



Későglaciális és holocén oxigénizotóp-alapú klímarekonstrukció hibahatár-becslése tavi üledékek elemzése alapján

Készítette:

Vincze Ildikó

Környezettudomány MSc

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar

II. évfolyam

2012

Témavezetők:

Dr. Magyar Enikő, MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport

Dr. Pálffy József, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar,
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Dr. Demény Attila, MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont,
Földtani és Geokémiai Intézet

Tartalom

1	BEVEZETÉS	3
2	CÉLKITŰZÉS.....	6
3	A VIZSGÁLT TERÜLET BEMUTATÁSA	7
4	ANYAG ÉS MÓDSZER	9
4.1	Mintavétel.....	9
4.2	Radiokarbon kormeghatározás.....	9
4.3	Az üledékminta diatóma feltárása	10
4.4	A szennyezés mértékének meghatározása.....	13
4.5	$\delta^{18}\text{O}$ -analízis	16
5	EREDMÉNYEK.....	16
5.1	Radiokarbon kormeghatározás: kor-mélység modell.....	16
5.1.1	A Brazi-tó üledéksorának tagolása és a biogén kovatartalom változásai ..	18
5.2	A szennyezés mértékének vizsgálata	21
5.2.1	A szerves szennyezők vizsgálata	21
5.2.2	A szerves szennyezők tömegarányos súlyozása	22
5.2.3	A kovaváz alga közösség összetételének hatása.....	24
5.2.4	A szerves szennyezők vizsgálata	26
5.3	A térségi csapadékvíz oxigénizotóp-aránya	26
5.4	A diatóma vázokon mért oxigénizotóp-arány változásai.....	27
5.4.1	A diatómák életformáinak változásai.....	27
5.4.2	A rövid távú klímafluktuációk (RCC) és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatsor kapcsolata ..	28
6	EREDMÉNYEK MEGVITATÁSA	29
6.1	A $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -görbe, mint lehetséges klímajel	29
7	KONKLÚZIÓ	35
8	KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	37
9	IRODALOMJEGYZÉK	38
10	FÜGGELÉK.....	43

1 BEVEZETÉS

A stabilizotóp-arány tavi üledékek paleoklimatológiai tanulmányozásában történő használata a vizek $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arányának a klímával, főként a hőmérséklettel való összefüggésén alapul (Dansgaard, W. 1964). Adott területen a hőmérséklet változásával változik a csapadék izotóp-összetétele is. Rövidtávon ez az évszakonkénti változást, ezeréves léptékben pedig a klímaváltozás mértékét tükrözi (Clark, I. D. – Fritz, P. 1997).

A tavi üledékszelvények $\delta^{18}\text{O}$ vizsgálata klasszikusan az üledék biogén karbonát és/vagy karbonátvázak biogén alkotóin történik (Morley, D. W. et al. 2004; Barker, P. – Leng, M. J. 2006; Swann, G. E. A. – Leng, M. J. 2009). Karbonátmentes környezetben azonban más megoldást kell találnunk, melyre legalkalmasabbnak az üledékben megőrzött diatómák¹ (kovamoszatok, Bacillariophyceae) vázainak szilícium-dioxidja bizonyult, melybe az oxigén a tó vizéből épül be növekedésük során (Magyari, E. K. et al. 2012).

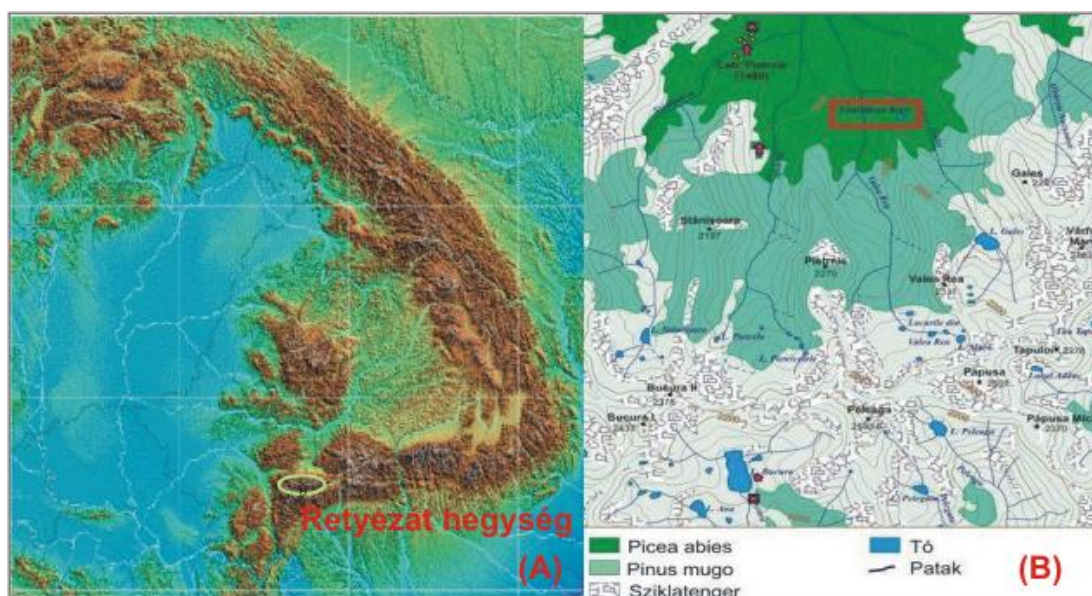
A tavi kovamoszatokon végzett oxigénizotóp-arány-vizsgálat egy új, felfutóban levő tudományág. Több tanulmány foglalkozik a vizsgálati módszerek leírásával, (Morley, D. W. et al. 2004; Brewer, T. S. et al. 2008, Leng, M. J. – Sloane, H. J. 2008) összehasonlításával (Chapligin, B. et al. 2012) és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ (diatómavázakon mért oxigénizotóp-arány), a csapadék $\delta^{18}\text{O}$ arány, a hőmérséklet és a kovaérlelés közti összefüggésekkel (Schmidt, M. et al. 2001; Moschen, R. et al. 2005, 2006). Napjainkig két jelentősebb összefoglaló tanulmány jelent meg (Barker, P – Leng, M. J. 2006; Swann, G. E. A. – Leng, M. J. 2009), amelyben arra a következtetésre jutottak a kutatók, hogy a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatok az éghajlati rendszert befolyásoló elemeket jellemzik, mint például a helyi párolgási viszonyokat, a léghőmérsékletet, a víz tartózkodási idejét és a téli/nyári csapadék arányát. Számos esetben a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatok hosszú távú változásokat tükröznek az évszakos csapadék mennyiségében és/vagy forrásában (Barker, P. et al. 2001, Jonsson, C. E. et al. 2010), máskor a párolgás intenzitásáról vagy aszályról nyújtanak információt (Lamb, A. L. et al. 2005). Az Észak-Európa sekély,

¹ A diatómák olyan egysejtű, eukarióta élőlények, amelyek kovavázat képezve erősítik sejtfalukat. Ez a kovaváz elhalásukat követően megőrződik a tavak üledékében (Swann, G. E. A. – Leng, M. J. 2009).

gyors lefolyású, alig párolgó tavaiból származó adatok ezek vizében fellelhető izotóp-összetétel nyári változását tükrözik (Rosqvist, G. C. et al. 2004).

Leng és Swann összefoglalójában (2009) megállapítja, hogy a csapadék/párolgás vagy a csapadékforrás/mennyiség egyensúlyának megváltozása nagyobb hatással van a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékre, mint a hőmérséklet maga. Így elsősorban azokon a területeken érdemes $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ vizsgálatokat végezni, ahol évszázados/évezredes léptékben jelentős változás várható a csapadék/párolgás egyensúlyában vagy a csapadék forrásának és mennyiségének arányában. (Magyari, E. K. et al. 2012).

A Déli-Kárpátok magashegyi tavai kiválóan alkalmasak diatóma alapú oxigénizotóp-vizsgálatra, mivel gyors átfolyásúak, rövid bennük a víz tartózkodási ideje, így a tó vize a csapadék izotóp-összetételét és annak évszakos változását tükrözi. A vizsgált terület a Brazi-tó (Taul dintre Brazi, TDB-1 fűrés) a Retyezát-hegységben helyezkedik el (1. ábra), a meleg mérsékelt övben, egy kifolyóval rendelkezik. Mind a nyugatról, mind a délről érkező légtömegből kap csapadékot a terület (Magyari, E. K. et al. 2012). Ez a kettős klímahatás a viszonylag alacsony nyári hőmérséklettel együtt azt veti fel, hogy a hosszú távon a csapadékforrás/mennyiség változása valószínűleg a diatóma oxigénizotóp-arányában is változásokhoz vezet (Jonsson, C. E. et al. 2010, Magyari E. K. et al. 2012).



1. ábra Kárpátok vonulata és azon belül a Retyezát-hegység (A), illetve a Brazi-tó elhelyezkedése (B)

A diatómák produktivitásának szezonális ciklusa nagymértékben függ a jégolvadás időpontjától. A diatómavirágzás közvetlenül a jégolvadás megkezdődése

után következik be, amikor a vízoszlopban javulnak a fényviszonyok és a tápanyagok is elérhetővé válnak, valamint mind késő nyáron/kora ősszel, amikor a zöldalgák mennyisége lecsökken, de a környezeti feltételek még kedvezőek a diatóma számára (Reynolds, C. S. 1984; Magyarai E. K. et al. 2012). A késő nyári diatóma virágzásról nem áll rendelkezésre adat, de a kora tavaszi virágzás jelentősebb az őszinél. A kétszeres diatómavirágzás produktivitásának speciális fontossága van a diatómaalapú oxigénizotóp-adatok értelmezésében a rövid tartózkodási idejű tavak, mint például a Retyezát-hegység alpesi tavai esetén. A Brazi-tó vizének $\delta^{18}\text{O}$ -értéke és hőmérséklet-változása kora és késő nyár között szezonális körülményeket tükröz (Magyarai, E. K. et al. 2012).

A diatómaváz két rétegből épül fel: egy tetraéderesen kötött szilícium-dioxid rétegből ($-\text{Si}-\text{O}-\text{Si}-$) és egy külső hidratált-rétegből, mely szilanol kötést ($-\text{Si}-\text{OH}$) és molekuláris vizet tartalmaz. Míg a $-\text{Si}-\text{O}-\text{Si}-$ réteg oxigénje változatlan marad a kovásodás során, addig a $-\text{Si}-\text{OH}$ rétegben levő oxigén szabadon kicserélődhet, amennyiben a diatómaváz vízzel kerül kapcsolatba. Éppen ezért az izotópanalízis előtt a minta víztartalmát el kell távolítani (Swann, G. E. A. – Leng, M. J. 2009). Kisméretű, nagy magasságban levő tavakban a diatómák $5\ \mu\text{m}$ és $200\ \mu\text{m}$ közötti mérettartományban helyezkednek el (Jonsson, C. E. et al. 2010). Ezekben a tavakban gyakran magas az ásványi szemcsék aránya, ami hasonló mérettartományt képvisel. Mivel a minták feltárása során az összes oxigént felszabadítják, ezért fénymikroszkóp illetve pásztázó elektronmikroszkóp használatával ellenőrizni kell a feltárt minták tisztaságát (Jonsson, C. E. et al. 2010). Amennyiben az üledékminta feltárása nem megfelelően zajlik le, és a mintából nem sikerül teljes mértékben eltávolítani a szennyezőket vagy a vizet, úgy az befolyásolhatja az oxigénizotóp-arányt. Az ásványi részecskéknél kisebb a $\delta^{18}\text{O}$ -értéke, mint a diatóma vázáé, így jelenlétük a mintákban kis mennyiségben is negatív irányba tolja el a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket (Jonsson, C. E. et al. 2010).

Chapligin és munkatársai (2012) számos módszert foglaltak össze az üledékminták feltárásával és a szennyezők eltávolításával kapcsolatban. Munkájuk során megállapították, hogy a teljes biogén kovatartalom reakciója szükséges a valós klímajel rögzítéséhez és értelmezéséhez (Chapligin, B. et al. 2012). A minták szervesanyag-tartalmának eltávolítását savakkal végezték, és fizikai eljárásokat (ülepítés, különböző méretű frakciók szitálása, nehézfolyadékos elválasztás)

alkalmaztak a feltárás során. A minták szennyezettségének értékelését is vizsgálták, amely optikai módszerrel (Morley, D. W. et al. 2004; Swann, G. E. A. et al. 2007) és kémiai vizsgálattal (Lamb, A. L. et al. 2007; Brewer, T. S. et al. 2008) is történhet.

A tóból származó üledékminta oxigénizotópos vizsgálatát dr. Magyarai Enikő és Thorsten Vennemann végezte el a Lausanne-i Egyetemen, az adatok értelmezésében pedig egy szakértői csoport vett részt (Magyarai Enikő, Demény Attila, Buczkó Krisztina, Kern Zoltán, Thorsten Vennemann, Fórizs István, Braun Mihály, Kovács István János, Udvardi Beatrix, Daniel Veres). Saját kutatásom az oxigénizotóp-arány méréséhez felhasznált diatómamintákban a különböző típusú diatómavázak és szennyező elemek arányának kvantifikálása (116 minta), és az összefüggések vizsgálata a két adatsor (oxigénizotóp, diatóma-szerves-szervetlen anyag aránya) között statisztikai módszerekkel.

2 CÉLKITŰZÉS

A dolgozatomban legfőbb célja az, hogy a Brazy-tó TDB-1 fúrásának $\delta^{18}\text{O}$ analízisre szánt diatóma extraktumaiban kvantifikáljam a szennyeződések (kova törmelék, kvarc, földpát, szervesanyag) mértékét és ezáltal segítsem a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ eredmények valós értelmezését. Meg kell határoznom továbbá azt, hogy a szervetlen szilikát (kvarc, földpát) mennyisége mutat-e szignifikáns összefüggést a mért oxigénizotóparány-változással, illetve milyen mértékben befolyásolja az oxigénizotóparány-görbe lefutását. A mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatokat korreláltatom a szennyeződés mértékével, a szennyezők $\delta^{18}\text{O}$ értékével korrigált $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbét pedig a holocén klímaváltozások tekintetében próbálom meg értelmezni.

A vizsgálat végső célkitűzése, hogy a már meglévő proxik*² mellé egy független paleoklíma adatsort biztosítson, és segítse a paleoökoszisztémákban végbement változások értelmezését. Fontos feladatomban továbbá összevetni a korrigált $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe fluktuációit a holocén során detektált gyors és hirtelen éghajlatváltozások (RCC, rapid climate change) intervallumaival.

² Proxi: olyan gyakran használt vizsgálati módszerek, melyek megfelelő értelmezést és egységes következtetést adnak a múlt klímaváltozásának teljes és biztonságos meghatározására. Használatuk különböző korlátokkal járhat, hiszen vagy megerősítik a következtetéseket, vagy újabb kérdéseket generálnak (Mackay, A., Battarbee, R., Birks, J., Oldfield, F. 2005). Ilyenek például a vízi szervezetek (diatómák vagy a chironomidák), a pollenek, a növényi makrofossziliák, továbbá a cseppkövek, a tengeri és édesvizek, a karbonátok, a fa évgyűrűk és a jégfúrások stabil izotópos vizsgálata és a geokémiai analízis.

