

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

**Rövid távú koraholocén (8200 év) klímafluktuációk
vegetációra gyakorolt hatása a Déli-Kárpátok Retyezát-
hegységében**

Készítette:
Pál Ilona

Témavezetők:

Dr. Magyar Enikő, MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport
Dr. Pálffy József, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi
Kar, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

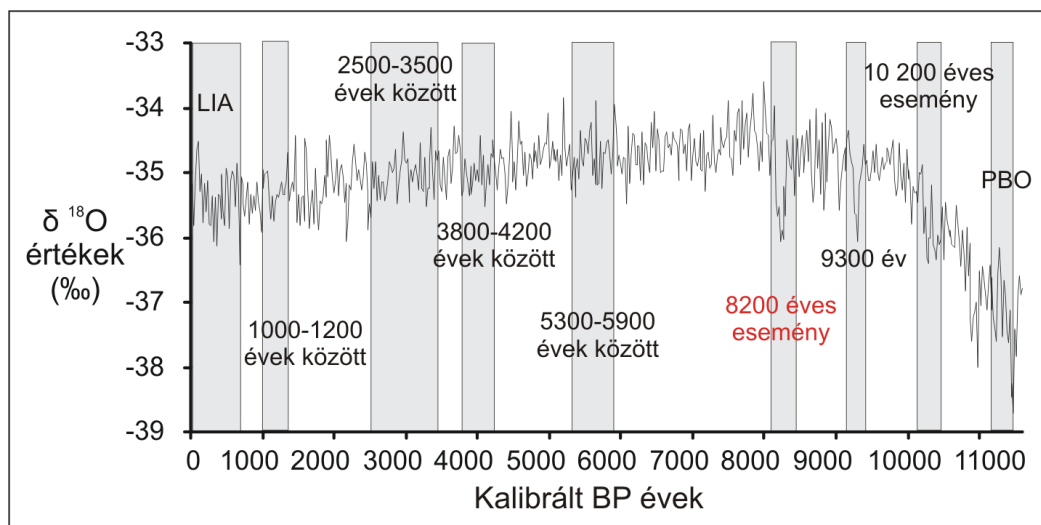
Budapest, 2012

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés és célkitűzés	3
1.1. A 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoscillációról bővebben.....	4
1.2. A klímaoscilláció idején kimutatott vegetációbeli változások	7
2. Anyag és módszer	9
2.1. A mintaterület rövid bemutatása	9
2.2. Üledékmintavétel.....	10
2.3. Radiokarbon kormeghatározás	10
2.4. Pollenfeltárás	11
2.5. Adatelemzési módszerek.....	12
2.5.1. A pollenszemek azonosítása	12
2.5.2. Sztóma vizsgálat	13
2.5.3. Pollendiagram készítése és zónákra bontása	13
3. Eredmények	15
3.1. Az üledék kor-mélység összefüggése és az ülepedési ráta változásai	15
3.2. A pollenzónák jellemzői, pollen alapú vegetációrekonstrukció.....	17
3.3. A 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoscillációval összefüggésbe hozható vegetációváltozások.....	22
4. Diskusszió	27
4.1. A klímaoscilláció idején bekövetkezett változások értékelése	27
4.2. Eredményeink összevetése további módszerek eredményeivel	31
5. Konklúzió	34
Köszönetnyilvánítás.....	36
Irodalomjegyzék.....	37
Függelék.....	43

1. Bevezetés és célkitűzés

A holocén a negyedidőszak utolsó interglaciális szakasza, mely ~11 600 évvel ezelőtt¹ kezdődött és napjainkban is tart (Mayewski, P. A. et al. 2004). Kimutatható, hogy a holocén korai szakasza (11 600-7000 évek között) instabil, éghajlati változásokban gazdagabb, mint a holocén későbbi része (Magny, M. et al. 2007). A rövidebb időszakot, rendszerint pár száz évet felölelő klímaingadozások (rapid climate change events, RCC) a holocén egészében kimutathatók, és kb. 6000 évtől gyakoriságuk növekszik (Mayewski, P. A. et al. 2004). Különös jelentőséggel bír a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett, rövid ideig tartó klímakilengés, mely az egyetlen, ami a grönlandi jégfúrások oxigénizotóp-arány görbéjében ($\delta^{18}\text{O}$) is markáns csökkenésként (1. ábra) jelentkezik (Rasmussen, S. O. et al. 2006, Rasmussen, S. O. et al. 2007, Tinner, W.–Lotter, A. F. 2001, Weninger, B. et al. 2006, Vinther, B. M. et al. 2006, Thomas, E. R. et al. 2007, Young, N. E. et al. 2012).



1. ábra. Az NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek változása a holocén folyamán. A szürke sávok a holocén rövid ideig tartó klímafluktuációk időszakát jelölik. Az ábrán látható rövidítések: LIA – Little Ice Age (Kis jégkorszak), PBO – Preboreal Oscillation (Preboreális Oszcilláció).

A kutatás jelen állása szerint a holocén gyors klímafluktuációi különböző okokra vezethetők vissza, mint például a naptevékenység változásaira, a földpályaelemek változásaihoz köthető besugárzás ingadozásokra, a vulkáni aeroszolok és az üvegházhatású gázok nagyobb koncentrációjára a légkörben, a hidrológiai ciklus

¹ A dolgozatban minden koradat kalibrált BP évben értendő (cal yr before present), melyben a BP 1950-hez viszonyított.

átalakulásaira, a tenger vízszintjének ingadozásaira, a tengeri jég kiterjedésére, valamint a szárazulatok erdővel való borítottságára (Mayewski, P. A. et al. 2004, Wanner, H. et al. 2008, Weninger, B. et al. 2009). Ezeknek a rövid lehűlési eseményeknek a vegetáció összetételére gyakorolt hatását vizsgálhatjuk a pollenanalízis módszerével (Peteet, D. 2000, Ortu, E. et al. 2006, Seppä, H. 2007, Tinner, W.–Lotter, A. F. 2001, Wick, L. 2000).

Dolgozatomban ezt a módszert alkalmazom a déli-kárpátokbeli Retyezát-hegység egyik gleccsertavi üledékszervényének koraholocén szakaszán. Mivel ez a terület az észak-atlanti térségtől távol², a kontinens belsejében helyezkedik el, kíváncsi voltam arra, hogy a koraholocénben, ~ 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaváltozás hatása kimutatható-e a tó körüli vegetáció-összetételben, és ha igen, milyen mértékben érintette az általam választott területet.

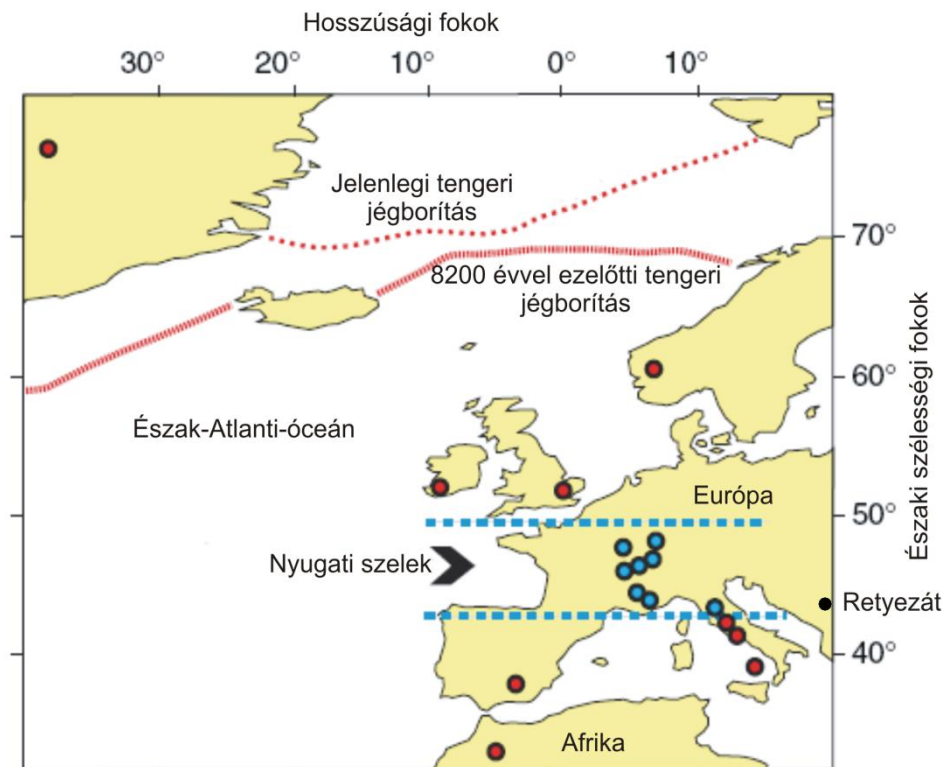
1.1. A 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoszillációról bővebben

Szárazföldi és tengeri üledékszervények vizsgálatai alapján tudjuk, hogy a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaváltozás mindkét féltekén nagymértékű környezetváltozásokat okozott (Kofler, W. et al. 2005, Tinner, W.–Lotter, A. F. 2001, Seppä, H. et al. 2007). A holocén legszélsőségesebb eseményének tekinthető (Alley, R. B. et al. 1997), továbbá a jégkorszak alatt jellemző feltételek felé mutatott visszatérést.

Kialakulásának oka lehetett, hogy 8470 évvel ezelőtt az Észak-Atlanti-óceán térségébe nagy mennyiségű édesvíz jutott. Az Atlanti-óceán mélységi áramlata nagyon érzékeny az édesvíz beáramlására az észak-atlanti régióban, ahonnan a mélységi áramlat kiindul (Renssen, H.–Isarin, R. F. B. 2001, Bauer, E. et al. 2004). Az északi irányba mozgó hőt szállító Golf-áramlással összekapcsolódva Európa éghajlatának kialakításában létfontosságú szerepet játszik (Rahmstorf, S. 2000), így megváltozása jelentősen változtathatja az éghajlatot is. Az egyre nagyobb mennyiségben bejutó édesvíz a mélységi víz keletkezési intenzitásának csökkenéséhez és az áramlat átfordulási pontjának délebbre helyeződéséhez vezethet, ami pedig a magasabb földrajzi szélességeken található területek lehűlését eredményezheti. Valószínűleg ezzel a klímaváltozási mechanizmussal összefüggésben az Alpokban megfigyelhető volt 8200 év körül a pollenprodukcióban bekövetkező csökkenés és/vagy az erdőhatár változása

² Az észak-atlanti térség óceáni áramlás rendszere (termohalin cirkuláció) és légnyomása befolyásolja Európa éghajlatát.

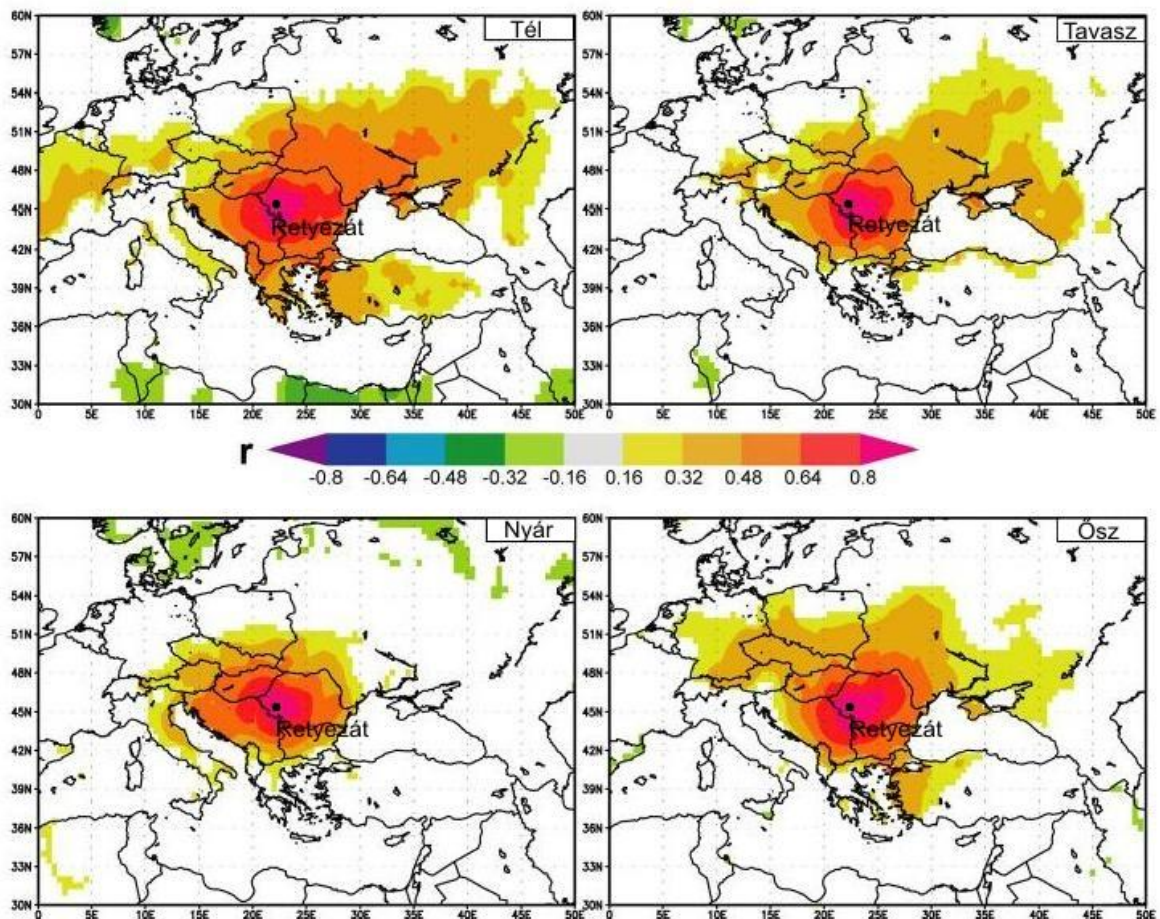
(Kofler, W. et al. 2005, Tinner, W.–Lotter, A. F. 2001). Változás következett be továbbá Közép-Európában is, ahol tavi üledékek vizsgálata alapján a kutatók arra következtettek, hogy 8200 évvel ezelőtt elsősorban az Alpokban a csapadékmennyiség és ezzel együtt a hozzáférhető vízmennyiség megnövekedett. Michel Magny (2007) összefoglaló tanulmánya szerint a lehülési esemény ideje alatt Európa klimatikusan három részre tagolódott (2. ábra).



2. ábra. A 8200 éve történt klímakilengés idején kimutatható éghajlati viszonyok Európában (Magny, M. 2007 alapján). A piros pontozás a jelenlegi tengeri jégborítás határát, míg a piros vonallal jelölt a 8200 évvel ezelőtti tengeri jégborítás határát jelzi. A piros pontok azokat a tavakat jelölik, melyeknek az esemény ideje alatt alacsony a vízállása, míg a kék pontokkal jelölt tavaknál magasabb vízállás volt kimutatható. A fekete pont a mintavételi terület, a Retyezát-hegység elhelyezkedését mutatja.

Közép-Európában a csapadékmennyiség és a hozzáférhető vízmennyiség nőtt a kiválasztott tavak vízszintjeinek vizsgálata során a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett esemény során. Oka Michel Magny (2007) szerint a magas és alacsony szélességi körök között érvényesült erősebb hőmérsékleti gradiens következtében megerősödő ciklon aktivitás volt. Az esemény ideje alatt délebbre tolódó nyugati szelek szállították a ciklonokat Közép-Európa ezen területeire (Magny, M. 2007). Ezzel szemben Észak- és Dél-Európában eltérő éghajlati feltételek uralkodtak a tavak vízszintjének vizsgálatai

alapján. Ez Észak-Európában az Északi-tenger jégborításának délebbre tolódásával, míg Dél-Európánál a tengervíz felszíni hőmérsékletének csökkenésével magyarázható. Ezeken a területeken az éghajlat szárazabbá vált, mely feltehetően a gyengébb párolgás miatt alakult ki (Magny, M. 2007). A térképen fekete ponttal jelölt Retyezát-hegység a csapadékosabb éghajlatot felölölő sáv alsó határánál fekszik, így területe inkább a csapadékosabb zónába esik. Ha Michel Magny feltételezése igaznak bizonyul, akkor a Retyezát éghajlata a 8200 évvel ezelőtti klímakilengés idején feltehetően csapadékosabbá vált. A Retyezát ebből a szempontból is különleges terület, hiszen a határ közelsége miatt nem tekinthető egyértelműnek vagy csak a csapadékos feltételek, vagy csak a szárazabb feltételek érvényesülése. A 3. ábrán látható, hogy a Retyezát a különböző évszakokban más-más terület éghajlatával mutat korrelációt.



