: Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2135 m a.s.l.): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. – *The Holocene* **17/8**, 1119–1127.
- FINSINGER, W., KELLY, R., FEVRE, J., & MAGYARI, E. K. 2014: A guide to screening charcoal peaks in macrocharcoal-area records for fire-episode reconstructions. – *The Holocene* **24/8**, 1002–1008.
- FINSINGER, W., FEVRE, J., ORBÁN, I., PÁL, I., VINCZE, I., HUBAY, K., BIRKS, H. H., BRAUN, M., TÓTH, M., & MAGYARI, E. K. 2018: Holocene fire-regime changes near the treeline in the Retezat Mts. (Southern Carpathians, Romania). – *Quaternary International* **477**: 94–105.
- FLETCHER, W. J., & SÁNCHEZ GOÑI, M. F. 2008: Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. – *Quaternary Research* **70**: 451–464.
- FLETCHER, W. J., SÁNCHEZ GOÑI, M. F., ALLEN, J. R. M., CHEDDADI, R., COMBOURIEU-NEBOUT, N., HUNTLEY, B., LAWSON, I., LONDEIX, L., MAGRI, D., MARGARI, V., MÜLLER, U. C., NAUGHTON, F., NOVENKO, E., ROUCOUX, K., & TZEDAKIS, P. C. 2010: Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. – *Quaternary Science Reviews* **29/21–22**, 2839–2864.
- FÜGEDI, U., POCSAI, T., KUTI, L., HORVÁTH, I., & VATAI, J. 2008: A mészfelhalmozódás földtani okai Közép-Magyarország talajaiban. – *Agrokémia és Talajtan* **57/2**, 239–260.
- FÜZESI, A., BARTUS, D., FÜLÖP, K., JUHÁSZ, L., RUPNIK, L., SIKLÓSI, Z., V. SZABÓ, G., SZILÁGYI, M., & VÁCZI, G. 2015: Preliminary report on the field surveys and excavations in the vicinity of Berettyóújfalu. – *Dissertationes Archaeologicae* **3/3**, 223–239.
- GAILLARD, M.-J. 1984: Analyse pollinique et macrorestes Végétaux des sédiments tardi-et postglaciaires du Grand Marais de Boussens, Moyen-Pays Romand, Suisse. – *Dissertationes botanicae* **72**, 117–136.
- GAILLARD, M.-J. 2007: Plant Macrofossil Methods and Studies: Paleolimnological applications. – In:

- GÁL, E. 2005: Animal remains from archaeological excavations in north-eastern Hungary. – In: Gál, E., I. Juhász, & P. Sümegi (Eds.): *Environmental Archaeology in North-eastern Hungary* 139–174 Budapest: Varia Archaeologica Hungarica.
- GÁL, E., JUHÁSZ, I. & SÜMEGI, P. 2005: Environmental Archaeology in North-Eastern Hungary. MTA Régészeti Intézet, Budapest. pp. 426.
- GALKA, M., & SZNEL, M. 2013: a Late Glacial and Early Holocene development of lakes in northeastern Poland in view of plant macrofossil analyses. – *Quaternary International* **292**, 124–135.
- GALKA, M., TOBOLSKI, K., ZAWISZA, E., & GOSLAR, T. 2014: Postglacial history of vegetation, human activity and lake-level changes at Jezioro Linówek in northeast Poland, based on multi-proxy data. – *Vegetation History and Archaeobotany* **23/2**, 123–152.
- GEANANA, M. 1991: The influence of geographical position on the upper tree line in the Romanian Carpathians. *Studii Universitatis Babeş-Bolyai: Geographia* (1991): 40–41. – *Annals of University from Bucharest* 39–44p.
- GEANTA, A., GALKA, M., TANTAU, I., HUTCHINSON, S. M., MINDRESCU, M., & FEURDEAN, A. 2014: High mountain region of the Northern Romanian Carpathians responded sensitively to Holocene climate and land use changes: A multi-proxy analysis. – *The Holocene* **24/8**, 944–956.
- GENCSI, L., & VANCSURA, R. 1992: Dendrology. – *Forest Botany–Part II. (Dendrológia. Erdészeti növénytan II.)* Mezőgazda Kiadó, Budapest pp. 449–451.
- GENRIES, A., FINSINGER, W., ASNONG, H., BERGERON, Y., CARCAILLET, C., GARNEAU, M., HÉLY, C., & ALI, A. A. 2012: Local versus regional processes: can soil characteristics overcome climate and fire regimes by modifying vegetation trajectories? – *Journal of Quaternary Science* **27/7**, 745–756.
- GIGNAC, L. D., HALSEY, L. A., & VITT, D. H. 2000: A bioclimatic model for the distribution of Sphagnum - dominated peatlands in North America under present climatic conditions. – *Journal of Biogeography* **27**, 1139–1151.
- 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* **12/3**, 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 records. – *Holocene* **15/5**, 672–686.
- GODO, G.H., REISENAUER, H.M. 1980: Plant Effects on Soil Manganese Availability. *Soil Science America Journal* 44: 993–995.
- GRACE, J. B., & WETZEL, R. G. 1981: Habitat Partitioning and Competitive Displacement in Cattails (Typha): Experimental Field Studies. – *The American Naturalist* **118/4**, 463.
- GRACE, J., BERNINGER, F., & NAGY, L. 2002: Impacts of climate change on the tree line. – *Annals of Botany* **90/4**, 537–544.
- GRIMM, E. 1992: TILIA and TILIA-GRAPH: Pollen spreadsheet and graphics programs. 52 Aix-en-Provence.
- GREGUSS, P. 1940: Kritikai megjegyzések a magyarországi prehisztórikus faszemek meghatározásaira. – *Botanikai Közlemények* **37**: 189–191.
- GROOTES, P. M., STUIVER, M., WHITE, J. W. C., JOHNSEN, S., & JOUZEL, J. 1993: Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. – *Nature* **366/6455**, 552.
- GROOTJANS, A. P., VAN DIGGELEN, R., WASSEN, M. J., & WIERSINGA, W. A. 1988: The effects of drainage on groundwater quality and plant species distribution in stream valley meadows. – *Vegetatio* **75/1–2**, 37–48.
- GROUSSET, F. E., PUJOL, C., LABEYRIE, L., AUFFRET, G., & BOELAERT, A. 2000: Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? – *Geology* **28/2**, 123–126.
- GUPTA, A. K. 2013: *Potamogeton natans*. – *The IUCN Red List of Threatened Species*.

- GYULAI, F. 2010: Archaeobotany in Hungary. Budapest: Archaeolingua. p. 480.
- HAAS, J. N. 1994: First identification key for charophyte oospores from central Europe. – *European Journal of Phycology* **29/4**, 227–235.
- 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* **291/1–2**, 106–127.
- HANNON, G. E., & GAILLARD, M.-J. 1997: The plant-macrofossil record of past lake-level changes. – *Journal of Paleolimnology* **18/1**, 15–28.
- HARANGI, S., MOLNAR, M., VINKLER, A. P., KISS, B., JULL, A. J. T., & LEONARD, A. G. 2010: Radiocarbon Dating of the Last Volcanic Eruptions of Ciomadul Volcano, Southeast Carpathians, Eastern-Central Europe. – *Radiocarbon* **52/3**, 1498–1507.
- HARRISON, S. P., & PRENTICE, C. I. 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* **9/7**, 983–1004.
- HARSCH, M. A., HULME, P. E., MCGLONE, M. S., & DUNCAN, R. P. 2009: Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. – *Ecology Letters* **12/10**, 1040–1049.
- HASLAM, S. M. 1972: *Phragmites Communis* Trin. (*Arundo Phragmites* L.,? *Phragmites Australis* (Cav.) Trin. ex Steudel). – *Journal of Ecology* **60/2**, 585–610.
- HEDENAS, L. 1994: Environments indicated by bryophytes in early Weichselian interstadial deposits from northern Sweden. – *Lindbergia* **19**, 87–105.
- 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* **24/7**, 802–815.
- HEINRICH, H. 1988: Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. – *Quaternary Research*. **29**: 142-152.
- 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* **25/1**, 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* **13/4**, 477–484.
- HEIRI, O., KOINIG, K. A., SPÖTL, C., BARRETT, S., BRAUER, A., DRESCHER-SCHNEIDER, R., GAAR, D., IVY-OCHS, S., TINNER, W. 2014: Palaeoclimate records 60-8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. – *Quaternary Science Reviews* **106**, 186–205.
- HEMMING, S. R. 2004: Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. – *Reviews of Geophysics* **42/2003**, 1–43.
- HERTELENDI, E., SÜMEGI, P., & SZÖÖR, G. 1992: Geochronologic and paleoclimatic characterization of Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain. – *Radiocarbon* **34/3**, 833–839.
- HIGUERA, P. E., BRUBAKER, L. B., ANDERSON, P. M., HU, F. S., & BROWN, T. A. 2009: Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. – *Ecological Monographs* **79/2**, 201–219.
- HOLMES, J. 2011: Ostracoda. – *In: Tracking environmental change using lake sediments*. Springer. p. 125–151.
- HOLTMEIER, F.-K. 1981: What Does the Term “Krummholz” Really Mean? Observations with Special Reference to the Alps and the Colorado Front Range. – *Mountain Research and Development* **1/3/4**, 253–260.
- HOLTMEIER, F.-K. 2009: Mountain Timberlines: Ecology, Patchiness, and Dynamics Springer Science & Business Media. p. 438.
- HOLTMEIER, F.-K., & BROLL, G. 2005: Sensitivity and response of northern hemisphere altitudinal and polar

- treelines to environmental change at landscape and local scales. – *Global Ecology and Biogeography* **14/5**, 395–410.
- HORIBA INC. 2012: A guidebook to particle size analysis. p. 30. Online elérhető: https://www.horiba.com/fileadmin/uploads/Scientific/Documents/PSA/PSA_Guidebook.pdf
- 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* **37/8**, 1450–1462.
- HUBAY, K., BRAUN, M., BUCZKÓ, K., PÁL, I., VERES, D., TÚRI, M., BIRÓ, T., & MAGYARI, E. 2018:a Holocene environmental changes as recorded in the geochemistry of glacial lake sediments from Retezat Mountains, South Carpathians. – *Quaternary International* **477**, 19–39.
- HUBAY, K., MOLNÁR, M., ORBÁN, I., BRAUN, M., BIRÓ, T., & MAGYARI, E. 2018:b Age–depth relationship and accumulation rates in four sediment sequences from the Retezat Mts, South Carpathians (Romania). – *Quaternary International* **477**, 7–18.
- HUNTLEY, B., & BIRKS, H. J. B. 1983:a An atlas of past and present pollen maps for Europe, 0–13,000 years ago. Cambridge University Press. p. 688.
- HUNTLEY, B., SPICER, R. A., CHALONER, W. G., & JARZEMBOWSKI, E. A. 1993:b The Use of Climate Response Surfaces to Reconstruct Palaeoclimate from Quaternary Pollen and Plant Macrofossil Data [and Discussion]. – *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences* **341/1297**, 215 LP – 224.
- HUPUCZI, J., LÓCSKAI, T., HUM, L., & SÜMEGI, P. 2006: Heinrich események kimutatása hazai löszszelvény alapján. *Malakológiai Tájékoztató* **24**: 31–34.
- IFJ. PAPP, L., PAPP, L., GYARMATHY, I., & BARANYI, T. 2010: A Kék-Kálló-völgyének természeti értékei. Debrecen.
- ISARIN, R. F. B., & BOHNCKE, S. J. P. 1999: Mean July Temperatures during the Younger Dryas in Northwestern and Central Europe as Inferred from Climate Indicator Plant Species. – *Quaternary Research* **51/2**, 158–173.
- IVERSEN, J. 1941: Land occupation in Denmark's stone age. – *Danmarks Geologiske Undersogelse II Raekke* **66**, 1–68.
- IVERSEN, J. 1954: The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. – *Danmarks Geologiske Undersogelse* **2/80**, 87–119.
- JAKAB, G., SÜMEGI, P., & MAGYARI, E. 2004: A new paleobotanical method for the description of Late Quaternary organic sediments (Mire-development pathways and paleoclimatic records from S Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **47/4**, 373–409.
- JAKAB, G., SÜMEGI, P., & SZÁNTÓ, Z. 2005: Késő-glaciális és holocén vízszintingadozások a Szigligeti-öbölben (Balaton) makrofosszília vizsgálatok alapján. (Late glacial and Holocene water level changes in the Szigliget Bay, Lake Balaton based on macrofossil investigations). – *Földtani Közlöny* **135/3**, 405–431.
- JAKAB, G., MAJKUT, P., JUHÁSZ, I., GULYÁS, S., SÜMEGI, P., & TÖRÓCSIK, T. 2009: Palaeoclimatic signals and anthropogenic disturbances from the peatbog at Nagybárcány (North Hungary). – In: *Buczko, K., J. Korponai, J. Padisák, & S. W. Starratt (Eds.): 87–106* Springer Netherlands.
- JAKAB, G., & SÜMEGI, P. 2011: Negyedidőszaki makrobotanika Szeged: GeoLitera - SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport.
- JANCSIK, P. 2001: A Retezát-hegység (The Retezat Mountains). – *Pallas-Akadémia Könyvkiadó, Csíkszereda* 144.
- JANKOVSKA, V., & POKORNÝ, P. 2008: Forest vegetation of the last full-glacial period in the Western Carpathians (Slovakia and Czech Republic). – *Preslia* **80/3**, 307–324.
- JÁRAINÉ-KOMLÓDI, M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetációtörténetéhez II (Quaternary vegetation history of the Great Hungarian Plain). – *Botanikai Közlemények* **56**, 43–55.

