**SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
KÖRNYEZETTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA**

DOKTORI (PhD) ÉRTEKEZÉS

**Kagyló- és csigahéjak stabilizotóp-vizsgálata:
Környezet- és klímarekonstrukció a Balaton vízgyűjtőjében**

Schöll-Barna Gabriella

TÉMAVEZETŐK:

Dr. Demény Attila

az MTA levelező tagja, intézetigazgató

Dr. Sümegi Pál

az MTA doktora, tanszékvezető egyetemi tanár

MTA CSFK FGI – SZTE TTIK

SZEGED

2013

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	5
1.1. A Balaton területén végzett korábbi környezet- és klímarekonstrukciós tanulmányok rövid áttekintése	5
1.2. Kagyló- és csigahéjak, mint a környezet- és klímarekonstrukció forrásai	7
1.3. A stabilizotóp-geokémia háttere	8
1.4. A kagyló- és csigahéjak stabilizotóp-összetételének alkalmazási lehetőségei	9
1.5. A dolgozat célkitűzése	10
2. A vizsgálatok során felhasznált minták és az alkalmazott módszerek	12
2.1. A vizsgálatok során felhasznált minták leírása	12
2.1.1. Vízminták	12
2.1.2. Kagylóminták	12
2.1.2.1. Recens kagylóhéjak	12
2.1.2.2. Régészeti feltárásból származó kagylóhéjak	13
Balatonkeresztúr-Réti-dűlő	13
Balatonőszöd-Temetői-dűlő	13
Ordacsehi-Bugaszeg és Ordacsehi-Kis-töltés lelőhelyek	14
2.1.2.3. A Balaton környéki fúrásokból származó héjak	14
Balatonederics I. fúrás	14
Sárkeszi I. fúrás	15
2.2. A vizsgálatok során alkalmazott módszerek	16
2.2.1. A növekedési vonalak elkülönítése	16
2.2.2. Katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatok	16
2.2.3. Karbonátmintavétel kagyló- és csigahéjakból	17
2.2.4. Stabilizotóp-összetételek mérése	18
2.2.4.1. Stabil oxigénizotóp-összetételek mérése vízben	18
2.2.4.2. Stabil szén- és oxigénizotóp-összetételek mérése karbonátokból	19
2.2.5. A vizsgálat során használt statisztikai elemzések	19
3. Eredmények és értékelésük	20
3.1. Stabilizotóp-vizsgálatok recens kagylóhéjakon	20
3.1.1. A kagylóhéjak növekedése, a növekedés időbeli eloszlása	21
3.1.2. A balatoni vízminták és kagylók oxigénizotóp-változékonyságának értelmezése keveredési modell segítségével	28

3.1.2.1. A Balaton vizének oxigénizotóp-összetétele és az összetételt befolyásoló paraméterek	28
A Balatonba hulló csapadék mennyisége és oxigénizotóp-összetétele ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cs}}$)	29
A Balaton hozzáfolyásainak mennyisége és oxigénizotóp-összetétele ($\delta^{18}\text{O}_{\text{h}}$)	30
A pára mennyisége és oxigénizotóp-összetétele ($\delta^{18}\text{O}_{\text{p}}$)	32
3.1.2.2. Az izotóp-tömeg egyensúlyi modell alkalmazása	34
A tóvíz oxigénizotóp-összetétele	35
A 2001-2008-as időszakra jellemző mért kagylóhéj-összetételek	37
A 2001-2008-as időszakra jellemző becsült kagylóhéj-összetételek	38
3.1.3. Szélsőséges éghajlati hatások jelei a kagylóhéjak oxigénizotóp-összetételében	43
3.2. Nagy felbontású stabilizotóp-vizsgálatok régészeti feltárásokból származó kagylóhéjakon	49
3.2.1. A Balatonkeresztúr-Réti-dűlő lelőhely	49
3.2.1.1. Környezetváltozásra utaló régészeti megfigyelések	50
3.2.1.2. A feltárásból származó rézkori kagylóhéjak stabilizotóp-összetétele	50
3.2.2. A Balatonőszöd-Temetői-dűlő lelőhely	54
3.2.2.1. A feltárásból származó rézkori kagylóhéjak stabilizotóp-összetétele	54
3.2.3. Az Ordacsehi-Bugaszeg és az Ordacsehi-Kis-töltés régészeti feltárások	56
3.2.3.1. A feltárásból származó bronzkori kagylóhéjak stabilizotóp-összetétele	57
3.2.4. A stabilizotóp eredmények összevetése más klímarekonstrukciós módszerek eredményeivel	59
3.2.4.1. Rézkori klímaváltozások a Balaton területén	60
3.2.4.2. Bronzkori klímaváltozások a Balaton területén	60
3.3. Nagy léptékű éghajlati változások kimutatása a Balaton területén kagyló- és csigahéjak stabilizotóp-elemzésével	62
3.3.1. Tavi üledékekből származó héjak stabilizotóp-összetétele	63
3.3.1.1. Stabilizotóp-összetétel különbség a vizsgált fajok között	64
1. Fajok közti eltérő izotóp-frakcionáció	65

2. Élőhelybeli eltérés.....	65
3. Szezonális különbségek.....	66
4. Metabolikus hatás – Táplálkozásbeli eltérések	66
3.3.1.2. Összefüggés a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értékek között	67
3.3.2. A Balatonederics I. fúrás	68
3.3.2.1. A kagyló- és csigahéjak stabilizotóp-összetétele	68
3.3.2.2. Az izotóperedmények értékelése és összevetése más környezet- és klímarekonstrukciós módszerek eredményeivel	70
A késő glaciális időszakától a pleisztocén-holocén átmenetig.....	70
A holocén	73
3.3.3. A Sárkeszi I. fúrás	76
3.3.3.1. A csigahéjak stabilizotóp-összetétele	76
I. szakasz: Folyóvízi környezet	77
II. szakasz: A tavi környezet kialakulása... ..	77
III. szakasz: Sekély tavi környezet... ..	78
IV. szakasz: A vízszint emelkedése... ..	78
4. Összefoglalás	83
5. Summary	86
6. Köszönetnyilvánítás	88
7. Felhasznált irodalom	89
8. Melléklet	98

1. Bevezetés

A Balaton Közép-Európa legnagyobb kiterjedésű tava. Jelenkori vízfelülete 596 km², átlagos mélysége 3,2 m. Sekélysége miatt az éghajlati változásokra hatványozottan érzékeny, egy intenzív párolgással jellemzett nyári időszak következtében vízszintje jelentősen csökkenhet.

A Balaton kialakulásával kapcsolatban számos értékes kutatás zajlott, a ma leginkább elfogadott nézet szerint medencéjének kialakulása az utolsó jégkorszak idején, mintegy 20 ezer évvel ezelőtt történt. A tó kisebb tavacskák összefűződésével alakult ki, majd a vízszintingadozások következtében többször kisebb-nagyobb mértékben elsekélyesedett, elmocsarasodott (Cserny et al., 1995; Cserny, 2002; Nagyné Bodor és Cserny, 1998a). A tó partvonala természetes állapotában (a szabályozást megelőzően) a mainál lényegesen tagoltabb volt, magas vízállás esetén a partközeli völgyek torkolatát is víz borította (Krieger, 1776; Bendefy és V. Nagy, 1969).