3. ábra. A Retyezát-hegység éghajlati korrelációja a környező területek éghajlatával a különböző évszakokban (Magyari E. et al. 2012/b alapján). A térképeken a korrelációs együtthatókat (r) színekkel jelöltük, ahol a legerősebb pozitív korrelációt rózsaszín, míg a leggyengébb pozitív korrelációt zöldessárga szín jelöli. Néhány negatív korrelációs együttható is feltüntetésre került, pl. a Brit-szigetek térségében.

Jól megfigyelhető az ábrán, hogy télen a Retyezát éghajlata a balkáni területek és a Fekete-tenger éghajlatával mutat erősebb pozitív korrelációt. Tavasszal és nyáron leginkább a balkáni területek éghajlatával korrelál leginkább, míg ősszel a nyugati területek éghajlatával mutat közepes korrelációt (Magyari E. et al. 2012/b). Így összességében elmondható, hogy a Retyezát-hegység éghajlati szempontból kettős klímahatás alatt áll, éghajlata leginkább a Balkán északi részével mutat hasonlóságot, ugyanakkor őszi időjárását a nyugati szelek befolyásolják döntően. Ez a kettőség felveti annak lehetőségét, hogy a Magny-féle térképen Európa éghajlati tagolódása nemcsak a földrajzi szélességek mentén történik meg, hanem a földrajzi hosszúságok mentén is. A Retyezát vizsgálata abból a szempontból is fontos, hogy a kapott eredmények rámutathatnak arra, hogy a Retyezátban tapasztalt éghajlati változások eltérnek-e a Magny-féle középső sávban várhatótól és indokolt-e esetleg egy földrajzi hosszúság menti választóvonal bevezetése.

1.2. A klímaoszilláció idején kimutatott vegetációbeli változások

Észak-Amerikában a hegyi gleccserek előrenyomulását, valamint a Laurenciai jégtakaró nagyobb kiterjedését figyelték meg 8000 és 8300 évek között, mint amit a Fiatalabb Driász lehűlés idején mutattak ki (Young, N. E. et al. 2012). Így Észak-Amerikában az esemény lehűlésként jelentkezett.

Ez a klímaoszilláció, noha rövid ideig tartott, jelentős hatást gyakorolt a vegetációra Európa-szerte. Néhány jelentősebb példával bemutatom az egyes növényfajok válaszát a 8200 évvel ezelőtti bekövetkező klímaváltozásra.

Kofler, W. et al. (2005) pollen és makrofosszília elemzést folytatott az Alpok keleti részén. Eredményei alapján az alpesi erdőhatár és az a fölötti területeken következett be a pollenszázalékokban változás. A havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) akkumulációs rátájában csökkenést tapasztalt, ami alacsonyabb nyári hőmérsékletre utalt. A sásfélék (Cyperaceae) százalékos értékeiben bekövetkező csökkenés pedig a hideg nyarak előfordulására utal Kofler W. et al. (2005) szerint az esemény ideje alatt. Az erdőhatár emelkedésére utalnak a kismértékben növekedő arboreális pollen taxonok (fásszárú növények) százalékos értékei. Valójában a lehűlés ideje alatt a százalékos értékeikben csökkenésnek kellene jelentkeznie. Az alacsony nyári hőmérséklet miatt az éves hóösszeg nőtt, melyet a sásfélék százalékos értékei támasztanak alá.

A Keleti-Kárpátokban végzett pollen vizsgálatok alapján 8350 és 8000 évek közé tehető egy erőteljes pollenösszetételbeli és arányváltozás, ami a 8200 éves klímaoszcillációval hozható összefüggésbe. 8300 és 8400 évek közt a kevert lombhullató erdők visszaszorulása, míg a főként lucfenyő (*Picea abies*) és a mogyoró (*Corylus*) alkotta erdők terjedése figyelhető meg. Eredményeik alapján arra következtettek, hogy ez alatt az idő alatt magasabb nyári hőmérsékletek uralkodtak, mely a kontinentalitás és szezonális fokozódásához vezetett (Feurdean, A. et al. 2008).

A balti országokban és a Skandináv-félsziget déli területein egyértelműen kimutatták a lehűlés növényzetre gyakorolt hatását elsősorban tavasszal és télen (Seppä, H. et al. 2007). Erős változás figyelhető meg Közép-Európában a lombhullató taxonok populációiban. Ilyenek a mogyoró (*Corylus*), az éger (*Alnus*) és a szil (*Ulmus*). Virágzásuk kora tavasszal indul meg, ám ha a hőmérséklet ekkor alacsonyabb, akkor virágzásuk későbbre tolódik vagy szünetel, így a pollen-produktivitásukban jelentős csökkenés tapasztalható.

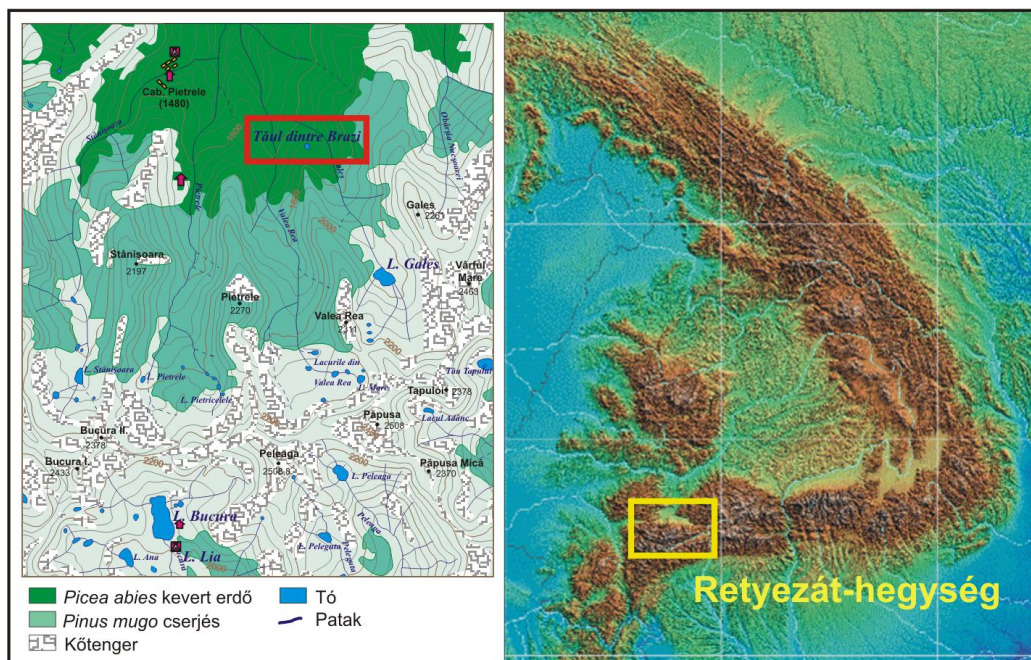
A Prespa-tó pollenanalitikai vizsgálataiból is kimutatható a 8200 évvel ezelőtti bekövetkezett klímaoszcilláció hatása, melyet az üröm (*Artemisia*) és a pázsitfűfélék (*Poaceae*) pollenszázalékainak növekedése kísért (Panagiotopoulos, K. et al. 2012). Ezzel egyidejűleg jelentkezett a fák pollenszázalékaiban bekövetkező, mintegy 10%-os csökkenés, ami az erdő felnyílására utal. Ezen a területen mikropernye vizsgálatot nem végeztek, ezért nem tudjuk, hogy a tapasztalt erdőfelnyílások köthetők-e nyári erdőtüzekhez.

Tinner, W. és Lotter, A. F. (2001) Svájc középső területéről és Dél-Németországból is kiválasztottak egy-egy tavat, hogy kimutassák Közép-Európában az esemény idején bekövetkező növényzeti válaszokat. Eredményeik alapján elmondható, hogy mindkét tó esetében megfigyelhető a mogyoró (*Corylus*) pollenszázalékaiban bekövetkező jelentős csökkenés (40%-ról 16%-ra). Ugyanakkor mindkét tó esetében megfigyelhető a bükk (*Fagus*) nagyarányú elterjedése, mely addig alig volt jelen az erdőkben. A mogyoró pollenszázalékának csökkenése és a bükk százalékos értékének növekedése a kezdetét jelentette, annak a már 1000 éve tartó vegetációfejlődésnek, ahol az erdőkben a bükk dominanciája jellemző. A Lengyelországban vizsgált Gosciaz-tó esetében is hasonlóan csökkent a mogyoró pollenszázaléka, továbbá megfigyelhető a bükk és/vagy a gyertyán (*Carpinus betulus*) százalékos értékeinek növekedése (Ralska-Jasiewiczowa, M. et al. 1998).

2. Anyag és módszer

2.1. A mintaterület rövid bemutatása

A Déli-Kárpátok Retyezát-hegységének északi lejtőjén, a Gales-völgy nyugati peremén helyezkedik el a Taul dintre Brazi (Brazi-tó) (4. ábra). A tó az erdőhatár alatt, a szubalpin övezetben helyezkedik el 1740 méteres tengerszint feletti magasságban. Az erdőhatár pedig a Retyezát-hegység északi oldalán 1850 méter körüli magasságban található meg. Területe 0,5 ha, legnagyobb vízmélysége pedig 1 méter körüli. A tavat kevert fenyőerdő veszi körül, melynek jellemző fajai a közönséges lucfenyő (*Picea abies*) és a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*). A tó partján található fajok közül jelentős mennyiségben fordul elő a vörös és a fekete áfonya (*Vaccinium vitis-idaea*, *V. myrtillus*), az erdélyi rododendron (*Rhododendron myrtifolium*), a hüvelyes gyapjúsás (*Eriophorum vaginatum*), a szálas szittyó (*Juncus filiformis*) és egyéb tőzegmoha fajok (*Sphagnum* sp.), melyek a törpefenyővel (*Pinus mugo*) egybefüggő szőnyeget alkotnak a cserjeszintben (Magyari E. et al. 2009, 2012/a, Tóth M. et al. 2012).



4. ábra. A Retyezát-hegység (sárga téglalappal jelölt) helyzete a Kárpátok íve mentén, valamint a Brazi-tó (piros téglalappal jelölt) elhelyezkedése a vizsgált hegységen belül.

2.2. Üledékmintavétel

A Brazi-tó fúrása 2007 augusztusában történt, melyet a tó közepéből Livingstone-típusú dugattyús magmintavevővel végeztek (Magyari E. et al. 2009, Braun M. et al. 2012). A vízoszlop magassága 110 cm, míg a tavi üledék hossza 490 centiméter volt. A tóból méterenként haladva 70 mm átmérőjű bolygatatlan üledékmagokat vettek ki műanyag csőbe. Minden fúrást követően csak a dugattyút cserélték a műanyag csöveken, így haladtak méterről méterre. A csöveket pedig a mintázást követően lezárták és így szállították Budapestre, a Magyar Természettudományi Múzeum Növénytárába. A fúrómagokat a további kezelésig 2 °C fokon tárolták.

2.3. Radiokarbon kormeghatározás

A Brazi-tó üledékében nagy számban találhatóak szárazföldi eredetű (terresztris) növényi makrofossziliák, melyek kiválóan alkalmasak az üledék korának meghatározásához (Wohlfarth, B. et al. 2001, Walker, M. 2005). Ahhoz, hogy a makrofossziliákat kinyerjék az üledékből a teljes üledéket 1 cm-es vastagságú szeletekre vágták, majd ebből részmintákat vettek AMS ^{14}C meghatározáshoz. Ezeket desztillált vízben áztatták, majd 250 és 180 μm -es lyukátmérőjű szitán szűrték át, melyekből sztereomikroszkóp segítségével válogatták ki a kormeghatározáshoz használt tüleveleket, magokat és faszenekeket. A radiokarbon alapú kormeghatározást Lengyelországban, a poznani Radiokarbon Laboratóriumban és a Debreceni Atommagkutató Intézet AMS ^{14}C laborjában végezték.

A Brazi-tó üledékének holocén szakaszán, az újabb adatokat is figyelembe véve, a kor-mélység összefüggés meghatározásához lineáris interpolációt alkalmaztunk. Az új kormodell az üledék 110 és 505 cm közötti szakaszán 10 darab radiokarbon adat felhasználásával készült el. Az üledék 505 cm alatti szakaszán a korábban elkészített kor-mélység modell érvényes (lásd Magyari E. et al. 2009, 2012/a).

A radiokarbon korok kalibrálásához a Calib Rev 6.1.0 programot (Stuiver, M.–Reimer, P. J.–Reimer, R. 2011) használtuk. A koreloszlási valószínűségi értékek függvényében elkészült egy, minden koradathoz tartozó ábra, melyből meghatároztuk a legnagyobb valószínűséggel rendelkező két szigma kalibrált kortartományokat. Ezt követően egy Excel munkalapon összesítettük a mélységekhez tartozó kalibrált koradatokat és a hozzájuk tartozó legnagyobb valószínűséggel rendelkező tartományt, majd előzetes ábrázolást végeztünk, hogy meghatározzuk, melyik koradat alkalmas a

pontosabb kor/mélység modellezéshez. A trendbe nem illeszkedő koradatokat kihagytuk a végleges kor/mélység modellezésből. Így a 119 cm-ből, a 280 cm-ből és a 393 cm-ből származó koradatokat kihagytuk. A 127 cm-ből származó két, 180 mikrométernél kisebb frakcióból származó koradatot is mellőztük a kor-mélység modell elkészítésénél. Az adott mélységekhez tartozó koradatok középértékét és a kalibrált terjedelem maximumát és minimumát meghatároztuk. Az adatokat összesítettük egy táblázatban, mely a Brazi-tó teljes üledékszakasát mutatja be (lásd 3.1. fejezet).

Az ábrázoláshoz a Psimpoll 4.27 programot (Bennett, K. D. 2007) használtuk. A program alkalmazásával a hat lehetséges módszer közül a lineáris interpoláció bizonyult a legjobb módszernek a kor-mélység modell elkészítése során. Az elkészült függvényt a Corel Draw 12-es program segítségével ábrázoltuk ki.

2.4. Pollenfeltárás

Dolgozatomban a Brazi-tó üledékének teljes holocén üledékszakasán végzett pollenelemzés vizsgálati eredményei közül a koraholocén szakaszából centiméterenként vett 16 darab minta részletes feltárására összpontosítok. Az előzetes radiokarbon kormeghatározásnak megfelelően az általam vizsgált üledékszakas 387 és 414 cm közé esik, mely magában foglalja a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoscillációt. Az üledékszakas kora 8443,5–8012,7 év közötti. Az üledék felosztása cm-enként történt, így minden egyes cm-ből a pollenfeltárás elvégzéséhez elegendő mintát tudtam kivenni, ami ez esetben 1 cm³. A pollenfeltárást standard eljárás szerint (Bennett, K. D.–Willis, K. J. 2001) végeztem a Magyar Természettudományi Múzeum Növénytárának pollenlaboratóriumában, melynek lépéseit az alábbiakban részletezem.

Elsőként az előzetesen kivett, 1 cm³-nyi mennyiségű mintát műanyag centrifugacsövekbe helyeztem. A mintákhoz 1–1 db *Lycopodium* tablettát tettem, melynek pontos spóra tartalma ismert (Batch No.: 177745). Ehhez kb. 3 ml 10%-os sósavat (HCl) adtam, majd összekevertem. A keverést követően a cső felső jeléig feltöltöttem sósavval (kb. 25 ml) és végül 10 percre vízfürdőre tettem. A vízfürdőt követően a mintákat centrifugába helyeztem, és 3000-es fordulatszámon 5 percig centrifugáltam. Ezt követően a mintákról a felülúszót leöntöttem (továbbiakban dekantálás), hogy csak a leülepedett frakció maradjon a csőben. Ezután a mintákhoz 15 ml 38%-os hidrogén-fluorid oldatot (HF) adtam. A hidrogén-fluoridos mintákat fél órára vízfürdőre tettem, ahol 10 percenként keverést végeztem. A fél óra elteltével 5 ml

desztillált vizet öntöttem a mintákhoz, amit lecentrifugáltam és dekantáltam. A hidrogén-fluorid használata fontos, hiszen segítségével a mintából eltávolíthatóak a szilikát összetevők. Ezután ismételt sósavas kezelés következett, a mintákat 10 percre vízfürdőre tettem, centrifugáltam és dekantáltam. A következő lépés a vizes mosás volt, azaz a mintákra 25 ml desztillált vizet öntöttem, jól elkevertem, majd centrifugáltam és dekantáltam a mintákat. A mintákat ezt követően 10 ml 10%-os nátrium-hidroxiddal (NaOH) kezeltem 10 percig vízfürdőn, majd 250 mikrométeres szitán szűrtem a mintákat desztillált víz használatával. A szűrletet centrifugáltam és dekantáltam. Ezt követően a megmaradt mintamennyiséget ultrahangos vízfürdőn, 10 µm-es hálón szűrtem mintától függően 1-2 percig. Ennél több időt az ultrahangos vízfürdőn nem lehet tartani, mert az ultrahang roncsolhatja a pollenszemcséket. Ezt követően a leszűrt mintákat 2 csepp szafraninnal megfestettem, azután centrifugáltam és leöntöttem a desztillált vizet a tetejéről. Végül a centrifugacsöveket 15 ml metanollal (CH₃OH) töltöttem fel, a mintákat megkevertem, centrifugáltam és dekantáltam. A centrifugált mintát kis csövekbe töltöttem, amit néhány csepp metanollal mostam ki a centrifugacsövekből. A kisebb csöveket ismételten lecentrifugáltam és végül leöntöttem a metanolt. A mintákat végül 6–8 csepp glicerinnel töltöttem fel. Utolsó lépésként a mintát jól elkevertem a glicerinnel, majd lezártam a csöveket.