- JENEI, M., GULYÁS, S., SUMEGI, P., MOLNÁR, M., BOARD, A., 2007: Holocene lacustrine carbonate formation: old ideas in the light of new radiocarbon data from a single site in Central Hungary. – *Radiocarbon* **49/2**, 1017–1022.
- JULER, C. 2014: După coada oilor: long-distance transhumance and its survival in Romania. – *Pastoralism* **4/1**, 4.
- KARÁTSON, D., TELBISZ, T., HARANGI, S., MAGYARI, E., DUNKL, I., KISS, B., JÁNOSI, C., VERES, D., BRAUN, M., FODOR, E., BIRÓ, T., KÓSIK, S., 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.
- KARÁTSON, D., WULF, S., VERES, D., MAGYARI, E. K., GERTISSER, R., TIMAR-GABOR, A., NOVOTHNY, TELBISZ, T., SZALAI, Z., ANECHITEI-DEACU, V., APPELT, O., BORMANN, M., JÁNOSI, C., HUBAY, K., & SCHÄBITZ, F. 2016: The latest explosive eruptions of Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians - A tephrostratigraphic approach for the 51-29 ka BP time interval. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **319**, 29–51.
- KARÁTSON, D., VERES, D., WULF, S., GERTISSER, R., MAGYARI, E., & BORMANN, M. 2017: The youngest volcanic eruptions in East-Central Europe—new findings from the Ciomadul lava dome complex, East Carpathians, Romania. – *Geology Today* **33/2**, 60–65.
- KARÁTSON, D., TELBISZ, T., DIBACTO, S., LAHITTE, P., SZAKÁCS, A., VERES, D., GERTISSER, R., JÁNOSI, C., & TIMÁR, G. 2019: Eruptive history of the Late Quaternary Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians, part II: magma output rates. – *Bulletin of Volcanology* **81/4**, 28.
- KASSE, C., BOHNCKE, S. J. P., VANDENBERGHE, J., & GÁBRIS, G. 2010: Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). – *Proceedings of the Geologists' Association* **121/2**, 180–194.
- KATZ, N. J., KATZ, S. V., & KIPIANI, M. G. 1965: Atlas and Keys of Fruits and Seeds Occuring in the Quaternary Deposits of the USSR. Nauka. Moscow. 364.
- KEARNEY, R., ALBERT, P. G., STAFF, R. A., PÁL, I., VERES, D., MAGYARI, E., BRONK RAMSEY, C. 2018: Ultra-distal fine ash occurrences of the Icelandic Askja-S Plinian eruption deposits in Southern Carpathian lakes: New age constraints on the continental scale tephrostratigraphic marker. *Quaternary Science Reviews* **188**: 174 – 182.
- KELLY, R. F., HIGUERA, P. E., BARRETT, C. M., & HU, F. S. 2011: A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment-charcoal records. – *Quaternary Research* **75/1**, 11–17.
- KERN, Z., FÓRIZS, I., NAGY, B., KÁZMÉR, M., GÁL, A., SZÁNTÓ, Z., PALCSU, L., & MOLNÁR, M. 2004: Late Holocene environmental changes recorded at Ghețarul de la Focul Viu, Bihor Mountains, Romania. – *Theor. Appl. Karstol* **17**, 51–60.
- KIRÁLY, G., MOLNÁR, Z., BÖLÖNI, J., CSIKY, J., & VOJTKÓ, A. 2008: Magyarország földrajzi kistájainak növényzete Vácrátót: MTA ÖBKI.
- KISS, T., HERNESZ, P., SÜMEGHY, B., GYÖRGYÖVICS, K., & SIPOS, G. 2015: The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system - Fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. – *Quaternary International* **388**, 142–155.
- KISS, T., SIPOS, G., MAUZ, B., & MEZOSI, G. 2012: Holocene aeolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune area of the southern Nyírség, Hungary. – *Quaternary Research (United States)* **78/3**, 492–501.
- KOERSELMAN, W., BAKKER, S. A., & BLOM, M. 1990: Nitrogen, Phosphorus and Potassium Budgets for Two Small Fens Surrounded by Heavily Fertilized Pastures. – *Journal of Ecology* **78/2**, 428–442.
- KOŁACZEK, P., GAŁKA, M., KARPIŃSKA-KOŁACZEK, M., & LUTYŃSKA, M. 2015: Late Pleniglacial and Late Glacial lake-mire transformations in south-eastern Poland reflected in aquatic and wetland vegetation changes. – *Quaternary International*. **388**: 39-50.
- KOLSTRUP, E. 1980: Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30,000 B.P. and 13,000 B.P. with special reference to the Netherlands. **31**, 72 pp.
- KÖRNER, C. 2003: Alpine Plant Life: Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems ; with 47 Tables

Springer Science & Business Media.

- KÖRNER, C. 2012:a Alpine treelines: functional ecology of the global high elevation tree limits Springer Science & Business Media.
- KÖRNER, C. 2012:b Treelines Will be Understood Once the Functional Difference Between a Tree and a Shrub Is. – *AMBIO* **41/3**, 197–206.
- KÖRNER, C., & PAULSEN, J. 2004: A world-wide study of high altitude treeline temperatures. – *Journal of Biogeography* **31/5**, 713–732.
- KRISTÓ, A. 1995: A Csomád hegycsoport. A Szent-Anna tó természetvédelmi területe (The Nature Reserve of Lake Saint Ana). – *Kristó András emlékére (In remembrance of András Kristó)*. Balaton Akadémia Könyvek **13**, 38–45.
- 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* **35/12**, 2223–2236.
- LABEYRIE, L., SKINNER, L., & CORTIJO, E. 2007: PALEOCLIMATE RECONSTRUCTION/Sub-Milankovitch (DO/Heinrich) Events. – *Encyclopedia of Quaternary Science* **2003**, 1964–1974.
- LANG, G., & TOBOLSKI, K. 1985: Late-Glacial and Holocene environment of a lake near the timberline. 209–228 Vaduz: J. Cramer.
- LASKAR, J., ROBUTEL, P., JOUTEL, F., GASTINEAU, M., CORREIA, A. C. M., & LEVRARD, B. 2004: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. – *A&A* **428/1**, 261–285.
- LAWSON, I. T., TZEDAKIS, P. C., ROUCOUX, K. H., & GALANIDOU, N. 2013: The anthropogenic influence on wildfire regimes: charcoal records from the Holocene and Last Interglacial at Ioannina, Greece. – *Journal of Biogeography* **40/12**, 2324–2334.
- LENDVAY, B., BÁLINT, M., PÁL, I., VINCZE, I., ORBÁN, I., & MAGYARI, E. K. 2018: Plant macrofossils from lake sediment as the material to assess ancient genetic diversity: Did deforestation influence Norway spruce (*Picea abies*) in the South Carpathians? – *Quaternary International* **477**.
- LIEPELT, S., CHEDDADI, R., DE BEAULIEU, J.-L., FADY, B., GÖMÖRY, D., HUSSENDÖRFER, E., KONNERT, 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. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **153**, 139-149.
- LONG, C. J., WHITLOCK, C., BARTLEIN, P. J., & MILLSAUGH, S. H. 1998: A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study. – *Canadian Journal of Forest Research* **28/5**, 774–787.
- LOTTER, A. F. 1999: Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee, central Switzerland. – *Vegetation History and Archaeobotany* **8/3**, 165–184.
- LOTTER, A. F., BIRKS, H. J. B., HOFMANN, W., & MARCHETTO, A. 1997: Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. I. Climate. – *Journal of Paleolimnology* **18/4**, 395–420.
- LOTTER, A. F., HEIRI, O., HOFMANN, W., KNAAP, W. O. VAN DER, LEEUWEN, J. F. N. VAN, WALKER, I. R., & WICK, L. 2006: Holocene timber-line dynamics at Bachalpsee, a lake at 2265 m a.s.l. in the northern Swiss Alps. – *Vegetation History and Archaeobotany* **15/4**, 295–307.
- LUCA, S. A., ROMAN, C. C., DIACONESCU, D., & SUCIU, C. 2005: Repertoriul arheologic al județului Hunedoara Alba Iulia: Editura Altip.
- LUOTO, T. P., KAUKOLEHTO, M., WECKSTRÖM, J., KORHOLA, A., & VÄLIRANTA, M. 2014: New evidence of warm early-Holocene summers in subarctic Finland based on an enhanced regional chironomid-based temperature calibration model. – *Quaternary Research* **81/1**, 50–62.
- MACDONALD, G. M. 2001: Conifer Stomata BT - Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators. – In: *Smol, J. P., H. J. B. Birks, W. M. Last, R. S. Bradley, &*

- K. Alverson (Eds.): 33–47 Dordrecht: Springer Netherlands.
- MACKERETH, F. J. H. 1965: Chemical Investigation of Lake Sediments and their Interpretation. – *Proceedings of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* **161/984**, 295–309.
- MADERSPACH, V. 1868: A Retyezát. – *Erdészeti Lapok* **7/10**, 416–423.
- MAGYARI, E., K. 2002: Climatic versus human modification of the Late Quaternary vegetation in Eastern Hungary. – *PhD thesis*.
- MAGYARI, E. K. 2015: A Kárpát-medence és DK-Európa késő pleniglaciális és holocén vegetációfejlődése különös tekintettel a gyors felmelegedési és lehülési hullámokra mutatott vegetációs válaszokra Budapest MTA-MTM-ELTE.
- MAGYARI, E., JAKAB, G., RUDNER, E., & SÜMEGI, 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. K., JAKAB, G., SÜMEGI, P., RUDNER, E., & MOLNÁR, M. 2000: Paleobotanikai vizsgálatok a keleméri Mohos-tavakon (Palaeobotanical investigations on Mohos-lakes, Kelemér, N-Hungary). – *Tőzegmohás élőhelyek Magyarországon: kutatás, kezelés, védelem* 101–131.
- MAGYARI, E., SÜMEGI, P., BRAUN, M., JAKAB, G., & MOLNÁR, M. 2001: Retarded wetland succession: Anthropogenic and climatic signals in a holocene peat bog profile from north-east Hungary. – *Journal of Ecology* **89/6**, 1019–1032.
- MAGYARI, E., BUCZKÓ, K., JAKAB, G., BRAUN, M., PÁL, Z., KARÁTSON, D., & PAP, I. 2009:a Palaeolimnology of the last crater lake in the Eastern Carpathian Mountains: a multiproxy study of Holocene hydrological changes. – *Hydrobiologia* **631/1**, 29–63.
- MAGYARI, E., JAKAB, G., BRAUN, M., BUCZKÓ, K., & BÁLINT, M. 2009:b High-resolution study of Late Glacial and Early Holocene vegetation and tree line changes in the Southern Carpathian Mountains. – *Geophysical Research Abstracts* **11**, 10549.
- 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. 2014:a Late Pleniglacial vegetation in eastern-central Europe: are there modern analogues in Siberia? – *Quaternary Science Reviews* **95**, 60–79.
- MAGYARI, E. K., VERES, D., WENNRICH, V., WAGNER, B., BRAUN, M., JAKAB, G., KARÁTSON, D., PÁL, Z., FERENCZY, G., ST-ONGE, G., RETHEMEYER, J., FRANCOIS, J.-P., VON REUMONT, F., & SCHÄBITZ, F. 2014:b 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.
- MAGYARI, E., VINCZE, I., ORBÁN, I., BÍRÓ, T., & PÁL, I. 2018: Timing of major forest compositional changes and tree expansions in the Retezat Mts during the last 16,000 years. – *Quaternary International* **477/2017**, 40–58.
- MAGYARI, E. K., PÁL, I., VINCZE, I., VERES, D., KORPONAI, J., JAKAB, G., BRAUN, M., SZALAI, Z., SZABÓ, Z., ALLEN, J., & FINSINGER, W. 2019: Warm Younger Dryas summers and early Late Glacial spread of temperate deciduous trees in the Pannonian Basin during the last glacial termination (20-9 kyr cal BP). – *Quaternary Science Reviews* <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105980>
- MAMAKOWA, K., & WÓJCIK, A. 1987: Osady organiczne środkowego Vistulianu w Jaśle-Bryłach (dolina Wisłoki). – *Kwartalnik Geologiczny* **31**, 213–214.

- MARTINEZ-RUIZ, F., KASTNER, M., GALLEGU-TORRES, D., RODRIGO-GÁMIZ, M., NIETO-MORENO, V., ORTEGA-HUERTAS, M. 2015: Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies. *Quaternary Science Reviews* **107**: 25-46.
- MCBRIDE, M. 1989: Reactions Controlling Heavy Metal Solubility in Soils. *Advances in Soil Science* **10**: 1-56.
- MCMANUS, J. F., FRANCOIS, R., GHERARDI, J.-M., KEIGWIN, L. D., & BROWN-LEGER, S. 2004: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. – *Nature* **428/6985**, 834–837.
- MEDZIHRADESKY, Z., & BAJZÁTH, J. 1998: The occurrence of arctic-alpine *Betula* species in the Hungarian Pleistocene. – *Annals His. Nat. Mus. Nat. Hung.* **90**, 27–33.
- MERTENS, A., & HUBAND, S. 2004: Romanian transhumance - the past, the present and future scenarios. – In: *Bunce, R. G. H., M. Pérez-Soba, R. H. G. Jongman, A. G. Sal, F. Herzog, & I. Austad (Eds.): 321 IALE Publication Series.*
- MEZŐSI, K. 1943: History of Bihar county after the Turkish occupation. Budapest: MTTI.
- MIHAI, B., SAVULESCU, I., & SANDRIC, I. 2007: Change Detection Analysis (1986–2002) of Vegetation Cover in Romania. – *Mountain Research and Development* **27/3**, 250–258.
- MIHAI, G., & TEODOSIU, M. 2009: Genetic diversity and breeding of larch (*Larix decidua* Mill.) in Romania. – *Annals of Forest Research; Volume 52, Issue 1.*
- MILECKA, K., KOWALEWSKI, G., & SZEROCZYŃSKA, K. 2011: Climate-related changes during the Late Glacial and early Holocene in northern Poland, as derived from the sediments of Lake Sierzywk. – *Hydrobiologia* **676/1**, 187–202.
- MISSON, G., MACOR, A., BOSCUCCI, F., & CASOLO, V. 2016: Ecological characterisation of *Hippuris vulgaris* populations growing in spring Water Rivers. – *Phyton - Annales Rei Botanicae* **56/2**, 209–224.
- MOLINARI, C., LEHSTEN, V., BRADSHAW, R. H. W., POWER, M. J., HARMAND, P., ARNETH, A., KAPLAN, J. O., VANNIÈRE, B., & SYKES, M. T. 2013: Exploring potential drivers of European biomass burning over the Holocene: a data-model analysis. – *Global Ecology and Biogeography* **22/12**, 1248–1260.
- MOLNÁR, B., & BOTZ, R. 1996: Geochemistry and stable isotope ratio of modern carbonates in natron lakes of the Danube-Tisza interfluvium, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **39/2**, 153–174.
- MOLNÁR, B., & SZÓNOKY, M. 1981: Modern hypersaline dolomites in the Danube-Tisza Interfluvium: diagenetic and lithification processes. – *Földtani Közlemény* **111**, 119–144.
- MOORE, P. D., COLLINSON, M. E., & WEBB, J. A. 1991: Pollen analysis Boston: Blackwell Scientific Publications.
- MORALES-MOLINO, C., VESCOVI, E., KREBS, P., CARLEVARO, E., KALTENRIEDER, P., CONEDERA, M., TINNER, W., & COLOMBAROLI, D. 2015: The role of human-induced fire and sweet chestnut (*Castanea sativa* Mill.) cultivation on the long-term landscape dynamics of the southern Swiss Alps. – *Holocene* **25/3**, 482–494.
- NEBOUT, N. C., PEYRON, O., DORMOY, I., DESPRAT, S., BEAUDOUIN, C., KOTTHOFF, U., & MARRET, F. 2009: Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. – *Clim. Past* **5**, 503–521.
- NEDELEA, A., & COMNESCU, L. 2009: Effects of transhumance on the southern slope of the Fagaras Mountains. – *GeoJournal of Tourism and Geosites* **4/2**, 125–132.
- NEWMAN, J. 2014: Centre for Aquatic Plant Management Information Sheet 11: Potamogeton Information Sheet Pondweed. 1–3.
- NURMINEN, L. 2003: Macrophyte species composition reflecting water quality changes in adjacent water bodies of lake Hiidenvesi, SW Finland. – *Annales Botanici Fennici* **40/3**, 199–208.
- NYÁRÁDI, E. G. 1929: A vizek és vízben bővelkedő talajok növényzetéről a Hargitában (Vegetation of lakes and wetlands in Mt Hargita). – *Emlékkönyv a Székely Nemzeti Múzeum* **50**, 557–615.
- NYÁRÁDY, E. I. 1958: Flora și vegetația munților Retezat Editura Academiei Republicii Populare Romîne.