1.1. A Balaton területén végzett korábbi környezet- és klímarekonstrukciós módszerek rövid áttekintése

A Balaton területét érő éghajlati hatások vizsgálatát komplex földtani vizsgálat alapozta meg. Ezek a – főként üledékekre – alapozott kutatások viszonylag nagy léptékű (több ezer éves) változások kimutatására alkalmasak. A tavi üledékek geokémiai vizsgálata a környezetrekonstrukció elterjedt módszere, melynek előfeltétele a zavartalan lerakódás. Szerencsés esetben a tavi üledékképződés folyamatos, a sokszor tapasztalt üledékhiány az eróziós hatás mellett vízszintcsökkenés, kiszáradás következménye lehet (Cserny, 2002). Éghajlati rekonstrukcióra főként a zavartalanul lerakódott, autochton (helyben keletkezett) üledékek alkalmasak. Az allochton (más helyről származó, bekerült) üledékek megjelenési esélyét növeli a parti régió eróziója, mely szintén információt hordozhat a környezet megváltozásáról (pl. éghajlat vagy a növényzet mesterséges irtása) (Sümegei, 1998).

A Balaton tavi üledékeinek geokémiai és ásványtani vizsgálatai általában a csapadékviszonyokra nyújtanak információt, a szervetlen és karbonátos, illetve szerves anyagban dús rétegek kimutatásával (Cserny, 2002; Sümegei, 2007, Sümegei, 2011; Sümegei et al., 2011b).

A nagyobb mértékű hőmérséklet-változások a tó üledékén végzett stabilizotóp-összetételek mérésével is kimutathatók. A Balaton tavi üledéke stabilizotóp-összetételének vizsgálatával a késő pleisztocén hideg éghajlat és az atlanti időszak klímaoptimumát mutatták ki (Cserny et al., 1995, Cserny, 2002). A lerakódott rétegek vastagsága szintén információt hordoz, hiszen az üledékképződés folyamata klímafüggő (Cserny, 2002; Sümegi, 2007). A tavi autochton karbonátok Ca/Mg molarányának és protodolomit-tartalmának vizsgálatával a csapadékviszonyokban történő változások (ezáltal a vízszintváltozások) kimutatása lehetséges. A Ca/Mg molarány csökkenése (MgCO_3 molarányának növekedése) nagyobb mértékű párolgás következtében kialakult vízszintcsökkenésre utal, míg a Ca/Mg molarány növekedése csapadékos időszakot, magas vízállást jelez (Müller, 1970; Tullner, 2002; Tullner és Cserny, 2003).

A Balaton tavi üledékeiben megtalálható virágporaszemek vizsgálata nagy múltra tekint vissza. Palinológiai kutatásokat balatoni üledékeken legkorábban Zólyomi Bálint végzett az 1940-es években (Zólyomi, 1952), ezek az eredmények később kiegészültek Miháltzné Faragó Márta (1983), Zólyomi Bálint (1995), Nagyné Bodor Elvira és munkatársai (1997, 1998a, 1998b, 1999, 2000) Szurominé Korecz Andrea és Nagyné Bodor Elvira (1999), Juhász Imola (2007) illetve Sümegi Pál és Töröcsik Tünde (2008) munkájának eredményeivel. A palinológiai elemzés alapja, hogy a viszonylag reduktív környezetben jó megtartású virágporaszemek segítségével történik a klímarekonstrukció. A növényzet mennyiségi és minőségi fajösszetétele az éghajlat változását követi, egyes növényi társulások adott környezeti körülményekben lelhetőek fel.

Hasonló elven működik a makrofosszíliak vizsgálatán alapuló klímarekonstrukció is, melynek jellemzője, hogy a fajösszetétel megváltozása kifejezetten gyorsan reagál a környezet megváltozására. Tavi üledékek palinológiai és makrofosszília vizsgálatakor elmondható, hogy a sekély vizeket a sekélyvízi taxonok (pl. *Nymphaea* sp.) feltűnésén túl, gazdag planktontársulások, míg mély vizeket egyes hínárfajok (pl. *Myriophyllum* sp.) megjelenése jelez. A *Pediastrum* algaszervezetek és a *Stratoides* sp. az eutróf vizek jelzője. A Balaton területére Jakab et al. (2005) és Sümegi et al. (2008, 2011b) végeztek makrofosszília-összetételen alapuló környezetrekonstrukciót, kiemelten jó (~200-500 éves) felbontásban.

Az üledékekben található kagylósrákok (Ostracoda) fajösszetétele alapvetően alkalmas a földtörténeti múltban lejátszódott nagyobb klíma- és környezetváltozás kimutatására, azonban a holocén esetében a faunaösszetételben nincs számottevő változás.

Ezt igazolja a Balatonban ~7500 BP-től napjainkig közel állandó egyed- és taxonszám (Szurominé Korecz és Nagyné Bodor, 1999).

1.2. Kagyló- és csigahéjak mint a környezet- és klímarekonstrukció forrásai

A malakológia az éghajlat- és környezetrekonstrukció kiterjedt alkalmazási területe, melyet a pleisztocén löszterületek malakofauna-változásának vizsgálatával, sikerrel alkalmaznak. Mivel ezek a héjak a szárazföldi, mocsári és tavi zavartalan üledékek szélsőségesen savanyú környezetében kiválóan megőrződnek, az üledékek különböző rétegeinek fajösszetétele alapján rekonstrukció adható a környezetre. A Balaton területén kvartermalakológiai vizsgálat több radiokarbon módszerrel korolt fúrás anyagán is készült (pl. Balatonederics I. és Sárkeszi I., Fenékpusztá) (Sümei, 2007, Sümei, 2011; Sümei et al., 2009, 2011b).

Bár a népesség növekedése és az ember környezet-átalakító munkája első megközelítésben úgy tűnhet, hogy aláássa a klímarekonstrukciós törekvéseket, ez nem minden esetben van így. A régészeti lelőhelyek szinte kivétel nélkül valamilyen áramló vagy állóvízhez kötődnek, hiszen a víz jelenléte elengedhetetlen feltétele a közösségek létfenntartásának. Az egyes telepek topográfiai helyzete az ősföldrajzi viszonyokra enged következtetni, feltételezhetően követik az akkori partvonalat. A tavak, folyók mentén élt népek telepeinek feltárása során régészek gyakran bukkannak kagylóhéjjal teli gödrökre. Ezeket szemétgödörként használták és a héjak nagy számban fellelhetőek a konyhai hulladékok közt. Ennek valószínű magyarázata, hogy a kagylót, mint kiegészítő táplálékot fogyasztották (Sümei, 2003; Gulyás, 2011; Gulyás és Sümei, 2011; Sümei et al. 2011a), illetve díszítő elemként (nyakláncok, mészbetétes kerámiák) használták fel. A régészeti feltárások során előkerült héjak szolgáltatnak alapot az archeomalakológiai vizsgálatokhoz, melyet hazánkban is nagy sikerrel alkalmaznak. A leletanyag taxonómiai összetétele, tafonómiája, méreteloszlása fontos információkat hordoz mind a vízi környezet, mind a közösségek mindennapi életének rekonstrukciójához (Gulyás, 2011).

Ezen módszerek mellett a biogén karbonátok (pl. kagyló- és csigahéjak) stabilizotóp-összetételének értelmezése – bár hazánkban csak kevésbé terjedt el – széles körben alkalmazott eszköz a környezet és éghajlat változásának vizsgálatában.