2.5. Adatelemzési módszerek

2.5.1. A pollenszemek azonosítása

A Brazi-tó 111 és 414 cm közötti üledékszakasának feltárt mintáiból végeztem el a pollenszemcsék számolását és határozását. A pollenhatározáshoz Maurice Reille (1992) képes pollenatlaszait használtam Dr. Magyar Enikő irányításával. Mivel az üledékszelvény pollenhatározása részben elkészült, feladatom volt a minták 4 cm-enkénti besűrítése számolással, annak érdekében, hogy jobb felbontást kaphassak a növénytakaró változásáról. A 8200 éves eseményt magába foglaló üledékszakaszon (387–414 cm) az üledék 1 cm-enként lett feltárva és elemezve is.

A pollenszemek számolásához a kis csövekben található feltárt pollenből tárgylemezre cseppentettem 1-1 csepp mintát. Ezt követően fedőlemezt helyeztem rá. A pollenazonosítást Nikon Eclipse E 600 típusú mikroszkópon végeztem 40x-es nagyításon. Minden minta esetében 500 db pollen leszámolására törekedtem. Ez a mennyiség elegendő a megfelelő ábrázoláshoz és kiértékeléshez. A pollenszemcséken

kívül minden minta esetében megszámláltam az algákat, a spórákat és a 10 µm-nél nagyobb mikropornyéket.

2.5.2. Sztóma vizsgálat

A pollenszemcséken kívül a sztómák azonosítását is elvégeztem. A sztómák a növények levelét borító bőrszöveten található ovális alakú gázcsere-nyílások, melyek nagyobb mennyiségben a fonákon találhatóak meg. Központi szerepet töltenek be a növények párologtatásnál és a gázcseréjénél. Az adott fajra jellemző sztóma jelenléte a tavi üledékben az adott faj lokális megjelenésére utal a tó körüli vegetációban.

A Brazy-tó üledékében a tűlevelek sztómái fosszilizálódtak. Alakjuk alapján könnyebben elkülöníthetők az egyes fenyők gázcsere-nyílásai, mint például a törpefenyő (*Pinus* Subgenus *Diploxylon*) és a cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) esetében. A törpefenyő sztómái inkább keskenyebbek, míg a cirbolyafenyőé szélesebbek. A lucfenyő (*Picea abies*) sztómájának zárósejtjei vastagabb falúak, erősebben megfestődnek a szafranintól, így ez nagyban elősegítette elkülönítését. Néhány sztómafotó az 1. függelékben látható.

2.5.3. Pollendiagram készítése és zónákra bontása

A pollendiagram elkészítéséhez szükség van a pollenkoncentrációk, pollenszázalékok és a pollen akkumulációs ráták meghatározásához.

A pollen koncentrációk kiszámolásához szükségünk van az 1 cm³-ben található *Lycopodium* koncentrációjára, melynek kiszámolásához szükséges egy *Lycopodium* tabletta ismert spóraszám, ami jelen esetben 18 584 db +/- 7,4% (+/- 1378 db) spóra (Maher Jr., L. J. 1981 alapján), a feltárás során az 1 cm³-nyi üledékhez adott tabletta száma, valamint az üledék akkumulációs rátája. Adott faj pollen koncentrációjának megadásához az 1 cm³ térfogatú üledékben található *Lycopodium* koncentrációt meg kell szorozni az adott tárgylemezen számolt taxon értékeivel, majd az adott mélységben számolt *Lycopodiummal* kell súlyozni.

Az egyes taxonok százalékos értékéhez szükséges az adott mintában található, leszámolt összes szárazföldi pollen mennyisége, amihez az adott taxonból egy tárgylemezen leszámolt összes értéket viszonyítjuk. Egy szárazföldi taxon pollenszázalékának meghatározásához az adott tárgylemezen számolt taxon

pollenszemeit elosztottam az összes szárazföldi taxon pollenértékével. A vízi fajok és a sztómák esetében pedig a következő képletet használtam:

$$X(i) = \frac{Sum(i)}{Main\ sum + Sum(i)}$$

ahol $X(i)$ az adott spóra, alga vagy pernye arány, $Sum(i)$ az adott tárgylemezen számolt taxon mennyisége, és a $Main\ sum$ az összes szárazföldi pollent jelenti. Az elemzéshez továbbá szükséges megadni a szárazföldi pollen koncentrációt, amely $1\ cm^3$ minta térfogatára vonatkozik.

A pollen akkumulációs ráták meghatározásához ismernünk kell az üledék akkumulációs rátáját (SAR: *sediment accumulation rate*), mellyel az adott taxon koncentrációját súlyozzuk, így megkapjuk, hogy egy év alatt, egy négyzetcentiméternyi tőfelületre mennyi pollen hullott. Ez az érték közvetlen összefüggésben áll az adott taxon populációméretével a pollengyűjtő területen, ami esetünkben a Retyezát-hegység északi lejtője. Ugyanakkor gyors üledékképződés esetén (pl. 5 év/cm) befolyásolhatja az értéket a pollentermelékenység időjárással összefüggő változékonysága. Ilyen gyors ülepedési ráta ugyanakkor kivételes, a Brazi-tó esetében nem áll fenn.

A pollendiagram elkészítését és a zónákra bontást is a Psimpoll 4.27 program (Bennett, K. D. 2007) használatával végeztük el. A pollenzónák meghatározásánál csak azon teresztris növényfajokat vettük figyelembe, melyek összesítetten elérték, vagy meghaladták az 5%-os pollenkoncentrációt legalább egy mintában. A program a diagramot megadott számú zónára bontja fel a mennyiségi változások figyelembe vételével. A hozzáférhető statisztikai eljárások közül mi az információ tartalom alapján történő optimális osztást választottuk (*optimal splitting by information content*). A módszer elvét Birks, H. J. B.–Gordon, A. D. 1985-ben kiadott tanulmánya közli. A tó üledékének későglaciális és koraholocén időszakára korábban elkészült a pollendiagram zónára bontása (Magyari E. et al. 2012/a).

3. Eredmények

3.1. Az üledék kor-mélység összefüggése és az ülepedési ráta változásai

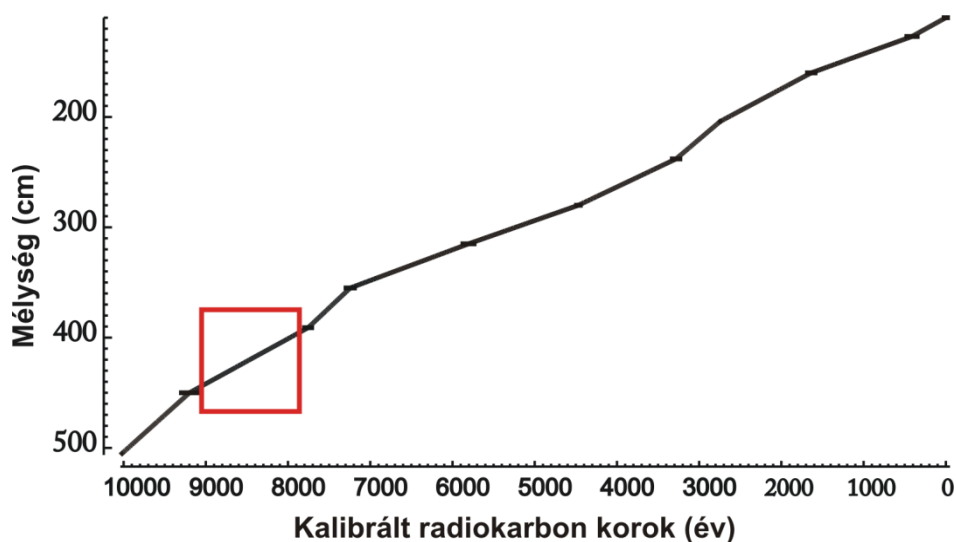
Az 1. táblázat a Brazi-tó üledékének 110 és 505 cm közötti szakaszán végzett AMS ^{14}C kormeghatározási eredményeket mutatja be.

1. táblázat. A Brazi-tó 110 és 505 cm közötti üledékszakaszának radiokarbon adatai az adott mélységben talált makrofossziliák alapján

Fúrás	Laboratóriumi kód	Vizsgált üledék-komponens	Mélység (cm)	^{14}C alapú koradat (év BP)	Kalibrált koradat tartománya (év BP)	Középérték hibákkal (év BP)	Megjegyzés
TDB-1	Poz-26103	<i>Picea abies</i> tűlevelek	119	725±30	652-723		idősebb
TDB-1	I/338/1#	> 180 µm frakció, növényi makrofosszília	127	375±25	319-503	411 ± 92	
TDB-1	I/338/2#	< 180 µm frakció, leginkább szervesanyag	127	1018±23	913-970		kihagyott
TDB-1	I/338/2#	< 180 µm frakció, leginkább szervesanyag	127	1031±23	921-975		kihagyott
TDB-1	Poz-26104	<i>Pinus mugo</i> tobozpikkely	160	1735±30	1562-1712	1637±75	
TDB-1	I/338/3#	<i>Pinus</i> gally	204	2611±23	2724-2763	2743,5±19,5	
TDB-1	Poz-206106	<i>Pinus mugo</i> toboz	238	3045±30	3205-3356	3280,5±75,5	
TDB-1	I/338/4#	> 180 µm frakció, növényi makrofosszília	280	3962±30	4381-4520		kihagyott
TDB-1	I/338/5#	> 180 µm frakció, leginkább szervesanyag	280	3987±26	4416-4521	4468,5±52,5	
TDB-1	Poz-26107	<i>Pinus</i> gally	315	5040±40	5708-5902	5805±97	
TDB-1	Poz-26108	<i>Picea abies</i> tűlevelek	355	6320±40	7163-7324	7243,5±80,5	
TDB-1	I/338/6#	> 180 µm frakció, növényi makrofosszília	391	6925±30	7683-7828	7755,5±72,5	
TDB-1	Poz-26109	<i>Picea abies</i> tűlevelek	393	6130±40	6926-7160		fiatalabb
TDB-1	Poz-26110	<i>Picea abies</i> tűlevelek és magok	450	8240±50	9072-9326	9199±127	
TDB-1	Poz-26111	<i>Picea abies</i> tűlevelek	505	8810±50	9670-10 155	9912,5±245,5	
TDB-1	Poz-31714	<i>Pinus mugo</i> tűlevelek	521	9150±50	10 226-10 433	10 329,5±103,5	
TDB-1	Poz-26112	<i>Picea abies</i> toboz	545	9610±50	10 766-11 167	10 966,5±200,5	
TDB-1	Poz-31715	<i>Pinus mugo</i> tűlevelek	557	9980±100	11 216-11 826	11 521±305	
TDB-1	Poz-31716	Pernye	569	10 870±70	12 598-12 925	12 761,5±163,5	
TDB-1	Poz-27305	<i>Pinus sp.</i> tűlevelek (2)	578	11 590±60	13 287-13 620	13 453,5±166,5	
TDB-1	Poz-26113	<i>Picea abies</i> tobozpikkely	591	9690±50	11 067-11 225		fiatalabb

A táblázatban szürke háttérszínt kaptak azok a mért koradatok, melyeket kihagytunk a kor-mélység modell ábrázolásából, mert vagy túl fiatalnak, vagy túl idősnek bizonyultak. Nem vettük be a kor/mélységmodell elkészítéséhez használt ^{14}C adatok közé a 119, a két 127 (< 180 µm frakció), a 280 és a 393 cm-en talált

komponensek adatait. A 127 cm-es mintából kétféle üledék komponens korát határoztuk meg, ebből a $< 180 \mu\text{m}$ -es üledékfrakción mért koradatok közel azonos korúak (913–970 évek, illetve 921–975 évek), viszont jelentősen eltérnek a $> 180 \mu\text{m}$ -es frakció korától (411 év), ami az alatta és felette lévő korok alapján reálisabb. Ahogy azt korábban a módszertannál is említettük (2.3. fejezet), az üledék 110 és 505 cm-e között végeztük el az új kormodell meghatározását, mivel az üledék alsóbb szakasza a meglévő koradatok birtokában már pontosan korolt. Így a világossárga színezéssel ellátott sorok (521 és 578 cm között) az üledék későglaciális szakaszát korolják, és a jelen kormodellben nem szerepelnek (lásd Magyar E. et al. 2009, 2012/a). A 393 és 591 cm-en fiatalabb korúnak határozott komponensek feltételezésünk szerint a fúrás során kerülhettek a mélyebb rétegekbe. A továbbiakban csak a 110 és 505 cm közötti szakasszal foglalkozom. A táblázatban szereplő koradatok felhasználásával elkészítettük az adott üledékszakra jellemző kor-mélység modellt lineáris interpolációval (5. ábra). A kormodell alapján a 8200 éves klímaoscillációt az üledék 391 és 450 cm közötti szakasza fedi le. A kormodell több mint 1000 évet felölelő üledékszakszán (az ábrán piros téglalappal jelölt rész) egyenletes üledék akkumulációs rátát feltételeztünk, aminek a pollendiagram értékelésénél még fontos szerepe lesz.



5. ábra. Az üledék 110 és 505 cm közötti szakaszának kor-mélység függvénye. A piros téglalappal azt az időszakot jelöltem, ahol a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaváltozás elhelyezkedik.

A kor-mélység összefüggéséből kiderül az üledék akkumulációs rátája (SAR), melyet a 2. függelékben összesítettem a tavi üledék 110 és 505 cm közötti szakaszára vonatkozóan. Ahogy az ábrán is látható, az üledék felhalmozódási rátája közel

lineárisnak tekinthető a holocénben. Legkisebb értéke 14,2 év/cm, mely az üledék 355,3 és 389,4 centimétere (7248 és 7732 évek) között jellemző. Legnagyobb értéke 38,2 év/cm, mely az üledék 281,3 és 312,8 cm közötti szakaszára (4518 és 5720 évek) jellemző. Markáns változás tapasztalható az üledék felhalmozódási sebességében 351,1 és 355,3 cm között (7102 és 7248 évek), mikor az akkumulációs ráta értéke 36,0 évről 14,2 évre csökkent centiméterenként. Ez azt jelenti, hogy a lassú felhalmozódás hirtelen felgyorsult. Az általam vizsgált esemény ideje alatt 24,5 év alatt rakódhatott le egy centiméter vastagságú üledék, ezek alapján a pollendiagram felbontása a 8200 éves klímaoscilláció idején 24,5 év.