3 A VIZSGÁLT TERÜLET BEMUTATÁSA

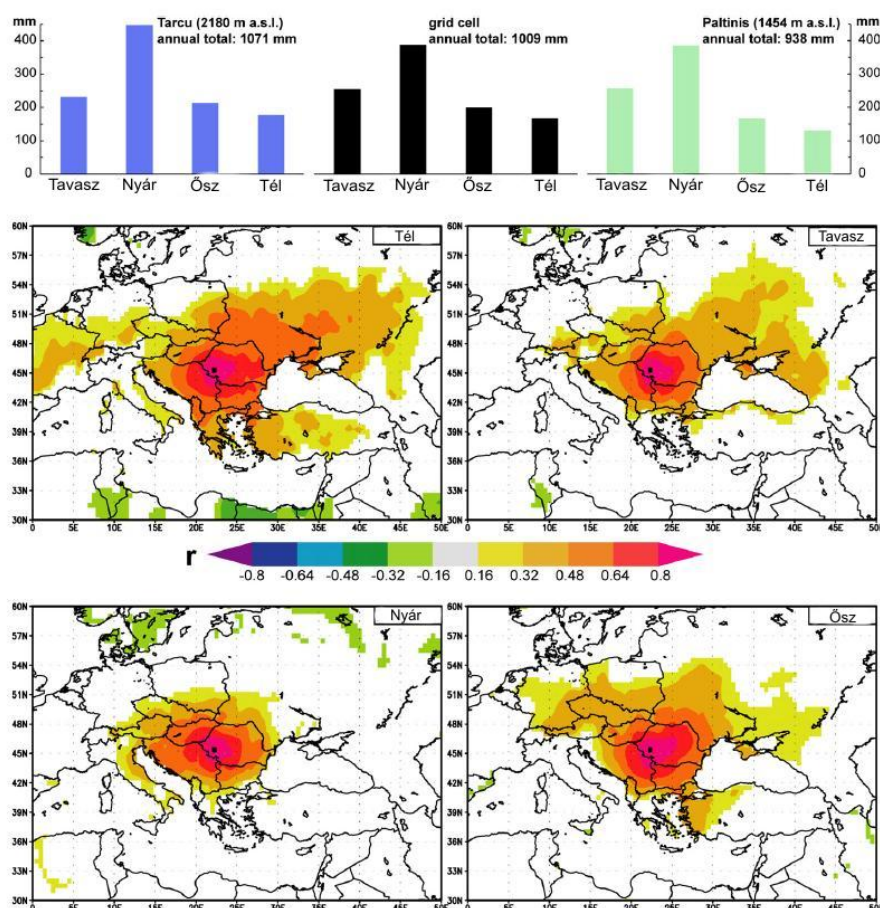
A Retyezát-hegység (Munții Retezat) a kombinált mediterrán és óceáni klímahatásoknak köszönhetően a Román-Kárpátok egyik legcsapadékosabb területe. Ez a hegység rendelkezik a legtöbb 2000 m feletti csúccsal Romániában, ezek száma 55, míg az állandó vizű tengerszemek száma 58 (Magyari, E. K. et al. 2009). A Retyezát a Déli-Kárpátok nyugati részén helyezkedik el, területén számos glaciális tó található a szubalpi és alpin zónában, melyeket a visszahúzódó jég formált főként a későglaciális időszakban. A diatóma oxigénizotóp-alapú vizsgálatának helyszíne a Brazi-tó (TDB-1 fúrás), amely 1740 m tengerszint feletti magasságon (továbbiakban t. sz. f. m.) fekszik a hegység északkeleti oldalán (Magyari, E. K. et al. 2009).

A Brazi-tó egy kis fennsíkron helyezkedik el a Gales-völgyben (Lacul Gales), távol a fő folyótól. Kevert luc- és cirbolyafenyő-erdő veszi körül a tavat, a tó partján törpefenyves úszóláp helyezkedik el aljnövényzetében tőzegmoha (*Sphagnum*) és áfonya (*Vaccinium sp.*) fajokkal valamint erdélyi havasszépével (*Rhododendron kotschii*) (Magyari, E. K. et al. 2009).

A terület éghajlata mérsékelt égövi kontinentális. Az évi középhőmérséklet 800 m-es t.sz.f.m.-on 7 °C körüli, a 2500 m magas hegytetőn -2,3 °C. A tó körüli magasságra interpolált középhőmérséklet júliusban 11,2 °C, míg a januárban -6,6 °C (Magyari, E. K. et al. 2012). Az évi közepes csapadékmennyiség 900-1800 mm közötti. Alacsonyabb térségekben a hóval borított napok száma 100 nap körüli, 2000 m-es magasságban 200 nap feletti. A hó a hideg mikroklímájú területeken egész nyáron megmarad (Kern, Z. et al. 2004).

A területről mindezidáig nem áll rendelkezésre kielégítő hidrológiai tanulmány. Ennek hiányában a víz tartózkodási idejét csak becsülni lehet a hasonló méretű átfolyóval rendelkező tavak adatai alapján. Jonsson és munkatársai (2009b) alapján az átlagos tartózkodási idő egy sekély hegyi tóban 6 hónapnál kevesebb. Az ilyen típusú állóvizek leggyakrabban késő tavasszal és kora nyáron (május–június hónapban) az olvadékvizekből kapnak nagy mennyiségű utánpótlást – amelyek a téli csapadék $\delta^{18}\text{O}$ -értékét hordozzák – tehát a diatómavirágzás fő időszakában jutnak a tóba (Magyari, E. K. et al. 2012).

A 2. ábra mutatja az évszakos csapadékeloszlást a Déli-Kárpátokban. Jól látható, hogy a legtöbb csapadékot júniusban kapja a terület, a legkevesebbet február-március környékén. Május-június a legcsapadékosabb időszak ezen a területen, ilyenkor hullik le az egész éves csapadék 40%-a. A vizsgált terület az Atlanti-óceán felől érkező nyugati szelekből, a mediterrán területről és a Fekete-tengerről érkező délkeleti szelekből egyaránt kap csapadékokat (Magyari, E. K. et al. 2012).



2. ábra Az évszakos csapadékösszegek, a regionális csapadék térbeli eloszlása (Forrás: Magyari E. K. et al. 2012)

A csapadék oxigénizotóp-arányát a területtől kb. 20 km-re található Hátszegi-medencében tanulmányozták Bojar és munkatársai 2009-ben, és a lokális csapadékvíz vonalat is meghatározták (Magyari, E. K. et al. 2012). A csapadék szezonális oxigénizotóp-arányai megmutatják a víz izotóp-összetételének évszakos változását, mely jól jellemzi a közepes szélességek kontinentális területeit (Magyari, E. K. et al. 2012).

4 ANYAG ÉS MÓDSZER

4.1 Mintavétel

A 490 cm-es üledékmintát a Brazi-tó középső részéből Dr. Magyari Enikő és munkatársai vették Livingstone-típusú fúróval 2007 augusztusában. A mintavétel helyszínén a vízmélység 110 cm volt. Az üledékmagot 1 méteres szegmensekben nyerték ki műanyag csőbe, majd becsomagolták, és a laboratóriumba szállították, ahol 2 °C-on tárolták a későbbi kezelésig. A fúrás 490 cm-es mélységben elérte a tavi üledék alatt elhelyezkedő morénamárgát (Magyari, E. K. et al. 2009). Az üledék rétegsorát a laboratóriumban rögzítették Troels-Smith (1955) módszere szerint közvetlenül azután, hogy a műanyag csövet hosszában feldarabolták (Magyari, E. K. et al. 2009).

4.2 Radiokarbon kormeghatározás

Azon okból, hogy az idősebb szénforrásból származó szennyezést leszűkítsék, a hangsúly a szárazföldi makrofossziliák AMS*³ ¹⁴C-kormeghatározására helyeztük. A növényi makrofossziliák bőségesen jelen vannak a TDB-1-fúrás holocén részében. A 14 minta radiokarbon kormeghatározása a Poznani Laboratóriumban készült (Magyari, E. K. et al. 2009).

Az üledékmag datálásához tüleveleket, a növényi magvakat, faszén- és kéregdarabokat használtunk fel. A radiokarbon korokat online elérhető kalibráló programmal kalibráltuk naptári évekké (Bcal) (Buck 1999, <http://bcal.shef.ac.uk/>)⁴. A mérésből értelmezhető kor-mélység modell a dolgozat Eredmények című fejezetében kerül ismertetésre.

A Brazi-tóból származó radiokarbon kormeghatározás jó kor-mélység kapcsolatot mutat: általánosságban a mélységgel nő a kor (lefelé haladva idősebb), csak két eltérés figyelhető meg: 393 és 591 cm-nél. Az 591 cm-en található lucfenyő (*Picea abies*) toboza sokkal fiatalabb, mint a felette levő minta. Valószínűleg a fúrás során került le ebbe a mélységbe 545 cm-ről (Magyari, E. K. et al. 2009). A 393 cm-es minta kora idősebb, mint a felette levő mintáé. Ebben az esetben viszont nem található szennyeződés, a kor eltérés oka ismeretlen (Magyari, E. K. et al. 2009).

³ * AMS: Accelerator Mass Spectrometry: Gyorsító tömegspektrométer

⁴ Továbbiakban a dolgozatban említett összes koradat kalibrált jelen évben értendő (kalibrált BP év) (Buck 1999, <http://bcal.shef.ac.uk/>).

4.3 Az üledékminta diatóma feltárása

A $\delta^{18}\text{O}$ -alapú vizsgálatra 4-7 cm³-nyi üledéket vontunk ki 4 cm-es intervallumonként (Magyari, E. K. et al. 2012). Az üledékminták diatóma feltárására számos módszer ismert. A TDB-1 fúrás üledékmintájához Morley és munkatársai (2004) által kidolgozott módszertant alkalmaztuk némileg módosítva. A módosított feltérési folyamatot a 3. ábrán szemléltetem. A minták laboratóriumi feltérását Kohán Zoltán végezte a Magyar Természettudományi Múzeum Növénytárának pollenlaboratóriumában a CARPENCHARGE projekthez kapcsolódóan.⁵ Minden a mintákon elvégezendő vizsgálat előfeltétele az, hogy a szennyezőket megfelelően eltávolítsák a mintából, és az eltávolítás folyamata ne változtassa meg a diatómák oxigénizotóp-összetételét (Brewer, T. S. et al. 2008). Azonban teljesen tökéletesen feltárt mintákat nem lehet kapni. Így ehhez kapcsolódóan az volt a feladatom, hogy a feltárt diatómamintákban (116 db) jelen levő szennyező komponensek fénymikroszkópos vizsgálatát elvégezzem.

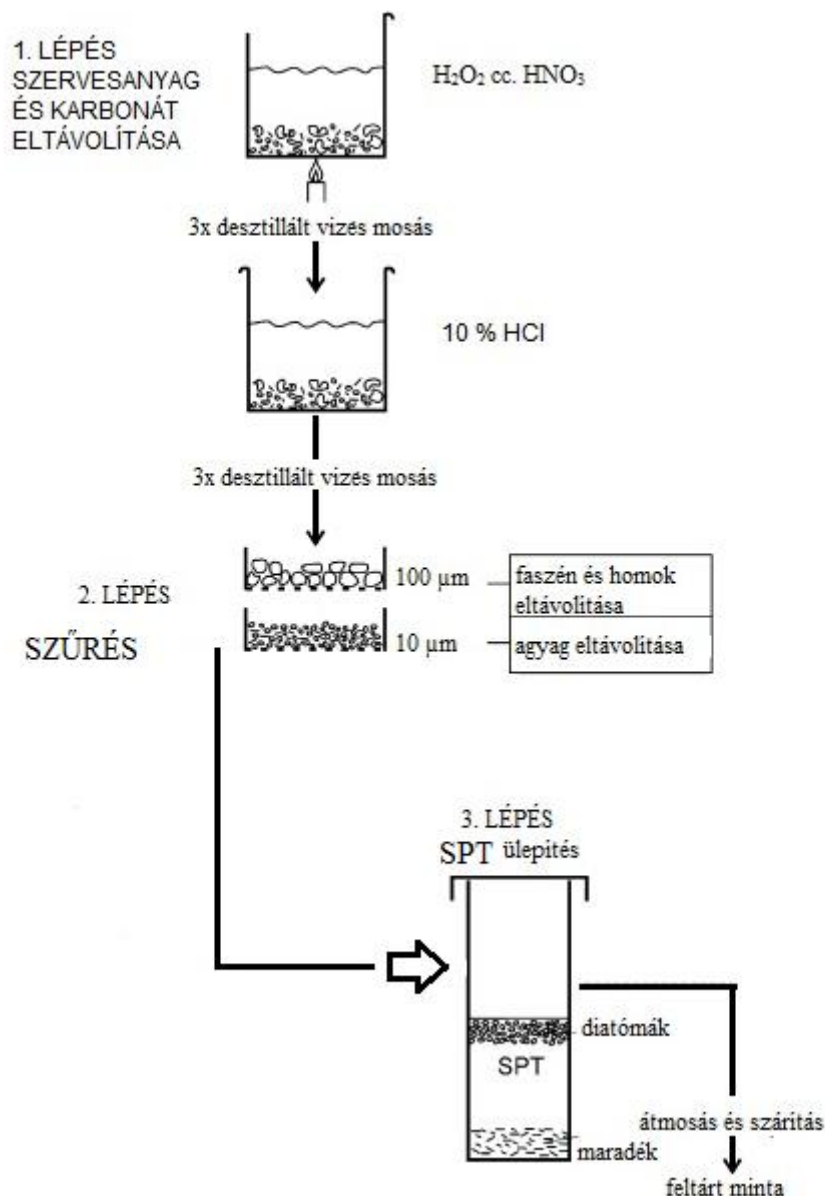
Az ide vonatkozó irodalomban többféle módszer ismert a diatómaminták feltérására, amelyek közül egyet kiválasztva alkalmaztunk, majd módosítottuk, hogy alkalmassá tegyük a Brazi-tó mintáinak vizsgálatára. Morley és munkatársai (2004) alapján történt a feltérás, annyi különbséggel, hogy nem használtak cink-kloridot és nem volt szükség ülepítési eljárások alkalmazására. Így a 3 lépéses feltérési folyamatot a következő ábrán szemléltetem (3. ábra).

Az első lépésben eltávolítottuk a minta szervesanyag- és karbonáttartalmát. A mintát 90 °C-on 30%-os hidrogén-peroxid és salétromsav keverékével (3:1) melegítettük 2 órán keresztül. A mintákat ezt követően többször desztillált vizes mosásnak vetettük alá. A karbonát eltávolításához 10%-os sósavat használtunk. A következő lépés előtt desztillált vizes mosást alkalmaztunk (Magyari, E. K. et al. 2012).

A második lépésben az üledékmintát szitálással besűrítettük 10 és 100 µm közé. Ebben a lépésben eltávolítottuk a 10 µm-nél kisebb agyagfrakciót és a 100 µm-nél nagyobb diatómákat a faszén, az agyag-, a durva közetliszt- és a homokfrakciókkal együtt. A 100 µm-nél nagyobb hányad főleg ásványi törmelékszemeséket tartalmaz, de

⁵ <http://sites.google.com/site/enikomagyaripollen/Home>

a diatóma fajok többsége általában kisebb ennél a mérettartománynál. (Morley, D. W. et al. 2004).



3. ábra A diatómafeltárás menete, Leng, M. J.- Barker, P. 2006 nyomán átdolgozva

A 10 és 100 μm közötti frakciót desztillált vízzel feltöltve centrifugacsőbe helyeztük, majd 4 percig 1500-as fordulatszámon centrifugáltuk.

A mintákat sűrűségük alapján 2,1 g/cm^3 -es SPT-oldatot (SPT: sodium polytungstate) felhasználva eltávolítottuk az közetliszt frakciót a diatómáktól a harmadik lépésben. A tavi üledékek esetében a nehézfolyadékos szeparálás döntő

fontosságú a minták tisztaságának szempontjából (Chapligin, B. et al. 2012). Az ezt követő végső desztillált vizes mosás után minden mintát fénymikroszkóp alatt ellenőriztünk a szennyeződések miatt, és 80 ° C-on szárítottunk 48 órán keresztül. A magas iszapfrakcióval rendelkező minták esetében (539-599 cm) az oxidációt kénsav és salétromsav keverékével végeztük. Különböző üleptető és pipettázási folyamatokat nem alkalmaztunk, mivel a sűrűségalapú elválasztás elegendőnek bizonyult az iszapfrakció eltávolítására (Magyari, E. K. et al. 2012).