1.3. A stabilizotóp-geokémia háttere

Egy elem izotópjai az azonos proton, de eltérő neutronszerű atomjai. A hagyományos stabilizotóp-geokémia öt elem könnyű és nehéz stabil (radioaktív tulajdonságot nem mutató) izotópjainak arányváltozásával foglalkozik ($^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ és $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$). Ezen elemek közös tulajdonsága, hogy az atomtömegük kicsi, az izotópjaik közti tömegkülönbség nagy, a gyenge ionos kötéssel ellentétben erős kovalens kötést létesítenek. A Földön nagy koncentrációban vannak jelen, így megfelelő méréstechnikával a ritkább izotópmódosulat is kimutatható. Az atomtömegek közötti különbség következménye az izotópok eltérő megoszlása a különböző komponensek között (frakcionáció) (Urey, 1947). A frakcionáció alapja a könnyű és nehéz izotópok közti kötéserősség különbsége. A nehezebb izotópok erősebb kötéssel rendelkeznek, reakciójukhoz ezért nagyobb energia szükséges, a könnyebb izotópok ezzel ellentétben gyorsabban reagálnak. Az erősebb, tartósabb kötéseknek köszönhetően a nehezebb izotópok a kondenzáltabb fázisban dúsulnak (pl. víz-gőz fázis esetében a vízben). A molekulák energiáját 4 tényező határozza meg (transzlációs, vibrációs, rotációs energia, illetve az elektronok energiája), amiből az izotópok megoszlásáért dominánsan a vibrációs energia a felelős. Mivel a vibrációs energia hőmérsékletfüggő, ezért a frakcionáció is az (Clark és Fritz, 1997).

Az izotóparányon az adott elem nehéz és könnyű izotópjainak arányát értjük, például az oxigén nehezebb izotópja (^{18}O) 0,204%-ban, a könnyebb (^{16}O) 99,796%-ban van jelen, így arányuk $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0,00204$. A frakcionációs folyamatok ezt az arányt változtatják, de nagyon kis mértékben (az 5. vagy 6. tizedesjegyben okoz változást). Mivel az abszolút izotóparányok meghatározása a technikai háttértől nagymértékben függ (a különböző laborok eltérő műszerekkel és módszerekkel mérnek), így a megoldás egy ismert összetételű, koncentrációjú „referencia”, egy nemzetközi sztenderd használata (Clark és Fritz, 1997). A stabilizotóp-összetételt vízmérések esetében a V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), karbonátok esetében a V-PDB (Vienna PeeDee Belemnites) sztenderdekhez viszonyítva adjuk meg (Coplen, 1996).

Az izotóparány referenciától való eltérését hagyományosan a δ jelöléssel adjuk meg az alábbi összefüggés alapján:

$$\delta = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{szenderd}}}{R_{\text{szenderd}}} \cdot 1000 \quad (1.)$$

ahol R például a vizsgált ^{13}C és ^{12}C , illetve ^{18}O és ^{16}O aránya (McKinney et al., 1950).

Mivel a frakcionációs folyamatok nem okoznak nagymértékű változást az izotópok koncentrációjában, ezért a δ -értéket ezrelékben [‰] adjuk meg (bővebben lásd Demény, 2003, 2004).

1.4. A kagyló- és csigahéjak stabilizotóp-összetételének alkalmazási lehetőségei

A puhatestű élőlények a mészvázuk felépítéséhez szükséges anyagokat a környezetüket alkotó vízből veszik fel, így héjuk összetétele tükrözi a víz összetételét (Grossman és Ku, 1986). Ennek alapján a kagylóhéjban megőrződött összetétel segítségével a környezeti paraméterek változékonyságára lehet következtetni. A biogén karbonátok stabilizotóp-összetételének vizsgálatára irányuló kutatások középpontjában korábban főként a tenger felszíni hőmérséklet és sótartalom változására vonatkozó rekonstrukció állt (Williams et al., 1982), de újabban kisebb édesvízi rendszerek vizsgálata is előtérbe került (Kaandorp et al., 2003; Dettman et al., 2004; Verdegaaal et al., 2005; Carroll és Romanek, 2008). A rekonstrukcióhoz hosszú életidejű – mind tengeri (pl. *Arctica islandica*), mind édesvízi (pl. *Margaritifera margaritifera*, *Mercenaria mercenaria*) (Schöne et al. 2004; Jones et al., 1989) – és rövid életidejű fajok (pl. *Unio* sp.) (Versteegh et al., 2009; Barna et al., 2010; Demény et al., 2010; Schöll-Barna et al., 2012) egyaránt használhatóak. A nagyléptékű változások kimutatására irányuló vizsgálatok alapjául általában kisebb méretű fajok szolgálnak, ezek a tavi fúrásokból szeparált biogén karbonátok, amelyek akár 100-1000 éves felbontásban nyújtanak információt (Apolinarska, 2009a,b; Hammarlund, 1993).

A nagyléptékű vizsgálatokon túl, a biogén karbonátok kellő felbontású mintavétellel éven belüli szezonális változások kimutatására is alkalmasak (Dettmann és Lohmann, 1993; Abell et al., 1995; Jones és Quitmeyer, 1996; Dettman et al., 1999; Wurster és Patterson, 2001).

A kagyló- és csigahéj karbonát anyagának oxigénizotóp-összetétele a víz oxigénizotóp-összetételétől ($\delta^{18}\text{O}_\text{v}$) és a víz hőmérsékletétől függ (Grossman és Ku, 1986, Dettman et al., 1999). A víz összetétele tükrözi a legfontosabb hidroklimatológiai paraméterek (csapadék, párolgás, hozzáfolyás) hatását. Eltérő összetételükből adódóan a csapadékhullás és a hozzáfolyások következtében a tó vize a könnyű (^{16}O) izotópban dúsul (Versteegh et al., 2009; Schöll-Barna, 2011). A párolgás során viszont a könnyű (^{16}O) izotópok távoznak nagyobb arányban, ezért a visszamaradt víz a nehezebb (^{18}O) izotópban dúsul (Hoefs, 1997). A két legfontosabb folyamat tehát a biogén karbonátok oxigénizotóp-

összetételében ellentétes irányú változást okoz. Az eltolódás mértéke a csapadék és párolgás hatásától (mennyiségi és összetételbeli változékonyság) és a vízállástól függ.

A puhatestű élőlények a vázuk felépítéséhez szükséges szenet két forrásból szerzik. Egyrészt a vízben oldott szerves szénforrás (DIC) áll rendelkezésre, másrészt létezik egy „metabolikus” forrás, amit a vízi szervezet a légzés és táplálkozás útján használ (nagyreszt lebegő szerves anyag, POC) (McConnaughey et al., 1997). Ez a metabolikus szénforrás tengeri puhatestűek esetében a teljes szénszükséglet 10%-át teheti ki (ez a héjak $\delta^{13}\text{C}$ -értékét 2‰-kel tolhatja el) (McConnaughey et al., 1997), édesvízi kagylókra irányuló vizsgálat viszont ennél magasabb arányt (15-35%-os) is kimutatót (Gillikin et al., 2009). Mivel az oldott szerves szén és a metabolikus szén $\delta^{13}\text{C}$ -értéke eltér ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} = -10\text{‰}$ (Myrbo és Shapley, 2006); $\delta^{13}\text{C}_{\text{MET}} = -28\text{‰}$ (Dettman et al., 1999)), a héjak a két forrás „kevert” szénizotóp-összetételét tükrözik (McConnaughey és Gillikin, 2008). Édesvízi kagylók $\delta^{13}\text{C}$ -értékének változására jellemző az ontogenetikus hatás, miszerint a kagylók gyors növekedésű fiatal (juvenilis) és idősebb (adult) fázisukban a két különböző forrásból származó szén eltérő arányban veszik fel és építik be (Lorrain et al., 2004; Gillikin et al., 2009).