- OEGGL, K., 1994: The palynological record of human impact on highland zone ecosystems. – In: *Biagi, P. & J. Nandris (Eds.):* Vol. 20, 107–122 Brescia: Museo civico di scienze naturali di Brescia.
- ORBÁN, I., BIRKS, H. H., VINCZE, I., FINSINGER, W., PÁL, I., MARINOVA, E., JAKAB, G., BRAUN, M., HUBAY, K., BÍRÓ, T., & MAGYARI, E. K. 2018: Treeline and timberline dynamics on the northern and southern slopes of the Retezat Mountains (Romania) during the late glacial and the Holocene. – *Quaternary International* **477**: 59–78.
- ORTU, E., BREWER, S., & PEYRON, O. 2006: Pollen-inferred palaeoclimate reconstructions in mountain areas: Problems and perspectives. – *Journal of Quaternary Science* **21/6**, 615–627.
- 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.
- PÉCSKAY, Z. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. – *Acta Vulcanol.* **7**, 15–28.
- PISARIC, M. F. J. 2002: Long-distance transport of terrestrial plant material by convection resulting from forest fires. – *Journal of Paleolimnology* **28/3**, 349–354.
- POKORNÝ, P. 2002: A high-resolution record of Late-Glacial and Early-Holocene climatic and environmental change in Czech Republic. – *Quaternary International* **91/1**, 101–122.
- POKORNÝ, P., ŠÍDA, P., CHVOJKA, O., ŽÁČKOVÁ, P., KUNEŠ, P., SVĚTLÍK, I., & VESELÝ, J. 2010: Palaeoenvironmental research of the Schwarzenberg Lake, southern Bohemia, and exploratory excavations of this key Mesolithic archaeological area. – *Pamatky Archeologicke* **101/January**, 5–38.
- POP, E., BOȘCAIU, N., RAȚIU, F., & DIACONEASA, B. 1965: Correlation between the Recent pollen spectra and the vegetation of the National Park of Retezat. – *Rev. Biol., Acad. Rep. Populaire Roumaine, Ser. Botan* **10**, 187–197.
- POWER, M. J., MARLON, J., ORTIZ, N., BARTLEIN, P. J., HARRISON, S. P., MAYLE, F. E., BALLOUCHE, A., BRADSHAW, R. H. W., ... ZHANG, J. H. 2007: a Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. – *Climate Dynamics* **30/7–8**, 887–907.
- PROVAN, J., & BENNETT, K. D. 2008: Phylogeographic insights into cryptic glacial refugia. – *Trends in Ecology and Evolution* **23/10**, 564–571.
- PYNE, S. 1996: Fire ecology.pdf. – In: *Pyne, S., P. Andrews, & R. Laven (Eds.): Introduction to wildland fire* Second., 171–212 New York, NY: Wiley & Sons.
- RAHMSTORF, S. 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. – *Nature* **419/6903**, 207–214.
- RAHMSTORF, S. 2003:a Thermohaline circulation: The current climate. – *Nature* **421/6924**, 699–699.
- RAHMSTORF, S. 2003:b Timing of abrupt climate change: A precise clock. – *Geophysical Research Letters* **30/10**, 21–24.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. 1972: Remarks on the Late-glacial and Holocene History of Vegetation in the Eastern Part of Polish Carpathians. – *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft* **85/1-4**, 101–112.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. 1980: Late-glacial and holocene vegetation of the Bieszczady Mts.(Polish Eastern Carpathians) Państwowe Wydawn. Naukowe.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. 1989: Type region P-e: The Bieszczady Mts. – *Acta Palaeobotanica* **29**: 31-35.
- RASMUSSEN, T. L., & THOMSEN, E. 2008: Warm Atlantic surface water inflow to the Nordic seas 34–10 calibrated ka BP. – *Paleoceanography* **23/1**.
- RASMUSSEN, S. O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S. P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S. L., CLAUSEN, H. B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., WINSTRUP, M. ET AL. 2014: A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. – *Quaternary Science Reviews* **106**, 14–28.

- REASONER, M. A., & TINNER, W. 2009: Holocene Treeline Fluctuations. – In: *Gornitz, V. (Ed.): 442–446* Springer Netherlands.
- REILLE, M. 1992: Pollen et spores d’Afrique du Nord. – *Laboratoire de Bot. Hist. et Palynologie, Marseille*.
- REILLE, M. 1995: Pollen et spores d’Europe et d’Afrique du Nord: supplement 1. – *Marseille: Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie 274p.-illus.. ISBN 2950717519 Fr Icones. Palynology (KR, 199504196) Marseille, 530.*
- REILLE, M. 1998: Pollen et spores d’Europe et d’Afrique du Nord, Supplément 2. – *Éditions du Laboratoire de botanique historique et palynologie Marseille, 530.*
- REIMER, P. 2013: IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. – *Radiocarbon 55/4*, 1869–1887.
- 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 reconstructions and AGCM experiments– *Global and Planetary Change* Vol. 30.
- REY, F., SCHWÖRER, C., GOBET, E., COLOMBAROLI, D., LEEUWEN, J. F. VAN, SCHLEISS, S., & TINNER, W. 2013: Climatic and human impacts on mountain vegetation at Lauenensee (Bernese Alps, Switzerland) during the last 14,000 years. – *The Holocene 23/10*, 1415–1427.
- RIUS, D., VANNIÈRE, B., & GALOP, D. 2012: Holocene history of fire, vegetation and land use from the central Pyrenees (France). – *Quaternary Research 77/1*, 54–64.
- RONIKIER, M. 2011: Biogeography of high-mountain plants in the Carpathians: an emerging phylogeographical perspective. – *Taxon 60/2*, 373–389.
- RUDNER, Z. E., & SÜMEGI, P. 2001: Recurring Taiga forest-steppe habitats in the Carpathian Basin in the Upper Weichselian. – *Quaternary International 76*, 177–189.
- RYBNÍČEK, K., & RYBNÍČKOVÁ, E. 1968: The History of Flora and Vegetation on the Bláto mire in Southeastern Bohemia, Czechoslovakia (Palaeoecological Study). – *Folia Geobotanica et Phytotaxonomica 3/2*, 117–142.
- SACHS, J. P., LEHMAN, S. J. 1999: Subtropical North Atlantic temperatures 60,000 to 30,000 years ago. – *Science. 286*: 756-759.
- SÁNCHEZ GOÑI, M. F., LANDAIS, A., FLETCHER, W. J., NAUGHTON, F., DESPRAT, S., & DUPRAT, J. 2008: Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. – *Quaternary Science Reviews. 27*: 1136-1151.
- SÁRKÁNY, S. 1937: A magyarországi ősemberkutatás a növénytan tükrében. – *Országos Evangélikus Tanáregyesület Évkönyve 1937/38*: 1-8.
- SÁRKÁNY, S. 1939: Az Istállóskői barlang faszén maradványainak anthrakotómiai vizsgálata. – *Botanikai Közlemények 36*: 329-345.
- SCHENK, F., VÄLIRANTA, M., MUSCHITIELLO, F., TARASOV, L., HEIKKILÄ, M., BJÖRCK, S., BRANDEFELT, J., JOHANSSON, A. V., NÄSLUND, J. O., & WOHLFARTH, B. 2018: Warm summers during the Younger Dryas cold reversal. – *Nature Communications 9/1*.
- SCHERMANN, S. 1967: Magismeret I-II (Seed identification, Volume I–II; in Hungarian). – *Akadémiai Kiadó, Budapest*.
- SCHMITT, T., & VARGA, Z. 2012: Extra-Mediterranean refugia: The rule and not the exception? – *Frontiers in Zoology 9/1*, 22.
- SCHUR, F. 1858: Der südliche Hochgebirgs-Zug Siebenbürgens in botanisch-geographischer Beziehung. – *Österreichische Botanische Zeitschrift 8/12*, 393–407.
- SCHWÖRER, C., KALTENRIEDER, P., GLUR, L., BERLINGER, M., ELBERT, J., FREI, S., GILLI, A., HAFNER, A., ANSELMETTI, F. S., GROSJEAN, M., & TINNER, W. 2013: Holocene climate, fire and vegetation dynamics at the treeline in the Northwestern Swiss Alps. – *Vegetation History and Archaeobotany 23/5*, 479–496.

- SCHWÖRER, C., COLOMBAROLI, D., KALTENRIEDER, P., REY, F., & TINNER, W. 2015: Early human impact (5000–3000 BC) affects mountain forest dynamics in the Alps. – *Journal of Ecology* **103**: 281–295.
- SEPPÄ, H., BIRKS, H. J. B., ODLAND, A., POSKA, A., & VESKI, S. 2004:a A modern pollen–climate calibration set from northern Europe: developing and testing a tool for palaeoclimatological reconstructions. – *Journal of Biogeography* **31/2**, 251–267.
- SEPPÄ, H., HANNON, G. E., & BRADSHAW, R. H. W. 2004:b Holocene history of alpine vegetation and forestline on Pyhäkero mountain, northern Finland. – *Arctic Antarctic and Alpine Research* **36/4**, 607–614.
- SMITH, A. J. E. 2004: The moss flora of Britain and Ireland Cambridge University Press. pp. 1026.
- SOLÁR, J., & JANIGA, M. 2013: Long-term changes in dwarf pine (*Pinus mugo*) cover in the High Tatra Mountains, Slovakia. – *Mountain Research and Development* **33/1**, 51–63.
- SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERY, K. B., TIGNOR, M., & MILLER, H. L. 2007: Climate change 2007: The Physical Science Basis. IPCC.
- ŠTASTNÁ, P., KLIMEŠOVÁ, J., & DOLEŽAL, J. 2012: Altitudinal changes in the growth and allometry of *Rumex alpinus*. – *Alpine Botany* **122/1**, 35–44.
- 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. – *The Holocene* **16/6**, 877–892.
- STEWART, J. R., & LISTER, A. M. 2001: Cryptic northern refugia and the origins of the modern biota. – *Trends in Ecology and Evolution* **16/11**, 608–613.
- STIEBER, J. 1967: A magyarországi felsőpleisztocén vegetáció-története az anthrakotómiai eredmények tükrében. – *Földtani Közlöny* **XCVII**, 308–317.
- STUIVER, M., & REIMER, J. 1993: Extended 14C data base and revised CALIB 3.014 C age calibration program. – *Radiocarbon* **35**, 215–230.
- SÜMEGI, P., & KROLOPP, E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója (Paleoecological reconstruction of Würmian loesses based on Mollusca fauna). – *Földtani Közlöny* **124**, 125–148.
- SÜMEGI, P., KROLOPP, E., & HERTELENDI, E. 1998: A Ságvár-Lascaux interstadiális paleoökológiai rekonstrukciója. – *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* **34**, 165–180.
- SÜMEGI, P., & RUDNER, Z. E. 2001: In situ charcoal fragments as remains of natural wild fires in the upper Würm of the Carpathian Basin. – *Quaternary International* **76–77**, 165–176.
- SÜMEGI, P., & KROLOPP, E. 2002: Quaternary malacological analyses for modeling of the Upper Weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin. – *Quaternary International* **91/1**, 53–63.
- SÜMEGI, P. 2004:a Results of the geochemical analyses of the samples from the Bátorliget II profile. – In: SümeGI, P. & S. Gulyás (Eds.): *The Geohistory of Bátorliget Marshland* 95–98 Budapest: Archaeolingua.
- SÜMEGI, P., & GULYÁS, S. 2004:b The geohistory of Bátorliget marshland: an example for the reconstruction of late quaternary environmental changes and past human impact from the northeastern part of the Carpathian Basin Archaeolingua. p. 360.
- SÜMEGI, P., & JUHÁSZ, I. 2004: Analysis of early vegetation history of Bátorliget marshland. – In: SümeGI, P. & S. Gulyás (Eds.): *The Geohistory of Bátorliget Marshland* 155–159 Budapest: Archaeolingua.
- SÜMEGI, P. 2005: Palaeoenvironmental studies of the Pocsaj marsh. – In: Gál, E., I. Juhász, & P. SümeGI (Eds.): *Environmental Archaeology in North-eastern Hungary* 127–138 Varia Archaeologica Hungarica.
- SÜMEGI, P., MOLNAR, M., JAKAB, G., PERSAITS, G., MAJKUT, P., PALL, D. G., GULYÁS, S., JULI, A. T., & TÖRÖCSIK, T. 2011: Radiocarbon-Dated Palaeoenvironmental Changes on a Lake and Peat Sediment Sequence from the Central Great Hungarian Plain (Central Europe) During the Last 25,000 Years. – *Radiocarbon* **53/1**, 85–97.
- SÜMEGI, P., HAMBACH, U., STEVENS, T., & ALMOND, P. C. 2012: Climatic fluctuations inferred for the Middle