3.2. A pollenzónák jellemzői, pollen alapú vegetációrekonstrukció

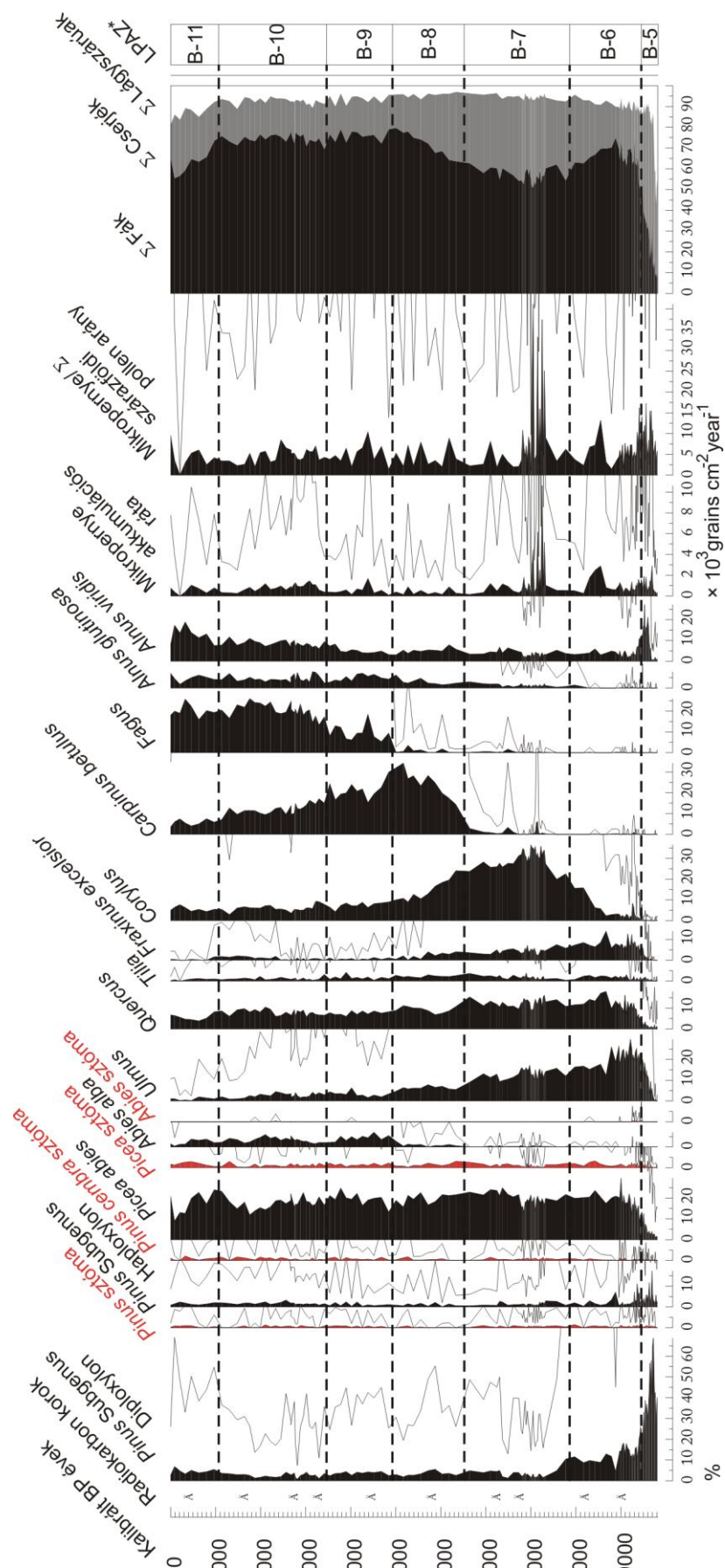
A dolgozatomban a 8200 évvel ezelőtti klímaoscilláció hatására bekövetkezett vegetációváltozásokat értékelem, melyhez elsődlegesen elvégeztem a Brazi-tó pollendiagramjának zónákra bontását. A százalékos és akkumulációs ráta diagramokra rátekintve, szembeötlő, hogy 8200 év környékén jelentős pollen-összetételbeli és mennyiségi változások tapasztalhatóak, melyek a lombhullató fajokat érintik. A tó körül található fajok pollenszázalékaiban viszont jelentősebb változás nem tapasztalható a 8200 éves klímaoscillációt felölelő időszakban. A tó körüli fajok a lucfenyő (*Picea abies*), a cirbolyafenyő (*Pinus cembra* – *Pinus* Subgenus *Haploxylon*), a törpefenyő (*Pinus* Subgenus *Diploxylon*), valamint a jegenyefenyő (*Abies alba*). Lokális jelenlétükre a növényi makrofosszília és sztóma vizsgálati eredmények utalnak (Magyari E. et al. 2012/a, személyes közlés).

A zónaleírásokat megelőzően fontos megjegyeznünk, hogy a pollendiagramban jelentős arányban szereplő lombhullató fásszárú taxonok pollenjei alacsonyabb tengerszint feletti magasságból származnak, lokális jelenlétükre a sztóma és növényi makrofosszília vizsgálatok nem utalnak (Magyari E. et al. 2012/a). A pollen reprezentáció – vegetáció borítás összefüggését vizsgáló tanulmányok eredményei alapján (Ortu, E. et al. 2006, 2010) a magashegységek szubalpin/alpin zónájában jelentős a felszálló légáramlatok pollentartalma. Ennek köszönhetően az alacsonyabban található erdőket alkotó fák és lágyszárú növények pollenjei is megjelennek a magashegységi tavak üledékében (Ortu, E. et al. 2006, 2010), azaz a pollendiagramban is jelentős százalékot érhetnek el (6. ábra).

A Brazi-tó holocén pollendiagramját nyolc pollen együttes zónára osztottam fel statisztikai módszerek alkalmazásával, melyek közül a klímaoscillációt övező három pollenzóna összetételbeli változásait tárgyalom. A zónák számozása a későgalciális zónák folytatásaként történt (Magyari E. et al. 2012/a). A B-6-os zóna a 8200 éves eseményt előzi meg, a B-7-es zóna lefedi a klímaoscillációt, majd a B-8-as zóna az esemény utáni időszak növényzeti összetételéről ad képet. A három pollenzóna bemutatása az idősebb koroktól a fiatalabb felé haladva történik. A pollen zónák főbb adatait táblázatba foglalva összegzem (2. táblázat). A táblázatban összesítettem az egyes zónákra jellemző lágyszárú és fás szárú taxonok, a pernyekoncentráció, a szárazföldi pollen koncentráció minimum, maximum és átlagos értékeit. Feltüntettem továbbá a zónák jellemző fáit és cserjéit a zónára jellemző átlagos értékeik megadásával. A 3. függelék tartalmazza a legfontosabb fásszárú taxonok zónánkénti százalékos eloszlás változásait boxplotokon.

2. táblázat. A három tárgyalt pollen zóna főbb jellemzői. LPAZ*: Local Pollen Assemblage Zone (lokális pollen együttes zóna)

LPAZ*	Terjedelem (cm)		Fás-szárúak (AP %)	Lágy-szárúak (NAP %)	Teljes teresztis pollen-koncentráció (db/cm ³)	Pernye-koncentráció (db/cm ³)	Domináns fák (átlagos %)	Domináns cserjék (átlagos %)
B-6	530 - 436	Minimum	69	4	117606	5310	<i>Ulmus</i> (21%), <i>Picea</i> (19%), <i>Quercus</i> (11%), <i>Fraxinus excelsior</i> (8%)	<i>Pinus</i> Subgenus Diploxylon (13%) <i>Corylus</i> (5%)
		Maximum	113	12	657712	48009		
		Átlag	91	9	296204	16308		
B-7	436 - 334	Minimum	82	3	207438	2009	<i>Picea</i> (20%), <i>Ulmus</i> (13%), <i>Quercus</i> (13%)	<i>Corylus</i> (30%), <i>Pinus</i> Subgenus Diploxylon (3%)
		Maximum	106	8	695351	260176		
		Átlag	95	5	349917	35520		
B-8	334 - 291	Minimum	79	3	244408	3379	<i>Carpinus betulus</i> (24%), <i>Picea</i> (20%), <i>Quercus</i> (10%)	<i>Corylus</i> (15%)
		Maximum	113	7	472565	33982		
		Átlag	96	4	293761	13064		



6. ábra. A Brazi-tó zónákra osztott holocén pollendiagramja a radiokarbon korokkal.

B-6 zóna, 530-436 cm, 10 450–8870 évek közt

A pollenzónára jellemző a fásszárúak dominanciája (átlagosan 91%). Ebből a fák aránya átlagosan 66%, a cserjéké pedig 25%. Jelentős mennyiségben, közel megegyező százalékban, található meg a törpefenyő (*Pinus* Subgenus *Diploxylon*) és a lucfenyő (*Picea abies*) pollenje a zóna elején. 10 224 évtől a lucfenyő (*Picea abies*) pollenje 19%-ra emelkedik, a törpefenyő százaléka pedig csökken (12%). A diagram alapján, alacsonyabb tengerszint feletti magasságban a zóna elején nagy relatív gyakoriságban fordul elő a szil (*Ulmus*) pollenje (22%), mely a zóna végére csökken (12%). A tölgy (*Quercus*) a zóna egészében közel azonos, 10% körüli értéket képvisel. A zóna elején megfigyelhető a magas kőris (*Fraxinus excelsior*) és a havasi éger (*Alnus viridis*) közel azonos százalékos előfordulása (4%), mely a kőris esetében a zóna végéig, kisebb ingadozásokkal, de állandónak tekinthető. Ezzel szemben a havasi éger pollenjének százalékos előfordulása fokozatos csökkenést mutat a zóna teteje felé haladva. Kis mennyiségben előfordulnak más cserjék pollenjei is, mint pl. a mogoró (*Corylus*) és a törpe nyír (*Betula nana*). 9690 év körül a mogoró százalékanak nagyarányú emelkedése figyelhető meg, mely 8775 évnél eléri a 23%-ot. A lágyszárú pollen taxonok alacsony számban fordulnak elő a zónában (52 taxon), összes százalékos értékük (NAP) mindössze átlagosan 9%. A lágyszárú taxonok közül kis mennyiségben állandóan előfordulnak a pázsitfűfélék (Poaceae), a varjúháj (*Sedum*) és az üröm (*Artemisia*).

A zóna pollenösszetétele alapján elmondható, hogy a tó körül kezdetben nagyobb számban fordult elő a törpefenyő, mely később visszaszorult, és helyét részben átvette a lucfenyő. Alacsonyabban kontinentális kevert tölgyes lombhullató erdőket (*Quercus-Fraxinus excelsior-Tilia-Ulmus*) rekonstruálhatunk a pollenösszetétel alapján, mely hasonlóságot mutatja Keleti-Kárpátok egyidős vegetációjával és ezen kevert tölgyesek modern analógjai ma az Urál hegységben fordulnak elő (Feurdean, A. et al. 2008, Chytrý, M. et al. 2010). A Retyezát lombhullató erdeiben a szil (*Ulmus*) fajok domináns szerepet tölthettek be a lombkorona összetételében. A zóna végére összességében megfigyelhető kevert tölgyes domináns fajainak csökkenése, mely összefüggésbe hozható a mogoró terjedésével. Feltételezhető, hogy a szil dominanciájú erdőkben a mogoró vette át a lombkoronában a domináns szerepet, és különálló zónát képezett a tölgy-kőris (*Quercus-Fraxinus excelsior*) erdők fölött. A mogoró terjedése számos más kárpáti pollendiagramban is megfigyelhető ebben az időszakban (Feurdean, A. 2005,

Magyari E. et al. 2009, Tanțău, I. et al. 2011), mely nagy valószínűséggel a makroklima változásával hozható összefüggésbe (fokozódó kontinentalitás és szezonális – Feurdean, A. et al. 2008). Diagramunkban a 9550 év körül jelentkező nagyobb pernyecsúcsot követően pedig a mogyoró növekvő pollenszázaléka figyelhető meg, így pozitív korreláció figyelhető meg a mogyoró terjedése és az erdőégések között, melyet korábban az Alpokban is észleltek (Finsinger W. et al. 2006).

B-7 zóna, 436-334 cm, 8870–6520 évek közt

A pollenzónát továbbra is a fásszárúak dominanciája jellemzi (átlagosan 95%), melyből a fák átlagosan 57%-ot, míg a cserjék 38%-ot képviselnek. A pollen- és szómaösszetételi adatok alapján a tó körüli vegetációt továbbra is döntően a lucfenyő (*Picea abies*) alkotja. A törpefenyő (*Pinus* Subgenus *Diploxylon*) kezdeti 10%-os előfordulása a zóna végére 5%-ra csökken. A mogyoró (*Corylus*) pollenje 8000 évnél éri el a legnagyobb százalékos értéket (37%). 7800 év után azonban megfigyelhető arányának fokozatos csökkenése. Továbbra is jelentős a tölgy-kőris-szil pollenek (*Quercus-Fraxinus excelsior-Ulmus*) magas aránya a zónában. A tölgy és a szil egyaránt átlagosan 13%-ban, míg a kőris 5%-ban fordul elő. A lágyszárúak csekély mennyiségben (5%) találhatóak meg (44 taxon), melyből a pászitfűfélék (*Poaceae*), a varjúháj (*Sedum*) és az üröm (*Artemisia*) jelenléte érdemel említést. A zónára jellemzőek a hirtelen fellépő (egyik mintáról a másikra) mikropernye csúcsok, melyek a diagram holocén szakaszán itt a legszembeötlőbbek. Nagy jelentősége van a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoscilláció ideje alatt, melyről a következő fejezetben részletesebben lesz szó.

A pollenösszetétel alapján arra következtethetünk, hogy 8600 és 7250 évek közt a kevert tölgyes és a lucfenyves zóna stabilizálódik. Közöttük mogyoró-lucfenyő elegyes erdők alakulnak ki a Retyezát északi lejtőin, hasonlóan a Keleti Kárpátok más vonulataival (Feurdean, A. 2005, Feurdean, A. et al. 2008, Tanțău, I. et al. 2011). A mogyoró nagyobb százalékos aránya a nagyobb pollenprodukciónak is összefüggésbe hozható, melyet a mogyoró abban az esetben produkál, ha nyílt lombkorona fő alkotójaként van jelen (Andersen, S. T. 1967).

B-8 zóna, 334-291 cm, 6520–4920 évek közt

A zónára ismételtén a fásszárúak dominanciája jellemző (átlagosan 96%). Ebből a fák átlagosan 72%-ot, míg a cserjék átlagosan 24%-ot képviselnek. A lucfenyő (*Picea abies*) és a törpefenyő (*Pinus* Subgenus *Diploxylon*) százalékos aránya változatlan

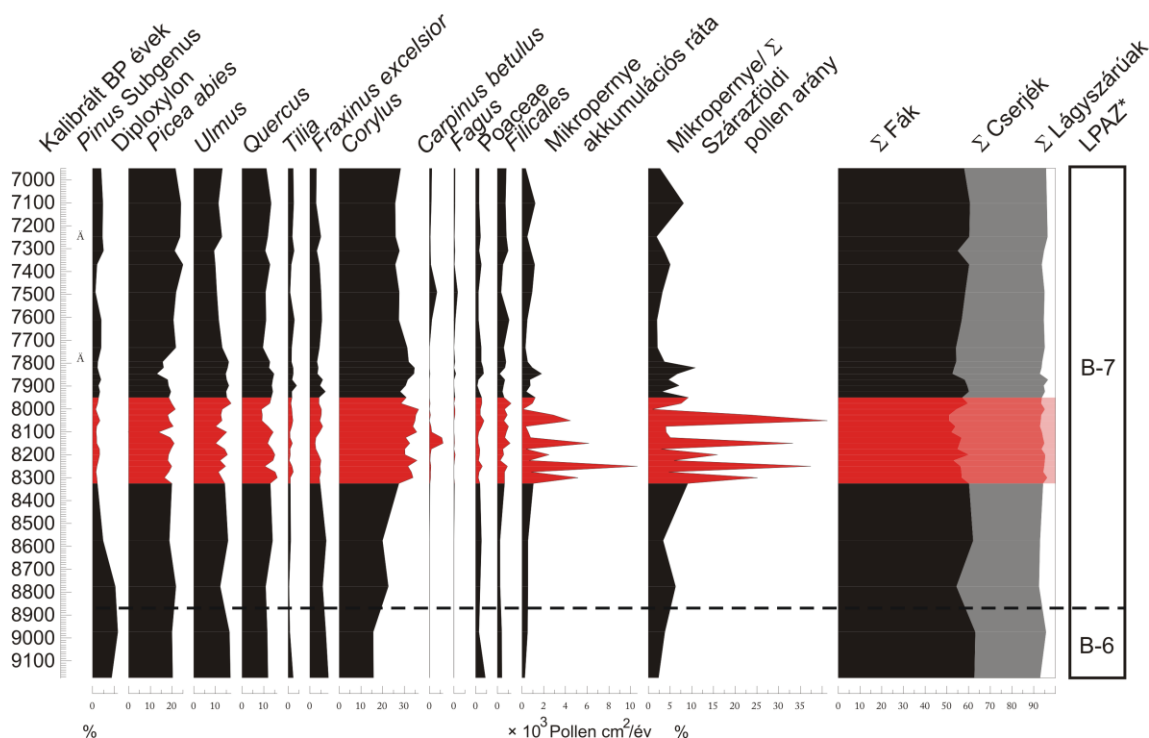
marad ebben a zónában, amiből a tó körüli lucos összetételének változatlanságára következethetünk. 6030 és 5720 évek közt megfigyelhető a lucfenyő átmeneti csökkenése (22%-ról 17%-ra). Ugyanekkor a törpefenyő kismértékű növekedése következik be, 3%-ról 5%-ra. Az alacsonyabb tengerszint feletti magasságot reprezentáló fűszárú pollenek arányaiban jelentős változás figyelhető meg ebben a zónában. A zárt erdőséget alkotó tölgy-kőris-szil (*Quercus-Fraxinus excelsior-Ulmus*) pollenszázalékai egyaránt csökkenést mutatnak. A 6640 évtől kezdődő és 4845 évig tartó nagyarányú csökkenés leginkább a tölgy esetében mutatkozik meg (15%-ról 8%-ra). A magas kőris 4%-ról 1%-ra, a szil pedig 5%-ról 3%-ra csökkent. A mogoró (*Corylus*) pollenszázalékában is jelentős csökkenés figyelhető meg (24%-ról 9%-ra). Ezzel szemben a gyertyán (*Carpinus betulus*) kezdeti 14%-os előfordulása a zóna végére a duplájára emelkedik (30%). Legnagyobb százalékos előfordulását 5170 évnél éri el (34%). Ezt követően folyamatosan megtalálható, hol alacsonyabb, hol pedig magasabb arányban a tó üledékében. A bükk (*Fagus*) 6645 és 5010 évek közt 0 és 1% között változik. Egy esetben, 5273 évnél eléri a 4%-ot, majd ismételt csökken. 4845 évtől azonban hirtelen bekövetkező, fokozatos emelkedése figyelhető meg (9%). Ebben a zónában indul meg az enyves éger (*Alnus glutinosa*) pollenjének kisebb arányú emelkedése (3%-ról 6%-ra). A lágyszárúak továbbra is alacsony számban (átlagosan 4%) találhatóak meg (28 taxon), közülük is a pázsitfűfélék (*Poaceae*) és az üröm (*Artemisia*) emelkedik ki.