A szilíciumvázas algák taxonómiai vizsgálatára 1 cm³-es mintákat vettünk 1-4 cm-ként (holocén) és 1 cm-ként (a későglaciálisban valamint 9000-8000 évek közt) standard feltárási folyamatokat alkalmazva (Battarbee, R. W. 1986). Buczkó és munkatársai (2009) legkevesebb 300 vázat számoltak le fénymikroszkópban, és fajszintű meghatározást végeztek el. A leszámolt diatómákat százalékká konvertálták és a végeredményt diatóma diagram formájában ábrázolták. A Chrysophyta cisztákat⁶ is leszámolták, de nem azonosították, relatív számukat a diatóma szám alapján adták meg. Dolgozatomban azért tárgyalom a diatómavizsgálat eredményeit, mert a dolgozat egyik célja a diatómaflórában bekövetkező változások lehetséges hatásainak vizsgálata volt a mért $\delta^{18}\text{O}$ -értékekre. Jonsson (2009a) feltételezése szerint a különböző élőhelyeken virágzó fajokat befolyásolja a tavon belül változó vízhőmérséklet, ami hatással lehet a vázukba beépülő $\delta^{18}\text{O}$ értékre, így teoretikusan elképzelhető kapcsolat a diatóma $\delta^{18}\text{O}$ értékei és életformái között.

A biogén kovatartalmat a Debreceni Egyetem Analitikai Kémia Tanszékén 20 mg homogenizált száraz mintából vonták ki 4 cm-es (holocén) és 1 cm-es (későglaciális) intervallumokkal 10 ml 0,2 mol/dm³ nátrium-hidroxid segítségével 90 °C-on 2 órán keresztül. A biogén kovatartalom meghatározását dr. Braun Mihály végezte el. A szilícium- és az alumíniumtartalmat ICP-OES módszerrel mérték. Mivel az ásványi eredetű kova feloldása elhanyagolható volt, így alumíniumkorrekciót nem alkalmaztak (Struba Sz. 2009; Magyari, E. K. et al. 2012).

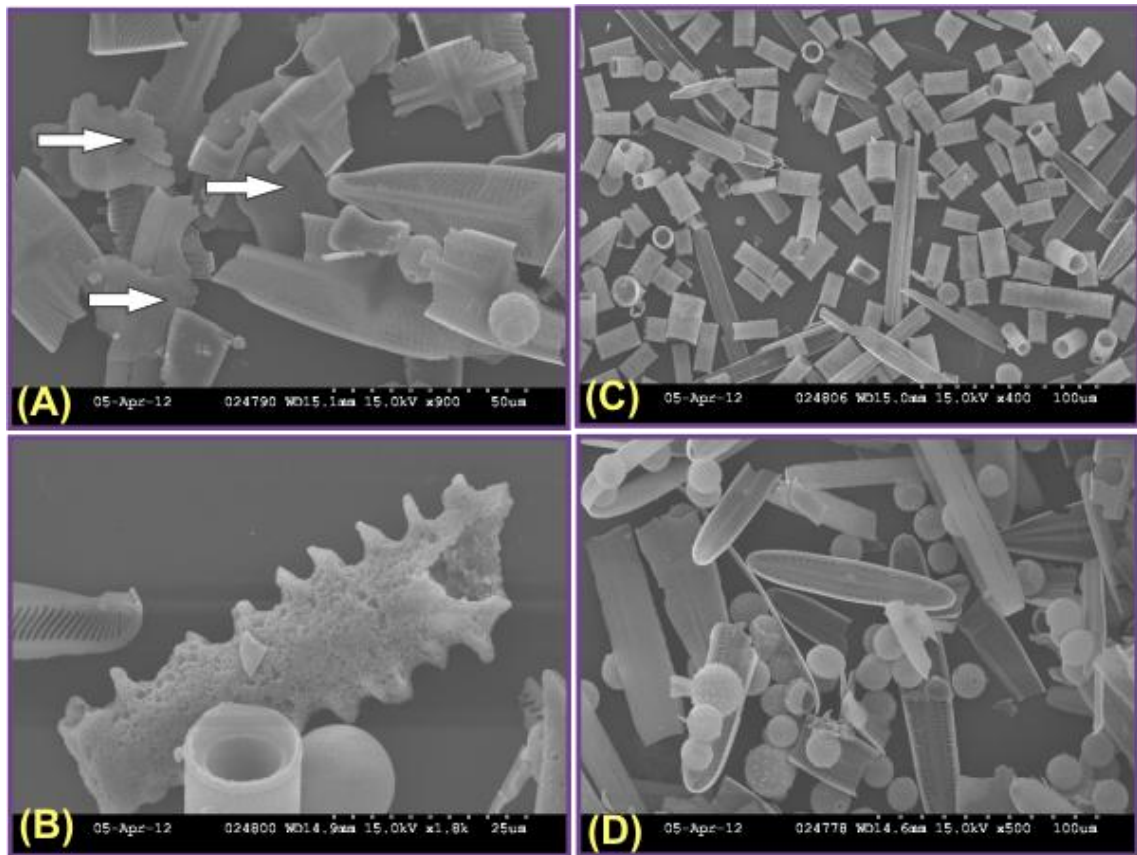
⁶ Chrysophyta ciszta: A sárgamoszatok gyakran megtalálhatóak tavi üledékekben cisztáik nagy szilíciumtartalmú vázának megőrződése által. A ciszták általában gömbölyűek vagy oválisak, átmérőjük jellemzően 2 µm és 30 µm közötti (Buczkó, K. 2006).

4.4 A szennyezés mértékének meghatározása

Dolgozatom legfontosabb célkitűzése a minták szerves szennyezőinek kvantifikálása volt. A kisméretű, nagy magasságban levő tavakban gyakran magas az ásványi alkotók aránya, amelyek hasonló mérettartományban vannak, mint a diatómák (Jonsson, C. E. et al. 2010). A szerves szennyezők (főként iszap és agyag részecskék) hatással vannak a diatóma $\delta^{18}\text{O}$ -értékekre, mivel az oxigén felszabadítása a kezelés során belőlük is felszabadítja az oxigént (Morley, D. W. et al. 2004). Általánosan megfigyelhető az a trend, hogy magasabb kőzetliszt tartalom alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket eredményez (Morley, D. W. et al. 2004).

Minden száraz diatóma-extraktumot desztillált vízzel hígítottam fel, majd néhány cseppnyit tiszta tárgylemezre vittem. A kicseppentett mintát szobahőmérsékleten száradni hagytam. A megszáradt mintát NAPHRAX-ba ágyaztam úgy, hogy a fedőlemezen lévő csepp teljesen takarja a mintát. A tárgylemezt főzőlapon melegítettem 12 percig azért, hogy a NAPHRAX toluol tartalma eltávozzon. Ezután hagytam lehűlni a tárgylemezt, majd fénymikroszkóp alatt leellenőriztem, hogy a számoláshoz elegendő diatóma került-e a lemezre. Fénymikroszkóp alatt minden mintából legkevesebb 500 részecskét számoltam le. Ezeket a következő kategóriákba soroltam be: (1) szerves szennyező: 10-50 μm és 50-100 μm között, (2) Pennales (megnyúlt szimmetrikus vázú diatóma, amelynek fajtái különböző életformákat mutatnak) 10-20 μm , 20-50 μm és 50-100 μm között, (3) *Aulacoseira* (olyan hengeres vázú diatómanemzetség, amely főleg planktonikus/tychoplanktonikus* ⁷ életformát mutat) 1,2 illetve 3 cellás, (4) Chrysophyta ciszta (2-30 μm nagyságú gömbölyű ciszták, amelyek felszínén különböző mintázatok láthatóak), (5) szerves szennyezők (faszén és pollenszemcsék). A szerves szennyezők ritkán, alacsony számban fordulnak elő a mintákban, ezért nem játszanak szerepet a vizsgálatban.

⁷ A tychoplanktonikus életmódot folytató fajok planktonikus (lebegő) és aljzathoz kötődő életformát is egyaránt képesek folytatni.



4. ábra A diatómaextraktumok SEM felvételei: (A) szervesetlen szilikát szennyezőket (nyílal jelölt) tartalmazó minta 575 cm-ről, (B) szerves szennyezőt tartalmazó minta 67 cm-ről, (C) *Aulacoseira* diatóma dominanciájú minta SEM felvétele 243 cm-ről (3500 kal BP év), és (D) Chrysophyta tisztákban gazdag minta képe 459 cm-ről (9375 kal BP év).

Az említett osztályok relatív gyakoriságát két különböző módon számoltam. Először a leszámolt részecskék darabszámát, míg másodjára a felszínnel súlyozott százalékos értéküket határoztam meg. A súlyozott érték a Pennales (10-50 és 50-100 μm) méretosztályaiból és az *Aulacoseira* sejtjeinek cellaszámából ered (1-4 cella). A kategóriákba besorolt részecskék felületét geometriai alakzattal közelítettük, így figyelembe vehető a geometriai alakjuk is, amely jobban tükrözi a tömegüket, mint a darabszám. Ez a legtöbb esetben kör vagy téglalap volt, de összetett formák is besorolásra kerültek. Az alábbi táblázat (1. táblázat) tartalmazza a kategóriákat, az őket közelítő alakzatokat és a felületük számítási módját.

Kategóriák	Közelítő alakzat	Felület képlete	Felület (μm^2)
Szerves eredetű szennyező (10-50 μm)	kör	$15^2 \cdot \Pi$	706,5
Szerves eredetű szennyező (50-100 μm)	szál (téglalap)	$A \cdot B$	750,0
Szervetlen szilikát szennyező (10-50 μm)	kör	$15^2 \cdot \Pi$	706,5
Szervetlen szilikát szennyező (50-100 μm)	kör	$37,5^2 \cdot \Pi$	4415,6
Szervetlen – földpát	kör	$20^2 \cdot \Pi$	1256,0
Pennales (10-20 μm)	téglalap (1:4)	$A \cdot B$	1402,5
Pennales (20-50 μm)	téglalap (1:4)	$A \cdot B$	304,5
Pennales (50-100 μm)	téglalap (1:4)	$A \cdot B$	56,3
Pennales töredék	négyzet (1:1)	$A \cdot A$	625,0
Aulacoseira (1 cellás)	2 kör + 1 hengerpalást	$(2 \cdot 10^2 \cdot \Pi) + (1 \cdot 20 \cdot 62,8)$	1884,0
Aulacoseira (2 cellás)	4 kör + 2 hengerpalást	$(4 \cdot 10^2 \cdot \Pi) + (2 \cdot 20 \cdot 62,8)$	3768,0
Aulacoseira (3 cellás)	6 kör + 3 hengerpalást	$(6 \cdot 10^2 \cdot \Pi) + (3 \cdot 20 \cdot 62,8)$	5652,0
Diatómához köthető szilikaváz	kör	$20^2 \cdot \Pi$	1256,0
Chrysophyta ciszta	gömbpalást	$4 \cdot 10^2 \cdot \Pi$	1256,0
Szerves eredetű szilárdító szövet (szilikát test)	téglalap (1:6)	$A \cdot B$	1666,0
Pollen	kör	$15^2 \cdot \Pi$	706,5

1. táblázat Kvantifikált kategóriák közelítő alakzatai, felület számítása

4.5 $\delta^{18}\text{O}$ -analízis

A megtisztított diatóma extraktumokat a Lausanne-i Egyetem Stabilizotóp Laboratóriumában mérték le Thorsten Vennemann vezetésével. Itt a diatómavázak külső hidratált rétegét 3 prefluorizációs lépésben távolították el, majd a mintákat lézerrel melegítették F_2 nélküli kamrában. Ez a folyamat nincs hatással a kvarcminták izotópos összetételére, és megszabadítja a diatómákat az abszorbeált víztől. Ezután következett a fluorizáció, amely során a mintákat lézerrel melegítették és klór-trifluoriddal reagáltatták (ClF_3) magas hőmérsékleten a kamrában (Leng, M. J. et al. 2001; Magyari, E. K. et al. 2012). Így az oxigént Clayton és Mayeda (1963) módszere alapján konvertálták széndioxiddá. A véletlenszerűen kiválasztott mintákat kétszer vizsgálták meg. A $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arányt kettős beeresztésű tömegspektrométerrel mérték meg. Majd az izotóparányt normalizálták laboratóriumi standardokkal és belső standardok alkalmazásával (223, 491 cm) (Magyari, E. K. et al. 2012). Az adatok az általánosan alkalmazott deltaértékben, ezrelékben vannak megadva a V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) standardtól való eltérésként.

5 EREDMÉNYEK

5.1 Radiokarbon kormeghatározás: kor-mélység modell

A Brazi-tó üledékmintáin végzett radiokarbon kormeghatározások eredményeit a 2. táblázat szemlélteti. A kalibrált évek 2σ intervallumai mellett feltüntettük a minták mélységét, és a kormeghatározás alapjául szolgáló üledékkomponenseket. A koradatok erős kor-mélység kapcsolatot mutatnak, a mélység növekedésével az üledék kora nő (Magyari, E. K. et al. 2009).

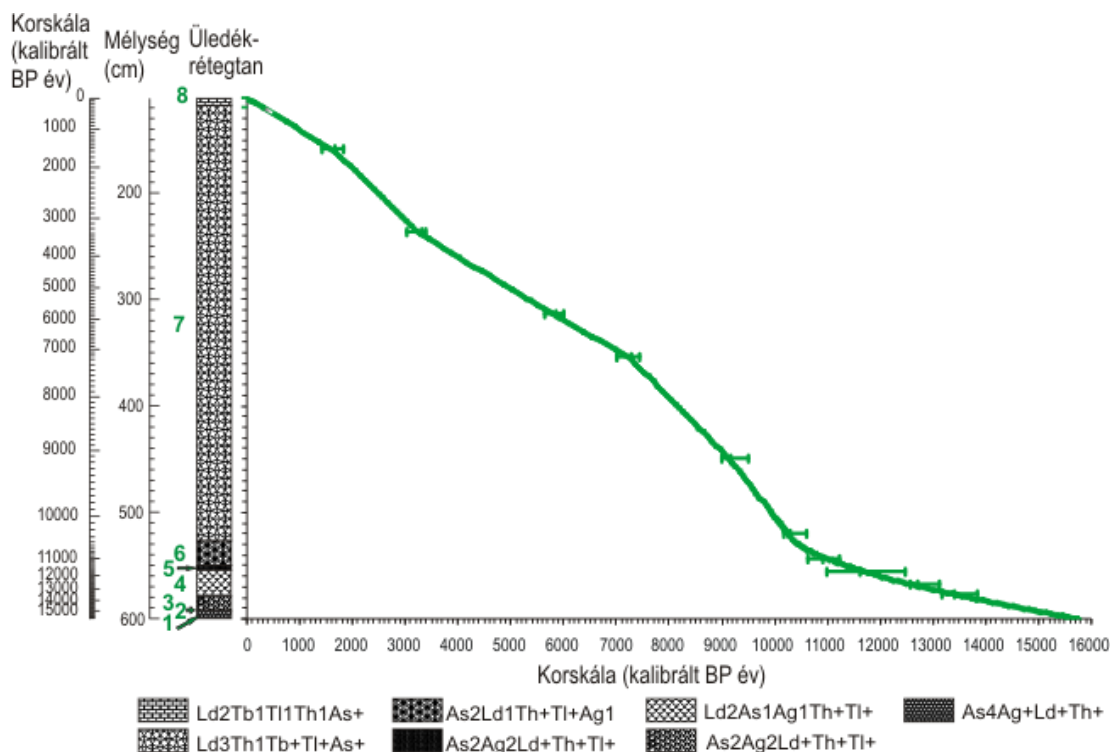
Az üledék-felhalmozódás kezdetének és az üledék felhalmozódási sebességének meghatározásához a TDB-1 fűrészmag mintáiból származó radiokarbon koradatok alapján Magyari és munkatársai (2009) kor-mélység modellezést végeztek Microsoft Excel és Psimpoll programok felhasználásával. Az üledék későglaciális és koraholocén szakaszán súlyozott nem-lineáris polinomiás regresszióval becsülték a mélység-kor összefüggést. Ez a módszer figyelembe veszi a kalibrált 2σ kortartomány valószínűségi értékeit (Magyari, E. K. et al. 2009).