- and Late Pleniglacial (MIS 2) based on high-resolution (~ ca. 20 y) preliminary environmental magnetic investigation of the loess section of the Madaras brickyard (Hungary). *55/2012*, 329–345.
- SÜMEGI, P., MAGYARI, E., DÁNIEL, P., MOLNÁR, M., & TÖRŐCSIK, T. 2013: 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.
- SÜMEGI, P., MOLNÁR, D., SÁVAI, S., NÁFRÁDI, K., NOVÁK, Z., SZELEPCSÉNYI, Z., & TÖRŐCSIK, T. 2015: First radiocarbon dated paleoecological data from the freshwater carbonates of the Danube-Tisza Interfluve. – *Open Geosciences* **7/1**, 40–52.
- SÜMEGI, P., NÁFRÁDI, K. 2015: A radiocarbon-dated cave sequence and the Pleistocene/Holocene transition in Hungary. – *Open Geosciences* **1**: 783-798.
- SÜMEGI, P., MOLNÁR, D., GULYÁS, S., NÁFRÁDI, K., SÜMEGI, B. P., TÖRŐCSIK, T., PERSAITS, G., MOLNÁR, M., VANDENBERGHE, J., & ZHOU, L. 2018: High-resolution proxy record of the environmental response to climatic variations during transition MIS3/MIS2 and MIS2 in Central Europe: The loess-paleosol sequence of Katymár brickyard (Hungary). – *Quaternary International* **504**: 40-55.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., & PÉCSKAY, Z. 1993: Peculiarities of South Harghita Mts as a Terminal Segment of the Carpathian Neogene to Quaternary Volcanic Chain Editura Academiei Române.
- 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 XVIIIth Congress of Carpatho-Balkan Geological Association* **January**, 193–194.
- SZENDREY, I. 1984: History of Debrecen before 1693. Debrecen.
- SWEENEY, CA. 2004. A Key for the Identification of Stomata of the Native Conifers of Scandinavia. *Review of Palaeobotany and Palynology* **128** (3-4): 281–90.
- TANȚAU, I., REILLE, M., DE BEAULIEU, J. L., FĂRCAȘ, S., GOSLAR, T., PATERNE, M. 2003: Vegetation history in the Eastern Carpathians: pollen analysis of two sequences from the Mohoș crater. – *Vegetation History and Archaeobotany* **12**: 113-125.
- TANȚAU, I., FĂRCAȘ, S. 2005: Cronologie De L’histoire de la végétation Holocène de Monts Rodnei (Carpates Orinetales). – *Contributii Botanice* **XXXIX**: 241-250.
- TANȚAU, I., REILLE, M., DE BEAULIEU, J.-L., & FARCAS, 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* **21/1**, 49–61.
- TÉGLÁS, G. 1888:a A Retyezát erdőgazdasági jelentősége. I. rész. – *Erdészeti Lapok* **27/9**, 833–851.
- TÉGLÁS, G. 1888:b A Retyezát erdőgazdasági jelentősége. II. rész. – *Erdészeti Lapok* **27/10**, 945–952.
- THEURILLAT, J.-P., & GUIBAN, A. 2001: Potential Impact of Climate Change on Vegetation in the European Alps: A Review. – *Climatic Change* **50/1–2**, 77–109.
- TIMÁR, G., SÜMEGI, P., & HORVÁTH, F. 2005: Late Quaternary dynamics of the Tisza River: evidence of climatic and tectonic controls. – *Tectonophysics* **410/1**, 97–110.
- TINNER, W. 2007: Treeline studies. – *Encyclopedia of Quaternary Science* **3**, 2374–2384.
- TINNER, W., AMMANN, B., & GERMANN, P. 1996: Treeline Fluctuations Recorded for 12,500 Years by Soil Profiles, Pollen, and Plant Macrofossils in the Central Swiss Alps. – *Arctic and Alpine Research* **28/2**, 131–147.
- TINNER, W., CONEDERA, M., AMMANN, B., GAGGELER, H. W., GEDYE, S., JONES, R., & SAGESSER, B. 1998: Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920. – *The Holocene* **8/1**, 31–42.
- TINNER, W., HUBSCHMID, P., WEHRLI, M., AMMANN, B., & CONEDERA, M. 1999: Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. – *Journal of Ecology* **87/2**, 273–289.
- TINNER, W., CONEDERA, M., GOBET, E., HUBSCHMID, P., WEHRLI, M., & AMMANN, B. 2000: A palaeoecological

- attempt to classify fire sensitivity of trees in the southern Alps. *The Holocene* **5**, 565–574.
- TINNER, W., & THEURILLAT, J.-P. 2003: Uppermost Limit, Extent, and Fluctuations of the Timberline and Treeline Ecocline in the Swiss Central Alps during the Past 11,500 Years. – *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **35/2**, 158–169.
- TINNER, W., & AMMANN, B. 2005: Long-term Responses of Mountain Ecosystems to Environmental Changes: Resilience, Adjustment, and Vulnerability. – In: Huber, U. M., H. K. M. Bugmann, & M. A. Reasoner (Eds.): 133–143 Springer Netherlands.
- TINNER, W., & KALTENRIEDER, P. 2005: Rapid responses of high-mountain vegetation to early Holocene environmental changes in the Swiss Alps. – *Journal of Ecology* **93/5**, 936–947.
- TINNER, W., & LOTTER, A. F. 2006: Holocene expansions of *Fagus sylvatica* and *Abies alba* in Central Europe: Where are we after eight decades of debate? – *Quaternary Science Reviews* **25/5–6**, 526–549.
- TOIVONEN, H., BAECK, S., 1989: Changes in aquatic vegetation of a small eutrophicated and lowered lake (southern Finland). – *Annales Botanici Fennici* **26/1**, 27–38.
- TOMLINSON, P. 1985: Bud-scale identification guide. – *Circaea* **3/2**, 41–132.
- TONKOV, S., & MARINOVA, E. 2005: Pollen and plant macrofossil analyses of radiocarbon dated mid-Holocene profiles from two subalpine lakes in the Rila Mountains, Bulgaria. – *The Holocene* **15/5**, 663–671.
- TONKOV, S., POSSNERT, G., & BOZILOVA, E. 2006: The lateglacial vegetation and radiocarbon dating of Lake Trilistnika, Rila Mountains (Bulgaria). – *Vegetation History and Archaeobotany* **16/1**, 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* **166/1–2**, 1–11.
- 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* **77/1**, 122–131.
- TÓTH, M., MAGYARI, E. K., BUCZKÓ, K., BRAUN, M., PANAGIOTOPOULOS, K., & HEIRI, O. 2015: Chironomid-inferred Holocene temperature changes in the South Carpathians (Romania). – *The Holocene* **25/4**, 569–582.
- TÓTH, M., HEIRI, O., BRAUN, M., VINCZE, I., & MAGYARI, E. K. (*in prep.*) Chironomid-inferred summer air temperature and limnological changes during the Lateglacial and early Holocene in the East Carpathians. – *in prep.*
- TRANQUILLINI, W. 1979: Physiological Ecology of the Alpine Timberline. Tree Existence at High Altitudes with Special Reference to the European Alps– *Springer-Verlag* Vol. 31.
- TROELS-SMITH, J. 1955: Karakterisering af løse jordarter. Characterization of unconsolidated sediments. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse* **4/3**, 1–73.
- TSARYK, I., DIDUKH, Y. P., TASENKEVICH, L., WALDON, B., & BORATYŃSKI, A. 2006: *Pinus mugo* Turra (Pinaceae) in the Ukrainian Carpathians. – *Dendrobiology* **55**, 39–49.
- TZEDAKIS, P. C., EMERSON, B. C., & HEWITT, G. M. 2013: Cryptic or mystic? Glacial tree refugia in northern Europe. – *Trends in Ecology and Evolution* **28/12**, 696–704.
- ÚJVÁRI, G., MENTES, G., BÁNYAI, L., KRAFT, J., GYIMÓTHY, A., & KOVÁCS, J. 2009: Evolution of a bank failure along the River Danube at Dunaszekcső, Hungary. – *Geomorphology* **109/3–4**, 197–209.
- ÚJVÁRI, G., VARGA, A., RAMOS, F. C., KOVÁCS, J., NÉMETH, T., & STEVENS, T. 2012: Evaluating the use of clay mineralogy, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb ages in tracking dust provenance: An example from loess of the Carpathian Basin. – *Chemical Geology* **304–305**, 83–96.
- ÚJVÁRI, G., MOLNÁR, M., NOVOTHNY, Á., PÁLL-GERGELY, B., KOVÁCS, J., & VÁRHEGYI, A. 2014: AMS 14C and OSL/IRSL dating of the Dunaszekcső loess sequence (Hungary): Chronology for 20 to 150ka and implications for establishing reliable age-depth models for the last 40ka. – *Quaternary Science Reviews* **106**, 140–154.

- ÚJVÁRI, G., KOK, J. F., VARGA, G., & KOVÁCS, J. 2016: The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. – *Earth-Science Reviews* **154**, 247–278.
- ÚJVÁRI, G., STEVENS, T., MOLNÁR, M., DEMÉNY, A., LAMBERT, F., VARGA, G., JULL, A. J. T., PÁLL-GERGELY, B., BUYLAERT, J.-P., & KOVÁCS, J. 2017: Coupled European and Greenland last glacial dust activity driven by North Atlantic climate. – *Proceedings of the National Academy of Sciences* **114/50**, E10632–E10638.
- URDEA, P. 2004: The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. – *Quaternary glaciations-extent and chronology. Part I: Europe, Elsevier* 301–308.
- VÄLIRANTA, M. M. 2006: Long-term changes in aquatic plant species composition in North-eastern European Russia and Finnish Lapland, as evidenced by plant macrofossil analysis. – *Aquatic Botany* **85/3**, 224–232.
- VÄLIRANTA, M., SALONEN, J. S., HEIKKILÄ, M., AMON, L., HELMENS, K., KLIMASCHEWSKI, A., KUHRÝ, P., KULTTI, S., POSKA, A., SHALA, S., VESKI, S., & BIRKS, H. H. 2015: Plant macrofossil evidence for an early onset of the Holocene summer thermal maximum in northernmost Europe. – *Nature Communications* **6**, 6809.
- VAN DER HAMMEN, T. 1971: The floral record of the late Cenozoic of Europe. – *Late Cenozoic glacial ages* 391–424.
- VAN GEEL, B., COOPE, G. R., & VAN DER HAMMEN, T. 1989: Palaeoecology and stratigraphy of theateglacial type section at Usselo (the Netherlands). – *Review of Palaeobotany and Palynology* **60/1–2**, 25–129.
- VASELLI, O., MINISSALE, A., TASSI, F., MAGRO, G., SEGHEDEI, I., & IOANE, D. 2002: A geochemical traverse across the Eastern Carpathians (Romania): constraints on the origin and evolution of the mineral water and gas discharges.
- VELICHKEVICH, F. Y., & ZASTAWNIAK, E. 2008: Atlas of Vascular Plant Macroremains from the Pleistocene of Central and Eastern Europe, Part II–Herbaceous Dicotyledons. – *W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cracow* 1–379.
- VERES, D., LALLIER-VERGÈS, E., WOHLFAHRT, B., LACOURSE, T., KÉRAVIS, D., BJÖRCK, S., PREUSSER, F., ANDRIEU-PONEL, VAL., & AMPEL, L. 2009: Climate-driven changes in lake conditions during late MIS 3 and MIS 2: a high-resolution geochemical record from Les Echets, France. – *Boreas* **38/2**, 230–243.
- VESPREMEANU-STROE, A., URDEA, P., POPESCU, R. R., & VASILE, M. 2012: Rock Glacier Activity in the Retezat Mountains, Southern Carpathians, Romania. – *Permafrost and Periglacial Processes* **23/2**, 127–137.
- VÉRTES, L. 1940: Ausgrabungen in der Petényi- und Peskő-Höhle. – *Folia Archaeologica* **VII**: 3–22.
- VINCZE, I., ORBÁN, I., BIRKS, H. H., PÁL, I., FINSINGER, W., HUBAY, K., MARINOVA, E., JAKAB, G., BRAUN, M., BIRÓ, T., TÓTH, M., DANAU, C., FERENCZ, I. V., & MAGYARI, E. K. 2017: Holocene treeline and timberline changes in the South Carpathians (Romania): climatic and anthropogenic drivers on the southern slopes of the Retezat Mountains. – *The Holocene* **27**: 1613–1630.
- VINCZE, I., FINSINGER, W., JAKAB, G., BRAUN, M., HUBAY, K., VERES, D., DELI, T., SZALAI, Z. SZABÓ, Z. & MAGYARI, E. (2019). Paleoclimate reconstruction and mire development in the Eastern Great Hungarian Plain for the last 20,000 years. *Review of Palaeobotany and Palynology*, <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2019.104112>
- VINKLER, A., HARANGI, S., NTAFLÓS, T., & ALEXANDRU, S. 2007: Tanulmányok Erdély földtanából A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata - petrogenetikai következtetések. *Földtani Közöny* **137**: 103–128.
- WALKER, M. J. C. 1995: Climatic changes in Europe during the last glacial/interglacial transition. – *Quaternary International* **28/C**, 63–76.
- WHITLOCK, C., & LARSEN, C. 2002: Charcoal as a fire proxy. – *Tracking environmental change using lake sediments Vol 3 Terrestrial algal and siliceous indicators* **3**, 75–97.
- WHITLOCK, C., & MILLSPAUGH, S. H. 1996: Testing the assumptions of fire-history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA. – *The Holocene* **6/1**, 7–15.
- WHITMORE, J., GAJEWSKI, K., SAWADA, M., WILLIAMS, J. W., SHUMAN, B., BARTLEIN, P. J., MINCKLEY, T., VIAU, A. E., III, T. W., SHAFER, S., ANDERSON, P., & BRUBAKER, L. 2005: Modern pollen data from North

- America and Greenland for multi-scale paleoenvironmental applications. – *Quaternary Science Reviews* **24/16–17**, 1828–1848.
- WICK, L., LEEUWEN, J. F. N. VAN, KNAAP, W. O. VAN DER, LOTTER, A. F. 2003: Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. – *Journal of Paleolimnology* **30/3**, 261–272.
- WICK, L., & TINNER, W. 1997: Vegetation Changes and Timberline Fluctuations in the Central Alps as Indicators of Holocene Climatic Oscillations. – *Arctic and Alpine Research* **29/4**, 445–458.
- WIESER, G., & TAUSZ, M. 2007: Trees at their upper limit - Treelife limitation at the alpine timberline– *Plant Ecophysiology* Vol. 5 Springer Science & Business Media. pp. 232.
- WILLIS, K. J., SÜMEGI, P., BRAUN, M., & TOTH, A. 1995: The Late Quaternary Environmental History of Batorliget, NE Hungary. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **118/1–2**, 25–47.
- WILLIS, K. J., BRAUN, M., SÜMEGI, P., & TÓTH, A. 1997: Does soil change cause vegetation change or vice versa? A temporal perspective from Hungary. – *Ecology* **78/3**, 740–750.
- WILLIS, K. J., RUDNER, E., & SÜMEGI, P. 2000: The full-glacial forests of central and southeastern Europe. – *Quaternary Research* **53/2**, 203–213.
- 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* **23/23–24**, 2369–2387.
- WOHLFARTH, B., HANNON, G., FEURDEAN, A., GHERGARI, 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* **20/18**, 1897–1914.
- WOHLFARTH, B., TARASOV, P., BENNIKE, O., LACOURSE, T., SUBETTO, D., TORSSANDER, P., & ROMANENKO, F. 2006: Late glacial and holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia. – *Journal of Paleolimnology* **35/3**, 543–569.
- WOJTAL-FRANKIEWICZ, A. 2012: The effects of global warming on *Daphnia* spp. population dynamics: A review. – *Aquatic Ecology* **46/1**, 37–53.