Az oldott szerves szén összetételét számos folyamat befolyásolhatja, a szerves anyag oxidációja mellett a legfontosabb és legjellemzőbb szezonális folyamat a biológiai produktivitás változása (Hoefs, 1997). A növények a tavi produktivitás növekedése során elvonják a vízből a könnyebb (^{12}C) izotópot, minek következtében a tó szerves széntartalma a nehezebb (^{13}C) izotópban dúsul, ami a képződő karbonátok összetételében is megmutatkozik (McKenzie, 1985; Meyers és Teranes, 2001). Az üledék szervesanyag-tartalmának szénizotóp-összetételét a beáramló detritusz összetétele is befolyásolja (Hammarlund, 1993), ami közvetve a biogén karbonátok szénizotóp-összetételében is megjelenik.

1.5. A dolgozat célkitűzése

Disszertációmban a Balaton területén korábban végzett paleoklíma-rekonstrukciókat egy új aspektussal egészítem ki, hiszen a kagyló- és csigahéjak stabilizotóp-összetételének vizsgálatával – a nagyléptékű klímarekonstrukción túl - az egészen rövid távú, szezonális változékonyságok is kimutathatóak. Munkám során első lépésben balatoni recens Unionidae családba tartozó *Unio pictorum* (festőkagyló) héjak stabilizotóp-összetételének

vizsgálatát végzem el. A nemzetközi, angol nyelvű szakirodalom a ma élő kagylóhéjakra a „modern” szót használja, de mivel a magyar nyelvben a szó jelentéstartalma eltér, én a disszertációban a „mai” kagylóhéjakra a „recens” (jelentése: ma élő) jelzőt használom.

A recens *Unio* héjak növekedésének vizsgálata során arra a kérdésre kerestem a választ, hogy a héjakban megőrződött információ milyen időszakra vonatkozik (3.1.1. fejezet). A dolgozat további célkitűzése a tóvíz és kagylóhéjak stabilizotóp-összetételében megjelenő változékonyság értelmezése és a héj képződése során fennálló környezeti paraméterek hatásának vizsgálata.

Megvizsgáltam azt a feltételezést, hogy a Balaton (Siófoki-medence) vizének stabil oxigénizotóp-összetételét közel leírható három fő paraméter (csapadék, párolgás, hozzáfolyás) mennyiségi és izotópösszetétel-beli változásával. Ehhez Gat és Levy (1978) által felállított izotóp-tömegegyensúlyi modellt alkalmaztam a Balaton Siófoki-medencéjére (3.1.2. fejezet). A modell segítségével és valós adatokra támaszkodva szélsőséges, aszályos, illetve csapadékos éghajlat hatását vizsgáltam a víz és a kagylóhéjak stabilizotóp-összetételére (3.1.3. fejezet).

A módszert balatoni recens adaptációját követően, régészeti feltárásokból származó *Unio* héjakon alkalmaztam rézkori (Balatonkeresztúr-Réti-dűlő és Balatonőszöd-Temetői-dűlő) és bronzkori (Ordacsehi Bugaszeg és Kistöltés lelőhelyek) klímaváltozások vizsgálata céljából (3.2. fejezet).

A módszer hazai alkalmazását tavi és tóköznyéki fúrásokból (Balatonederics I. és Sárkeszi I.) származó *Pisidium* (borsókagyló) és *Valvata* sp. (*V. piscinalis* és *V. cristata*) (kerekcsigák és széles kerekcsigák) héjak stabilizotóp-összetételének elemzésére is kiterjesztettem. A Balatonederics I. fúrás *Pisidium* és *Valvata* héjanyagának vizsgálatával céltom egy közel 10 ezer évet lefedő éghajlati rekonstrukció létrehozása volt, míg a Sárkeszi I. fúrás csigahéjainak stabilizotóp-összetételének elemzése során az éghajlati hatások mellett lehetőség nyílt geomorfológiai változások hatásának vizsgálatára is (3.3. fejezet).

2. A vizsgálatok során felhasznált minták és az alkalmazott módszerek

2.1. A vizsgálatok során felhasznált minták leírása

2.1.1. Vízminták

A stabilizotóp-méréshez szükséges vízmintákat 2006. június és 2007. szeptember között Tihanynál, illetve 2006. január és 2010. december között Siófoknál, a vízfelszíntől számított mintegy 20 cm mélységből vettük kétheti rendszerességgel. A tóvíz mintavételezése mellett, 2008. január és 2010. december között, Balatonszemesnél és Keszthelynél a csapadékot is gyűjtöttük. A Balaton hozzáfolyásának összetételére vonatkozó mérések a Zala folyóból (2007. május és 2009. december közötti mintavétel havi-kétheti rendszerességgel) és a Nyugati-övcatornából (2008. május - 2009. március) vett vízmintákon történtek.

A Balatonból Siófoknál, a Zalából és a Nyugati-övcatornából történő vízmintavételezés, illetve a csapadék gyűjtése az OTKA K-68343 projekt keretében valósult meg. Az adatok kiegészítésére az 1999. január és 2005. szeptember közötti időszakra közel folyamatos Balaton víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatsor; az 1998. január és 2001. május közti időszakra vonatkozó Zala és Nyugati-övcatorna $\delta^{18}\text{O}$ -adatsor állt rendelkezésre, melyeket dr. Cserny Tibor (Magyar Állami Földtani Intézet) biztosított.

2.1.2. Kagylóminták

2.1.2.1. Recens kagylóhéjak

A vizsgálathoz élő festőkagylókat (*Unio pictorum* L.) gyűjtöttünk Tihanynál a vízmintavételezés helyszínén, 3 m vízmélységben 2007. szeptemberben (TUp_07_01 és TUp_07_03); Siófok-Balatonszéplaknál (a vízmintavételezéstől 0,5 km-en belül) 2,5 m (2004. szeptember SUp_04); illetve 3 m vízmélységben (2008. decemberben SUp_08) és a Siófoki-medence közepén ~3 m-es vízmélységben (Up_2010_1 és Up_2010_2). A héjakból a mintavétel során izotópelemzés céljából összesen 279 karbonátmintát fúrtam ki az alábbi felbontásban: TUp_07_01 (42), TUp_07_03 (63), SUp_04 (55), SUp_08 (54), Up_2010_1 (35) és Up_2010_2 (30). (A héjak oxigén- és szénizotóp-összetételét a 2. melléklet tartalmazza.)

2.1.2.2. Régészeti feltárásból származó kagylóhéjak

Balatonkeresztúr-Réti-dűlő

A Balatonkeresztúr–Réti-dűlő lelőhely a Marcali-hát és a mocsaras Nagyberek határán, a Balaton déli partjától mintegy 3 km-re fekszik (1. ábra). A lelőhely területe a Marcali-löszhát keleti lejtőjén, a Nagyberek széléig húzódott (Fábián, 2006; Fábián és Serlegi 2007).

A késő rézkor környezetváltozásának rekonstruálásához használt kagylók a feltárás kerámiatipológia alapján elkülöníthető (Fábián és Serlegi, 2007) fázisaihoz tartozó gödrökből, szuperpozíció-mentes, zárt kontextusokból származnak (a fázisokról további információ a 3.2. fejezetben található).