Fúrásmag	Laboratóriumi kód	Korolt anyag	Mélység (cm)	¹⁴ C korolt év	Kalibrált koradat (2σ)
TDB-1	Poz-26103	<i>Picea abies</i> tűlevél	119	725 ± 30	652-723
TDB-1	Poz-26104	<i>Pinus mugo</i> toboz	160	1735 ± 30	1562-1712
TDB-1	Poz-26106	<i>Pinus mugo</i> toboz	238	3045 ± 30	3205-3356
TDB-1	Poz-26107	<i>Pinus</i> ág	315	5040 ± 40	5708-5902
TDB-1	Poz-26108	<i>Picea abies</i> tűlevél	355	6320 ± 40	7163-7324
TDB-1	Poz-26110	<i>Picea abies</i> magok és tűlevél	450	8240 ± 50	9072-9326
TDB-1	Poz-26111	<i>Picea abies</i> tűlevél	505	8810 ± 50	9670-9966
TDB-1	Poz-31714	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	521	9150 ± 50	10223-10432
TDB-1	Poz-26112	<i>Picea abies</i> toboz	545	9610 ± 50	10764-11165
TDB-1	Poz-31715	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	557	9980 ± 100	11216-11618
TDB-1	Poz-31716	faszén	569	10870 ± 70	12598-12925
TDB-1	Poz-27305	<i>Pinus sp.</i> tűlevél (2)	578	11590 ± 60	13287-13620

2.táblázat A Brazi-tó ¹⁴C radiokarbon kormeghatározással nyert koradatai (TDB-1 fúrás, Retyezát-hegység, Románia). A minták radiokarbon kormeghatározása a Poznani Laboratóriumban készült (Magyari, E. K. et al. 2012)

Az elfogadott kor-mélység modell alapján (5. ábra) az üledék felhalmozódása biztosan 13400 évet megelőzően kezdődött, az extrapolált korgörbe alapján ~15755 éve, és folyamatos volt az egész későglaciális és holocén időszak során egészen napjainkig.

A későglaciális (15755 – 11550 év) szakaszon az üledék felhalmozódásának sebessége lassú volt, a különböző kormodellektől függően 74-104 év/cm közt ingadozott az értéke (~15755 és 13500 évek között) (Magyari, E. K. et al. 2009). A legnagyobb csökkenés az üledék felhalmozódásának sebességében 12740 és 11645 évek közt figyelhető meg, ekkor 1 cm üledék 91 évet reprezentál (Magyari, E. K. et al. 2009). Ez az intervallum nagyjából megfelel a fiatal driász lehülésnek.



5. ábra TDB-1 fúrás kor-mélység modellje (Forrás: Magyari, E. K. et al. 2009) Troels-Smith-féle üledékkomponensek kategóriái: *Turfa bryophytica* (mohatőzeg) (Tb), *Turfa lignosa* (fás szárúak föld alatti részéből képződött tőzeg) (TI), *Turfa herbacea* (lágyszárúak föld alatti részéből képződött tőzeg) (Th), *Limus detritus* (szerves törmelékben gazdag tavi üledék) (Ld), *Agrilla steatodes* (agyag) (As), *Agrilla granosa* (kőzetliszt) (Ag)

Az üledék holocén szakaszáról kevesebb radiokarbon koradat érhető el. Ebben az intervallumban a lineáris interpoláció adta a legmegbízhatóbb kor-mélység modellt. A koraholocén szakaszon (11800 - 9000 évek közt) az ülepedési ráta jelentősen nő, 20 év/cm, majd 9000 – 7140 év közt megőrzi ezt az értéket. Az ülepedés sebessége 7140 év után újra csökken (33-35 év/cm) és 3210-1520 évek közt újból nő (20-33 év/cm) (Magyari, E. K. et al. 2009). Összehasonlítva a későglaciális időszakkal, az üledék-felhalmozódás sebessége sokkal gyorsabb volt a holocén során.

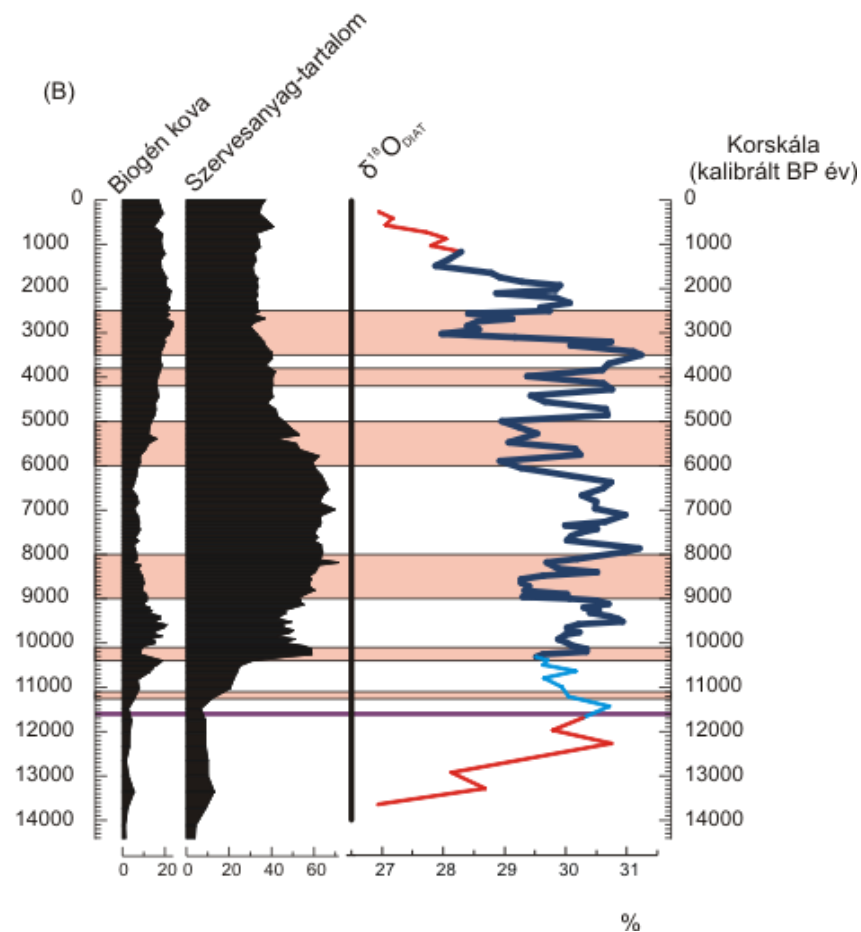
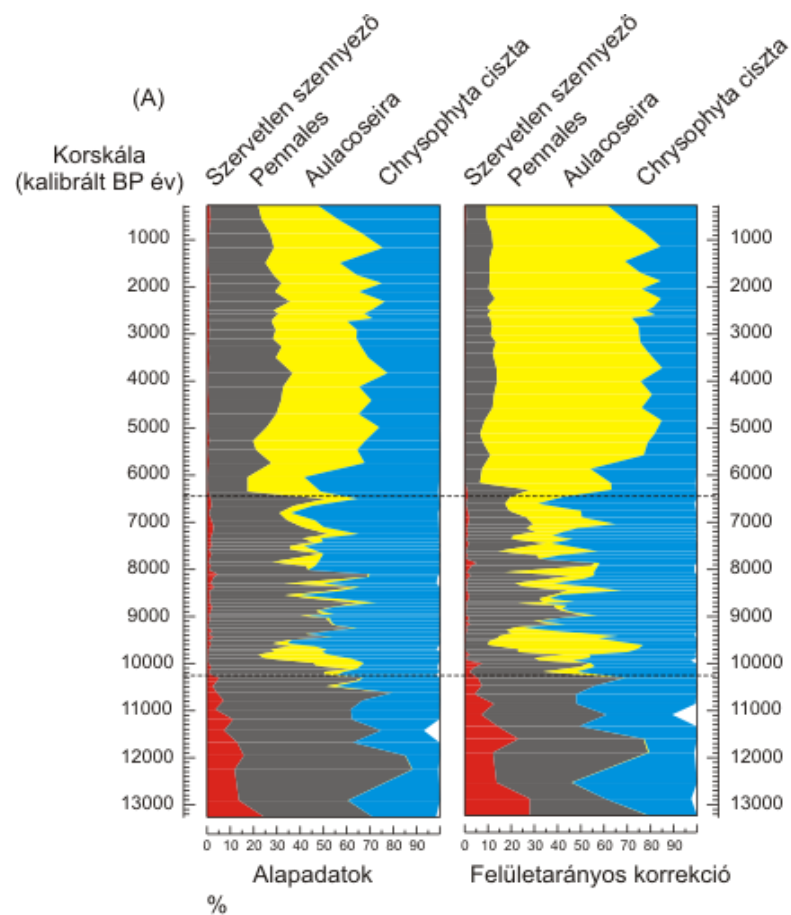
Fontos kiemelnünk, hogy jelenleg az üledékmag felső 50 cm-re alkalmazott kor-mélység modell bizonytalan, ennek oka lehet az üledékmag szállítása során történő esetleges keveredés a konszolidálatlan felső üledékszakaszon (Magyari, E. K. et al. 2009, 2012).

5.1.1 A Bazi-tó üledéksorának tagolása és a biogén kovartartalom változásai

A Bazi-tóból származó 490 cm-es üledékszelvényt nyolc rétegre osztottuk fel az üledékkomponensek változásai alapján (5. ábra). Az alsó három üledékréteget (1-3.

rétegek) világos szín, kőzetliszt és agyag dominancia jellemzi. Az izzítási veszteség (LOI, loss on ignition) vizsgálata nagyon alacsony szervesanyag-tartalmat jelez ezen az üledékszakaszon, mindösszesen 2,1 – 4,4%-nyit. Ez az érték fokozatosan nő 10%-ra a későglaciálisban, majd a holocénben 72% maximumot ér el 8890 és 6000 évek közt (Magyari, E. K. et al. 2009; Buczkó, K. et al. 2012). 6000 év után az izzítási veszteség értéke fokozatosan csökken, 6000 évtől napjainkig 35%-ra (Buczkó, K. et al. 2012). Az alacsony biogén kova tartalom a későglaciális során a tó produktivitásának minimumát jelenti, amit bizonyít az alacsony szervesanyag-tartalom is, míg fokozatosan nő az izzítási veszteség értéke és a biogén kova mennyisége 583 cm (14000 év) felett (Magyari, E. K. et al. 2009).

A későglaciálisban a biogén kova mennyisége hasonló mintázatot követ, mint az izzítási veszteség, csak egy enyhe csökkenés figyelhető meg, amely előre jelzi a fiatal driász időszakot. A későglaciális során az üledék nagyon alacsony biogén kova koncentrációval rendelkezik (2-5%), ebből arra következtethetünk, hogy ezt az időszakot alacsony diatóma produktivitás jellemezte. A biogén kova mennyisége a holocén során emelkedik, 10530 és 10390 év közt 16-19%. 10390 évet követően fokozatosan csökken 7%-ig. Az izzítási veszteségtől eltérően, 6000 évtől napjainkig a biogén kova aránya nő az üledékben, ~ 20%-ra, ebből a víztest planktonikus és bentikus életterének növekedésére következtethetünk 6000 évet követően (Buczkó, K. et al. 2012).

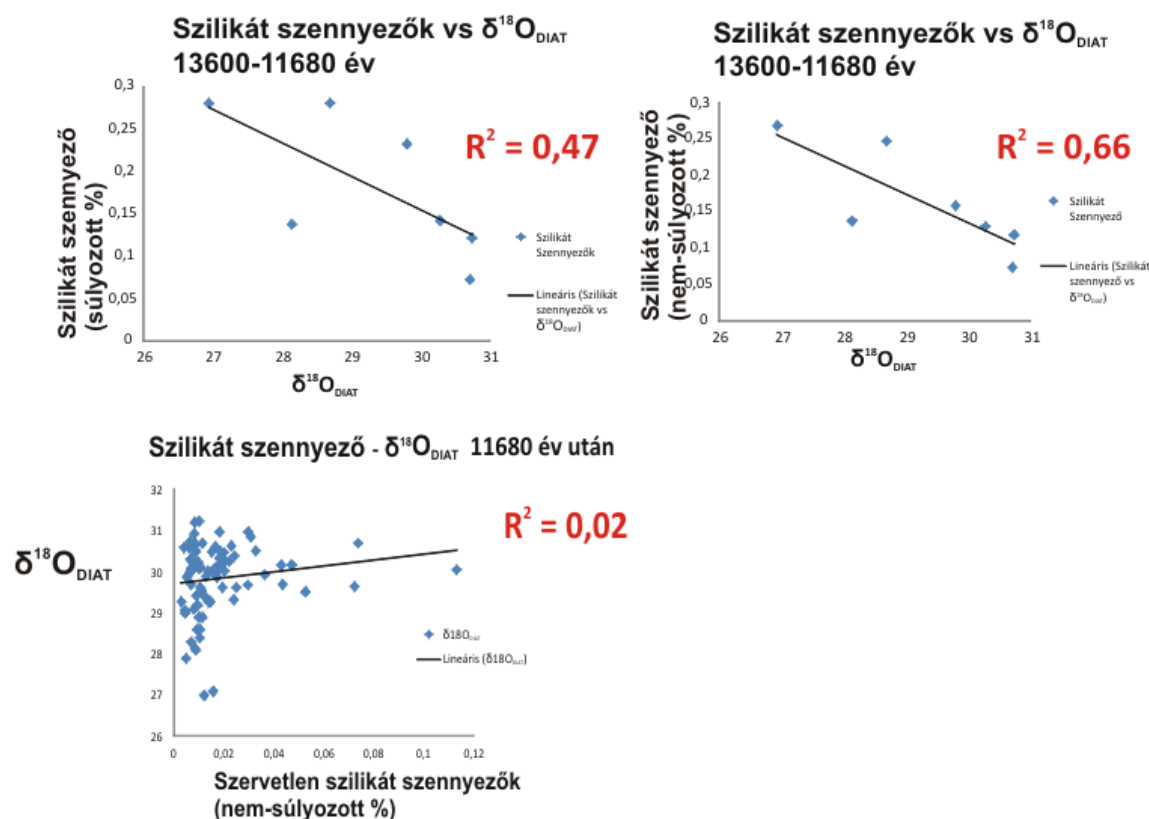


6. ábra (A): Kovavázis alga extraktumok fő komponenseinek relatív gyakorisága (alapadatok, ill. felületarányos korrekció); (B) az üledékminták biogén kova, szerves anyag tartalma és az oxigénizotóp arány görbe (a színessel kijelölt intervallumok az RCC események (rapid climate change event: gyors/hirtelen klímafluktuációk), a lila vonal (11680 év) alatt és a $\delta^{18}\text{O}$ -görbe tetején pirossal kijelölt részeit a görbének nem vettük figyelembe az értelmezés során

5.2 A szennyezés mértékének vizsgálata

5.2.1 A szervesetlen szennyezők vizsgálata

A 6. ábra (A) része szemlélteti a kovavázis alga extraktumok fénymikroszkópos vizsgálatának eredményét. A legfontosabb cél az extraktumok fő alkotórészeinek meghatározása volt, különös figyelmet fordítva a szervesetlen szennyező komponensek jelenlétére. Általában a számuk alacsony a legtöbb mintában. Ugyanakkor a 10300 évnél idősebb mintákban az arányuk 5%-ra nő, míg a későglaciális mintákban a szervesetlen szennyezők aránya eléri a 12-26%-ot. 13600 és 11680 évek között a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ és a felületaránnyal nem súlyozott szilikát szennyezők korrelációs együtthatója magas, $R^2=0,66$, míg a felülettel súlyozott szilikát szennyezővel számított korrelációs együttható 0,47 (7.ábra).