A pollenösszetétel alapján a tó körül stabil lucfenyves és törpefenyves állományt feltételezhetünk 6520–4920 évek közt. Alacsonyabban a mogoró pollenjének csökkenése és a gyertyán emelkedése arra utal, hogy a kevert tölgyes és a lucos zóna közé ékelődő mogoróelegyes lucosokat gyertyán dominanciájú erdők váltották fel, a lucfenyő állományai pedig a pollen akkumulációs ráta értékek alapján erősen csökkentek (Magyari E. et al. 2011). A vezető szerepet a korábban csak alacsony arányban jelen lévő gyertyán (*Carpinus betulus*) vette át, mely a korábbi kisebb társulásból sikeresen kolonizált.

3.3. A 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoszillációval összefüggésbe hozható vegetációváltozások

A 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoszilláció vegetációra gyakorolt hatásának hatékonyabb vizsgálatát elősegítendő, nagyobb felbontásban fókuszálunk a

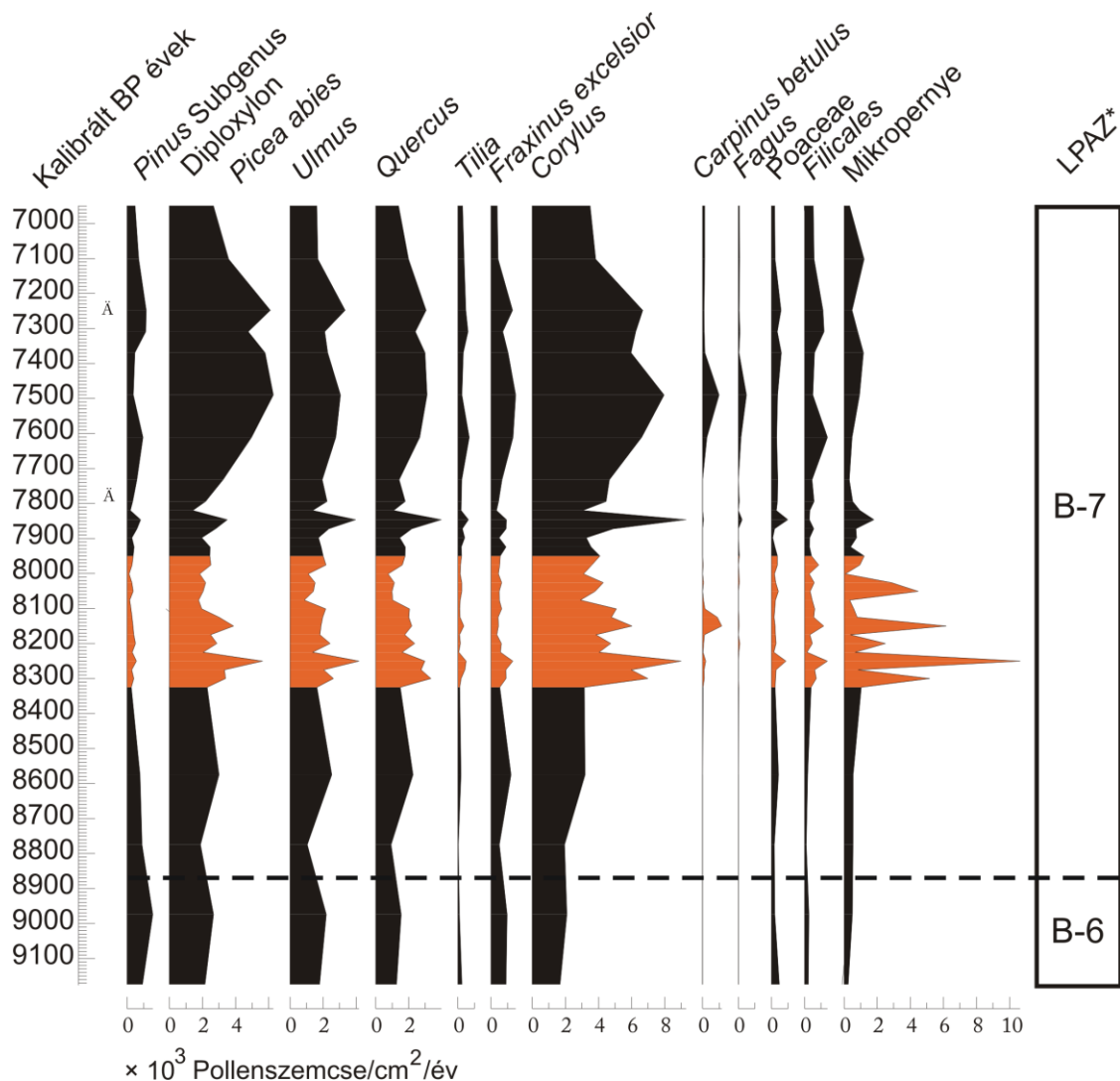
pollendiagram 6950 és 9170 évek közötti szakaszára (7. és 8. ábra). A 7. ábra a pollen százalékok, míg a 8. ábra a pollen akkumulációs ráták használatával készült.



7. ábra. A 8200 éves klímaoscilláció idején történő pollen és mikropernye tartalombeli változások a Brazi-tóban. A diagram 6950 és 9170 évek között a jellemző taxonokat mutatja. A piros sávval jelzett szakaszban figyelhetők meg azok a változások, melyek összefüggésbe hozhatók a klímaoscillációval.

A 7. ábrán megfigyelhető a gyertyán (*Carpinus betulus*) pollen százalékanak hirtelen megnövekedett aránya 8100 és 8180 évek között. A 6%-ot elérő értékek egyedülállónak tekinthetők ebben az időszakban a többnyire közel 1%-os előfordulások között. A gyertyán pollenjének előfordulása a B-7-es pollenzónára nem, vagy csak igen kis arányban jellemző, azonban 8180 évnél hirtelen növekedést láthatunk. Hirtelen megjelenését összefüggésbe hozhatjuk a mogyoró (*Corylus*) és a magas kőris (*Fraxinus excelsior*) arányának átmeneti csökkenésével. A mogyoró tekintetében kisebb fokú csökkenés látható, nem úgy, mint a magas kőris esetében. A mogyoró százalékos aránya 8220 évig fokozatos emelkedést, majd ezt követően kisebb csökkenést mutat, végül visszatér a zavarást megelőző állapotába. A magas kőris ezzel szemben az üledékben kisebb arányban található meg, és az ábrázolt időszakban kisebb fokú százalékos csökkenése figyelhető meg. 8220 év után százalékos aránya szintén lecsökken, majd visszatér eredeti állapotába. Ahhoz, hogy egyértelműen eldönthessük, melyik taxon csökkenése kapcsolható össze a gyertyán arányának növekedésével, meg kell vizsgálnunk a pollen akkumulációs rátákban bekövetkező változásokat (8. ábra). Az

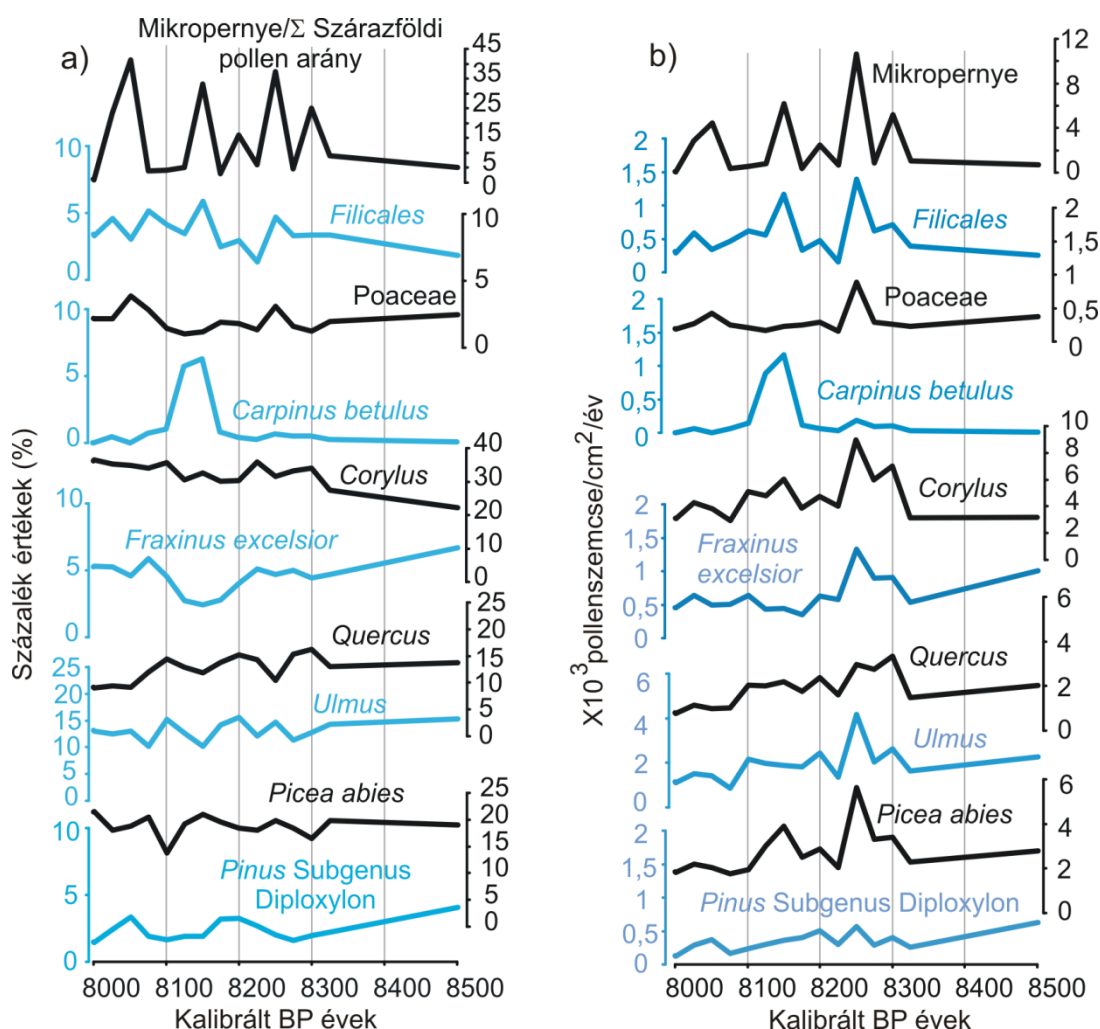
ábrán csak azokat a taxonokat tüntettük fel, melyek jelentős arányban megtalálhatóak a tó körül, illetve alacsonyabb tengerszint feletti magasságban.



8. ábra. A pollen akkumulációs ráták 6950 és 9170 évek között. A narancssárga színnel jelölt szakasz a 8200 év körüli pollen akkumulációs rátaértékeket emeli ki.

A 8. ábra tanulmányozásából egyértelműen látható, hogy mikor a gyertyán akkumulációs rátája növekszik, a mogyoróéban is növekedés tapasztalható (8180 évnél). Ugyanekkor a magas kőris pollen akkumulációs rátájában csak kisebb fokú csökkenést tapasztalunk. Ebből arra következtethetünk, hogy a gyertyán terjedése nem a mogyoró dominanciájú erdőkben és/vagy nem a mogyorót felváltva történt. Ahhoz, hogy a másik feltételezésünket is alátámasszuk, miszerint a magas kőrisben bekövetkező csökkenés kapcsolatba hozható a gyertyán terjedésével, még jobban ráfókuszáltunk a 8000 és 8500 évek közti szakaszra. A 9. ábra a fontosabb taxonok pollenszázalékát és pollen akkumulációs rátáját mutatja be. Ezen az ábrán

megfigyelhető a százalékos polleneloszlásokból, hogy a gyertyán a magas kőris rovására terjedt 8100 és 8180 évek között.



9. ábra. 8000 és 8500 évek közötti változások a pollen százalékos értékekben (a) és a pollen akkumulációs rátákban (b)

A klímaoscillációval egy időben többször bekövetkező, nagy akkumulációs rátájú mikropernye csúcsokat tapasztaltunk, melyek a holocénre általában véve nem jellemzőek. Összesen öt epizodikus pernyecsúcs különíthető el. Az első 8300 évvel ezelőtt következett be, majd 50 évenként 8150 évig mutat periodikus visszatérést. Az utolsó nagyobb pernyecsúcs 8050 évnél figyelhető meg. Az ábráról az is leolvasható, hogy a mikropernye periodikus megjelenése átmeneti csökkenést eredményezett az alacsonyabb területek kevert tölgyes lombhullató erdők fás pollenjeinek százalékaiban és esetenként a pollen akkumulációs rátáikban. Fontos megjegyeznünk, hogy a pernyecsúcsok nem minden esetben vontak maguk után pollen akkumulációs ráta csökkenést. A 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoscilláció során jelentkező

pernyecsúcsokra több taxon is reagál (9. *a*) és *b*) ábra). Az első nagyobb pernyecsúcsra a páfrányok (*Filicales*) és a fűfélék (*Poaceae*) reagálnak azonnal, ahol előbbi megnövekedett aránya az erdőtüzek utáni korai szukcesszióra utalhat. Jól megfigyelhető azonban, hogy a gyertyán csak a harmadik pernyecsúcsot követően jelenik meg nagyobb arányban az üledékben. A gyertyán esetében ezt egy késleltetett válaszként értelmezhetjük, mely nagy valószínűséggel összefüggésbe hozható az erdőtüzek hatására megjelenő lombkorona lékekkel, melyekben a gyertyán 8180 évnél sikeresen kolonizált és vett részt a szekunder szukcesszióban.

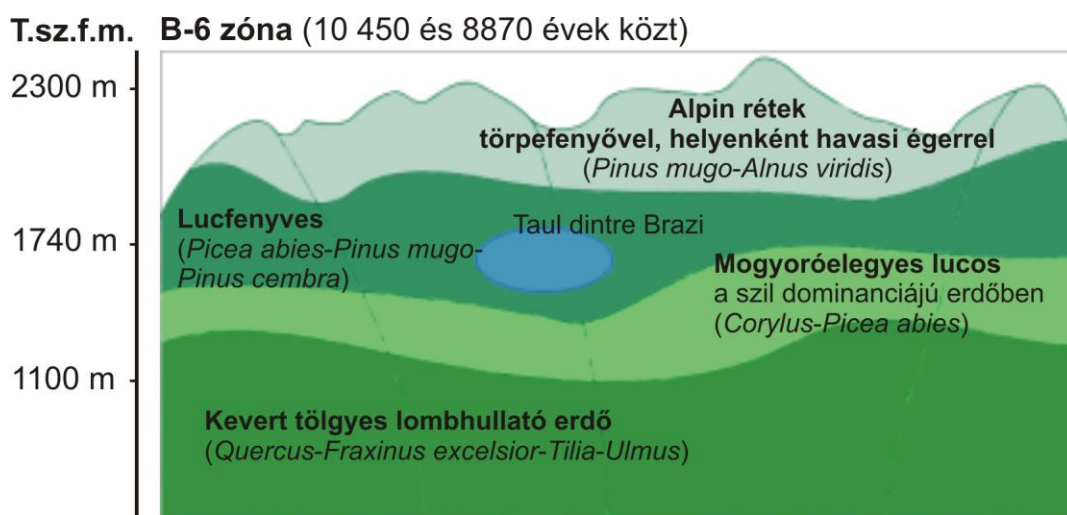
A 8. ábrán látható második pernyecsúcs esete különlegesnek tekinthető. Mikor ez a pernyecsúcs megjelenik (8250 évnél), minden taxon akkumulációs rátájában hirtelen növekedés jelentkezik. Ez arra utal, hogy az üledék felhalmozódási sebessége változott ebben az időszakban és a kalkulált értékek pontatlanok. Ahogy azt korábban is említettük (lásd 3.1. fejezet), a 8200 éves klímaoszillációt magában foglaló időszak (5. ábra piros téglalappal jelölt szakasza) két kalibrált koradat között helyezkedik el. Sajnos ez az időszak több mint 1000 évet foglal magába, ahol lineáris ülepedést feltételeztünk. Ahhoz, hogy feltételezésünket alátámasszuk a második pernyecsúcs esetében, még szükségünk lenne az adott üledékszakasról származó koradatra.