Az elkülöníthető fázisok közül a boierázi fázisának (Ib-IIa) 6 beásásából (B608 (2), B798, B1769, B1829, B1873, B2323) 7 darab; az ún. átmeneti fázis (IIa-IIb) 3 beásásából (B1669 (3), B2002, B2870) 5 darab Unionidae családba tartozó kagyló állt rendelkezésre az izotópelemzéshez. A Baden kultúra korai klasszikus fázisából (IIb-IIIa) 2 beásásból (B1650 (2), B2504 (2)) 4 darab, míg a kései klasszikus időszakból (IIIb-IV) egy beásásból (B-2535 (2)) két darab kagylót vizsgáltam. A vizsgált 18 *Unio* kagylóból összesen 345 karbonátmintát vettem izotópelemzés céljából (3-4. melléklet).

Balatonőszöd-Temetői-dűlő

A Balatonőszöd–Temetői-dűlő feltárást 2001. és 2002. között Sófalvi András (2001), Belényessy Károly és Horváth Tünde (2001–2002) végezték. A lelőhely Balatonőszöd határában helyezkedik el (1. ábra), ma egy elmocsarasodott terület választja el a nagy kiterjedésű neolitikus és késő rézkori Szólád-Öregaszó lelőhelytől (Oross Krisztián feltárása). Feltételezhetően ez a két lelőhely a késő rézkori periódusban összetartozott. A lelőhelyen feltárt 76 190 m² terület leletanyagának feldolgozása alapján a területen a középső rézkor, korai bronzkor, késő vaskor, koraközépkor, legintenzívebben pedig a késő rézkor kulturái létesítettek települést (Horváth, 2010a,b,c, 2011; Horváth et al., 2010).

A feltárásból származó négy *Unio* kagylóhéjból karbonátmintákat vettem izotópelemzés céljából. A vizsgált kagylók a középső rézkori Balaton-Lasinja/Furchenstich

(B-2043) és a késő rézkori Boleráz (IB-C) kultúra (B-2444) objektumaiból származnak. A B-2034-es és B-2039 gödrökből származó kagylóhéjak esetében kettős beásás nehezítette a kultúra és a korszak pontos meghatározását, de valószínűsíthető, hogy a középső rézkori Balaton-Lasinja/Furchenstich közösség idejéből származnak. A négy *Unio* héjból héjanként 20, összesen 80 karbonátminta oxigén- és szénizotóp-összetételét mértem (5. melléklet).

Ordacsehi-Bugaszeg és Ordacsehi-Kis-töltés lelőhelyek

A bronzkorra jellemző éghajlat- és környezetváltozás vizsgálatához felhasznált héjak a 2000 és 2002 között feltárt Ordacsehi-Bugaszeg és 2001-ben feltárt Ordacsehi-Kis-töltés lelőhelyekről származnak (1. ábra). Az Ordacsehi-Bugaszeg lelőhely Ordacsehi határán helyezkedik el, két oldalát az Ordacsehi-Berek övezi (Honti et al., 2002). Az Ordacsehi-Kis-töltés lelőhely a község határrészében É-D irányban elhúzódó földhát teljes területére kiterjed (Kulcsár, 2007). A nagyszámú fellelt objektum arra enged következtetni, hogy ezek a helyek megtelepedésre rendkívül alkalmasak voltak (Honti et al., 2002).

Az Ordacsehi-Bugaszeg és Kis-töltés lelőhelyekről öt elkülöníthető bronzkori kultúra gödreiből származó 10 héj összesen 268 karbonátmintája (6. melléklet) szolgáltat adatot a bronzkori kultúrák időszakainak klímaváltozásáról. A héjak a kora bronzkori Somogyvár-Vinkovci kultúrából (29/1389/2009), a Kisapostag kultúrából (29/1257/1818, 29/1882/2790), a kora bronzkor és középső bronzkor átmenetét jelző késő Kisapostag-kora Mészbetétes kultúra beásásából (29/1309/1902), egy Mészbetétes objektumból (26/10/12) és a késő bronzkort reprezentáló Halomsíros kultúra beásásából (29/1408/2036, 29/1325/1925) származnak.

2.1.2.3. A Balaton környéki fúrásokból származó héjak

Balatonederics I. fúrás

A balatonedericsi öbölben a parti sásos zónában lemélyített fúrás során egy egyedülálló folyamatos rétegsort tártak fel, melynek vizsgálatával átfogó képet kaphatunk a Balaton fejlődéstörténetéről (Sümegei, 2007). A mintegy 520 cm hosszú magfúrás 33 szintjéből származó *Pisidium* sp. kagyló és 47 szintjéből származó *Valvata cristata*

(Müller, 1774) héjakból összesen 99 db karbonátminta oxigén- és szénizotóp-elemzése történt meg (7. melléklet).

Sárkeszi I. fúrás

Sárrét keleti felén, Sárkeszinél lemélyített zavartalan magfúrás során egy folyóvíz-tavi-lápi szukcessziós sorozat tárult fel (Sümei, 2007). A tavi környezet szinte az egész holocén során fennállt, feltöltődése Kr. e. 3000 körül indult meg (Sümei, 2007). A 470 cm hosszú Sárkeszi I.-es fúrásszelvény 33 szintjéből származó *Valvata piscinalis* (Müller, 1774) csigahéjakból összesen 41 karbonátmintát vizsgáltam (7. melléklet).

1. ábra. A dolgozatban ismertetett minták lelőhelyei. Recens víz- és kagylóminták: Tihany, Siófok, Balatonszéplak; Régészeti lelőhelyek: Balatonkeresztúr-Réti-dűlő, Balatonőszöd-Temetői-dűlő, Ordacsehi-Bugaszeg és Ordacsehi-Kis-töltés; Fúrások: Balatonederics és Sárkeszi.

2.2. A vizsgálatok során alkalmazott módszerek

2.2.1. A növekedési vonalak elkülönítése

A kagylóhéjak növekedése váltakozó, sötét és világos sávok formájában a belső gyöngyház rétegen és a külső periostracumon is szabad szemmel látható (Jones, 1983, 1985). A sávok árnyalatváltozásának oka a CaCO_3 mikrostruktúrájának különbségeiben keresendő. Két sötét sáv határolja egy év növekedését (Jones és Quitmeyer, 1996). A sötétebb sávok a növekedés lassulását, illetve szünetét, tehát általában a hideg téli időszakot jelzik, bár egy sötét sáv néha csak a hőmérséklet esését jelzi, hiszen a növekedés egy hosszabb hűvös nyári periódusban is szünetelhet (Jones és Quitmeyer, 1996). A kagylóhéj metszetét mikroszkóp alatt vizsgálva, a vékonyabb – gyakran éven belüli (intraannuális) – növekedési vonalak is láthatóvá válnak (Jones és Quitmeyer, 1996). A kagyló életkora a héjon látható sötét sávok számlálásával határozható meg (Veinott és Cornett, 1996). Az éves leállást jelző sötét sávok kialakulása hőmérsékleti minimumon történik. Az éven belüli „hamis tél” okozta növekedési vonalak tesztelésére alkalmas lehet az oxigénizotóp-összetételének ($\delta^{18}\text{O}$) mérése (Veinott és Cornett, 1996).

A nagy felbontású vizsgálathoz használt héjak izotóppösszetételének pontos időszakhoz rendelése a héjak felszínén beazonosított növekedési vonalak alapján történt, a növekedés leállását jelző éveket elkülönítő „téli időszakok” azonosításával.