7. ábra A felületaránnyal súlyozott (A) és a nem-súlyozott (B) szilikát szennyezők aránya a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -értékek függvényében 13600-11680 évek közt, illetve a szilikát szennyezők aránya $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek függvényében 11680 év után (C)

Ebből következik, hogy ebben az intervallumban a mért izotóparányt nagy valószínűséggel befolyásolta a szervesetlen szilikát komponensek jelenléte, így a valósnál

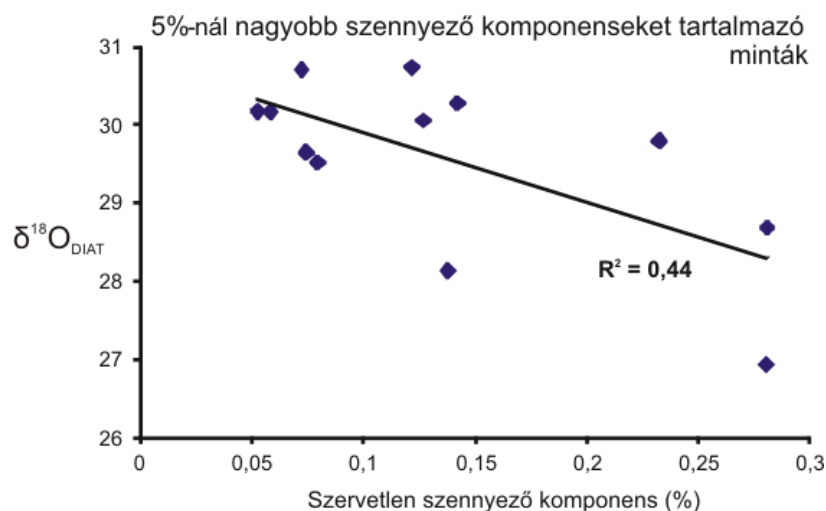
alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket kaptunk. 11680 évet követően a korrelációs együttható értéke alacsony ($R^2=0,02$) (7. ábra (C)), amiből arra következtethetünk, hogy ebben a szakaszban a szervesetlen szennyezők nem befolyásolták a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket. Mindezek alapján a 11680 évnél idősebb mintákban mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket fenntartással kezelendő, mivel az alapkőzetből származó szennyezők izotópjele a minták egy részében nagy valószínűséggel negatívabb értékek felé tolja el a mért oxigénizotóp-arányt (6. ábra (B) részén jelölt lila vonal alatt). Szervesetlen szennyezők jelen vannak 11680 és 11300 évek közt is (átlagosan $\sim 7\%$), ám a legtöbb esetben a szennyezés mértéke 5% alatti, így ebben az időszakban nagy valószínűséggel kijelenthető, hogy a szervesetlen szennyezők jelenléte már kisebb mértékben befolyásolta a mért oxigénizotóp-arányt.

5.2.2 A szervesetlen szennyezők tömegarányos súlyozása

Az ásványi szennyezőkön tömegarányos súlyozást végeztünk el (Chapligin et al. 2012), ami korrigált $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek számítását tette lehetővé. A szennyező komponensek izotópösszetételének meghatározásához az 5%-nál nagyobb szennyezővel rendelkező minták kerültek kiválasztásra. Ezekre lineáris regressziós egyenletet számoltunk:

$$\delta^{18}\text{O} = -8,96 * X + 30,81$$

mely egyenletben X a mállott szilikát mennyisége az összes alkotóelemhez viszonyítva (Magyari et al. 2012). A szervesetlen szennyezők tömegarányos súlyozásához szükséges közelítő geometriai alakzatokat és felületük számítási módjait az Anyag és Módszer fejezet 1. táblázatában részletezem.



8. ábra Az 5%-nál nagyobb szennyező komponenseket tartalmazó minták és a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek korrelációs vizsgálata.

A regressziós egyenletet felhasználva kiszámítható a szilikát szennyezők oxigénizotóp-aránya: +21,9‰. Ezt felhasználva a szilikát frakció oxigénizotóp-összetétele eltávolításra került a mért oxigénizotóp-összetételből, így a korrigált diatóma $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket egyszerű tömegegyensúllyal kaptuk meg:

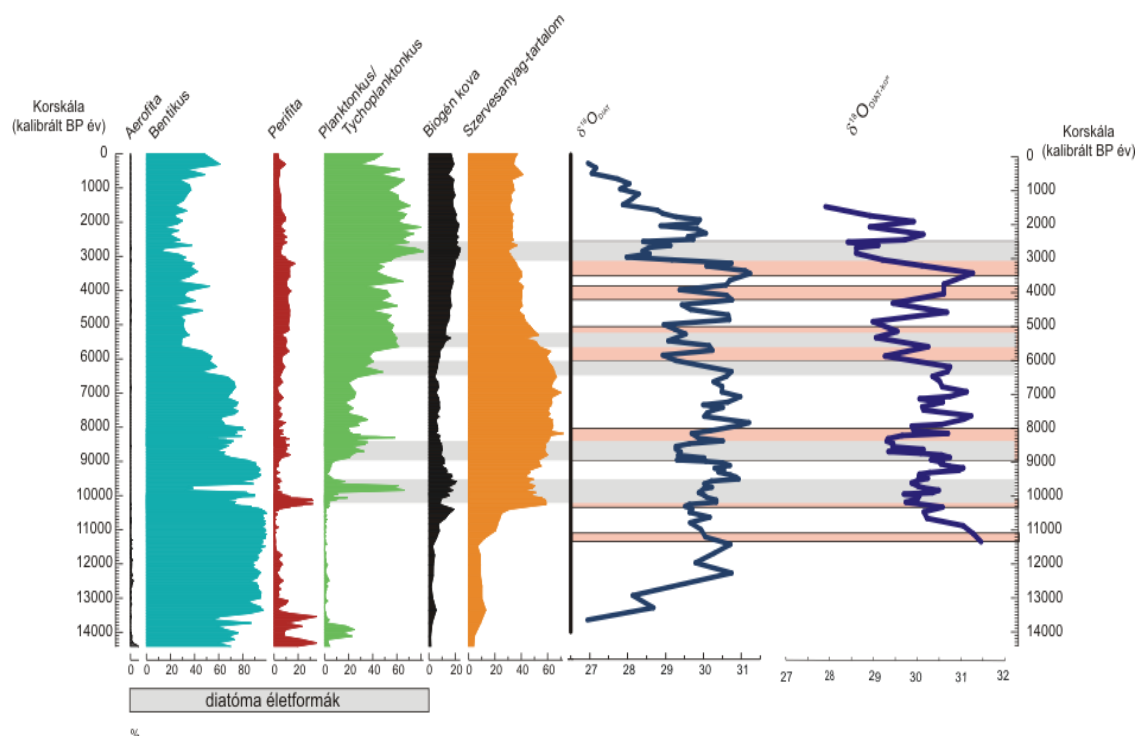
$$\delta^{18}\text{O}_{\text{mért}} = X_{\text{DIAT}} * \delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}} + X_{\text{szilikát}} * \delta^{18}\text{O}_{\text{szilikát}} \quad (1)$$

$$X_{\text{DIAT}} = 1 - X_{\text{szilikát}}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{szilikát}} = 21,9 \text{ ‰}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{mért}} - 21,9 * X_{\text{szilikát}}) / (1 - X_{\text{szilikát}}) \quad (2)$$

A vizsgált terület medence jellegéből adódóan a mállott szilikát főleg a lejátszódó eróziós folyamatok által kerül a tóba, de fontos szerepe lehet a levegő által szállított por mennyiségének. A por oxigénizotóp-aránya jelentősen eltér a diatómákétól, a tömeges szennyezők $\delta^{18}\text{O}$ -értékét képes befolyásolni a por mennyisége. A 21,9‰-es bizonyított szennyező izotó�értéket használva 2%-nyi szennyezés + 0,2‰-es korrekciót eredményez. Ezt figyelembe véve kijelenthető, hogy a 2%-nál nagyobb (10295 – 11680 évek közt) szennyező komponens tartalmú mintákat fokozott figyelemmel kell kísérni. Ezek után a szennyezőkkel korrigált $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -görbe várhatóan már pontosabban tükrözi a klímaváltozást, mint az eredeti $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatsor. A 9. ábrán jól látszik, hogy a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ és a korrigált $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe is ugyanazt a trendet követik, a korrigált görbe azonban jobban kisimítja a rövid idejű oxigénizotóp-arány változásait.



9. ábra Diatóma életformák, biogén kova és a szervesanyag-tartalom (BiSi és LOI értékek százalékban kifejezve száraz anyagra vonatkoztatva) illetve $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ és korrigált $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek a Brazi tó TDB-1 fúrásának üledékszelvényén, a rózsaszín sávok jelzik a gyors hirtelen éghajlatváltozási eseményeket, a szürke színű sávok jelzik a planktonikus/tychoplanktonikus diatómák gyakoriságának növekedését (Forrás: Magyari, E. K. et al. 2012)

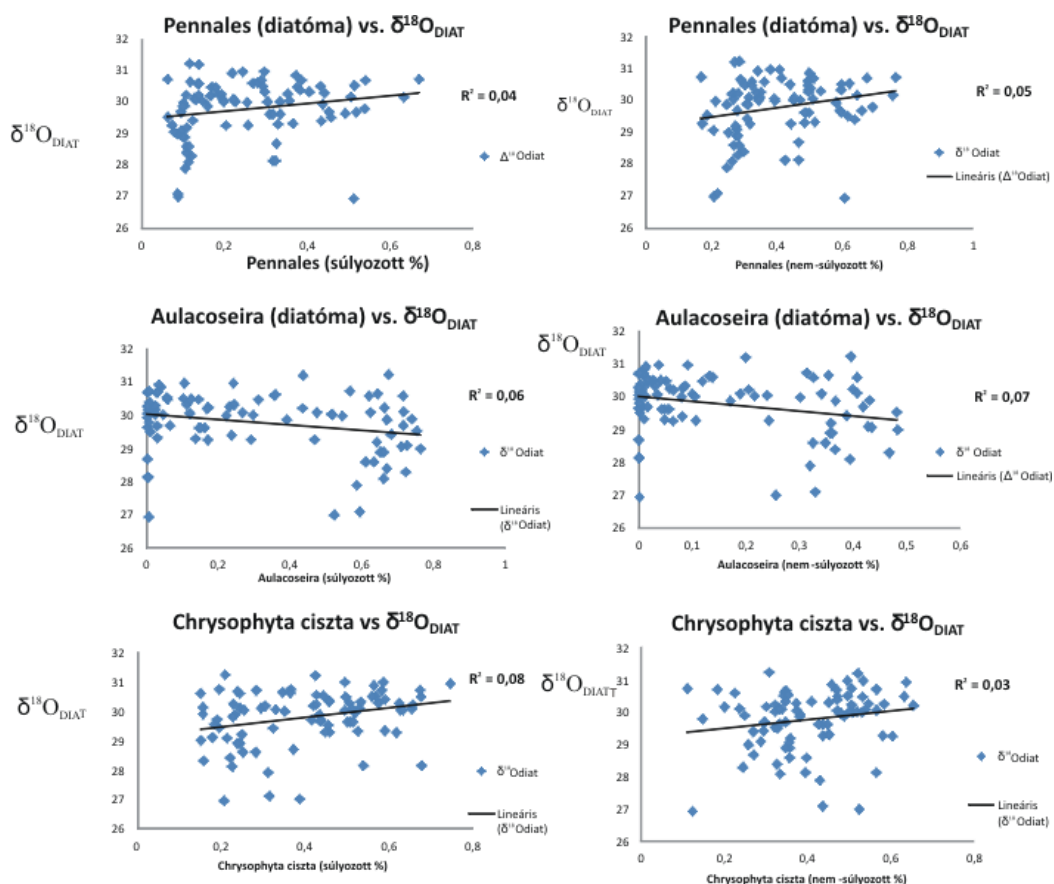
5.2.3 A kovavázak alga közösség összetételének hatása

A szervesetlen szilikát szennyezők oxigénizotóp jelre gyakorolt hatásainak vizsgálata után a biogén kova komponensek hatásaira térek át. A 6. ábrán (A) megfigyelhető az oxigén izotóparány mérésre szánt szilíciumvázak algaporokban a Pennales, az *Aulacoseira* és a Chrysophyta ciszta relatív gyakorisága. Az első legszembevetőbb jellemző az, hogy igen magas a Chrysophyta ciszták aránya, a legtöbb mintában 40% feletti. A felülettel súlyozott adatsor esetében 6450 év után figyelhető meg csökkenés, de még így is jelentős az arányuk (15-30%). A biogén kova komponensek feltűnő és gyakori fluktuációkat mutatnak 10250 és 6450 év közt, ez valószínűleg a gyakori vízmélység változással áll kapcsolatban (Magyari, E. K. et al. 2012).

6450 év után a szilícium-dioxid vázas algaközösségben a planktonikus/tychoplanktonikus *Aulacoseira* dominál, mely a biogén kova százalékos

arányának növekedésével együtt a tó vízszintjének és planktonikus életterének növekedésére utal (Buczko, K. et al. 2012; Magyari, E. K. et al. 2012).

Páronként vizsgálva (10. ábra) a korrelációt a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ és a biogén kova komponensek között nem fedezhető fel szignifikáns korreláció. Ezek alapján azt mondhatjuk, hogy a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -értékben független változások zajlanak le, melyek nem hozhatók összefüggésbe a biogén kova komponensek arányainak változásaival.



10. ábra A biogén kova komponensei közti páronkénti összehasonlítás (bal oldalt a súlyozott, jobbra a nem-súlyozott adatok)

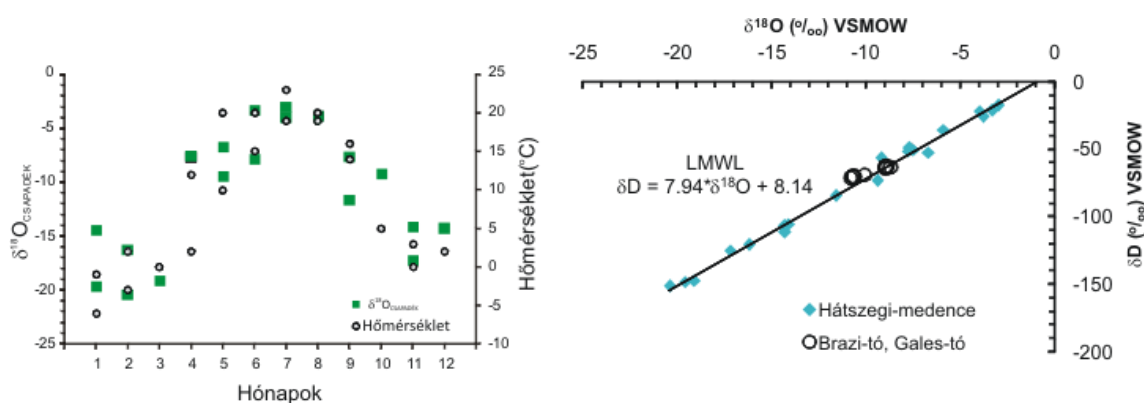
A minták tisztaságát fénymikroszkóp mellett pásztázó elektronmikroszkóp (SEM) vizsgálattal erősítettük meg. A SEM vizsgálat igazolta a fénymikroszkópos eredményeket, miszerint a diatóma extraktumok nem vagy csak elhanyagolható mennyiségben tartalmaznak szervesetlen szilikát szennyezőket 10300 év felett (Függelék 1. ábra, 2. ábra). Chrysophyta ciszták bőségesen jelen vannak, különösen 6450 és 10300 évek között, az ásványi összetevők aránya fokozatosan nő 11680 év alatt (Függelék 3. ábra, 4. ábra).

5.2.4 A szerves szennyezők vizsgálata

A diatómaminták fénymikroszkópos vizsgálata során meghatároztam a minták szerves szennyező tartalmát is. A vizsgálat során hosszú, szálás szerves szennyezők több minta esetében belekerültek a leszámolt részecskék közé. Ezek a szálás szennyezők azonban, mint utólagosan kiderült, a tárgylemezek tisztítása során kerültek az üveglapokra (cellulóz szálak). Emiatt a szerves szennyezők arányát nem vettem figyelembe a későbbi vizsgálatok során. A minták újrvizsgálására az idő szűkössége miatt nem nyílt lehetőség. Általánosságban elmondható, hogy a szerves szennyezők hosszú, szálakon kívüli aránya elhanyagolható, így nagy valószínűséggel nem befolyásolták volna az elemzést. 8200 év körül a detektált szerves szennyezők többsége nem cellulóz, hanem faszén volt.