8200 év körül a tó körüli vegetáció összetételében nem történt számottevő változás. Arányuk az üledékben közel azonosnak tekinthető. A lucfenyő (*Picea abies*) esetében 8100 évnél kisebb arányú csökkenés mutatkozik (7. ábra). Ekkor az alacsonyabban fekvő kevert tölgyes erdők fajainak pollenjei (*Quercus-Fraxinus excelsior-Ulmus*) százalékos emelkedést mutattak, csakúgy, mint a mogyoró (*Corylus*).

4. Diszkusszió

4.1. A klímaoscilláció idején bekövetkezett változások értékelése

Eredményeink alapján elmondhatjuk, hogy a Retyezát-hegység északi lejtőjén a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoscilláció idején jelentős változások érzékelhetőek a tavi üledékben talált jellemző fafajok tekintetében. A 10. ábrán sematikus módon bemutatjuk a Retyezát-hegység északi lejtőjének feltételezett növényzeti zonációját a klímaoscillációt övező időszakban. A vizsgálatunk alapját képező Brazi-tó 1740 m tengerszint feletti magasságban, az erdőhatár alatt a szubalpin övezetben helyezkedik el.



10. ábra. A Brazi-tó elhelyezkedése és az üledékének vizsgálata alapján feltételezett erdőösszetétel.

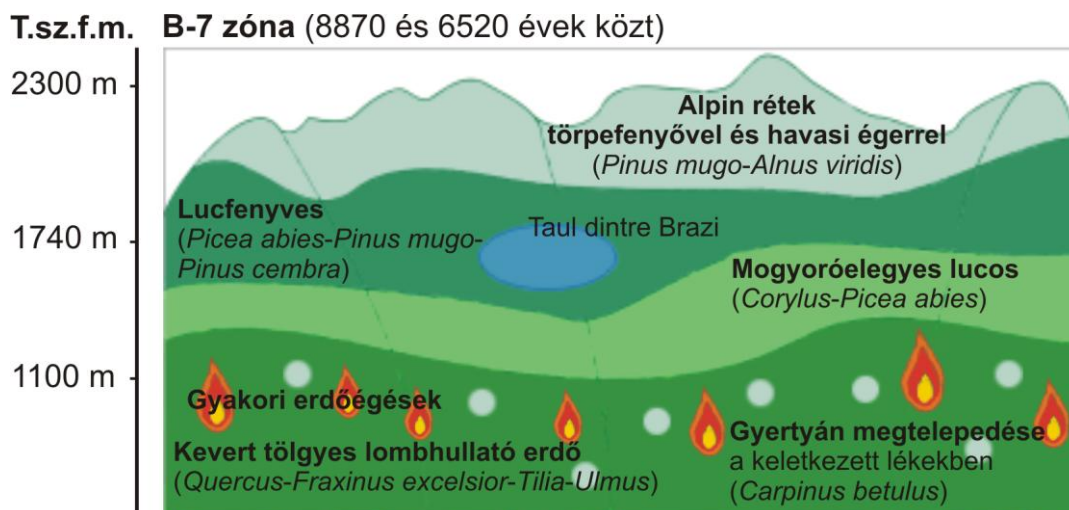
A tó körül lucfenyő (*Picea abies*) és törpefenyő (*Pinus* Subgenus *Diploxylon*) alkotta társulást feltételezhetünk a makrofosszília, sztóma és pollen vizsgálatok alapján. A törpefenyő már ekkor is feltehetően a tóparti láphoz kötődik, zonálisan az erdőhatár fölött fordul elő nagyobb állományokban. Alacsonyabb tengerszint feletti magasságban kevert tölgyes lombhullató erdőket találunk, melynek jellemző fajai a tölgy (*Quercus*), a szil (*Ulmus*), a magas kőris (*Fraxinus excelsior*), valamint a hárs (*Tilia*) lehettek. A vizsgált időszakban eredményeink alapján a lucos és tölgyes zóna közé ékelődő mogoróelegyes lucos zónát mutathatunk ki az időszak alatt a tó üledékében jelentősen megnövekedő mogoró pollenjei alapján. Az Alpokban végzett kutatás eredménye alapján elmondható, hogy a mogoró (*Corylus*) a mainál hidegebb telek, ugyanakkor száraz és meleg nyarak során tudott megtelepedni az Alpok lejtőin a kora holocén

folyamán (10 400 évvel ezelőtt) (Finsinger, W. et al. 2006). A tölgy és a mogoró csak kis mértékben elegyedett egymással, mert kis különbséggel ugyan, de más feltételekhez adaptálódtak, mert a tölgy nyári középhőmérséklet-igénye magasabb a mogoróénál. A mogoró tágabb tűrésű a nyári hőmérsékletre és a szárazságra, valamint a mogoró regeneratív potenciálja az erdőtüzeket követően jobb a tölgynél (Finsinger, W. et al. 2006). A Keleti-Kárpátok észak-nyugati oldalán található Gutin-hegység egy 730 m tengerszint feletti magasságban elhelyezkedő krátertavának üledékének vizsgálatából arra következtettek, hogy 10 750 évvel ezelőtt a tölgy, a hárs és a magas kőris terjedt el, majd ezt követően 10 200 évvel ezelőtt a mogoró terjedése indult meg (Feurdean, A. 2005), 9300 és 5750 évek között vált dominánssá, 9300 évnél érte el legmagasabb pollenszázalékát (Feurdean, A. 2005). A mi esetünkben a mogoró dominanciája 9690 és 7800 évek közé tehető, maximális pollenszázalékát pedig 8000 évvel ezelőtt érte el a Retyezát-hegység északi lejtőjén. Összehasonlítva a két területet, azt mondhatjuk, hogy a mogoró expanziója a Retyezátban kb. 200 évvel hamarabb következik be, mint a Gutin-hegységben, és dominanciája korábban ér véget a Retyezát szubalpin övből származó diagramjában. Ez abból is adódhat, hogy a Gutin-hegység tava belehelyeződik a középső holocén mogoróelegyes lucfenyves zónájába, így mindaddig magas mogoró százalékokat mutat, amíg a mogoró ott jelen van. Továbbá a gyertyán szerepe alárendeltebb a Gutin-hegységben, mint az alacsonyabb földrajzi szélességen elhelyezkedő, következésképpen melegebb klímájú Retyezátban.

A klímaoscilláció ideje alatt a tó körül stabil állományt képező lucfenyves és törpefenyves zónában nem történt említést érdemlő változás. Ezzel szemben a gyertyán (*Carpinus betulus*) hirtelen megjelenése a legszembetűnőbb a vizsgált időszak folyamán az alacsonyabb tengerszint feletti magasságok. A holocén korai szakaszára általában nem, vagy csak nagyon alacsony arányban (< 1%) jellemző gyertyán 8180 és 8100 évek között nagyobb százalékos előfordulást mutat. A pollen százalékos és akkumulációs ráta diagramok részletesebb elemzése alapján elmondható, hogy a gyertyán a lombhullató erdőkben található magas kőris (*Fraxinus excelsior*) rovására terjedt el. Ebből arra következtethetünk, hogy a klímaoscilláció ideje alatt bekövetkező változások az alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban található erdők szerkezetében okoztak változásokat.

A klímaoscilláció ideje alatt több esetben, nagyobb akkumulációs rátájú, periodikusan visszatérő mikropernye csúcsot mutattunk ki. Ezeket összekapcsolva az erdőszerkezeti változásokkal, azt mondhatjuk, hogy az alacsonyabb tengerszint feletti

magasságban elterülő erdők fajösszetételében bekövetkező változások összefüggésbe hozhatóak az epizodikus erdőégésekkel és az erdőtüzek a kevert tölgyes lombhullató erdőzónában jelentkeztek (11. ábra).



11. ábra. Alacsonyabb tengerszint feletti magasságban található kevert tölgyes erdőben gyakoribb erdőtüzek fordultak elő a klímaoscilláció idején.

A magas kőris pollenszázalékában kimutatható csökkenés, a gyertyán pollenszázalékában jelentkező magasabb értékek és a nagyobb mikropernye akkumulációs ráták között kapcsolatot feltételezünk. Az erdőégések hatására a zárt lombkoronával rendelkező kevert tölgyes lombhullató erdőben lékek keletkeztek (11. ábra). Egy újabb tanulmány szerint a periodikusan visszatérő erdőtüzek elősegíthetik a gyertyán megtelepedését olyan klimax erdőtársulásokban, melyekbe lékek hiányában a makroklima miatt korábban nem versenyképes fajok kolonizálhatnak (Feurdean, A. et al. 2012). A klímaoscillációk a makroklima időszakos változásához vezetnek, mely a 8200 éves klímaoscilláció esetén kedvezett a gyertyánnak (úgy is mondhatjuk, hogy a klíma a gyertyán niche-ének megfelelő irányba tolódott el). Kárpát-medencei példával élve, ma a gyertyán a bükkös zónában erdőirtásokat követően mindig fontos szerepet játszik a beerdősülés kezdeti stádiumában (Standovár T.–Kenderes K. 2003), ezért feltételezhető hogy az erdőtüzek hatására megjelenő lékekben 8200 év körül is sikeresen kolonizált. Feurdean, A. et al. (2012) azt is kimutatták, hogy az erdőégések leginkább a dombvidékeket és az alföldeket érintik. Ez a mi esetünkben is megfigyelhető, hiszen a pollendiagramok alapján az alacsonyabb tengerszint feletti magasságban elhelyezkedő kevert tölgyes erdőkben feltételezhetőek a visszatérő erdőégések a 8200 év körüli klímaoscilláció idején.

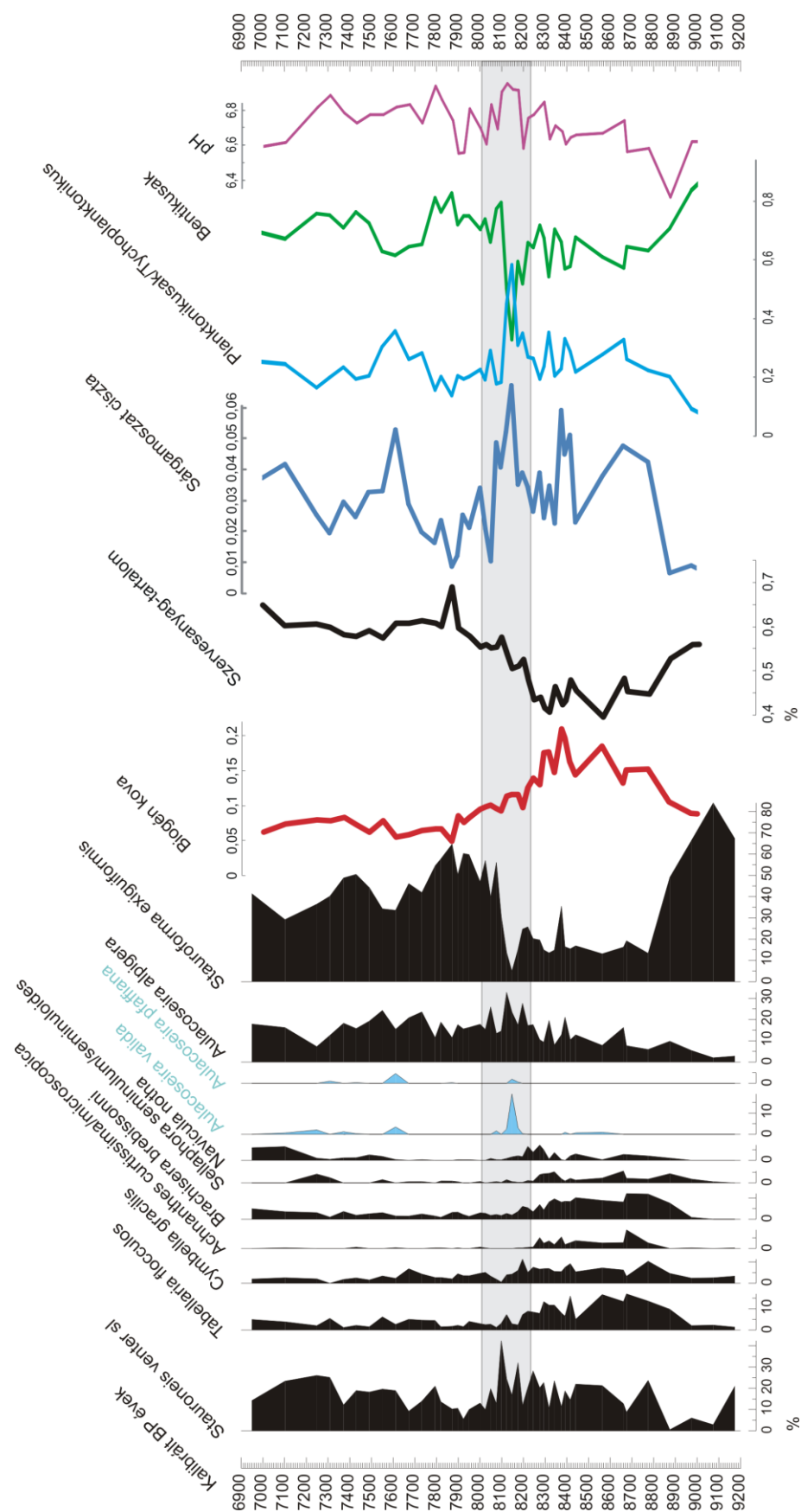
A Retyezát-hegységben a klímaoscilláció ideje alatt a pollen vizsgálataink alapján elmondható, hogy nyáron melegebb és tartósan csapadékmentes éghajlati feltételek uralkodtak (kontinentalitás fokozódása, nyári aszály). Ezt felerősíthette Európa középső területeinek egyébként is meleg és száraz nyári éghajlata a kora és középholocénben, amit a nyári besugárzás maximuma okozott (Berger, A. et al. 1992). Télen a besugárzás minimuma miatt hideg éghajlati feltételek uralkodtak (Finsinger, W. et al. 2006). Pollen és mikroporne vizsgálati eredményeink alapján tehát a 8200 éves klímaoscilláció egy egyébként is kontinentális klímájú időszakban a kontinentalitás további fokozódásához vezetett a Retyezát-hegységben. Ezzel szemben az Alpokban Tinner, W. és Lotter, A. F. (2001) a klímaoscilláció ideje alatt hűvösebb és csapadékosabb éghajlatot feltételez, míg egy másik tanulmányban (Ralska-Jasiewiczowa, M. et al. 1998) ez idő alatt hűvösebb azonban száraz éghajlati feltételeket mutattak ki. Feurdean, A. (2005) kutatása alapján arra a következtetésre jutott, hogy inkább az utóbbi feltételezés tekinthető valósnak, mert ebben az időszakban az általa vizsgált területen csökkent a tölgy (*Quercus*) és a hárs (*Tilia*) pollenszázaléka, és ezzel egyidejűleg pedig a mogyoró (*Corylus*) pollen százaléka aránya megnövekedett. A lombhullató taxonok pollenszázalékának csökkenését Feurdean A. et al. (2008) pollen alapú klímarekonstrukciót alkalmazva a vegetációs periódusban érvényesülő alacsonyabb átlaghőmérsékletekkel indokolta, mely a mogyoró növekedése által jelzett szárazabb nyarak gyakoriságának növekedésével társult. Itt ugyanakkor fontos megjegyeznünk, hogy ma a mogyoró csak olyan atlantikus klímájú területeken fordul elő, ahol nyári aszály nem áll fenn (pl. Írország, Közép-Németország), továbbá a hegyvidéki pollendiagramok alapján készített klímarekonstrukciók minden esetben óvatossággal kezelendők, mert több vegetációzóna együttes változásait rögzítik, szemben a síkvidékekkel. A Feurdean A. et al. (2008) által rekonstruált alacsonyabb nyári középhőmérséklet ellentmond az általunk detektált erdőégéseknek, mely meleg/száraz nyarak idején jellemző. A pollen alapú klíma rekonstrukciók esetén gyakori jelenség hogy az éves és nyári középhőmérséklet rekonstrukciók csatolt választ adnak, azaz mindkét érték csökken, akkor is, ha csak a téli középhőmérséklet vagy a hozzáférhető vízmennyiség csökkent (Huntley B. et al. 2012; Magyarai E. et al. in INTIMATE Abstracts Volume and Programme, 2012). Az Alpokban és Lengyelországban a mogyoró tekintetében a Kárpátokban tapasztalt növekedéssel ellentétes irányú változást detektáltak a pollen diagramokban. Három tó üledékén végzett pollenanalitikai vizsgálatok eredményei (Tinner, W. és Lotter, A. F. 2001,

Ralska-Jasiewiczowa, M. et al. 1998) a 8200 éves klímaoscilláció ideje alatt a mogyoró pollenszázalékának jelentős csökkenését mutatták. Mivel ezek a területek ma erős atlanti klímahatás alatt állnak, a Kárpátokénál alacsonyabb nyári középhőmérséklet és magasabb nyári csapadék jellemzi őket, ezért itt a mogyoró csökkenése valószínűleg a vegetációs periódus hőösszegének csökkenésére vagy a téli középhőmérséklet erőteljes csökkenésére utal. Amennyiben a mogyoró pollenszázalékának csökkenését ezeken a területeken a vegetációs periódus hőmérsékletének csökkenése okozta, akkor arra következtethetünk, hogy az atlantikus és kontinentális területeken eltérő volt klímaváltozás: az atlanti területek nyári középhőmérsékletének csökkenése, a kontinentális területeken fokozódó nyári aszály.