13. Ábrajegyzék

1. **ábra** A grönlandi jégfúratminták (GRIP, GISP2, NGRIP) 20 évre átlagolt $\delta^{18}\text{O}$ és $[\text{Ca}^{2+}]$ -koncentráció értékei 24000 évre (b2k korszála) visszamenőleg. A késő-pleniglaciális időszak 24000-14600 év között, a későglaciális 14600 – 11700 évek, a holocén: 11700 évtől tart napjainkig (RASMUSSEN et al. 2014). Az ábrán kiemelt FD, a fiatal driász időszakot jelöli 12900 és 11700 évek között.
2. **ábra** A kárpáti régió legfontosabb késő-pleniglaciális és későglaciális, tehát legalább 14000-13000 évig visszanyúló paleoökológiai adatsorai, melyek elsősorban pollen, növényi makrofosszília, faszén, puhatestű, geokémiai, üledékrétegtani és szervesanyag-tartalom elemzéseken alapulnak. A lelőhelyek részletes leírását az 1. számú Melléklet tartalmazza. Az alaptérkép Zentai László (1996) munkája, online elérhető: <https://mek.oszk.hu>. Az ábrán fehérrel kiemelt lelőhelyek a doktori disszertációban szereplő adatsorok.
3. **ábra** A grönlandi jégfúratmintából és az óceáni üledékből származó hőmérsékleti adatsor (zöld: atlanti, SACHS et al. 1999 alapján), (kék: GISP2, Grönland, GROOTES et al. 1993 alapján). A Dansgaard-Oeschger ciklusokat a görbék feletti számok jelzik, míg a Heinrich eseményeket a piros négyzetek. Az atlanti térségben 17500 és 16000 évek közé, míg a mediterrán régióban 16200 és 15700 évek közé teszik a Heinrich-1 esemény idejét (MARTINEZ-RUIZ et al. 2015).
4. **ábra** Az észak-atlanti régió áramlásrendszere stadiális, interstadiális időszakok alatt (A, B), valamint a régió 30° és 90° szélességi fokok közti áramlási rendszer Grönland és Skócia partjai között interstadiális, stadiális időszakok és a Heinrich-események idején. Az ábrán szereplő rövidítések AMOC: Atlantic Meridional Overturning Circulation, NAC: North Atlantic Circulation, NADW: North Atlantic Deep Water, AABW: Atlantic Bottom Water. RAHMSTORF (2002) nyomán készült.
5. **ábra** A különböző üledékgyűjtő medencékre jellemző tafonómiai folyamatok: mérsékelt övi tavak, arktikus vagy alpesi tavak, illetve tőzegmohalápok BIRKS (2007) és JAKAB & SÜMEGI (2011) nyomán.
6. **ábra** Egy mérsékelt övi magashegyi környezet átmeneti zónája az erdőhatár, a fahatár és a faegyedek legmagasabb elhelyezkedési határával és az alpin zónával, HOLTMEIER (2009) nyomán.
7. **ábra** A makropernye forrásterületeit, felhalmozódási körülményeit és egyéb tafonómiai folyamatait bemutató tematikus ábra, készült WHITLOCK & LARSEN (2002) munkája nyomán.
8. **ábra** A) A Szent Anna-tó látképe (forrás: <https://szekelyhon.ro>) illetve B) a tó batimetriai térképe (forrás: Geomega Kft., Hargita 2012 projekt).
9. **ábra** A) A Kokadi-láp elhelyezkedése Érmellék kistérségben, a láp helyzetét csillag jelöli B) a debreceni meteorológiai állomás csapadék és hőmérséklet adatsora 1901-től és C) Kokad és környékének felszínborítási térképe és kategóriái CORINE 2012 felszínborítási térkép felhasználásával. A láp helyzetét fehér csillag jelöli.
10. **ábra** A Retyezát hegység északi és déli oldalán, Gales- és Bukura-völgyben vizsgált tavak és látképeik (forrás: Orbán Ildikó, Magyar Enikő) az erdőhatár jelenlegi magasságának megjelölésével (szaggatott vonal).
11. **ábra** A Szent Anna-tó 2010-es fúrásának BACON kor-mélység modellje. Az üledékmag általánosan vizsgált szakasza 1120 és 950 cm közé esik, tehát 16885 és 6530 évek közé tehető a kormodell alapján (az ábrán piros négyzettel jelölt szakasz).
12. **ábra** A Szent Anna-tó 2010-es fúrásából származó szervesanyag-tartalom (LOI, %), mágneses szuszceptibilitás (MS), kémiai elemtartalom a 950 és 1120 cm közötti szakaszon. A ^{14}C korok a radiokarbon minták helyét jelzik. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült.
13. **ábra** A SZA-2010 fúrás növényi makrofosszília diagramja 950 és 1120 cm között nem specifikus tőzegalkotó elemekkel, az üledék kor-, és mélységtengelye mellett a rétegtani oszlop és a szervesanyag-tartalom is szerepel. A ^{14}C korok a radiokarbon minták helyét jelzik. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A növényi makrofosszília határozását a szerző végezte. MAZ: lokális növényi makrofosszília zóna.

- 14. ábra** A SZA-2010 fúrás növényi makrofosszília diagramja 950 és 1120 cm között specifikus tőzegalkotó elemekkel, az üledék kor- és mélységtengelye mellett a rétegtani oszlop és a szervesanyag-tartalom is szerepel. A ^{14}C korok a radiokarbon minták helyét jelzik. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A növényi makrofossziliák határozását a szerző végezte, koncentráció értékek 10 cm^3 -nyi üledékre számítva. MAZ: lokális növényi makrofosszília zóna
- 15. ábra** A Kokadi-láp kor-mélység modellje, szervesanyag-tartalma (LOI, %), illetve rétegtani oszlopa. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült.
- 16. ábra** A Kokadi-láp üledékén mért szervesanyag-tartalom (LOI, %), mágneses szuszceptibilitás (MS), kémiai elemanalízis és szemcseméret eloszlás vizsgálatának eredményei. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült.
- 17. ábra** A Kokadi-láp növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén nem specifikus tőzegalkotókkal, rétegtani oszloppal. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A növényi makrofosszília elemzést a szerző végezte.
- 18. ábra** A Kokadi-láp növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén a specifikus tőzegalkotókkal, rétegtani oszloppal. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A növényi makrofosszília elemzést a szerző végezte. A koncentráció értékek 40 cm^3 -nyi üledékre vonatkoznak. A puhatestű maradványok meghatározását Deli Tamás végezte.
- 19. ábra** A Kokadi-láp üledékén végzett makropernye vizsgálat eredményei: A) makropernye koncentráció (CHAR conc) az üledék 3 zónájában B) a 40 évre interpolált adatok pernyecsúcsainak azonosítása (+), a csúcsok amplitúdói és a tűz gyakorisága. A makropernye adatsor csúcskompenensét az interpolált és a háttérkomponens különbsége adja meg. Az elemzés a CharAnalysis program segítségével történt.
- 20. ábra** A Brazi-tó és a Gales-tó kor-mélység modellje, rétegtani oszlopa és szervesanyag-tartalma. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A kormodellek részletes leírását HUBAY et al. (2018) tartalmazza.
- 21. ábra** A Lia-tó és a Bukura-tó kor-mélység modellje, rétegtani oszlopa és szervesanyag-tartalma. A rétegtani jelkulcs TROELS-SMITH (1955) leírása alapján készült. A kormodellek részletes leírását HUBAY et al. (2018) és VINCZE et al. (2017) tartalmazza.
- 22. ábra** A Brazi-tó növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén specifikus tőzegalkotókkal. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. Az elemzést Magyar Enikő, Elena Marinova, Jakab Gusztáv és Vincze Ildikó végezte. A koncentráció értékek 10 cm^3 -nyi üledékre vonatkoznak. A lokális makrofosszília zónákat az MAZ oszlop jelöli.
- 23. ábra** A Gales-tó növényi makrofosszília és sztómadiagramja kor és mélység mentén. Az elemzést Orbán Ildikó (sztóma- és növényi makrofosszília vizsgálat) és Pál Ilona (pollenanalízis során végzett sztómaelemzés) végezte. Koncentráció értékek 1 cm^3 -nyi és 5 cm^3 -nyi üledékben. A lokális makrofosszília zónákat az MAZ oszlop jelöli.
- 24. ábra** A Lia-tó növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén. Az elemzést Orbán Ildikó végezte. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. Koncentráció értékek 20 cm^3 -nyi üledékre vonatkoztatva. A lokális makrofosszília zónákat az MAZ oszlop jelöli.
- 25. ábra** A Bukura-tó növényi makrofosszília diagramja kor és mélység mentén nem specifikus tőzegalkotókkal. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. Az elemzést a szerző végezte. A lokális makrofosszília zónákat az MAZ oszlop jelöli.
- 26. ábra** A Bukura-tó növényi makrofosszília diagramja specifikus tőzegalkotókkal kor és mélység mentén. A ^{14}C kor oszlop a radiokarbon minták helyét jelzi. Az elemzést a szerző végezte. Koncentráció értékek 5 cm^3 -nyi üledékre vonatkoztatva. A sztómaanalízist Pál Ilona végezte.
- 27. ábra** A Lia-, Bukura- és Brazi-tavak makropernye akkumulációs rátái (MacroCHAR), mikropernye akkumulációs rátái (MicroCHAR). A Lia- és a Bukura-tó esetében a mikropernye/szárazföldi pollenszemcsék aránya is kifejezésre került (FINSINGER et al. 2018, VINCZE et al. 2017 nyomán).

- 28. ábra** A Szent Anna-tó 2010-es fúrásának szervesanyag-tartalom görbéje a kiemelt növényi makrofosszília és polleneredmények kor és mélység mentén. A piros vonalak az árvaszűnyog maradványokon végzett rekonstrukció legfontosabb változásainak idejét jelzi TÓTH et al. (in prep) alapján: 16200 év és 14600 év. A kronológiai beosztás RASMUSSEN et al. (2014) nyomán készült. A megjelölt korok: YD: fiatal driász, Holocene: holocén. A pollenanalízist Magyar Enikő végezte.
- 29. ábra** Pollenalapú klímarekonstrukció MAGYARI et al. (2019) alapján, puhatestűek maradványain alapuló júliusi középhőmérséklet rekonstrukció SÜMEGI et al. (2013) alapján és a Kokadi-láp növényi makrofosszilián alapuló júliusi hőmérsékleti becslés VINCZE et al. (2019) alapján.
- 30. ábra** A Kokadi-láp környéki lokális növényzet változásának rekonstrukciója növényi makrofosszília adatok alapján 7 zónára osztva: 20000–18000 kal. BP év, 18000–16600 kal. BP év, 16600–15500 kal. BP év, 15500–10500 kal. BP év, 10500–4000 kal. BP év, 4000–1700 kal. BP év és 1700 kal. BP évtől napjainkig. A fúrásponthelyét csillag jelöli.
- 31. ábra** A Retyezát hegység északi és déli oldali lejtőjén végbement növényzeti, fahatár és erdőhatár változások 14050 és 8600 kal. év között ORBÁN et al. (2018) alapján. A fahatár (kék sáv) és az erdőhatár (zöld sáv) elhelyezkedését a növényi makrofosszília és sztóma adatok támasztják alá a tavak körül, míg az alacsonyabb térszínek rekonstrukciójához a pollenadatsorokat is felhasználtuk.
- 32. ábra** A Retyezát hegység északi és déli oldali lejtőjén végbement növényzeti, fahatár és erdőhatár változások 8600 kal. évtől napjainkig ORBÁN et al. (2018) alapján. A fahatár (kék sáv) és az erdőhatár (zöld sáv) elhelyezkedését a növényi makrofosszília és sztóma adatok támasztják alá a tavak körül, míg az alacsonyabb térszínek rekonstrukciójához a pollenadatsorokat is felhasználtuk.
- 33. ábra** A Lia- és a Bukura-tavak legfontosabb taxonjainak pollenadatsora, a szervesanyag-tartalom, a mikropernye és a makropernye akk. ráták. Nyilakkal jelöltem az emberi hatásra utaló változásokat, VINCZE et al. (2017) alapján. A pollenanalízist Pál Ilona végezte. Sum Trees: összes fa, sum *Pinus*: összes *Pinus* sp., sum Shrubs: összes cserje, sum Herbs: összes lágyszárú pollenszázaléka.