5.3 A térségi csapadékvíz oxigénizotóp-aránya

A tó vízének mintázása egy hosszú, késő nyári időszakot követően történt meg sokheti folyamatos aszály után. Az izotóparány értékeit az 11. ábra tartalmazza, az értékek jól illeszkednek a lokális csapadékvíz vonalra (LMWL, local meteoric water line) azt bizonyítva ezzel, hogy a párolgásból eredő izotópdúsulás nem játszott szerepet a $\delta^{18}\text{O}$ görbe alakulásában. Ezek alapján a csapadék és a tó vize közti izotópegyensúly ésszerű feltételezés a nyári évszakra, mivel a tó vize nem mutat párolgásból eredő $\delta^{18}\text{O}$ dúsulást még a legmelegebb nyári hónapban sem (Magyari, E. K. et al. 2012).



11. ábra A csapadék $\delta^{18}\text{O}$ izotóp-összetételének és a hőmérsékletnek a havi változásai, valamint a lokális csapadékvíz vonal a Hátszegi-medence térségében (Forrás: Bojar, A. V. et al. 2009; Magyari, E. K. et al. 2012). A Braz-i- és Gales-tavakban mért augusztusi $\delta^{18}\text{O}$ értékeket üres körök jelzik a jobboldali ábrán.

5.4 A diatóma vázakon mért oxigénizotóp-arány változásai

A mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -értékek 13630 évtől napjainkig adnak képet a tó körüli éghajlatváltozásokról (6. ábra (B)). A koraholocén időszakban az adatsor felbontása 125 év, míg a későglaciálisban csupán 250 év. A diatóma vázakon mért oxigénizotóp-arányt 13630 évtől alacsony értékek jellemzik (27-29‰), majd a holocén kezdetén 11680 és 11420 év közt magas értékek (31,3‰ – 31,4‰) dominálnak. Ezt követően 10300 évig csökkennek az értékek (minimum 30,03‰). Az értékek 3200 kalibrált évig 30 ‰ körüliek, de több rövid időintervallumban csökkenés figyelhető meg: 10100-9570, 9000-8500, 7800-7300, 6300-5800, 5500-5000 évek közt valamint 8015, 4400 és 4000 éveknél. Ezt követően a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbét csökkenő trend jellemzi 3100 és 2500 évek közt (31,28 – 28,42‰) valamint 2100 év után (Magyari, E. K. et al. 2012).

5.4.1 A diatómák életformáinak változásai

A Buczkó Krisztina által külön erre a célra feltárt mintákon elvégzett diatóma taxonómiai vizsgálat eredményeit felhasználva (Buczkó, K. et al. 2012) 4 fő diatóma életformát különböztetünk meg a Brazi-tó recens és fosszilis diatóma flórájában. (1) aerofita: levegőben, sziklafelszínen élő fajok, (2) bentikus: aljzatlakó fajok, (3) perifita: parti részben, tavak litorális zónájában élő fajok, (4) planktonikus: víztestben lebegő, pelágikus élőhelyeket elfoglaló fajok. Ez utóbbi csoport magában foglalja az euplanktonikus (lebegő) és tychoplanktonikus (a vízoszlopban és bentoszbán egyaránt lakó) fajokat is (Buczkó, K. et al. 2012).

A 9. ábra mutatja a diatómák életforma szerinti eloszlását a tavi üledékben Buczkó és munkatársai vizsgálatai alapján (Buczkó, K. et al. 2012). Fontos kiemelnünk, hogy ez az életforma eloszlási diagram nem azonos a biogén kova extraktumokban mért életforma eloszlással (mi pl. kiszűrtük a mintákból a 10 μm -nél kisebb és 100 μm -nél nagyobb kovavázak algákat). Ugyanakkor ez az ábra tájékoztat bennünket az életforma változások alapján a tó vízszintjének és felületi kiterjedésének a változásairól a biogén kova és a szervesanyag-tartalom százalékos arányváltozásaival együttesen értelmezve. Az ábra alapján levonható legfontosabb megállapítás, hogy a fő diatóma életformák kb. 10200 évet követően jelentősen eltolódtak. A planktonikus/tychoplanktonikus életformák gyakoribbá váltak, és ugyanebben az időpontban a biogén kova aránya növekedett. 9300 év körül csökken a planktonikus/tychoplanktonikus életformák aránya, ezzel egy időben magas a biogén kova tartalom. Ez utóbbi feltehetően a

környezet és a klíma változásával, a tó felületének növekedésével és a biológiai produktivitás növekedésével áll kapcsolatban. Összevetve a biogén kova és a diatóma életformák változását a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékekkel, azt mondhatjuk, hogy diatóma produktivitás (BiSi %) és a diatóma flóra változása nem mutat korrelációt a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékekkel.

A diatóma életforma, a biogén kova és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -görbe összehasonlításakor látható, hogy a planktonikus/tychoplanktonikus diatómák gyakoriságának növekedése egybeesik a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -értékek csökkenésével az adatsor holocén részében (lásd szürkével kiemelt sávok a 9. ábrán). A planktonikus diatómák és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -értékek közti korrelációs együttható értéke ugyanakkor a teljes adatsorra vonatkoztatva nagyon alacsony ($R^2=0,09$), ami arra utal, hogy a két adatsort valószínűleg valamilyen külső kényszerítő körülmény befolyásolhatta a holocénben (pl. a téli csapadékmennyiség megnövekedése okozhatja $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -értékek csökkenését, és a késő tavaszi/kora nyári vízmélység növekedését a tóban) (Magyari, E. K. et al. 2012).

5.4.2 A rövid távú klímafluktuációk (RCC) és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatsor kapcsolata

A 6. ábra (B) része mutatja a minták biogén kova, szervesanyag-tartalmát és a mért oxigénizotóp-arányt. Az ábrán rózsaszínnel kiemelt időintervallumok felelnek meg a holocén során lejátszódott gyors/hirtelen éghajlatváltozás periódusainak (RCC, rapid climate change). Ezeket az időszakokat Mayewski és munkatársai (2004) munkája alapján a következők: 9000-8000 év, 6000-5000 év, 4200-3800 év, 3500-2500 év, 1200-1000 év és 600-0 év közti intervallumok. Ezek mellett az időszakok mellett vizsgáltam a 11300 és 11500 év közti preboreális oszcilláció (PBO), illetve 10200 évi klímaváltozás (10400 és 10100 év közt) idején bekövetkező oxigénizotóparány-változásokat. A kutatások szerint a gyors és hirtelen éghajlat-változási események kialakulásáért több tényező is felelős: a napból érkező besugárzás mértékének ciklikus változása, a hidrológiai ciklus változása (tengeráramlatok), a tengerszint valamint a jégtakaró kiterjedésének változása (Mayewski, P. A. et al. 2004).

A gyors hirtelen éghajlatváltozási események közül a Földön legtöbb helyen detektált a 6000-5000 és a 3500-2500 év közt lejátszódó változás, a legkevesebb helyen detektált pedig a 4200-3800 és 1200-1000 év közti események. A 9000-8000 év közti események egyedülállóak a holocén során. Fontos megemlíteni, hogy ebbe az

intervallumba tartozik bele a 8200 éves rövid lehűlési esemény, amely az Északi-félgömb klímáját jelentősen befolyásolta (Mayewski, P. A. et al. 2004).

A következőkben a 6. ábra alapján összegzem ezeknek az intervallumoknak és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbének a kapcsolatát. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe fluktuációi három módon viselkednek a hirtelen éghajlatváltozás intervallumai során: (1) az oxigénizotóp-arány csökkenése jó egyezést mutat az RCC intervallummal (például 11300 és 11150 évek közt (preboreális oszcilláció) a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek csökkenő trendet mutatnak; (2) az intervallum kezdetén csökkennek $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek, majd növekednek (9000-8000 év közt); (3) a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek növekedése jellemzi az intervallumot (10400-10100 év közt).

Összefoglalásként elmondható, hogy a vázolt gyors hirtelen éghajlat-változási események és oxigénizotóp-arány összevetéséből kiderül, hogy a Mayewski és munkatársai (2004) által meghatározott intervallumokban a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek a legtöbb esetben jelentős változásokat mutatnak és legtöbbször csökkennek az RCC kezdetén, ami arra utal, hogy a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek valamilyen módon a holocén gyors klímaváltozásait rögzítik. A sokszor ezer éves időszakot magába foglaló periódusok során az oxigénizotóp-arány növekedése és csökkenése is megfigyelhető több esetben egyetlen intervallumon belül (9000-8000 évek és 6000-5000 évek közt).

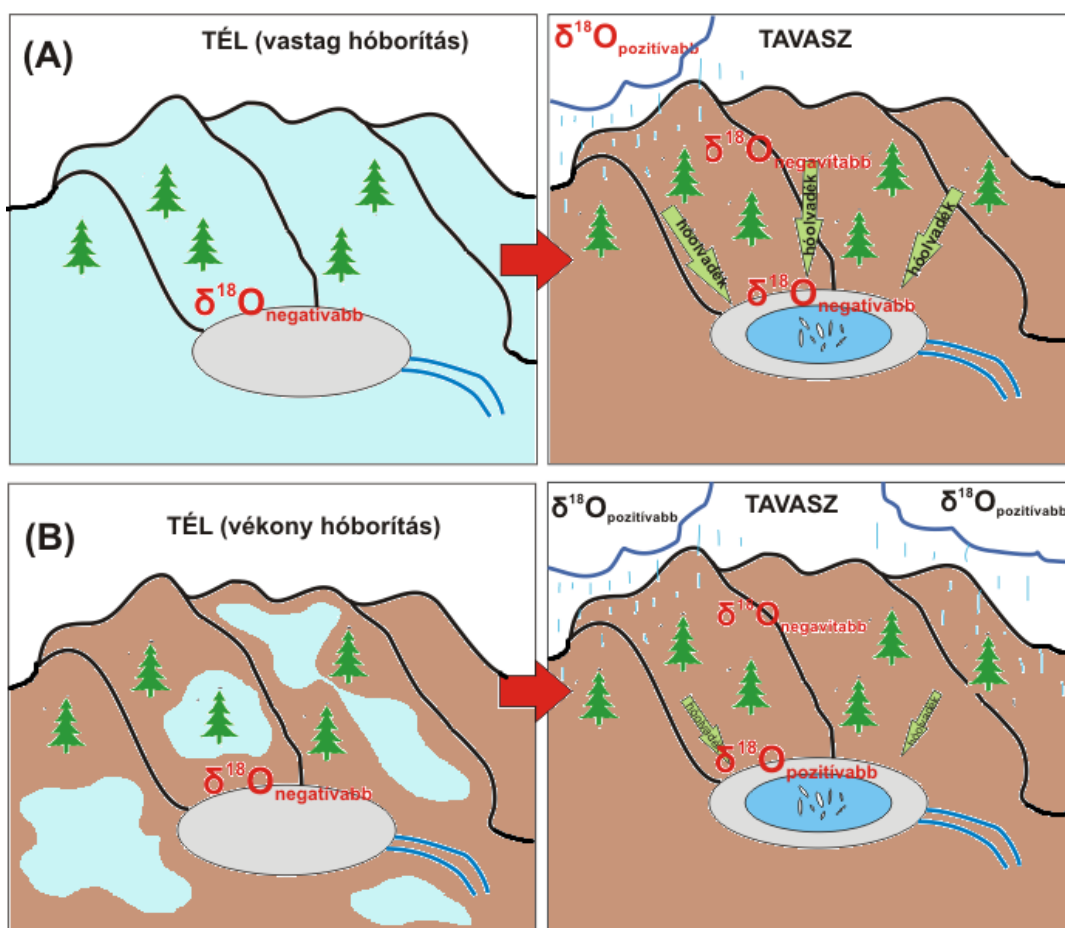
6 EREDMÉNYEK MEGVITATÁSA

6.1 A $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -görbe, mint lehetséges klímajel

A Brazi-tó területéről rendelkezésre álló hidrológiai adatok ismerete nélkülözhetetlen a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatsor pontos értelmezéséhez (Jonsson, C. E. et al. 2009b, Swann, G. E. A. – Leng, M. J. 2009). A jelenleg elérhető ismeretek alapján a tó vize még a legmelegebb, csapadékszegény időszakban sem mutat izotópdúsulást, ezért a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek változásának értelmezése során a holocén időszakban valószínűtlen, hogy az ^{18}O izotóp dúsulását a tó vizének párolgása okozta a növekvő nyári hőmérsékletek miatt. Irodalmi adatokból tudjuk, hogy a hegyi tavak vizének $\delta^{18}\text{O}$ -értékét nagymértékben befolyásolja a téli hó felhalmozódása, a tavaszi és kora nyári hóolvadás is (Jonsson, C. E. et al. 2010). Mivel a diatóma virágzás tavasszal a hóolvadás idején történik, így arra következtethetünk, hogy a Brazi-tó diatóma vázain mért $\delta^{18}\text{O}$ értékeket erősen befolyásolni fogja a téli és a tavaszi csapadék mennyiségi

változása és az olvadékvíz hozzájárulásra révén a tavaszi tóvíz készlethez (12. ábra). Ennek megfelelően a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatok változásai nagy valószínűséggel a téli körülményeket tükrözik; főleg a téli csapadék kapcsolatát a tavaszi és kora nyári csapadékhöz viszonyítva (Magyari, E. K. et al. 2012).

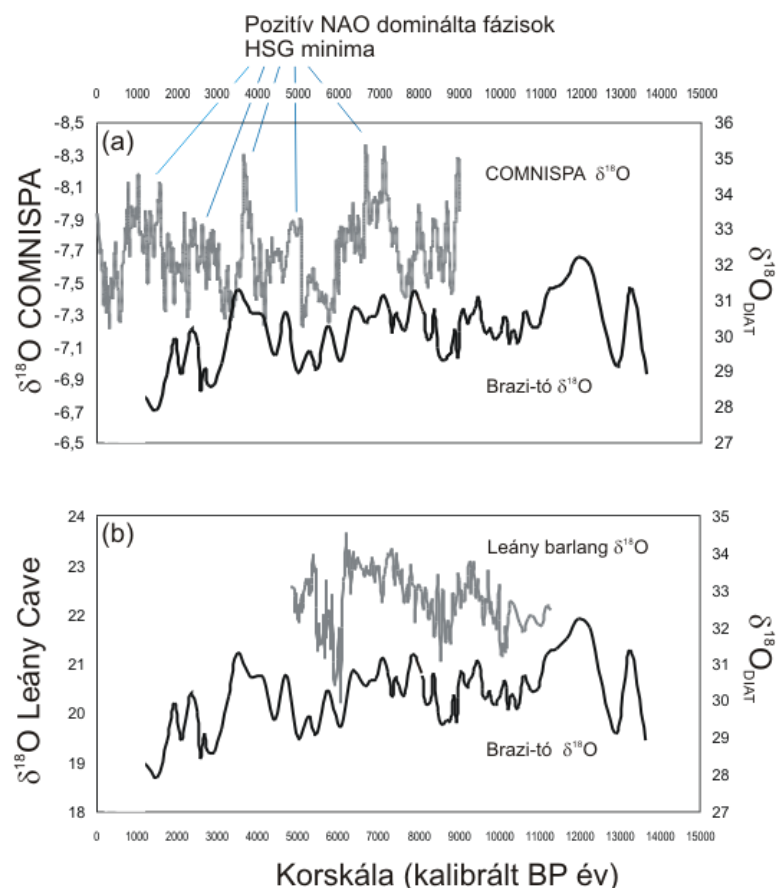
A légköri cirkuláció megváltozása is többféleképpen hathat a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ jelre, a két legvalószínűbb forgatókönyv szerint eltolja a kora nyári/téli csapadék arányt a tóban a diatómavirágzás fő időszakában, vagy megváltoztatja a csapadék forrásának helyét (Swann, G. E. A. – Leng, M. J. 2009). Magasabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ -értékek várhatóak akkor, ha a késő tavaszi/kora nyári csapadék vagy a délebről érkező csapadék van túlsúlyban, míg alacsonyabb értékek akkor, ha nagy mennyiségű téli csapadék (sok utánpótlás a hóolvadásból) vagy északabbi csapadékforrás uralkodik az adott időszakban (Magyari, E. K. et al. 2012).