2.2.2. Katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatok

A kagylók vázát a kalcium-karbonát (CaCO_3) két polimorf módosulata, az aragonit és a kalcit alkothatja. A vizsgált Unionidae családba tartozó kagylók eredetileg tisztán aragonit vázúak. Az aragonit azonban megváltozott körülmények hatására (pl. diagenezis) kalcittá alakulhat (Pingitore, 1982). Annak kiderítésére, hogy a héjban melyik módosulat van jelen, a katódlumineszcencia módszere kiválóan alkalmas. A módszer elvi alapja az a jelenség, hogy elektronbombázás hatására egyes ásványok fényt bocsátanak ki. A kalcit és aragonit katódlumineszcens színe a különböző kristályszerkezetnek és szennyezőknek köszönhetően eltérő. A kalcit narancs, míg az aragonit zöld színnel lumineszkál, így a szín alapján megállapítható, ha az aragonit váz valamelyik részén átalakulás, másodlagos kalcitosodás történt (Kern et al., 2012). A katódlumineszcencia jelenségeért legnagyobb részt a kalcium-karbonátban a Ca^{2+} -ionok helyére beépülő Mn^{2+} -ionok a

felelősek (Barbin, 2000). A szükséges detektálható minimum Mn^{2+} -ion mennyisége kalcit esetében 20-40 ppm, az aragonitnál ennél valamennyivel kevesebb (Barbin, 2000).

Az utólagos átalakulás kimutatása alapvető jelentőségű az izotóp-geokémiai vizsgálatokban, hiszen az megváltoztathatja az izotópösszetételt, ami hibás következtetések levonásához vezetne. A fenti okokból a szubrecens héjakat a mérést megelőzően katódlumineszcens mikroszkóppal (Nikon Eclipse E600 mikroszkópra szerelt Reliotron típusú, ún. hidegkatódos berendezés, MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet) vizsgáltam azért, hogy a lehetséges átalakulásokat kiszűrjem. További mintavételezés és izotóparányok mérése csak átalakulásmentes tiszta aragonit héjakból történt.

A katódlumineszcens módszer a régészeti vizsgálatokhoz kiegészítő információt is adhat, ami a kultúrák szokásait illeti. A kagylók felhasználásának egyik módja, hogy a közösségek étrendjük részeként fogyasztották azokat. Bár a dolgozat a későbbiekben erre nem tér ki, az aragonit-kalcit átalakulás vizsgálata feltehetően fényt deríthet a kagylók elkészítésének módjára. A szerkezetbeli átalakulás 200 °C felett gyorsan lejátszódik, így amennyiben kalcit nyomát találjuk meg a héjban, valószínűsíthetjük, hogy a kagylókat sütötték, amennyiben a váz tiszta aragonit, a kagylókat főzték vagy nyersen fogyaszthatták.

2.2.3. Karbonát-mintavétel kagyló- és csigahéjakból

Az oxigén- és szénizotóp-elemzéshez szükséges karbonátminták kifúrását a héjak tisztítása és kezelése előzi meg. A minták szennyeződéseit mechanikus úton és ultrahangos fürdő segítségével távolítottam el. A héjakat 5%-os NaOCl-oldattal kezeltem, melynek célja a külső szerves réteg (periostracum) és a lehetséges szemcseközi szerves anyagok eltávolítása (Gaffey és Bronnimann, 1993; Love és Woronow, 1991).

A recens és a régészeti feltárásokból származó kagylóhéjak esetében alkalmazott mintavételezést a tisztított, kezelt héjfelületen kézfúróval (0,6 mm átmérőjű fúrószárral) végeztem. A mintavétel a növekedési vonalakra merőlegesen, a növekedést követve történt (2. ábra).

Az vizsgált *Unio* kagylók héját a szerves periostracum réteg alatt kétféle karbonátréteg alkotja, külső prizmás réteg (ostracum) és belső gyöngyház réteg (hipostracum). A recens héjak esetében a mintavétel a prizmás rétegből történik, viszont a régészeti feltárásból származó kagylóhéjak esetében a mechanikai tisztítás során a prizmás réteg sérül, így a karbonátminták a belső gyöngyház rétegből származnak. Annak kiderítésére, hogy van-e különbség a két réteg izotóp-összetételében, 8 ponton két

mélységben (prizmás és gyöngyház rétegek) fúrtam recens héjakat a kagyló görbületére merőlegesen. Az eredmények alapján a prizmás és gyöngyház rétegek közötti különbség (0 és $-0,2\text{‰}$ között $\delta^{18}\text{O}$ esetében) nem szignifikáns.

2. ábra. A kagylóhéjak nagy felbontású mintavétele során alkalmazott stratégia. A karbonátminták kifúrása a növekedési vonalakra merőlegesen történt.

A Balaton környéki fúrásokból származó *Pisidium* és *Valvata* héjak nagy felbontású vizsgálata nem lehetséges, mivel a héjak átlagos mérete csupán néhány mm, súlya pedig alig haladja meg az izotóparány méréséhez szükséges 0,15 mg-ot. Ezért a tisztítást és NaOCl-oldattal való kezelést követően a kiszáritott héjakat achátmozsárban porítottam.

A kifúrt és porított karbonátmintákból az oxigén- és szénizotóp-összetételek méréséhez 0,15-0,2 mg púderfinomságú port mértem be 10 ml-es menetes nyakú, szeptummal lezárható boroszilikát edényekbe.

2.2.4. Stabilizotóp-összetételek mérése

2.2.4.1. Stabil oxigénizotóp-összetételek mérése vízben

A vízmintákból 1 ml-t mértem be 10 ml-es menetes nyakú, szeptummal lezárható boroszilikát edényekbe. Az oxigénizotóp-összetétel méréséhez a víz feletti térfogatot 0,3 v/v% CO_2 -ot tartalmazó héliumgázzal öblítettem át 6 percen keresztül, majd állandó 32 °C -on tartva az edényeket, a víz és a szén-dioxid közti izotópegyensúly elérése (18 óra) után meghatároztam a vízzel egyensúlyba került szén-dioxid oxigénizotóp-összetételét (Epstein és Mayeda, 1953). A mérésekhez W-39500 és W-63333 nemzetközi illetve BTW laborszttenderdet használtam.

2.2.4.2. Stabil szén- és oxigénizotóp-összetételek mérése karbonátokból

A mintákat tartalmazó edényekben a karbonát feletti térfogatot héliumgázzal öblítettem át 6 percen keresztül, majd állandó $72 \pm 0,1$ °C-on tartva az edényeket, a karbonát feltárása vízmentes foszforsavval történt.

Az izotópegyensúly elérése (2 óra) után a karbonátból képződött szén-dioxid szén- és oxigénizotóp-összetételének meghatározása tömegspektrométerrel történt (Spötl és Vennemann, 2003). A mérésekhez az NBS18, NBS19 nemzetközi és Carrara laborszenderdet használtam.

A stabilizotóp-összetételt nemzetközi sztenderdhez (V-SMOW vízmérések, V-PDB karbonátmérések esetében, Coplen, 1996) viszonyítva ezrelékben adtam meg a szokásos δ jelöléssel. Az izotópmérések az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet stabilizotóp-geokémiai laboratóriumában üzemelő Finnigan delta plus XP vivőgáz tömegspektrométerrel történtek. A mérések pontossága az oxigén- és szénizotóp-összetétel (víz és karbonát) mérésekor $\pm 0,2\%$.