14. Mellékletek

1. számú Melléklet A késő-pleniglaciális, későglaciális időszakot lefedő paleoökológiai adatsorok a kárpáti régióból, melyek főként pollen, növényi makrofosszília és faszén eredményeken alapulnak. A lelőhelyek kiválasztásánál elsődleges szempont volt, hogy legalább 14000-13000 évet fedjenek le, az üledék korát radiokarbon kormeghatározás módszerével határozták meg. A lelőhelyek összegyűjtését BUCZKÓ et al. (2009) munkája segítette.

| Térképjele | Vizsgált terület neve | Tszfm (m) | Vizsgálati módszerek | Becsült kor (kal év) | Publikációk |
|------------|-------------------------------|-----------|---|----------------------|---|
| A1 | Vracov | 192 | pollen, növényi makrofosszília | 0-15000 | RYBNICKOVA & RYBNICEK (1972) |
| A2 | Jablunka* | 350 | pollen | >45000 | JANKOVSKÁ & POKORNY (2008), KUNES et al. (2008) |
| B1 | Roztoki | 230 | pollen, puhatestűek | 8200 - 13700 | HARMATA (1987) |
| B2 | Hajduki* | 475 | pollen, geokémia, LOI, geomorfológia | 2000 - 16500 | MARGIELEWSKI & ZERNITSKAYA (2003), MARGIELEWSKI (2006) |
| B3 | Smerek | 600 | pollen, növényi makrofosszília | 0 - 20000 | RALSKA - JASIEWICZOWA ET AL. (1972, 1980, 1989) |
| B4 | Jaslo Bryly | 230 | pollen, puhatestűek, geomorfológia | >45000 - 34000 | ALEXANDROWICZ ET AL. (1985), MAMAKOWA & WOJCIK (1987) |
| C1 | Safarka | 600 | pollen, növényi makrofosszília | >52000 - 16000 | JANKOVSKÁ et al. (2002), KUNES et al. (2008) |
| C2 | Sivárna | 630 | pollen, növényi makrofosszília | 0 - 14000 | JANKOVSKÁ et al. (2002), KUNES et al. (2008) |
| D1 | Balaton (Tó-22)* | 104 | üledékrétegtan, pollen, diatóma | 0 - 16000 | CSERNY & NAGY-BODOR (2000), CSERNY (2002), BUCZKÓ et al. (2005) |
| D2 | Balatonederics* | 104 | pollen, növényi makrofosszília, puhatestűek | 4480 - 17500 | JAKAB ET AL. (2005), JUHÁSZ et al. (2007) |
| D3 | Mezőlak | 123 | pollen, növényi makrofosszília, makropernye | 0 - 15000 | SÜMEGI ET AL. (2007) |
| D4 | Nádas-tó* | 360 | pollen, növényi makrofosszília, geokémia | 0 - 15000 | JAKAB ET AL. (2009) |
| D5 | Nagy mohos* | 297 | pollen, növényi makrofosszília, geokémia | 0 - 25300 | MAGYARI ET AL. (1999, 2000, 2001), SÜMEGI et al. (2008) |
| D6 | Kokad | 120 | pollen, növényi makrofosszília, geokémia | 0 - 20000 | CSINÁDY (1960), VINCZE et al. (2019), MAGYARI et al. (2019) |
| D7 | Zám-Halásfenék | 83 | üledékrétegtan, pollen, puhatestűek | >35000 | SÜMEGI et al. (2005) |
| D8 | Fehér-tó | 83 | pollen, puhatestűek, geokémia | 0 - 28000 | SÜMEGI et al. (1999), SÜMEGI et al. (2005) |
| D9 | Bátorliget* | 127 | pollen, puhatestűek, geokémia, régészet | 0 - 18000 | WILLIS et al. (1995), SÜMEGI & GULYÁS (2004) |
| D10 | Tiszacsermely | 95 | pollen, szedimentológia | >16000 | BORSY et al. (1989) |
| D11 | Petényi-barlang | 754 | makropernye, régészet | | SÜMEGI & NÁFRÁDI (2015), VÉRTES (1956) |
| D12 | Zebegény, Szob, Berva barlang | | makropernye, régészet | | STIEBER (1967) |
| D13 | Diósgyórtapolcai-barlang | 187 | makropernye, régészet | | STIEBER (1967) |
| D14 | Suba-lyuk | 284 | makropernye, régészet | | SÁRKÁNY (1937), GREGUSS (1940), STIEBER 1967) |
| D15 | Istállóskői-barlang | 564 | makropernye, régészet | | SÁRKÁNY (1939), GREGUSS (1940) |

| | | | | | |
|-----|--------------------|------|--|--------------|---|
| E1 | Turbuta* | 275 | pollen, LOI, geokémia | 5000 - 13100 | FEURDEAN et al. (2007a) |
| E2 | Preluca Tiganului* | 730 | pollen, növényi makrofosszília, üledékrétegtan | 5000 - 14400 | WOHLFARTH et al. (2001), BJÖRKMAN et al. (2002), FEURDEAN et al. (2007b, 2008) |
| E3 | Brazi-tó | 1740 | pollen, növényi makrofosszília, makropernye, árvaszűnyog | 0 - 13470 | MAGYARI et al. (2009, 2018), FINSINGER et al. (2018), ORBÁN et al. (2018), BUCZKÓ et al. (2009), TÓTH et al. (2012, 2015) |
| E4 | Lia-tó | 1910 | pollen, növényi makrofosszília, makropernye | 250 - 17100 | MAGYARI et al. (2009, 2018), FINSINGER et al. (2018), ORBÁN et al. (2018), VINCZE et al. (2017) |
| E5 | Bukura-tó | 2040 | pollen, növényi makrofosszília, makropernye | 650 - 10300 | MAGYARI et al. (2009, 2018), FINSINGER et al. (2018), ORBÁN et al. (2018), VINCZE et al. (2017) |
| E6 | Stereioiu | 790 | pollen, növényi makrofosszília | >14700 | BJÖRKMAN et al. (2002), FĂRCAȘ et al. (2003, 2006), FEURDEAN & ASTALOS (2005), FEURDEAN et al. (2007b, 2008) |
| E7 | Lezerul Caliman | 1650 | pollen, üledékrétegtan | >17730 | FĂRCAȘ et al. (1999, 2003, 2006), FEURDEAN et al. (2007b) |
| E8 | Pesteana* | 480 | pollen, diatóma | 0 - 17000 | FĂRCAȘ et al. (2006) |
| E9 | Szent Anna | 950 | pollen, növényi makrofosszília, geokémia | 0 - 26000 | MAGYARI et al. (2014a,b) |
| E10 | Avrig | 400 | pollen, üledékrétegtan | 0 - 17500 | TANTAU et al. (2006), FEURDEAN et al. (2007b) |
| E11 | Mohos | 1050 | üledékrétegtan, pollen | 0 - 13890 | TANTAU et al. (2003), FEURDEAN et al. (2007b) |
| E12 | Luci | 1079 | pollen | 0 - 14900 | TANTAU et al. (2003), TANTAU & FARCAS (2005) |
| E13 | Gales-tó | 1990 | sztóma, növényi makrofosszília, | 1700 - 15300 | ORBÁN et al. (2018), MAGYARI et al. (2018) |

A csillaggal (*) jelölt üledékmagokban hiátust jelöltek a megjelölt szerzők

2. számú Melléklet A Szent Anna-tó 950 és 1120 cm közötti szakaszának rétegtani leírása Troels-Smith (1955) kategóriákkal jellemezve.

| Mélység (cm) | Troels-Smith szimbólumok | Jellemezés |
|-----------------|---------------------------------|--|
| SZA-2010 | | |
| 950-977 | Ld2Th1Dg1Dl+Tb+As+Ag+ | sötétbarna durvaszemcsés tavi üledék (gyttja) |
| 977-990 | Ld2As1Dg1Th+Tb+Ag+ | sötétbarna-sötétszürke agyagos tavi üledék (gyttja), melyben a magas szervesanyag tartalmú sötét és a világos, agyagos rétegek váltakoznak |
| 990-1036 | Ld3 As1Ag+Dg+Th+Tb+Sh+ | sötétbarna agyagos kőzetlisztes tavi üledék (gyttja) |
| 1036-1042 | Ag2As1Ld1Gg(min)+Th+Dg+ | barnás-szürkés agyagos iszap horzsakövekkel |
| 1042-1050 | As2Ag1Ga1Gg(min)+Sh+Ld+Dg+Th+ | barnás-szürkés agyagos iszap szórványosan horzsakövekkel és makropornyéval |
| 1050-1054 | As2Ag1Sh1Ga+Ld+ | barnás-szürkés-fekete foltos kőzetliszt |
| 1054-1061 | As2Ag1Ga1Gg(min)+Sh+Ld+ | barnás-szürkés homokos kőzetliszt szórványosan horzsakövekkel, szervesanyaggal |
| 1061-1065 | As2Ag1Ga1Sh+Ld+ | szürkés-sárgás homokos kőzetliszt |
| 1065-1070 | As2Ag1Ga1Ld+ | sárgásbarna homokos kőzetliszt |
| 1070-1074 | As2Ag1Sh1Ga+Ld+ | sötétbarna szervesanyagban gazdag kőzetliszt |
| 1074-1078 | As2Ag1Ga1Ld+ | sárgásbarna homokos kőzetliszt |
| 1078-1081 | As2Ag1Ga1Gg+(min)Sh+Gs+ | váltakozó sötétbarna és sárgás homokos kőzetlisztrétegek horzsakövekkel |
| 1081-1114 | As2Ag1Gg(min and max)1Ga1Sh+Gs+ | szürkés kavicsos kőzetliszt |
| 1114-1115 | Sh2As1Ag1 | sötétbarna agyagos, magas szervesanyag tartalmú réteg |
| 1115-1118 | As2Ag2Ga+Ld+ | barnás-szürkés kőzetliszt |
| 1118-1119 | Ag3As1 | világosszürke iszapos agyag |
| 1119-1121 | Ag3Ag1Ld+ | barnás, enyhén iszapos agyag |

3. számú Melléklet A Szent Anna-tó 2010-as fúrás kor-mélység modelljéhez felhasznált radiokarbon kormeghatározás eredményei.

| Mélység (cm) | Korolt anyag | Konv. kor (yr BP) | ± | tart. BP (2σ) | Kor (cal BP) lineáris modellben haszn. | ± | Szénmenny. (mg) | Megjegyzés |
|--------------|--|-------------------|-----|---------------|--|-------|-----------------|------------------------------|
| 980-982 | <i>Sphagnum</i> sp. levek, szárok, <i>Picea abies</i> tűlevelek, rügypikkelyek | 6246 | 26 | 7155–7258 | 7206.5 | 51.5 | 1 | |
| 1000-1002 | Mohalevelek és szárok, rügypikkelyek, gyökérszövetek | 8216 | 28 | 9082–9286 | 9184 | 102 | 1 | |
| 1008-1009 | <i>Picea abies</i> rügypikkely és tűlevéltő | 8293 | 54 | | | | 0.38 | |
| 1018-1019 | <i>Carex rostrata</i> mag, <i>Picea abies</i> rügypikkely, mohalevelek | 9261 | 93 | | | | | mikrográfit mérés, 0.14 mg C |
| 1036-1038 | Makropernye, mohaszárok, gyökérszövetek, rügypikkelyek | 10739 | 42 | 12,562–12,742 | 12652 | 90 | 0.58 | |
| 1055-1056 | cf. <i>Carex</i> sp. mag, <i>Picea abies</i> tűlevél | 11097 | 150 | 12,712–13,222 | | | 0.09 | |
| 1060-1061 | <i>Picea abies</i> tűlevéltő, rügy | 11374 | 490 | 12,040–14,708 | | | 0.01 | |
| 1072-1073 | Mikro- és makropernye | 14038 | 38 | 16,830–17,263 | 17046.5 | 216.5 | 1 | kiugró a lin. modellben |
| 1091-1092 | Cyperaceae szárok | 15400 | 44 | 18,556–18,784 | 18670 | 114 | 1 | kiugró a lin. modellben |
| 1085-1086 | Tűlevelű rügypikkely | 14118 | 339 | | | | 0.05 | |
| 1095-1096 | <i>Picea</i> sp. tűlevéltő és rügy | 14196 | 111 | | | | 0.25 | |
| 1126-1127 | Cyperaceae szárok és levéltöredékek | 14541 | 67 | 17,371–17,976 | 17673.5 | 302.5 | 0.26 | |
| 1340-1342 | Makropernye, Cyperaceae szárok, árvaszűnyog fejtokok, Cladocera tartóspeték | 17338 | 84 | 20,290–21,138 | 20714 | 424 | 0.28 | |
| 1365-1366 | Cyperaceae szárok, árvaszűnyog fejtokok, Cladocera tartóspeték | 17626 | 96 | 20,523–21,387 | 20955 | 432 | 0.18 | |
| 1538-1540 | Mohalevelek, szárok, árvaszűnyog fejtokok és Cladocera tartóspeték | 19717 | 122 | 23,133–23,953 | 23543 | 410 | 0.13 | |
| 1661-1662 | Cladocera tartóspeték | 21685 | 163 | 25400–26713 | 26056.5 | 656 | 0.09 | |

4. számú Melléklet A Kokadi-láp üledékének rétegtani leírása Troels-Smith (1955) alapján.

| Mélység (cm) | Troels-Smith szimbólumok | Jellemzés |
|--------------|--------------------------|---|
| 0-72 | Th2Ld1As1Ga+ | sötétbarna nádtőzeg gyakori csigahéj maradványokkal |
| 72-213 | As2Ag1Ld1Ga+Th+ | szürkés, magas szervesanyag tartalmú kőzetliszt gyökérmaradványokkal |
| 213-300 | Lc2As2 | szürkés-zöldes agyagos, magas mésztartalmú réteg csigamaradványokkal |
| 300-400 | Ld1As2Ag1G+ | barna, olykor sárgás agyagos homok, karbonátos réteggel 362-367 cm között |
| 400-595 | As1Ag2Ga1Ld+Dg+ | sötétbarna iszapos agyag több fekete pernyeréteg beépülésével |
| 595-600 | Ga2As1Ag1 | szürke finomszemcsés agyagos homok |
| 600-635 | Ag2As1Ga1Dg+ | szürke agyagos kőzetliszt fekete pernyerétegekkel |

5. számú Melléklet A Kokadi-láp radiokarbon kormeghatározásának eredményei kalibrált tartományokkal és a kor-mélység modellben kiugró értéként szereplő 9 korrall.