12. ábra A Brazi-tó két eltérő téli csapadékmennyiség esetén, (A) esetben vastag téli hótakaró jellemző és tavasszal jelentős a hó olvadásából származó olvadékvíz hozzájárulás a tó vízkészletéhez, ennek következtében negatívabb $\delta^{18}\text{O}$ -értékek jellemzik a tó vizét; (B) esetben kevés a téli csapadék mennyisége, tavasszal több a csapadékvízből érkező hozzájárulás a vízkészlethez, mint az olvadékvízből származó, így a tó vize pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket mutat.

A későglaciális és a holocén során mért erősen ingadozó $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek esetében Magyari és munkatársai (2012) arra következtetésre jutottak a hőmérséklet/ $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ arány összefüggésének vizsgálatakor, hogy a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatsor fluktuációja 11,23 °C fokos hőmérsékleti ingadozásra lenne lefordítható, ha az értékeket csak a csapadékvíz hőmérséklettől függő $\delta^{18}\text{O}$ ingadozás határozná meg. Ez az érték viszont a holocén tekintetében irreálisan magas, tehát a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe változásaiért valószínűleg más tényező tehető felelőssé. Felmerült, hogy a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket az üledékminták szennyező anyag tartalma is befolyásolhatta. A minták magasabb ásványi komponens tartalma negatívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékek felé tolhatja el az értékeket. Ennek a lehetőségnek a figyelembe vételéhez szükséges volt a szennyező komponensek kvantifikálása. Mint azt az Eredmények fejezetben tárgyaltuk, a korrelációs vizsgálatok egyértelműen azt mutatták, hogy a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe fluktuációiért a szervesetlen szennyezők jelenléte és arányváltozása legfeljebb a későglaciálisban tehető felelőssé. Ezek alapján biztossá vált, hogy a holocén szakaszon a mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek biztosan klimatikus szignált hordoznak, a kérdés azonban továbbra is nyitott volt, hogy vajon mi határozza meg a görbe fluktuációját. Ehhez nyújtott segítséget a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatsor összevetése más szelvényekkel.

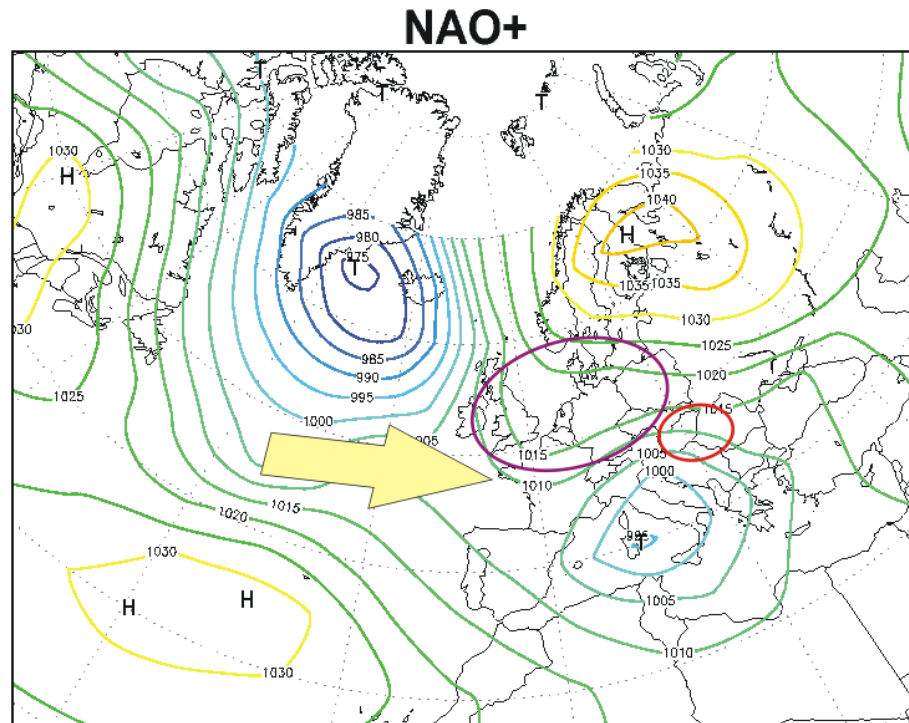
A fent említett kérdés megválaszolására a Brazi-tó $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatai összevetésre kerültek magyar illetve osztrák cseppkő adatsorokkal (13. ábra). Ezekben az adatsorokban a módosuló téli csapadékforrás/mennyiség hatása (COMNISPA) és a Leány-barlang esetében nyári szárazsággal összefüggésbe hozott izotópdúsulás is megfigyelhető (Magnini, A. et al. 2007, Demény, A. et al. 2012).



13. ábra A Spannagel-barlang (Ausztria, 2347 m t.sz.f.m.) és a Leány-barlang (Magyarország, 440 m t.sz.f.m.) cseppkő adatsora és a Brazy-tó korrigált $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbéje (Forrás: Magyari, E. K. et al. 2012)

Az Brazy-tó adatsora erős negatív korrelációt mutatott a COMNISP A $\delta^{18}\text{O}$ görbéjével, mely utóbbi értelmezése során megállapították, hogy a görbe fluktuációja összefüggésben áll az észak-atlanti meleg áramlás eltolódásával és a napból érkező sugárzás aktivitásával (Vollweiler, N. et al. 2006; Magnini, A. et al. 2007). Az Észak-Atlanti Oszcilláció (North Atlantic Oscillation, NAO) pozitív periódusai erős naptevékenység idején az osztrák barlang térségében enyhe/csapadékos teleket eredményeznek megnövekedett téli csapadékmennyiséggel, ami alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értékeket okoz a cseppkövekben (Magnini, A. et al. 2007). A COMNISP A és a Brazy-tó $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatsorának átfedő része negatív korrelációt mutat 1000 és 6000 év között. Ebből arra következtethetünk, hogy a Brazy-tó szelvényében a pozitívabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékek kapcsolódnak össze a NAO+ dominanciájú periódusokkal, ellentétben a Közép-Alpokkal. Magnini és munkatársai (2007) megállapították, hogy a COMNISP A adatsor valószínűleg főleg a téli körülményeket tükrözi. A két adatsor közötti negatív korreláció egyrészt arra utal, hogy a Brazy-tó $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ szelvénye is nagy valószínűséggel a téli

félév klímaviszonyait tükrözi, másrészt a pozitív NAO fázisok ellentétes mintázatokat okoznak a két területen (14. ábra). Ezt a hatást támasztja alá a Leány-barlang és a Brazy-tó adatsora közti pozitív korreláció is (Demény, A. et al. 2012).



14. ábra NAO pozitív esemény (az átlagnál magasabb nyomású Azori szubtrópusi központ illetve az átlagnál alacsonyabb nyomású izlandi központ) bekövetkezésekor NY-Európában (lilával jelölt kör) nagy mennyiségű téli csapadékot detektáltak, míg a Kárpát-medencében (piros körrel jelölt területen) száraz, meleg telek jellemzik ezeket ezt az időszakot. (Forrás: <http://metnet.hu/>, az alapábra átdolgozásra került, a légnyomásértékek [hPa]-ban értendők).

Modern meteorológiai tanulmányokban vizsgálták a NAO periódusok klimatikus hatását, amiből arra következtettek, hogy a NAO negatív és pozitív módozati közti fluktuáció erősebb hatással van a téli klímára: a NAO+ anomáliák melegebb és szárazabb teleket eredményeznek, míg a NAO- anomáliák hideg és csapadékos teleket okoznak a Kárpát-medence és a Déli-Kárpátok térségében ellentétben az ÉNY- és Közép-Európában tapasztaltakkal (Bojariu, R. – Paliu, D. 2001; Bartholy, J. et al. 2009). Mivel a Brazy-tó $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbéje a COMNISPARE rekorddal negatív korrelációt mutat, a két térség közt a NAO ellentétes klímahatása pedig a modern meteorológiai megfigyelések alapján bizonyított, így elképzelhető, hogy a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe magasabb értékekkel jellemezhető szakaszán a NAO + évek dominanciája jellemző, melyek a

száraz/enyhe telek révén kisebb hóborítást és magasabb tavaszi csapadékarányt eredményeznek a 12. ábra B pontja szerint. Ez magasabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket eredményez. Ezzel szemben a NAO- dominanciájú időszakok hideg/csapadékos telei az alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket eredményeznek, melyeket mi lehűlésként értelmezhetünk, de csak a téli félévben. Érdekes és fontos jelenség, hogy ezek a csökkenő $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékekkel jellemezhető időszakok sok esetben egybeesnek a holocén RCC intervallumokkal. Ez arra hívja fel a figyelmet, hogy a lehűlés ezekben az időszakokban a téli félévben következett be. A diatóma vázakon mért $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket befolyásoló klimatikus mechanizmusok finomítása érdekében további oxigénizotóp és meteorológiai adatokra van szükségünk a Kárpátokból, melyek alapján a jövőben reményeink szerint pontosítani lehet majd a klímaváltozás hatásmechanizmusának megértését ezen a területen (Magyari, E. K. et al. 2012).

A Bazi-tó üledékmintáinak $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ vizsgálata túl nagy fluktuációkat mutatott ahhoz, hogy az adatsort egyedül a csapadékvíz hőmérsékletétől függő $\delta^{18}\text{O}$ ingadozásként lehessen értelmezni. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe változásaiért valószínűleg más tényező tehető felelőssé. Felmerült, hogy az üledékminták szennyező anyag tartalma is befolyásolhat, ezért volt fontos a minták szennyezőinek kvantifikálása.

7 KONKLÚZIÓ

Az elmúlt közel 16 000 év klímaváltozásainak rekonstrukciójára számos módszert ismerünk szárazföldi üledékeken. Ezek egyike a tavi üledékek kovamoszatvázaiban (diatóma) megőrződött oxigénizotóp-arány ($\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$) vizsgálata, mely tükrözi a kovamoszatok élete során az őket körülvevő víz oxigénizotóp-arányát. Eredményeink alapján elmondhatjuk, hogy a Brazi-tó üledékmintáinak $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ vizsgálata túl nagy fluktuációkat mutatott ahhoz, hogy az adatsort egyedül a csapadékvíz hőmérsékletétől függő $\delta^{18}\text{O}$ ingadozásként lehessen értelmezni. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe változásaiért valószínűleg más tényező tehető felelőssé. Felmerült, hogy a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket az üledékminták szennyező anyag tartalma is befolyásolhatta.

A méréshez felhasznált diatómamintákban fénymikroszkóp segítségével kvantifikáltam a különböző típusú diatómavázak és szennyező elemek arányát (szerves szennyezés, kvarc, stb). A szerves szennyezők ritkán, alacsony százalékban fordultak elő a mintákban (6% alatt). Az ásványi szemcsék (kvarc, földpát) szintén alacsony számban fordultak elő a minták többségében, de a későglaciális és koraholocén mintákban (13600 – 11680 évek közt) 12-26% közti arányokat kaptunk, és megállapítottuk, hogy ebben az intervallumban a szerves szennyezők egyértelműen befolyásolták a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket. Ezek alapján a későglaciális időszakban korrigáltuk a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ adatsort. A felső, konszolidálatlan rétegekből származó minták nagy valószínűséggel vizet tartalmaznak, amely erősen negatív irányba tolja el a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ értékeket. Ennek megfelelően a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe későglaciális részét az utolsó 1200 év értékeivel együtt fokozott figyelemmel kell kezelnünk.

A holocén mintákban tapasztalt nagy amplitúdójú $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ fluktuáció a korrelációs vizsgálataink alapján nem hozható összefüggésbe a szennyezés mértékének esetleges változásával, sem a diatóma életformák eloszlás változásával, tehát egyértelműen klimatikus szignálként értelmezhető, és nagy valószínűséggel a téli/kora tavaszi csapadék mennyiségének változásával hozható összefüggésbe.

A Brazi-tó korrigált $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbáját összehasonlítva a COMNISP (Spannagel-barlang, Ausztria) és a Leány-barlang (Magyarország) cseppkövének $\delta^{18}\text{O}$ görbéjével azt tapasztaltuk, hogy az adatsorok negatív (COMNISP) és pozitív (Leány) korrelációban állnak egymással. Ez arra utal, hogy a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ görbe holocén fluktuációi

az észak-atlanti oszcilláció (NAO) kilengéseivel párhuzamosíthatóak. Több olyan időszakot különítettünk el, amikor a NAO+ események domináltak – ekkor Déli-Kárpátok telei enyhék, viszont szárazak voltak, míg a NAO– események (10100-9570, 9000-8500, 7800-7300, 6300-5800, 5500-5000, 8015, 4400, 4000, 3100-2500, 2100 kalibrált év BP) dominálta intervallumokban a téli hőmérséklet csökkenése mellett megnőtt a téli félév csapadékmennyisége. Ezek a változások ellentétesek ÉNY és Közép-Európával és a holocén gyors/hirtelen éghajlatváltozási eseményekkel közösen értelmezve arra utalnak, hogy a holocén rövid távú gyors klíma oszcillációs periódusaiban a téli hőmérsékletekben jelentős csökkenés, míg a csapadékmennyiségben jelentős növekedés áll be a Déli-Kárpátok térségében, ami nagy valószínűséggel összefüggésbe hozható a NAO- évek gyakoriságának növekedésével a gyors/hirtelen éghajlatváltozás intervallumai során.

8 KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton szeretném megköszönni témavezetőim segítségét és tanácsait, külön köszönettel tartozom Dr. Magyar Enikőnek fáradtságos munkájáért és odafigyeléséért. Köszönettel tartozom Dr. Braun Mihálynak a fűrés és a biogén kova feltárás eredményeiért, Dr. Buczkó Krisztinának a diatóma vizsgálati eredmények közléséhez való hozzájárulását, és hálás köszönet Thorsten Vennemann-nak a $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$ mérés elvégzéséért.

Hálasan köszönöm családom és barátaim kitartó türelmét és segítségét. Köszönettel tartozom továbbá Pál Ilona és Ferenczy Gyöngyvér támogatásáért illetve Molden Ágnes megjegyzéseieért.

A vizsgálatok elvégzéséhez az OTKA támogatás nyújtott lehetőséget (PN73234, NF 101362).