2.2.5. A vizsgálatok során alkalmazott statisztikai elemzések

A recens kagylóhéjak oxigénizotóp-összetételének vizsgálata során az egyensúlyi modell alkalmazásához havi átlagértékeket használtam. Mivel az adatok nem normál eloszlásúak, a modell alapján számított víz oxigénizotóp-összetétel és a mért felszíni víz oxigénizotóp-összetétel, illetve a modellezett, kalkulált és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek összehasonlítására a nem-paraméteres Mann-Whitney U-próbát használtam.

A Balatonkeresztúr–Réti-dűlő feltárás kagylóinak oxigénizotóp-összetételeit varianciaanalízis segítségével elemeztem (ANOVA). Az ANOVA (ANalysis Of VAriance) a különböző középértékek összehasonlítására szolgáló statisztikai módszer, a teljes adatmennyiség össz-szórását (összvarianciáját) vizsgálja. A módszerrel arra a kérdésre kaphatunk választ, hogy a különböző szórásbeli eltérések oka a véletlen vagy egy másik, magyarázható tényező (Fisher, 1925). Az analízis során a vizsgált periódusok $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értékeit páronként hasonlítottam össze Tukey HSD teszttel. A statisztikai elemzések a PAST (Hammer et al., 2001) és az R (2.9.1. verzió) (R Development Core Team, Vienna, Austria) statisztikai programokkal készültek.

3. Eredmények és értékelésük

Az aktualizmus elve szerint az éghajlat- és környezetrekonstrukció a jelenkori változások visszavetítésével szerez információkat a múltbéli folyamatokról. Jelen esetben ez recens kagylóhéjak összetételének vizsgálatát jelenti, majd a módszer alkalmazását régészeti feltárásból és fúrásokból származó kagylóhéjakon a régmúlt éghajlat- és környezetváltozások feltérképezése céljából.

3.1. Stabilizotóp-vizsgálatok recens kagylóhéjakon

A vizsgált kagylóhéjak oxigénizotóp-összetétele a környezeti paraméterek változékonyságától függ, nem metabolizmusfüggő. Ezt bizonyítja, hogy az azonos, átfedő évekhez köthető különböző korú (juvenilis és adult) kagylók izotópgörbéjét párhuzamosítani lehet (3. ábra). Ahhoz, hogy a régészeti feltárásból és fúrásokból származó héjak oxigénizotóp-összetételét biztonsággal értelmezni tudjuk, ismernünk kell az általunk vizsgált faj izotópos viselkedését a héjba épült karbonát oxigénizotóp-összetétele és a környezeti paraméterek változékonyságának kapcsolatán keresztül.

A kagyló karbonát oxigénizotóp-összetétele közvetlenül a képződési hőmérséklettől és a víz izotópösszetételétől függ. Amennyiben ezeket a változókat ismerjük, a vízben kicsapódott karbonát izotópösszetétele becsülhető. A becsült értékek kiszámításához a Dettman et al. (1999) által módosított Grossman és Ku (1986) összefüggés használható:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 21,8 - 4,69 \cdot (\delta^{18}\text{O}_{\text{ar}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{víz}}) \quad (\text{Grossman és Ku, 1986}) \quad (2.)$$

ahol a $\delta^{18}\text{O}_{\text{ar}}$ a héj (aragonit), $\delta^{18}\text{O}_{\text{víz}}$ pedig a víz korrigált ($-0,2\text{‰}$ -kel) összetétele.

Dettman és munkatársai ezt az összefüggést az általuk vizsgált folyóvízi *Lampsilis* sp. (Unionidae) kagyló adatai alapján módosították az alábbiak szerint:

$$1000 \ln(\alpha) = 2,559 \cdot (10^6 T^{-2}) + 0,715 \quad (\text{Dettman et al., 1999}) \quad (3.)$$

ahol T a vízhőmérséklet ($^{\circ}\text{K}$), α a víz és az aragonit közti izotóp-frakcionáció az alábbi összefüggés alapján:

$$\alpha_{\text{ar-víz}} = (1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{ar(SMOW)}}) / (1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{víz(SMOW)}}) \quad (4.)$$

ahol

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{ar(SMOW)}} = 1,03091 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{ar(PDB)}} + 30,91 \quad (\text{Coplen et al., 1983}) \quad (5.)$$

3.1.1. A kagylóhéjak növekedése, a növekedés időbeli eloszlása

A kagyló héjának növekedését befolyásoló legfontosabb tényező a hőmérséklet (Grossman és Ku, 1986; Jones és Quitmeyer, 1996). A vándorkagylóval (*Dreissena polymorpha*) ellentétben – amely a téli időszak alatt is növekszik (Wurster és Patterson, 2001) – az Unionidae családba tartozó fajok növekedési periódusa tavasz és ősz közé tehető. Irodalmi adatok alapján az Unionidae családba tartozó folyami *Lampsilis* fajok egyedeinek növekedése 12 °C alatt szünetel (Dettman et al., 1999), bár a hasonlóképpen folyóvízi környezetből (Rajna) származó *Unio* fajok hibernációs hőmérsékleteként Versteegh és munkatársai (2010) ennél magasabb hőmérsékletet, 13,5 °C-ot határoztak meg.

A kagylók csak aerob körülmények között nőnek, ezért a nyári magas hőmérséklet (26-28 °C) okozta oxigénszegény környezet a növekedés átmeneti leállását okozhatja (McMahon, 1979; McMahon és Bogan, 2001). A hőmérséklet és O₂-tartalom mellett a víz tápanyagtartalma is fontos befolyásoló tényező a kagyló növekedésében, a Rajnában például az Unionidae család tagjainak növekedési üteme tápanyagdús környezetben jelentősen megnő (Versteegh et al., 2010).

Amennyiben feltételezzük, hogy a kagyló, mint biogén karbonát a vízzel izotópegyensúlyban vált ki, úgy Dettman et al. (1999) összefüggése alapján ismert víz hőmérséklet- és víz izotópösszetétel-adatok segítségével a kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ -értéke az adott időszakra becsülhető.

Az általam vizsgált időszakból (2001–2010) kagylóhéjak is rendelkezésre állnak, így a mintavételt követően mért „valós” izotóp-összetétel és a Dettman és munkatársai (1999) összefüggése alapján „becsült” $\delta^{18}\text{O}$ -értékek összevethetők. A mért és becsült értékek összehasonlításakor a következő kérdésekre kerestem a választ:

1. A növekedés leállása megmutatkozik-e az izotóp-összetételben?
2. A tavi környezetben élő balatoni *Unio pictorum* kagylók növekedésének leállása 12 °C-on, vagy ennél magasabb, 13,5 °C-on történik?
3. A mért összetételek mely időszakra vonatkoznak, mikor képződik a kagylóhéj?
4. Számolhatunk-e a kagyló növekedésének magas hőmérséklet okozta évközi leállásával a Balaton esetében?
5. A kagylóhéj növekedésének üteme egyenletes-e vagy sem?

A kagylóhéj növekedésének leállása sokszor szabad szemmel is látható a héj felszínén növekedési vonalak formájában (Jones, 1983, 1985). A héj felszínén vagy mikroszkópi képen beazonosított növekedési vonalak alapján a növekedési ráta meghatározható és a növekedés leállása („téli időszakok”) a kagyló izotópgörbéjén bejelölhető. Az *Unio* kagylók esetében is igaz, hogy a növekedés üteme a kagyló egyedfejlődése során fokozatosan csökken (Negus, 1966). A növekedés feltételezhető leállásakor (októberben) a Balaton vizének hőmérséklete csökken (~12–13,5 °C), a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek pozitív irányba tolódnak (Cserny et al., 1995; Schöll-Barna, 2011, lásd még a 16. ábrát), tehát Dettman et al. (1999) egyenlete alapján a kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ -értéke a növekedés közvetlen leállása előtt ezért feltételezhetően pozitív irányba tolódik. A Balatonszéplakról és Tihanyról származó kagylók izotópgörbéjét vizsgálva, a várt őszi pozitív irányú eltolódás a vizsgált évek többségében kimutatható (3. ábra).