4.2. Eredményeink összevetése további módszerek eredményeivel

A 8200 éves klímaoscilláció idején a Brazi-tó pollen diagramjában bekövetkezett változásokat összehasonlítottuk az üledéken végzett további analízisek eredményeivel (12. ábra). Ilyenek voltak a Brazi-tó üledékének szervesanyag-tartalom és biogén kova változásai, továbbá a 12. ábrán megjelenítettük a klímaoscillációra reagáló fontosabb diatóma fajokat, az életformáikat és a tó vizének pH változásait is (Buczko K. et al. 2012).

A szervesanyag-tartalom változásait megvizsgálva látható, hogy a 8200 éves klímaoscillációt magába foglaló időszakon belül (8000 és 9000 évek közt) a szervesanyag-tartalom viszonylag magas, 40%-nál nagyobb értékeket vesz fel, azonban kétszer is kialakul minimum értéke, először 8500 és 8600 évek közt, majd 8300 évnél. A magas szervesanyag-tartalom a tó alacsony vízszintjére és lápzóna, szárazföldi erdő magas biológiai produkciójára utal. A szervesanyag-tartalom értékekből arra következtethetünk, hogy a 8200 éves klímaoscilláció egy meleg nyarú/vízdeficités időszakba ágyazódik a tó történetében. A lokális minimumok idején a tó felülete nagy valószínűséggel időszakosan nőtt, a szervesanyag csökkenéséhez a biogén kova (diatóma) produkció növekedése vezetett (lásd 12. ábra). 9000 és 8375 évek között a tóban sajátos diatómaflóra figyelhető meg, mely összefüggésbe hozható a tó alacsony vízállásával, és relatíve magas tavaszi, kora nyári hőmérsékletével. A perifitikus és bentikus fajok dominálnak, planktonikus fajok alig vannak, ami arra utal, hogy a tavat vastag lápzóna vette körül és a nyílt víztest mérete kicsi volt.



12. ábra. Más módszerek vizsgálati eredményei a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoszilláció idején (Buczko K. et al. 2012 alapján).

A 12. ábrán szürke színezéssel jelölt időszak a klímaoszillációt jelöli. Megfigyelhető az *Aulacoseira valida* csúcsa 8150 évnél, ami egybeesik a gyertyán pollenszázalékának hirtelen növekedésével. Az *Aulacoseira valida* planktonikus, szélturbulenciát jelző faj, döntően olyan vizekben tud tartósan jelen lenni, ahol az erősen kovásodott váza a vízben lebegni tud, mivel nagyobb tömege miatt gyorsan kiüledik. Ahhoz hogy ez biztosított legyen, valamilyen fokú vízmozgás feltételezhető a tóban. A planktonikus diatómák virágzásának időszaka a jégolvadás idejére, tavaszra tehető a Retyezát-hegységben (Magyari et al. 2012/b, Buczkó et al. 2012). Az *Aulacoseira valida* csúcsa mindenképpen a tavaszi víztest méretének időszakos növekedésére utal 8150 évnél, ami erős szélhatással és feltehetően a tó felületi növekedésével. Ez magas téli és tavaszi csapadék eredményeként állhat elő a 8200 éves klíma osszcilláció idején, és a mikropernye/pollen vizsgálati eredményekkel közösen arra utal, hogy a Retyezátban 8200 év környékén a téli/tavaszi csapadék mennyisége nőtt, a nyári csapadék mennyisége viszont jelentősen csökkent, azaz erőteljes csapadékeloszlásbeli változás ment végbe. Ezek az eredmények egybevágnak a diatómák vázán végzett oxigénizotóp vizsgálati eredményekkel, melyek szintén a téli félév csapadékának növekedését jelzik ebben az időszakban (Magyari E. et al. 2012/b). Ebben a tanulmányban Magyari E. et al. (2012/b) a téli félév csapadéknövekedését a pozitív észak-atlanti oszcillációs évek növekvő arányával hozza összefüggésbe (ekkor az azori magas nyomású öv és az izlandi alacsony nyomású öv közötti nyomáskülönbség kicsi).

Mivel a Brazi tó medencéje sekély, ezért a vízszintváltozások detektálására kevésbé alkalmas. Más retyezati tavak vizsgálata szükséges ahhoz, hogy a 8200 éves esemény idején végbemenő vízszintváltozásokat pontosabban rekonstruálni tudjuk. Ilyen például a Bukura-tó és a Gales-tó, melyek vizsgálata folyamatban van.

5. Konklúzió

Kutatásunk alapjául a Retyezát-hegység északi lejtőjén elhelyezkedő Brazi-tó szolgált, melynek fekvése különös jelentőséggel bír az éghajlati hatások érvényesülése miatt. Célunk annak a vizsgálata volt, hogy a koraholocénre jellemző rövid ideig tartó klímafluktuációk közül a 8200 évvel ezelőtt bekövetkezett klímaoscilláció idején jelentkezett-e a vegetáció összetételében nagyobb arányú változás.

Eredményeink arra utalnak, hogy a Retyezát északi lejtőjének vegetációjában jelentős változások zajlottak a klímaoscilláció ideje alatt (8300 és 8000 évek közt). A tó annak a csapadékosabb, kis párolgással jellemezhető zónának a déli határán fekszik, ahol a klímaoscilláció ideje alatt Michel Magny vizsgálatai szerint (2007) magasabb tóvízszintek és így növekvő hozzáférhető vízmennyiségek alakultak ki. A Retyezátban vizsgálataink alapján a növénytakaróban bekövetkező jelentősebb változások leginkább az alacsonyabb tengerszint feletti magasságokat érintették. Az itt elhelyezkedő lombhullató erdőzónában fokozódott az erdőtüzek gyakorisága a klímaoscilláció ideje alatt jelentkező magasabb nyári hőmérséklet és tartós csapadékhiány következtében, melynek eredményeként a kontinentalitás és szezonális fokozódására következtethetünk. Az erdőtüzek periodikus visszatérése elősegítette az erdők felnyílását, mely a kialakuló lécekben a gyertyán megjelenésének, és későbbi elterjedésének biztosított teret. A pollen és mikroporne adatokat az üledékek vizsgálata során kimutatott diatóma, szervesanyag-tartalom és biogén szilikáttartalom-változásokkal közösen értelmezve azt mondhatjuk, hogy a 8200 éves klímaoscilláció a Retyezátban ellentétes változásokhoz vezetett a téli és nyári félévben: a téli félév hozzáférhető vízmennyisége egyértelműen nőtt, szemben a nyári félévben tapasztalt csökkenéssel. Összességében erőteljes szezonális eltolódás jellemezte a területet, a kontinentalitás mértékének erőteljes növekedésével.

Kutatásunk jelentősége a holocénre jellemző, rövid időszakokat felölelő klímaingadozások mechanizmusának pontosabb megértésében áll, hiszen az éghajlati feltételek módosulása jelentős változásokat eredményez a vegetáció összetételében. A jövőbeli változások értelmezésének könnyítése érdekében hasznosak a múltban jelentkező klímaoscillációk hatására bekövetkezett változások vizsgálatai, melyekből különböző következtetések vonhatóak le az várhatóan jelentkező jövőbeli klímaváltozások növényzet összetételére gyakorolt hatásait illetően. A 8200 évvel

ezelőtt bekövetkezett klímaoscilláció lehűlésként jelentkezik ugyan, azonban nem vonatkozik a teljes évre, hanem csak a téli időszakra. A Retyezát-hegység alacsonyabb tengerszint feletti magasságában bekövetkező változások alapján következtethetünk a nyári hőmérséklet növekedésére és a tartósabb csapadékmentes időszakok érvényesülésére az alföldi és dombvidéki területeken.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni témavezetőimnek, Dr. Magyar Enikőnek és Dr. Pálffy Józsefnek a sok segítséget. Külön köszönettel tartozom Dr. Magyar Enikőnek, akinek segítségével elsajátíthattam a pollenszemek azonosítását, valamint értékelésüket, továbbá köszönöm a kutatás során nyújtott folyamatos segítséget, iránymutatást és szakmai tanácsokat.

Köszönet illeti továbbá Dr. Buczkó Krisztinát a diatóma adatok rendelkezésemre bocsátásáért, továbbá a hasznos szakmai tanácsokért.

Köszönettel tartozom Dr. Braun Mihálynak és csapatának a Brazi-tó üledékének fűrásáért, valamint azért, hogy az újabb radiokarbon kormeghatározást elvégezték Debrecenben.

Köszönetet szeretnék mondani az OTKA Irodának, hogy biztosították az anyagi támogatást (OTKA PD73234, OTKA NF101362).

Szeretném megköszönni családomnak és barátaimnak, különösen Baricza Ágnesnek, Vincze Ildikónak és Ferenczy Gyöngyvérnek a kutatás alatt nyújtott segítségüket és folyamatos biztatásukat.

Irodalomjegyzék

- Alley, R. B.–Mayewski, P. A.–Sowers, T.–Stuiver, M.–Taylor, K. C.–Clark, P. U. 1997: Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. – *Geology* 25(6). pp. 483–486.
- Andersen, S. T. (1967): Tree-pollen rain in a mixed deciduous forest in South Jutland (Denmark). – *Review of Palaeobotany and Palynology* 3(1–4). pp. 267–275.
- Bauer, E.–Ganopolski, A.–Montoya, M. 2004: Simulation of the cold climate event 8200 years ago by meltwater outburst from Lake Agassiz. – *Paleoceanography* 19.
- Bennett, K. D. 2007: Psimpoll 4.27 – <http://chrono.qub.ac.uk/psimpoll/psimpoll.html>
- Bennett, K. D.–Willis, K. J. 2001: In Tracking environmental change using lake sediments, vol. 3 (eds J. P. Smol et al.) Terrestrial, algal, and siliceous indicators. – The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. pp. 5–30.
- Berger, A.–Loutre, M. F.–Laskar, J. 1992: Stability of the Astronomical Frequencies Over the Earth's History for Paleoclimate Studies. – *Science (New York, N.Y.)* 255(5044). pp. 560–566.
- Birks, H. J. B.–Gordon, A. D. 1985: Numerical methods in Quaternary Pollen Analysis. Academic Press, London.
- Braun M.–Hubay, K.–Magyari E.–Veres, D.–Papp I.–Bálint M. 2012: Using linear discriminant analysis (LDA) of bulk lake sediment geochemical data to reconstruct lateglacial climate changes in the South Carpathian Mountains. – *Quaternary International*(0).
- Buczkó K.–Magyari E. K.–Braun M.–Bálint M. 2012: Diatom-inferred lateglacial and Holocene climatic variability in the South Carpathian Mountains (Romania). – *Quaternary International*(0).
- Chytrý, M.–Danihelka, J.–Horsák, M.–Kočí, M.–Kubešová, S.–Lososová, Z.–Otýpková, Z.–Tichý, L.–Martynenko, V.–Baisheva, E. 2010: Modern analogues from the Southern Urals provide insights into biodiversity change in the early Holocene forests of Central Europe. – *Journal of biogeography* 37(4). pp. 767–780.
- Feurdean, A. 2005: Holocene forest dynamics in northwestern Romania. – *The Holocene* 15(3). pp. 435–446.

- Feurdean, A.–Klotz, S.–Mosbrugger, V.–Wohlfarth, B. 2008: Pollen-based quantitative reconstructions of Holocene climate variability in NW Romania. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260(3–4). pp. 494–504.
- 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(0). pp. 111–125.
- Finsinger, W.–Tinner, W.–van der Knaap, W. O.–Ammann, B. 2006: The expansion of hazel (*Corylus avellana* L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe? – *Quaternary Science Reviews* 25(5–6). pp. 612–631.
- Huntley, B. 2012: Reconstructing palaeoclimates from biological proxies: Some often overlooked sources of uncertainty. – *Quaternary Science Reviews* 31(0). pp. 1–16.
- Kofler, W.–Krapf, V.–Oberhuber, W.–Bortenschlager, S. 2005: Vegetation responses to the 8200 cal. BP cold event and to long-term climatic changes in the Eastern Alps: possible influence of solar activity and North Atlantic freshwater pulses. – *The Holocene* 15(6).
- Magny, M. 2007: Lake level studies: West-Central-Europe. – *Encyclopedia of Quaternary Science* 2. pp. 1389–1399.
- Magny, M.–Vannière, B.–de Beaulieu, J-L.–Bégeot, C.–Heiri, O.–Millet, L. 2007: Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. – *Quaternary Science Reviews* 26(15–16). pp. 1951–1964.
- Magyari E.–Braun M.–Buczkó K.–Kern Z.–László P.–Hubay K.–Bálint M. 2009: Radiocarbon chronology of glacial lake sediments in the Retezat Mts (South Carpathians, Romania): a window to Late Glacial and Holocene climatic and paleoenvironmental changes. – *Central European Geology* 52(3–4). pp. 225–248.
- Magyari E. K.–Major, Á.–Bálint M.–Nédli J.–Braun M.–Rácz I.–Parducci, L. 2011: Population dynamics and genetic changes of *Picea abies* in the South Carpathians revealed by pollen and ancient DNA analyses. – *BMC Evolutionary Biology* 11(66).
- Magyari E. K.–Jakab G.–Bálint M.–Kern Z.–Buczkó K.–Braun M. 2012/a: Rapid vegetation response to Lateglacial and early Holocene climatic fluctuation in the South Carpathian Mountains (Romania). – *Quaternary Science Reviews* 35(0). pp. 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. 2012/b: 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* (0). publikálás alatt
- Magyari E. K.–Peyron, O.–Tóth M.–Heiri, O.–Lotter, A. F. 2012: Pollen- and chironomid-based reconstruction of late glacial summer temperatures in the southern Carpathians (Romania): conflicting results and supporting independent proxies. – INTIMATE – INTEgrating Ice core, Marine and TErrestrial records: Climate and environmental change from 60,000-8000 years ago. Abstracts Volume and programme, INTIMATE Workshop, De Lutte, The Netherlands. p. 56. (<http://cost-es0907.geoenvi.org/attachments/article/77/ABSTRACTS%20VOLUME%20final.pdf>)
- Maher Jr, L. J. (1981): Statistics for microfossil concentration measurements employing samples spiked with marker grains. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 32(2–3). pp. 153–191.
- Mayewski, P. A.–Rohling, E. E.–Stager, C. J.–Karlén, W.–Maasch, K. A.–Meeker, D. L.–Meyerson, E. A.–Gasse, F.–van Kreveland, S.–Holmgren K.–Lee-Thorp, J.–Rosqvist, G.–Rack, F.–Staubwasser, M.–Schneider, R. R.–Steig, E. J. 2004: Holocene climate variability. – *Quaternary Research* 62(3). pp. 243–255.
- Ortu, E.–Brewer, S.–Peyron, O. 2006: Pollen-inferred palaeoclimate reconstructions in mountain areas: problems and perspectives. – *Journal of Quaternary Science* 21(6). pp. 615–627.
- Ortu, E.–David, F.–Peyron, O. 2010: Pollen-inferred palaeoclimate reconstruction in the Alps during the Lateglacial and the early Holocene: how to estimate the effect of elevation and local parameters. – *Journal of Quaternary Science* 25(5). pp. 651–661.
- Panagiotopoulos, K.–Aufgebauer, A.–Schäbitz, F.–Wagner, B. 2012: Vegetation and climate history of the Lake Prespa region since the Lateglacial. – *Quaternary International*(0).
- Peteet, D. 2000: Sensitivity and rapidity of vegetational response to abrupt climate change. – *Proceedings of the National Academy of Sciences* 97(4). pp. 1359–1361.