9 IRODALOMJEGYZÉK

- BARKER, P. A. – STREET-PERROTT, F. A. – LENG, M. J. – GREENWOOD, P. B. – SWAIN, D. L. – PERROTT, R. A. – TELFORD, R. J. – FICKEN, K. J. 2001: A 14,000-year oxygen isotope record from diatom silica in two Alpine Lakes on Mt. Kenya, *Science*, 292, pp. 2307-2310.
- BARKER, P. A. – LENG, M. J. 2006: A review of the oxygen isotope composition of lacustrine diatom silica for paleoclimate reconstruction, *Earth-Science Reviews*, 75, pp. 5-27.
- BARTHOLY, J. – PONGRÁCZ, R. – GELYBÓ, Gy. 2009: Climate signals of the North Atlantic Oscillation detected in the Carpathian basin, *Applied Geology and Environmental Research*, 7, pp. 229-240.
- BATTARBEE, R. W. 1986: Diatom analysis, *Handbook of Holocene Paleoecology and Paleohydrology*, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 527-570.
- BOJAR, A. V. – OTTNER, F. – BOJA, H. P. – GRIGORESCU, D. – PERSOIU, A. 2009: Stable isotopes and mineralogical investigations on clays from Late-Cretaceous sequences, Hațeg Basin, Romania, *Applied Clay Sciences*, 45 (3), pp. 155-163.
- BOJARIU, R. – PALIU, D. 2001: North Atlantic Oscillation projection on Romanian climate fluctuations in the cold season, In: BRUNET, M. – BONILLO, D. L.: Detecting and Modelling Regional Climate Change and Associated Impacts, *Springer-Verlag*, Berlin, pp. 345-356.
- BREWER, T. S. – LENG, M. J. – MACKAY, A. W. – LAMB, A. – TYLER, J. J. – MARSH, N. G. 2008: Unravelling contamination signals in biogenic silica oxygen isotope composition: the role of major and trace element geochemistry, *Journal of Quaternary Science*, 23, pp. 321-330
- BUCK, C. E. – CHRISTEN, J. A. – JAMES, G. N. 1999: BCal: an on-line Bayesian radiocarbon calibration tool. *Internet Archeology*, 7, <http://intarch.ac.uk/journal/issue7/buck>

- BUCZKÓ, K. 2006: Algák, In: Ujhelyi P.(szerk.): *Élővilág enciklopédia*, Kossuth Kiadó, Budapest, p. 54-78.
- BUCZKÓ, K. – MAGYARI, E. K. – SORÓCZKI-PINTÉR, É. – HUBAY, K. – BRAUN, M. – BÁLINT, M. 2009: Diatom-based evidence for abrupt climate changes during the Lateglacial in the South Carpathian Mountains (Romania), *Central European Geology*, 52 (3-4), pp. 249-268.
- 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*, DOI: 10.1016/j.quaint.2012.04.042
- CHAPLIGIN, B. – MEYER, H. – BRYAN, A. – SNYDER, J. – KEMNITZ, H. 2012: Assessment of purification and contamination correction methods for analysing the oxygen isotope composition from biogenic silica, *Chemical Geology*, 300-301, pp. 185-189.
- CLARK, I. D. – FRITZ, P. 1997: Environmental isotopes in hydrogeology, *Lewis Publishers*, New York, p. 290.
- CLAYTON, R. N. – MAYEDA, T. K. 1963: The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, pp. 43-52.
- DANSGAARD, W. 1964: Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, XVI, pp. 436-468.
- DEMÉNY, A. – CZUPPON, Gy. – SIKLÓSY, Z. – SCHÖLL-BARNA, G. – SÜMEGI, P. – LEÉL-ÖSSY, Sz. – LIN, K. – SHEN, Ch.-Ch. – BAJNÓCZY, B. 2012: Temperature and precipitation variations in the mid-Holocene based on combined evaluation of stable isotope compositions of speleotherms and freshwater bivalve shells in Hungary, *Quaternary International*, *in press*.
- JONSSON, C. E. – LENG, M. J. – ROSQVIST, G. C. – SIEBERT, J. – ARROWSMITH, C. 2009a: Stable oxygen and hydrogen isotopes in sub-Arctic lake waters from northern Sweden, *Journal of Hydrology*, 376, pp. 143-151.

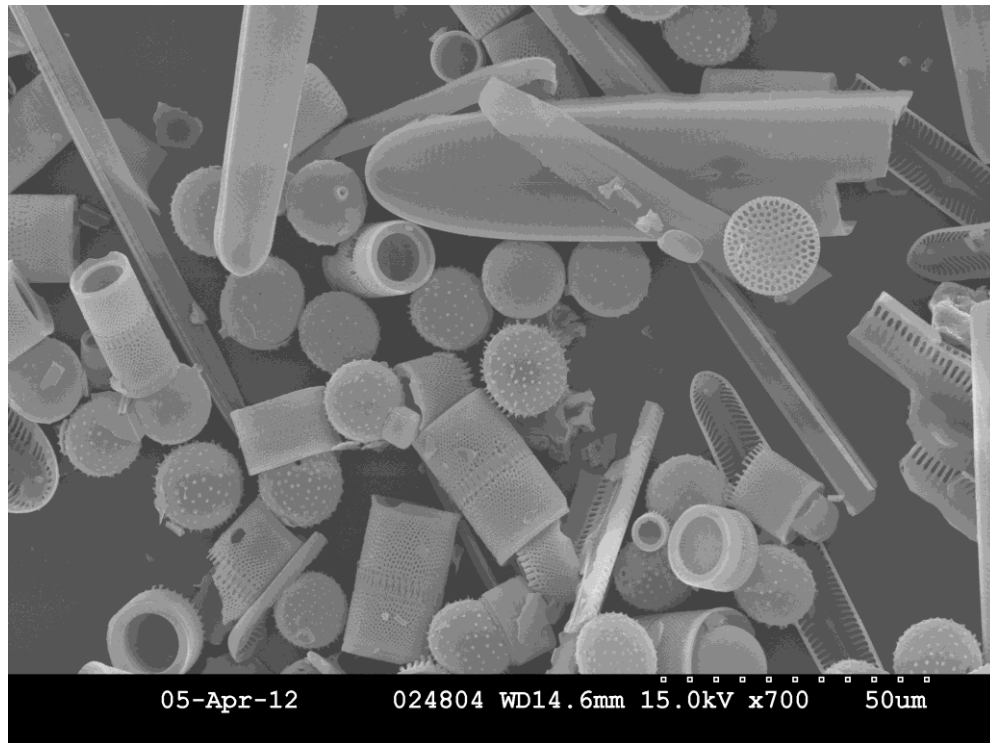
- JONSSON, C. E. 2009b: Holocene climate and atmospheric circulation changes in northern Fennoscandia. Interpretations from lacustrine oxygen isotope records, PhD tézis, *Department of Physical Geography and Quaternary Geology*, Stockholm University
- JONSSON, C. E. – ROSQVIST, G. C. – LENG, M. J. – BIGLER, C. – BERGMAN, J. – TILLMAN, P. K. – SLOANE, H. J. 2010: High-resolution diatom $\delta^{18}\text{O}$ records, from the last 150 years, reflecting changes in amount of winter precipitation in two sub-Arctic high-altitude lakes in the Swedish Scandes, *Journal of Quaternary Science*, 25, pp. 918-930.
- KERN, Z. – BALOGH, D. – NAGY, B. 2004: Investigations for the actual elevation of the mountain permafrost zone on postglacial landforms in the head of Lapusnicu Mare Valley, and the history of deglaciation of Ana Lake – Judele Peak Region, Retezat Mountains, Romania, *Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geographie*, 14, pp. 119-132.
- LAMB, A. – LENG, M. J. – SLOANE, H. – TELFORD, R. 2005: A comparison of the paleoclimate signals from diatom oxygen isotope ratios and carbonate oxygen isotope ratios from a low latitude crater lake, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 223 (3-4), pp. 290-302.
- LAMB, A. – BREWER, T. – LENG, M. J. – SLOANE, H. J. – LAMB, H. 2007: A geochemical method for removing the effect of the tephra on lake diatom oxygen isotope records, *Journal of Paleolimnology*, 37, pp. 499-516.
- LENG, M. J. – SLOANE, H. J. 2008: Combined oxygen and silicon isotope analysis of biogenic silica, *Journal of Quaternary Science*, 23, pp. 313-319.
- MACKAY, A. – BATTARBEE, R. W. – BIRKS, J. – OLDFIELD, F. 2005: Global change in the Holocene, *Arnold*, London, p. 528.
- MAGNINI, A. – VERDES, P. – SPÖTL, C. – SCHOLZ, D. – VOLLWEILER, N. – KROMER, B. 2007: Persistent influence of the North Atlantic hydrography on central European winter temperature during the last 9000 years, *Geophysical Research Letters*, 34, LO2704

- MAGYARI, E. K. – 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. – DEMÉNY, A. – BUCZKÓ, K. – KERN, Z. – VENNEMANN, T. – FÓRIZS, I. – VINCZE, I. – BRAUN, M. – KOVÁCS, J. I. – UDVARDI, B. – VERES, D. 2012: A 13,600-year diatom oxygen isotope record from the South Carpathians (Romania): Reflection of winter condotions and possible links with North Atlantic circulation changes, *Quaternary International*, DOI: 10.1016/j.quaint.2012.05.042
- MAYEWSKI, P. A. – ROHLING, E. E. – STAGER, J. C. – KARLÉN, W. – MAASCH, K. A. – MEEKER, L. D. – MEYERSON, E. A. – GASSE, F. – VAN KREVELD, 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, pp. 243-255.
- MORLEY, D. W. – LENG, M. J. – MACKAY, A.W. – SLOANE, H. J. – RIOUAL, P. – BATTARBEE, R. W. 2004: Cleaning of lake sediment samples for diatom oxygen isotope analysis, *Journal of Paleolimnology*, 31, pp. 391-401.
- MOSCHEN, R. – LÜCKE, A. – SCHLESER, G. H. 2005: Sensitivity of biogenic silica oxygen isotopes to changes in surface water temperature and paleoclimatology, *Geophysical Research Letters*, 32 (7), LO7708
- MOSCHEN, R. – LÜCKE, A. – PARPLIES, J. – SCHLESERA, G. H. 2006: Transfer and early diagenesis of biogenic silica oxygen isotope signals during settling and sedimentation of diatoms in a temperate freshwater lake (Lake Holzmaar, Germany), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, pp. 4367-4379.
- REYNOLDS, C. S. 1984: The Ecology of Freshwater Phytoplankton, *Cambridge University Press*, Cambridge, pp. 384.
- REYNOLDS, C. S. 1984: Phytoplankton periodicity: the interactions of form, function and environmental variability, *Freshwater Biology*, 14, pp. 111-142.

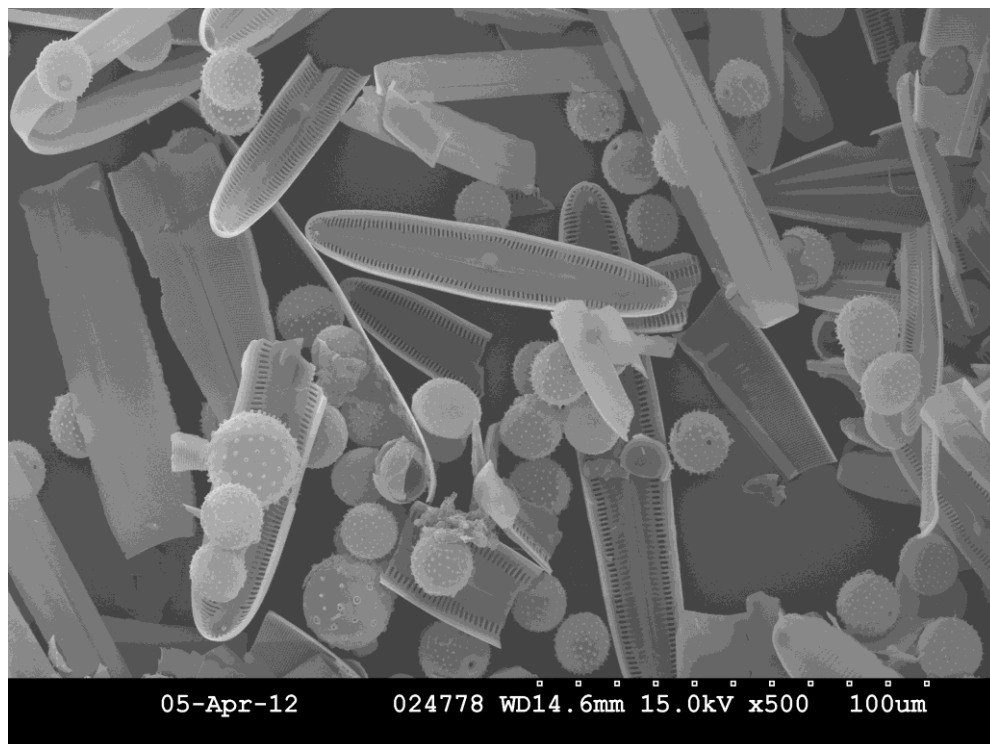
- ROSQVIST, G. C. – JONSSON, C. – YAM, R. – KARLEN, W. – SHEMESH, A. 2004: Diatom oxygen isotopes in pro-glacial lake sediments from the northern Sweden: a 5000 year record of the atmospheric circulation, *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 851-859.
- SCHMIDT, M. – BOTZ, R. – RICKERT, D. – BORHMANN, G. – HALL, S. R. – MANN, S. 2001: Oxygen isotopes of marine diatoms and relations to opal-A maturation, *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 65, pp. 201-211.
- STRUBA, Sz. 2009: Induktív csatolású plazma optikai emissziós módszerek kidolgozása környezeti minták analízisére – Biogén szilikátok vizsgálata, *Debreceni Egyetem, Természettudományi és Technológiai Kar, Szervetlen és Analitikai Kémia Tanszék*, diplomadolgozat
- SWANN, G. E. A. – LENG, M. J. – SLOANE, H. J. – MASLIN, M. A. – ONODERA, J. 2007: Diatom oxygen isotopes: Evidence of a species effect in the sediment record, *Geochemistry Geophysics Geosystem*, 8, Q06012, doi:10.1029/2006GC001535
- SWANN, G. E. A. – LENG, M.J. 2009: A review of diatom $\delta^{18}\text{O}$ in palaeoceanography. *Quaternary Science Reviews*, 28, pp. 384-398.
- TROELS-SMITH, J. 1955: Karakterisering af lose jordater, *Danmarks Geologiske Undersogelse Series*, IV 10, pp. 1-53.
- VOLLWEILER, N. – SCHOLZ, D. – MÜHLINGHAUS, C. – MAGNINI, A. – SPÖTL, C. 2006: A precisely dated climate record for the last 9 kyr from three high alpine stalagmites, Spannagel Cave, Ausria, *Geophysical Research Letters*, 33, L20703.

10 FÜGGELÉK

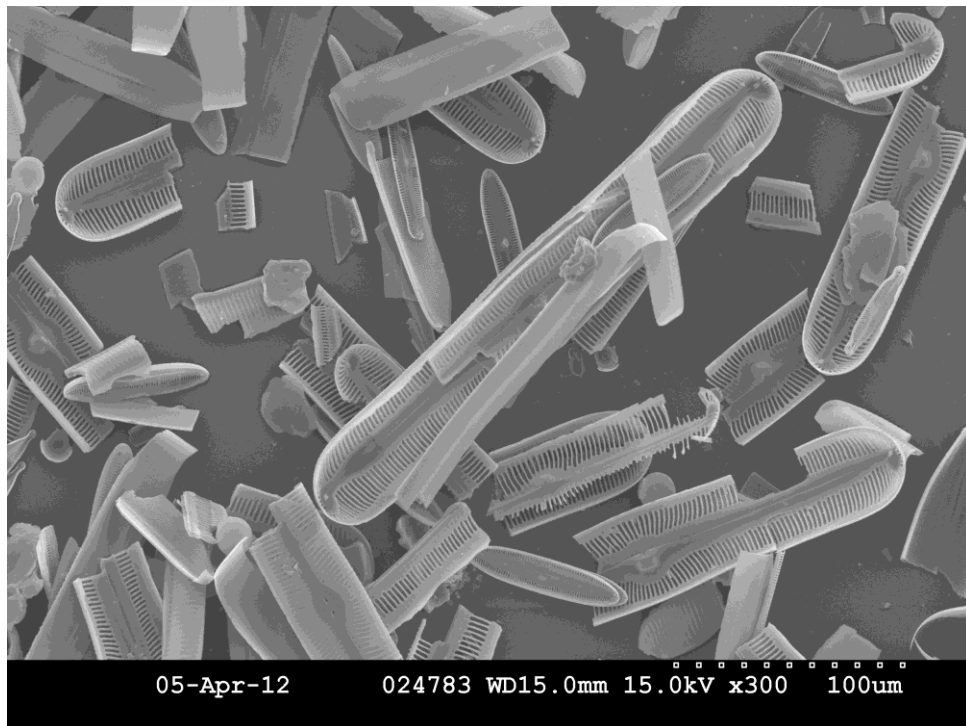
1. ábra 216 cm (2835 év)



2. ábra 460 cm (9310 év)



3. ábra 539 cm (10785 év)



4. ábra 575 cm (13260 év)