| Laboratórium | Korolt anyag | Mélység (cm) | ¹⁴ C korok BP | BP kortartományok (2 σ) | Megjegyzés |
|--------------|---|--------------|--------------------------|-------------------------|------------------|
| Poznań | <i>Phragmites australis</i> szárak | 3-4 | 107,47±0,4 | | modern, 0.74 mgC |
| Poznań | <i>Sambucus nigra</i> mag, indet mag és makropernye | 58 | 1870±30 | 1724-1877 | |
| Poznań | <i>Sambucus nigra</i> mag, makropernye és famaradvány | 71 | 2250±30 | 2156-2267 | |
| Poznań | <i>Phragmites australis</i> szárak | 76-78 | 920±40 | 758-924 | kiugró, 0.1 mgC |
| Poznań | Makropernye | 104-107 | 3444±33 | 3631-3783 | |
| Poznań | Makropernye | 115-119 | 3100±33 | 3226-3383 | |
| Poznań | <i>Phragmites australis</i> szárak | 121-123 | 915±30 | 762-920 | kiugró, 0.74mgC |
| Debrecen | <180µm finomszemcsés szervesanyag, növényi maradványok | 179 | 7506±45 | 8277-8398 | |
| Poznań | Makropernye | 195-198 | 6699±51 | 7481-7660 | kiugró |
| Debrecen | Biogén karbonát | 239 | 11412±46 | 13133-13361 | |
| Debrecen | Biogén karbonát | 239 | 11823±46 | 13547-13762 | |
| Poznań | Cyperaceae levelek és szárak | 242-244 | 1530±50 | 1326-1532 | kiugró, 0.1 mgC |
| Debrecen | <i>Schoenoplectus</i> sp. and <i>Carex</i> sp. levelek | 279 | 1357±37 | 1236-1337 | kiugró |
| Debrecen | Biogén karbonát | 279 | 12825±50 | 15117-15525 | |
| Debrecen | Biogén karbonát | 279 | 12920±49 | 15233-15661 | |
| Debrecen | <180µm finomszemcsés szervesanyag, növényi maradványok | 326 | 14715±59 | 17704-18084 | kiugró |
| Poznań | Cyperaceae leveltöredékek, makropernye | 392-394 | 25330±140 | 28983-29780 | kiugró |
| Debrecen | Moha és <i>Carex</i> sp. levelek | 422 | 13582±62 | 16154-16619 | |
| Debrecen | Makropernye | 465 | 14419±56 | 17370-17805 | |
| Poznań | <i>Carex</i> sp. és mohalevelek, <i>Betula nana</i> termés, növényi maradványok | 498-500 | 10930±50 | 12703-12929 | kiugró |
| Debrecen | Moha és <i>Carex</i> sp. levelek, indet magok | 553 | 14326±63 | 17212-17655 | |
| Debrecen | Moha és <i>Carex</i> sp. levelek, indet magok | 598-600 | 14635±63 | 17621-18001 | kiugró |
| Poznań | Famaradványok | 599-601 | 16280±90 | 19416-19954 | 0.72mgC |

6. számú Melléklet A Brazi- és Gales-tavak üledékének rétegtani jellemzése Troels-Smith (1955) szimbólumok alapján.

| Mélység (cm) | Troels-Smith szimbólumok | Jellemzés |
|-----------------|--------------------------|---|
| Brazi-tó | | |
| 110-118 | Ld2Tb1Tl1As+ | sötétbarna törmelékes tavi üledék (gyttja), famaradványokban gazdag |
| 118-527 | Ld3Th1Tb+Tl+As+ | sötétbarnás finomszemcsés tavi üledék (gyttja), növényi maradványokban gazdag, víztartalma 345 cm alatt lecsökken |
| 527-550 | As2Ld1Th+Tl+Ag1 | szürkés-barnás kőzetlisztes tavi üledék (gyttja) |
| 550-554,5 | As2Ag2Ld+Th+Tl+ | szürkés-barnás kőzetlisztes agyag, szerves törmelékben és növényi maradványokban szegény |
| 554,5-579 | Ld2As1Ag1Th+Tl+ | szürkés-barnás agyagos tavi üledék (gyttja), magas szervesanyag tartalommal, világosabb és sötétebb sávok váltakozása |
| 579-592 | As2Ag2Ld+Th+Tl+ | szürkés iszapos agyag alig észrevehető rétegzettséggel |
| 592-592,5 | Gs3Sh1 | szürkés-fekete homokréteg |
| 592,5-600 | As4Ag+Ld+Th+ | szürkés-barnás iszapos agyag |
| Gales-tó | | |
| 0-75 | Ld3Th1Tl+Tb+ | sötétbarna tavi üledék (gyttja), növényi maradványokban és Cladocera fejtokokban gazdag |
| 75-137 | Ld4Th+Tb+Tl+ | sötétbarna finomszemcsés tavi üledék (gyttja), 101,5 - 104 cm között, 114 cm és 123 cm-nél világosabb sávokkal |
| 137-139,5 | Ld3As1Th+Tb+ | szürkés-barnás kőzetlisztes tavi üledék (gyttja), éles alsó határvonallal |
| 139,5-160 | Ld4Th+Tb+Tl+ | sötétbarna finomszemcsés tavi üledék (gyttja) |
| 160-164 | Ld3As1Ga+Th+Tb+ | szürkés-barnás agyagos és kőzettörmelékes tavi üledék (gyttja), alsó határán finomszemcsés sárgás homok réteg |
| 164-199 | Ld4Th+Tb+Tl+ | sötétbarna finomszemcsés tavi üledék (gyttja) |
| 199-206 | Ld2As2Tg+ | szürkés-barnás átmeneti réteg, lefelé haladva fokozatos világosodás jellemzi, gyakori Cladocera maradványok |
| 206-269 | As3Ld1Ag+ | zöldesszürke iszapos agyagréteg, 210 cm alatt durvaszemcsés homok ékelődik be |
| 269-271 | As3Ga1Ld+Th+ | világosszürke homokos kőzetlisztes agyag |
| 271-328 | As3Ga1Ld+ | sárgás-szürkés kőzetlisztes agyag, szórványosan durvaszemcsés homokrétegekkel |

7. számú Melléklet A Lia- és Bukura-tavak üledékének rétegtani jellemzése Troels-Smith (1955) szimbólumok alapján.

| Mélység (cm) | Troels-Smith szimbólumok | Jellemzés |
|------------------|-----------------------------|---|
| Lia-tó | | |
| 31-110 | Ld3As1Dg+Dj+Sh+Ga+Di+ | sötétbarna tőzeges tavi üledék (gyttja) gyakori mohamaradványokkal |
| 111-141 | Ld3Ga1Ag+As+Sh+Dh+Di+ | sötétbarna homokbemosódásokban gyakori magas szervesanyag tartalmú tavi üledék |
| 141-220 | Ld3As1Ag+Ga+Sh+Dh+Di+ | sötétbarna tőzeges tavi üledék (gyttja) |
| 220-238 | Ld2Sh1Ga1Di+Dh+Dg+As+Ag+ | feketés-barnás homokos tőzeges üledék, égett maradványokban gazdag |
| 238-268 | Ld3Dh1Ga+Di+As+Sh+Ag+ | barna tőzeges tavi üledék |
| 268-272 | Ga2Gg1Ld1 | szürke durvaszemcsés és finomabb homokréteg |
| 272-390 | Ld2Sh1Dh1Dg+Di+As+Ag+ | sötétbarna tőzeges tavi üledék alján fekete sávokkal |
| 390-550 | Ld2Sh1Dh1Dg+Di+As+Ag+ | sötétbarna tőzeges tavi üledék alján fekete sávokkal |
| 551-620 | As2Ag1Ld2Di+Sh+Dg+ | szürkés törmelékes agyag gyakori faszén rétegekkel |
| 620-633 | As2Ld1Ag1Di+Sh+Dg+ | szürkés-barnás törmelékes agyag |
| 633-656 | As2Ag2Ld+ | szürke törmelékes agyag |
| 656-677 | As2Ag2Ld+Sh+ | szürke törmelékes agyag |
| 677-713 | As2Ag1Ld1Sh+ | sötétszürke törmelékes agyag |
| 715-723 | Ga2Gg1Ag1As+ | világosszürke közepesen szemcsés-finomszemcsés homokréteg |
| 734-747 | Ag2As1Ga1 | szürke kőzetliszt finomszemcsés homokkal |
| 747-762 | Ag2As1Ga1Sh+ | világosszürke rétegzett kőzetliszt finomszemcsés homokkal keveredve |
| 762-801 | Ag2As1Ga1 | szürkés kőzetliszt finomszemcsés és közepesen szemcsés homokkal |
| Bukura-tó | | |
| 0-29 | Ld2Tb1As1Sh+Th+Ag+ | sötétbarna törmelékes tavi üledék (gyttja) gyakori mohalevelekkel és mohaszárakkal |
| 29-31 | Ag2Ld2Pb+Sh+Th+As+ | sötétbarna-sötétszürke iszapos tavi üledék (gyttja) |
| 31-65 | Ld2Ag1Th1Tb+Th+Sh+As+ | sötétbarna-sötétszürke durva törmelékes, néhol tőzeges tavi üledék mohamaradványokkal |
| 65-113 | Ld1Tb1As1Th1Sh+Ga+Gs+Ag+ | sötétbarna durva törmelékes tavi üledék, nagyon gyakori mohamaradványokkal, szórványos homokrétegek megjelennek |
| 113-116 | Ld1As1Tb1Th1Sh+Ga+Gs+Ag+ | barnás-szürkés durva törmelékes tavi üledék iszaprétegekkel |
| 116-266 | Tb2Ld1Th1As+Sh+Gs+Ag+ | barnásfekete, erősen humuszosodott tőzeges tavi üledék |
| 266-267 | Tb2As1Ld1Ag+Th+Sh+As+ | barnásfekete, tőzeges tavi üledék homokrétegek beékelődésével |
| 267-282 | Tb2Ld1Th1As+Sh+Gs+Ag+Ga+ | barnásfekete, erősen humuszosodott, mohamaradványokban gazdag tőzeges tavi üledék |
| 282-285 | Tb2As1Ld1Ag+Th+Sh+As+Ga+Gs+ | sötétbarna tőzeges tavi üledék homokrétegekkel |
| 285-342 | Tb2As1Ld1Ag+Th+Sh+As+ | sötétbarna humuszosodott tőzeges tavi üledék, mohamaradványokban gazdag, helyenként homokrétegek tarkítják |
| 343-394 | Ld2As1Tb1Sh+Th+Ag+ | sötétbarna durvaszemcsés iszapos tavi üledék, mohamaradványokkal és homok dominálta rétegekkel |
| 395-398 | Ld2As2Tb+Th+Ga+Sh+Ag+Gs+ | szürkés-barnás iszapos tavi üledék |
| 399-403 | As3Ld1Ag+Sh+Th+Tb+Ga+Gs+ | világosszürkés-világosbarna agyagos kőzetliszt |
| 404-406 | As2Tb1Ld1Ag+Sh+Ga+Gs+ | barnásfekete tőzeges tavi üledék mohamaradványokkal |
| 406-408 | Ga2Ag1Ld1Tb+Th+Gs+As+ | világosszürke-világosbarna iszapos homok |
| 408-488 | Ld2As1Tb1Th+Sh+Ag+ | sötétbarna durvaszemcsés törmelékes tavi üledék szórványos iszaprétegekkel és mohamaradványokkal |
| 488-510 | Ld2As2Tb+Th+Sh+Ag+ | sötétbarna iszapos, durva törmelékes tavi üledék |
| 510-548 | Ag3As1 | világosszürke-sárgás agyagos finomtörmelék homokrétegekkel |
| 548-558 | Ld3As1Tb+Th+Ag+ | sötétbarna durva törmelékes tavi üledék |

8. számú Melléklet Brazi- és Gales-tavak üledékének radiokarbon kormeghatározásának eredményei kalibrált tartományokkal és a kor-mélység modellekben kiugró értékekkel.