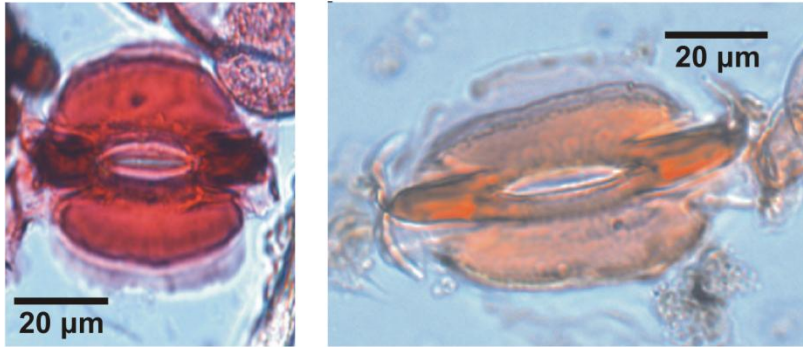
- Rahmstorf, S. 2000: The Thermohaline Ocean Circulation: A System with Dangerous Thresholds? – *Climatic Change* 46(3). pp. 247–256.
- Ralska-Jasiewiczowa, M.–Demske, D.–van Geel, B. 1998: Lake Gosciarz, Central Poland, a monographic study. Late-glacial vegetation history recorded in the Lake Gosciarz sediments. – *W. Szafer Institute of Botany*., Polish Academy of Sciences. pp. 128–143.
- Rasmussen, S. O.–Andersen, K. K.–Svensson, A. M.–Steffensen, J. P.–Vinther, B. M.–Clausen, H. B.–Siggaard-Andersen, M. L.–Johnsen, S. J.–Larsen, L. B.–Dahl-Jensen, D.–Bigler, M.–Röthlisberger, R.–Fischer, H.–Goto-Azuma, K.–Hansson, M. E.–Ruth, U. 2006: A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. – *J. Geophys. Res.* 111(D6). D06102.
- Rasmussen, S. O.–Vinther, B. M.–Clausen, H. B.–Andersen, K. K. 2007: Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. – *Quaternary Science Reviews* 26(15–16). pp. 1907–1914.
- Reiczigel J.–Harnos A.–Solymosi N. 2007: Biostatisztika nem statisztikusoknak. – Pars Kft., Nagykovács
- Reille, M. 1992: Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. – Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille
- 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* 30(1–2). pp. 117–153.
- Seppä, H. 2007: Pollen analysis, principles. – *Encyclopedia of Quaternary Science* 3. pp. 2486–2497.
- Seppä, H.– Birks, H. J. B.–Giesecke, T.–Hammarlund, D.–Alenius, T.–Antonsson, K.–Bjune, A. E.–Heikkilä, M.–MacDonald, G. M.–Ojala, A. E. K.–Telford, R. J.–Veski, S. 2007: Spatial structure of the 8200 cal yr BP event in northern Europe. – *Climate of the Past Discussions* 3.(2). pp. 165–195.
- Standovár T.–Kenderes K. (2003): A review on natural stand dynamics in beechwoods of East Central Europe. – *Applied Ecology and Environmental Research* 1(1–2). pp. 19–46.
- Stuiver, M.–Reimer, P. J.–Reimer, R. (2011): CALIB Radiocarbon calibration program – <http://calib.qub.ac.uk/calib/>

- Tanțău, I.–Feurdean, A.–de Beaulieu, J.-L.–Reille, M.–Fărcaș, S. 2011: Holocene vegetation history in the upper forest belt of the Eastern Romanian Carpathians. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 309(3–4). pp. 281–290.
- Thomas, E. R.– Wolff, E. W.–Mulvaney, R.–Steffensen, J. P.–Johnsen, S. J.–Arrowsmith, C.–White, J. W. C.–Vaughn, B.–Popp, T. 2007: The 8.2 ka event from Greenland ice cores. – *Quaternary Science Reviews* 26(1–2). pp. 70–81.
- Tinner, W.–Lotter, A. F. 2001: Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. – *Geology* 29(6). pp. 551–554.
- Tóth M.–Magyari E.–Brooks, S.–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). pp. 122–131.
- Vinther, B. M.–Clausen, H. B.–Johnsen, S. J.–Rasmussen, S. O.–Andersen, K. K.–Buchardt, S. L.–Dahl-Jensen, D.–Seierstad, I. K.–Siggaard-Andersen, M. L.–Steffensen, J. P.–Svensson, A.–Olsen, J.–Heinemeier, J. 2006: A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. – *J. Geophys. Res.* 111(D13). D13102.
- Walker, M. 2005: Quaternary Dating Methods. – John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England.
- Wanner, H.–Beer, J.–Bütikofer, J.–Crowley, T. J.–Cubasch, U.–Flückiger, J.–Goosse, H.–Grosjean, M.–Joos, F.–Kaplan, J. O.–Küttel, M.–Müller, S. A.–Prentice, I. C.–Solomina, O.–Stocker, T. F.–Tarasov, P.–Wagner, M.–Widmann, M. 2008: Mid-to Late Holocene climate change: an overview. – *Quaternary Science Reviews* 27(19–20). pp. 1791–1828.
- Weninger, B.–Aram-Stern, E.–Bauer, E.–Clare, L.–Danzeglocke, U.–Jöris, O.–Kubatzki, C.–Rollefson, G.–Todorova, H.–van Andel, T. 2006: Climate forcing due to the 8200 cal yr BP event observed at Early Neolithic sites in the eastern Mediterranean. – *Quaternary Research* 66(3). 401–420.
- Weninger, B.–Clare, L.–Rohling, E.–Bar-Yosef, O.–Boehner, U.–Budja, M.–Bundschuh, M.–Feurdean, A.–Gebe, H. G.–Joeris, O.–Lindstaedter, J.–Mayewski, P.–Muehlenbruch, T.–Reingruber, A.–Rollefson, G.–Schyle, D.–Thissen, L.–Todorova, H.–Zielhofer, C. 2009: The Impact of Rapid Climate Change on Prehistoric Societies during the Holocene in the Eastern Mediterranean. – *Documenta Praehistorica* 36. pp. 7–59.

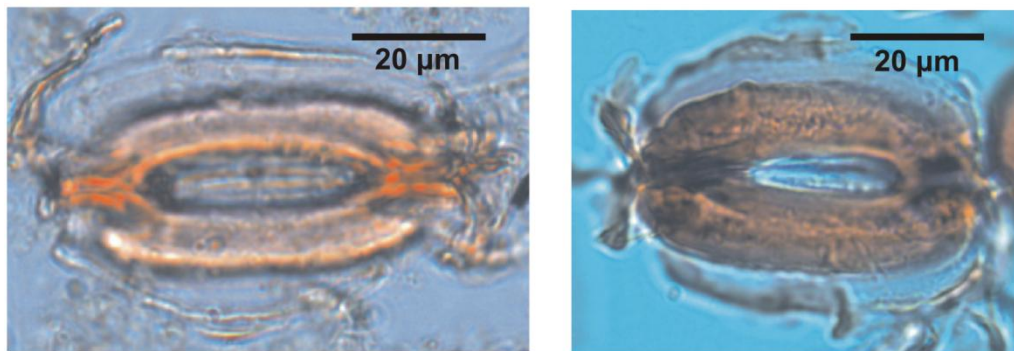
- Wick, L. 2000: Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159(3–4). pp. 231–250.
- Wohlfarth, B.–Hannon, G.–Feurdean, A.–Ghergari, L.–Onac, B. P.–Possnert, G. 2001: Reconstruction of climatic and environmental changes in NW Romania during the early part of the last deglaciation (~15,000–13,600 cal yr BP). – *Quaternary Science Reviews* 20(18). pp. 1897–1914.
- Young, N. E.–Briner, J. P.–Rood, D. H.–Finkel, R. C. 2012: Glacier extent during the Younger Dryas and 8.2-ka event on Baffin Island, Arctic Canada. – *Science* 337. pp. 1330–1333.

Függelék

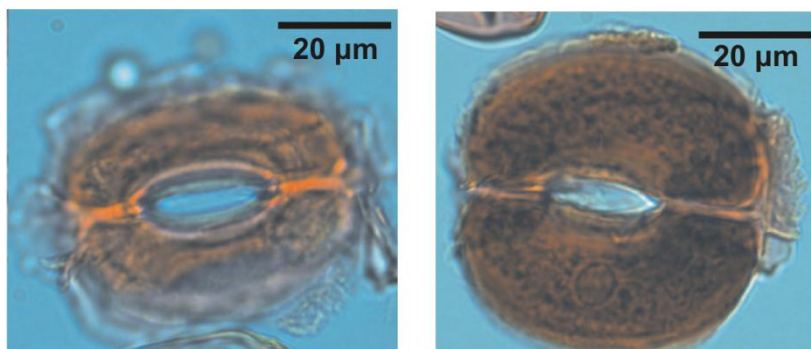
Pinus cembra sztómák



Pinus mugo sztómák



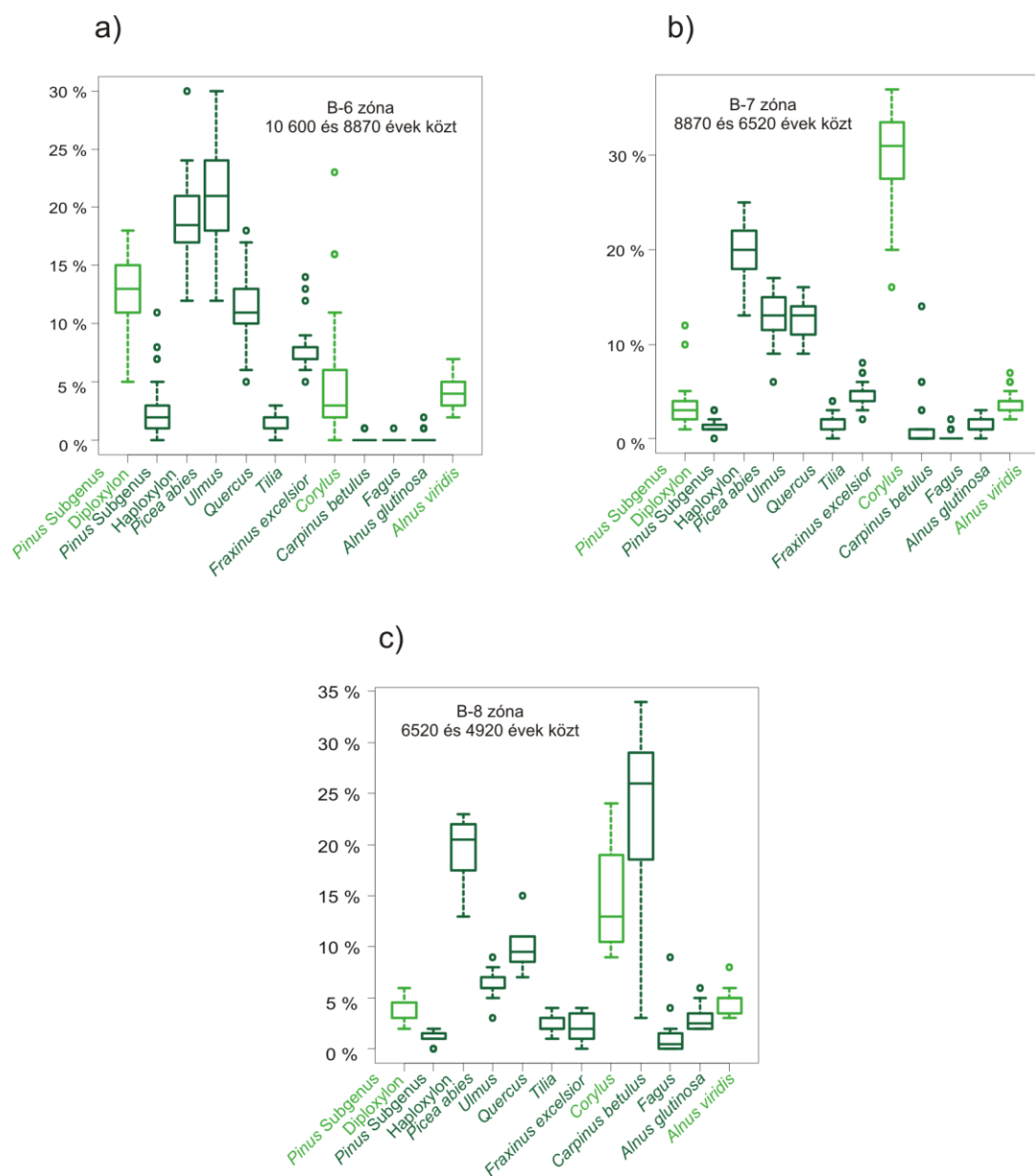
Picea abies sztómák



I. függelék. A Bazi-tó üledékének sztómái fénymikroszkóp alatt vizsgálva

2. függelék. A Brazi-tó 110 és 506 cm közötti üledékszakasának kalibrált koradatai és üledék akkumulációs rátái. SAR: üledék akkumulációs ráta (*Sediment accumulation rate*)

Mélység (cm)	Kalibrált BP évek	SAR (év/cm)	Mélység (cm)	Kalibrált BP évek	SAR (év/cm)	Mélység (cm)	Kalibrált BP évek	SAR (év/cm)
506	10 034	14,91	393,62	7820	24,47	234,22	3221	15,79
504	10 004	14,91	392,55	7794	24,47	229,95	3153	15,79
502	9974	14,91	389,36	7732	14,22	225,67	3086	15,79
501	9959	14,91	380,85	7611	14,22	221,39	3018	15,79
495,92	9884	14,91	372,34	7490	14,22	217,11	2951	15,79
489,8	9792	14,91	363,83	7369	14,22	212,83	2883	15,79
481,63	9671	14,91	359,57	7309	14,22	208,56	2815	15,79
473,47	9549	14,91	355,32	7248	14,22	206	2775	15,79
465,31	9427	14,91	351,06	7102	35,96	204,28	2748	15,79
457,14	9305	14,91	346,81	6949	35,96	201,07	2670	25,15
448,98	9174	24,47	338,3	6643	35,96	201,43	2679	25,15
440,82	8974	24,47	329,79	6337	35,96	196,86	2564	25,15
432,65	8775	24,47	325,53	6184	35,96	192,29	2449	25,15
424,49	8575	24,47	321,28	6031	35,96	187,71	2334	25,15
414,29	8325	24,47	317,02	5878	35,96	183,14	2219	25,15
413,27	8300	24,47	312,77	5720	38,19	178,57	2104	25,15
412,24	8275	24,47	308,51	5557	38,19	174	1989	25,15
411,22	8250	24,47	304,26	5395	38,19	169,43	1874	25,15
410,2	8225	24,47	301,06	5273	38,19	164,86	1759	25,15
409,18	8200	24,47	298,4	5171	38,19	160,29	1644	25,15
408,16	8175	24,47	294,12	5008	38,19	155,71	1478	37,15
407,14	8150	24,47	289,84	4844	38,19	151,14	1308	37,15
406,12	8125	24,47	285,56	4681	38,19	146,57	1138	37,15
405,1	8101	24,47	281,28	4518	38,19	142	968	37,15
404,08	8076	24,47	277,01	4384	28,29	137,43	798	37,15
403,06	8051	24,47	272,73	4263	28,29	132,86	629	37,15
402,04	8026	24,47	268,45	4142	28,29	128,29	459	37,15
401,02	8001	24,47	264,17	4021	28,29	123,71	332	24,18
400	7976	24,47	259,89	3900	28,29	119,14	221	24,18
398,94	7950	24,47	255,61	3779	28,29	114,57	111	24,18
397,87	7924	24,47	251,34	3658	28,29	111,14	28	24,18
396,81	7898	24,47	247,06	3537	28,29	110	0	24,18
395,74	7872	24,47	242,78	3416	28,29			
394,68	7846	24,47	238,5	3295	28,29			



3. függelék. A három bemutatott zónában található főbb taxonok százalékos változásai boxplotokon ábrázolva. A jobb láthatóság érdekében világosabb zölddel a cserjéket jelöltem, míg a fákat sötétzölddel. A körrel jelöltek kiugró (outlier) értékek, a téglalapokon belül található vastagabb vonal az értékek mediánját jelenti. A téglalapok alsó és felső része az alsó és felső kvartiliseket jelentik, míg a hozzájuk tartozó, lehetséges maximum és minimum értékeket a szaggatott vonallal jelzett szakaszok mutatják (Reiczigel J.–Harnos A.–Solymosi N. 2007).