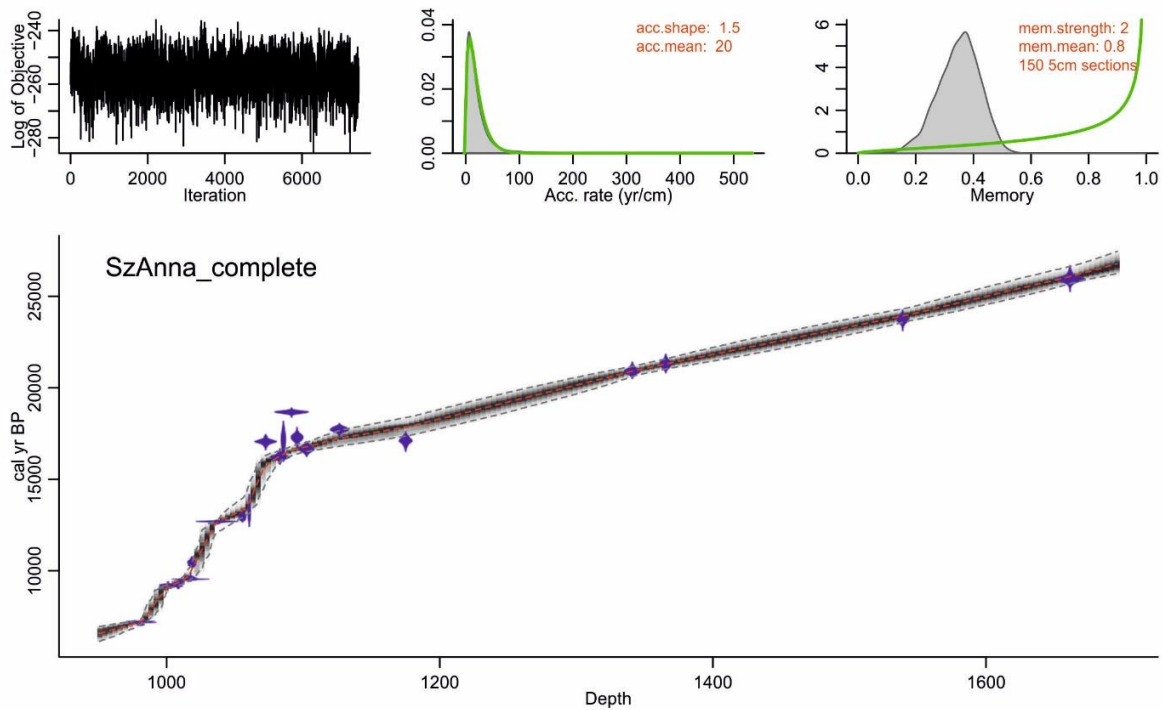
| Laboratórium | Korolt anyag | Mélység (cm) | ¹⁴ C kor BP | BP kor tartomány (2s) | Átlagos korok BP hibája | Megjegyzés |
|-----------------|--|--------------|------------------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------------|
| Brazi-tó | | | | | | |
| Poznań | <i>Picea abies</i> tűlevelek | 119 | 725±30 | 652-723 | | kiugró |
| Debrecen | > 180 µm üledék frakció, növényi makrofossziliák | 127 | 375±25 | 319-503 | 411±92 | |
| Debrecen | < 180 µm üledék frakció | 127 | 1018±23 | 913-970 | | kiugró |
| Debrecen | < 180 µm üledék frakció | 127 | 1031±23 | 921-975 | | kiugró |
| Poznań | <i>Pinus mugo</i> tobozpikkely | 160 | 1735±30 | 1562-1712 | 1637±75 | |
| Debrecen | <i>Pinus</i> sp. ág | 204 | 2611±23 | 2724-2763 | 2743,5±19,5 | |
| Poznań | <i>Pinus mugo</i> toboz | 238 | 3045±30 | 3205-3356 | 3280,5±75,5 | |
| Debrecen | > 180 µm üledék frakció, növényi maradványok | 280 | 3962±30 | 4381-4520 | | |
| Debrecen | > 180 µm üledék frakció, növényi maradványok | 280 | 3987±26 | 4416-4521 | 4468,5±52,5 | |
| Poznań | <i>Pinus</i> sp. ág | 315 | 5040±40 | 5708-5902 | 5805±97 | |
| Poznań | <i>Picea abies</i> tűlevelek | 355 | 6320±40 | 7163-7324 | 7243,5±80,5 | |
| Debrecen | > 180 µm üledék frakció, növényi maradványok | 391 | 6925±30 | 7683-7828 | 7755,5±72,5 | |
| Poznań | <i>Picea abies</i> tűlevelek | 393 | 6130±40 | 6926-7160 | | kiugró |
| Debrecen | teljes üledék | 420 | 6083±29 | 6857-7014 | | kiugró |
| Poznań | <i>Picea abies</i> tűlevelek és magok | 450 | 8240±50 | 9072-9326 | 9199±127 | |
| Poznań | <i>Picea abies</i> tűlevelek és magok | 505 | 8810±50 | 9670-10 155 | 9912,5±245,5 | |
| Poznań | <i>Pinus mugo</i> tűlevelek | 521 | 9150±50 | 10 226-10 433 | 10329,5±103,5 | |
| Poznań | <i>Picea abies</i> toboz | 545 | 9610±50 | 10 766-11 167 | 10966,5±200,5 | |
| Poznań | <i>Pinus mugo</i> tűlevél | 557 | 9980±100 | 11 216-11 826 | 11521±305 | |
| Poznań | makropernye | 569 | 10 870±70 | 12 598-12 925 | 12761,5±163,5 | |
| Poznań | <i>Pinus</i> sp. tűlevelek | 578 | 11 590±60 | 13 287-13 620 | 13453,5±166,5 | |
| Poznań | <i>Picea abies</i> tobozpikkely | 591 | 9690±50 | 11 067-11 225 | | kiugró |
| Gales-tó | | | | | | |
| Poznań | <i>Picea abies</i> gally | 15 | 2075±30 | 1985-2129 | 2057±72 | |
| Debrecen | < 180 µm üledék frakció | 26 | 2720±26 | 2763-2861 | 2812±49 | |
| Poznań | <i>Pinus mugo</i> toboz | 43 | 2500±35 | 2458-2738 | 2598±140 | |
| Debrecen | < 180 µm üledék frakció | 75 | 2906±25 | 2959-3083 | 3021±62 | |
| Poznań | <i>Pinus</i> gally | 102 | > 0 BP | | | <0,02 mg C, túl kevés minta |
| Poznań | <i>Pinus</i> gally | 150 | 5380±40 | 6172-6283 | 6227,5±55,5 | |
| Debrecen | > 180 µm üledék frakció | 159 | 6190±48 | 6959-7180 | 7069,5±110,5 | extra háttér korrekció |
| Debrecen | > 180 µm üledék frakció | 165 | 6496±64 | 7274-7508 | 7391±117 | extra háttér korrekció |
| Debrecen | > 180 µm üledék frakció | 173 | 7353±48 | 8029-8223 | 8126±97 | extra háttér korrekció |
| Poznań | <i>Pinus</i> tűlevél | 179 | 8240±50 | 9072-9326 | 9199±127 | |
| Poznań | Cladocera | 179 | 8170±70 | 8992-9318 | 9155±163 | 0,7 mg C |
| Debrecen | > 180 µm üledék frakció | 189 | 8738±36 | 9560-9832 | 9696±136 | |

| | | | | | | |
|----------|---------------|-----|-----------|-------------|---------------|-----------------------------------|
| Poznań | Cladocera | 213 | 10510±70 | 12363-12605 | 12484±161 | túl idős a pollen sztrag. szerint |
| Debrecen | teljes üledék | 240 | 10593±36 | 12520-12645 | 12582,5±62,5 | |
| Poznań | Cladocera | 261 | 10390±100 | 11967-12576 | 12271,5±304,5 | 0,19 mg C, kiugró |
| Poznań | Cladocera | 281 | 7880±60 | 8552-8812 | 8682±130 | túl kevés minta, 0,5 mg C, kiugró |
| Debrecen | teljes üledék | 288 | 12411±39 | 12128-14944 | 13536±1408 | |
| Poznań | Cladocera | 315 | > 0 BP | | | <0,02 mg C, túl kevés minta |
| Poznań | Cladocera | 317 | > 0 BP | | | 0,02 mg C, túl kevés minta |
| Debrecen | teljes üledék | 320 | 14397±45 | 17182-17834 | 17508±326 | |

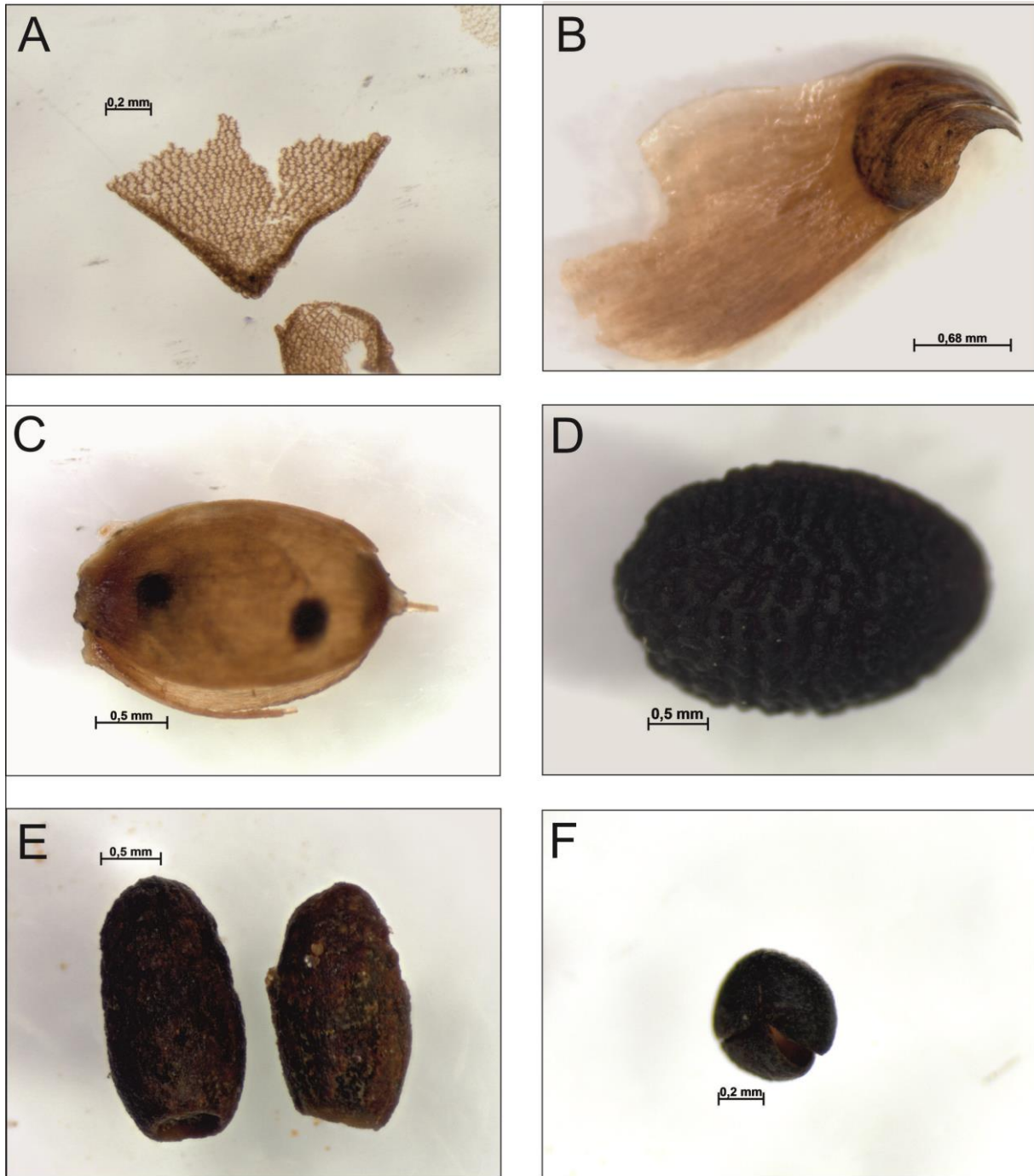
9. számú Melléklet A Lia- és Bukura-tavak üledékének radiokarbon kormeghatározásának eredményei kalibrált tartományokkal és a kor-mélység modellekben kiugró értékekkel.

| Laboratórium | Korolt anyag | Mélység (cm) | ¹⁴ C kor BP | BP kor tartomány (2s) | Átlagos korok BP hibája | Megjegyzés |
|------------------|--|--------------|------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| Lia-tó | | | | | | |
| Debrecen | <250 µm üledék frakció | 80 | 1018 | 824-867 | 35 | |
| Debrecen | <i>Pinus mugo</i> tülevél | 96 | 950 | 789-930 | 36 | kiugró |
| Debrecen | növényi makrofosszília | 133 | 2782 | 2784-2961 | 37 | |
| Debrecen | <250 µm üledék frakció | 162 | 3715 | 3961-4157 | 40 | |
| Debrecen | <i>Picea abies</i> tülevél | 218 | 4057 | 4424-4644 | 40 | |
| Debrecen | <250 µm üledék frakció | 278 | 5576 | 6293-6436 | 43 | |
| Debrecen | <i>Picea abies</i> tülevél | 337 | 6147 | 6929-7166 | 43 | |
| Debrecen | <250 µm üledék frakció | 383 | 7419 | 8165-8363 | 48 | |
| Debrecen | <i>Pinus mugo</i> tülevél | 433 | 7987 | 8699-9005 | 45 | |
| Debrecen | <250 µm üledék frakció | 494 | 8846 | 9732-10165 | 53 | |
| Debrecen | >250 µm üledék frakció | 560 | 9386 | 10491-10747 | 54 | |
| Debrecen | <i>Pinus mugo</i> tülevél | 590 | 9521 | 10672-10884 | 43 | |
| Debrecen | <i>Rumex</i> -típusú termés | 624 | 9560 | 10727-11095 | 42 | kiugró |
| Debrecen | >150 µm üledék frakció | 683 | 11462 | 13160-13440 | 63 | |
| Debrecen | <150 µm üledék frakció | 683 | 11324 | 13070-13291 | 65 | |
| Debrecen | teljes üledék | 703 | 9884 | 11173-11625 | 82 | kiugró |
| Bukura-tó | | | | | | |
| Debrecen | < 250 µm üledék frakció | 50 | 1817 | 1691-1827 | 1759±34 | |
| Debrecen | <i>P. mugo</i> tülevél, növényi maradványok | 100-101 | 2826 | 2841-3067 | 2954±46 | |
| Debrecen | < 250 µm üledék frakció | 150 | 2640 | 2727-2800 | 36 | kiugró |
| Debrecen | növényi maradványok | 185-186 | 3569 | 3702-3984 | 3843±51 | |
| Debrecen | < 250 µm üledék frakció | 223 | 3868 | 4222-4415 | 4318±39 | |
| Debrecen | növényi maradványok | 270-271 | 4028 | 4417-4584 | 4500±38 | |
| Debrecen | < 250 µm üledék frakció | 330 | 5199 | 5892-6027 | 5959±44 | |
| Debrecen | növényi maradványok | 380-381 | 6962 | 7565-8040 | 7802±139 | |
| Debrecen | < 150 µm üledék frakció | 430 | 7531 | 8280-8416 | 8348±52 | |
| Debrecen | bulk üledék | 493-494 | 9168 | 10236-10428 | 10332±40 | |
| Debrecen | bulk üledék | 493-494 | 9153 | 10230-10419 | 10324±39 | |
| Debrecen | <i>P. abies</i> tülevelek, növényi maradványok | 494-495 | 9209 | 10235-10564 | 10399±77 | |
| Debrecen | <150µm üledék frakció | 516 | 11717 | 13398-13745 | 13571±84 | |
| Debrecen | >150µm üledék frakció | 516 | 12045 | 13732-14118 | 13925±82 | |
| Poznań | bulk üledék | 549 | 9870 | 11101-11724 | 11412±100 | |
| Debrecen | <i>P. mugo</i> tülevelek | 549-550 | 9275 | 10286-10578 | 10432±47 | |

10. számú Melléklet A Szent Anna-tó 2010-es fúrásának BACON kor-mélység modellje, mely hiátus figyelembe vételével készült.



11. számú Melléklet Növényi makrofosszília maradványok a Szent Anna-tó és a Kokadi-láp üledékéből A) *Sphagnum* sp. levelek B) *Picea abies* mag repítőkészülék C) *Carex* sp. D) *Sambucus nigra* E) *Hippuris vulgaris* F) *Selaginella selaginoides*. A képek az MTA Régészettudományi Intézet munkatársainak segítségével készültek.



12. számú Melléklet Növényi makrofossziliák a Retyezát hegység tavaiból A) *Picea abies* tűlevél B) *Larix decidua* tűlevél C) *Betula* sp. D) *Pinus* sp. E) *Heracleum sphondylium* F) *Rumex* sp. A képek az MTA Régészettudományi Intézet munkatársainak segítségével készültek.