3. ábra. Dettman et al. (1999) összefüggése alapján becsült és mért $\delta^{18}\text{O}$ -értékek (TUp07_01 és TUp07_03 kagylók esetében) a 2006–2007 időszakra 13,5 °C (A) és 12 °C (B) feletti növekedést feltételezve. Az ábrán téglalappal kiemelt adatok a téli leállást megelőző őszi és a leállást követő tavaszi időszakokat jelzik. A vízhőmérséklet és víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékek alapján becsült és mért adatok a 12 °C feletti növekedést feltételezve adnak jobb egyezést (B).

A kagylóhéj növekedését lezáró pontos leállási hőmérséklet meghatározásához olyan adatsorra van szükség, amely 12 és 13,5 °C-os vízhőmérsékletnél mért víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket és emellett nagy felbontású kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -adatsort tartalmaz. A megközelítően kétheti vízmintavételből és a tó vízhőmérsékletének változásából adódóan csak a Tihanynál vett, a 2006–2007 időszakot reprezentáló víz és kagylóhéj (TUp_07_01 és TUp_07_03, 3. ábra) adataink alkalmasak erre a vizsgálatra. A mért és becsült értékeket összevetettem mindkét esetben, feltételezve, hogy a növekedés leállta 13,5 °C-nál (3.A ábra), illetve 12 °C-nál (3.B ábra) következik be. A mért értékek a növekedés feltételezett

leállását megelőzően pozitív irányba tolódnak, meghaladják a 0‰-et (TUp_07_03), ami a 13,5 °C-os leállást feltételező becsült adatsorban már nem jelenik meg. A víz izotópösszetétele alapján a kagyló összetételében megjelenő 0‰-et meghaladó $\delta^{18}\text{O}$ -értékek 13,5 °C-nál alacsonyabb (a mért adatok alapján 12,7-13 °C) hőmérsékleti tartományhoz köthetők (3.B ábra). Mivel a 12,7-13 °C-hoz tartozó becsült pozitív irányba tolódott $\delta^{18}\text{O}$ -értékek a juvenilis *Unio* izotópgörbéjén megjelennek, feltételezhető, hogy a Balatonban élő *Unio* kagylók 12,7 °C-on még nőhetnek, a növekedés leállása ez alatt történik.

1. kép. A TUp_07_01 és TUp_07_03 héjak növekedési vonalai. A vastagabb vonallal jelölt évközi növekedési vonalak jelölik a téli időszakokat, míg a vékonyabbak a növekedés évközi leállását jelzik (pl. TU_07_03 esetében 2006-ban).

A növekedés leállásának oka az alacsony hőmérséklet mellett a magas hőmérséklet okozta oxigénszegény környezet is lehet (McMahon és Bogan, 2001). Az adatsorban a maximális hőmérsékleten a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értéke minimumértéket vesz fel. Ilyen lokális minimumértékkel a növekedés feltételezett nyári periódusában többször is találkozhatunk, ami jelzi, hogy a kagylók viszonylag magas (>25 °C) hőmérsékleten is képesek nőni (2005, 2006-os év, 12. ábra). 2006-ban közel két hétig 26-28 °C feletti vízhőmérséklet jellemezte a Balatont. A kagyló becsült $\delta^{18}\text{O}$ -értéke erre az időszakra megközelíti a -4‰-et (3. ábra), ami a kagyló mért $\delta^{18}\text{O}$ -adatsorában nem jelenik meg. Ez a növekedés leállását is jelentheti. A mintavételezés felbontása miatt a minimumértékek hiánya ugyanakkor nem mindig jelenti egyértelműen a növekedés leállását, ezért ezt lehetőség szerint más módon is igazolni kell. A növekedés leállását a kagyló héján makroszkóposan is látható növekedési vonalak jelzik. Az évek közti vastagabb, sötétebb sávok mellett vékonyabb, intraannuális sávok is megjelennek, mint ahogy a Tihanyról származó 2006-os évet reprezentáló héj esetében is (1. kép). Bár a magas hőmérséklet a kagyló növekedésében leállást okozhat, de mint láttuk, ez nem mindig következik be. A juvenilis állatok feltételezhetően a rövid,

átmeneti meleg időszakokban (ami valószínű nem jár akkora változással a tó oxigénellátottságában) tovább nőnek.

A rendelkezésre álló adatsorból nyolc olyan év választható ki, amely esetében a víz $\delta^{18}\text{O}$, illetve a hőmérséklet-adatsor a teljes növekedési időszakot lefedi, és ugyanakkor a mért kagylóhéj oxigénizotóp-összetétel is rendelkezésre áll (2001–2005; 2008–2010, Balatonszéplak és Tihany, 4 kagyló adatsor: SUp_04, SUp_08, Up_2010_1, Up_2010_2).

Az egyenlet alapján becsült éves $\delta^{18}\text{O}$ -adatsorokat a valós mért értékekkel összevetve azt tapasztaljuk, hogy egyenletes növekedést feltételezve az értékek nem mindig egyeznek (4. ábra). Az esetek többségében ez a különbség az őszi időszakra várt pozitív δ -értékek helyett negatív, nyári időszakra jellemző értékekben nyilvánul meg.

Versteegh és munkatársai becsült és mért Unionidae kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek alapján tavaszi/kora nyári megemelkedett növekedési ütemet tételeztek fel folyóvízi környezetben, amit a megnövekedett tápanyagmennyiséggel hoztak összefüggésbe, amit a magas klorofill-A koncentráció jelzett (Versteegh et al., 2010). A Balatonban a klorofill-A koncentráció kiegyensúlyozottabb, mint a vizsgált folyóvízi környezetben, a koncentrációt a megnövekedett tavaszi csúcs helyett egy elhúzóódó őszi növekedés jellemzi (1. melléklet). Ennek megfelelően tavi környezetben élő *Unio* kagylók esetében nem várható a növekedési ütem tavaszi emelkedése.

Ha elfogadjuk, hogy a kagyló a vízzel izotópegyensúlyban vált ki, és a Dettman et al. (1999) által felállított összefüggés a víz oxigénizotóp-összetétele és hőmérséklete alapján a valós kagylóhéj izotópösszetételt adja, akkor a mért értékek a becsült adatsorhoz való illesztésével a növekedési periódus behatárolható (4. ábra). A módszer korlátja a mintavételezésből adódó felbontás különbsége az adott években. Eltérő növekedési ütem esetén az adott mintavételi felbontás különböző időbeli felbontást eredményez (pl. juvenilis állat esetében a nagyobb növekedés következtében közel „heti”, míg ezzel szemben csökkent növekedésű években ez a felbontás jelentősen változhat, sokszor feltételezhetően több hónap „összevont” $\delta^{18}\text{O}$ -értékét eredményezve).

A becsült és mért értékek illesztésének eredményeképpen a Balatonban a vizsgált kagylóhéj növekedése főleg a nyári időszakra tehető (4. ábra). Lényeges különbségek adódnak ugyanakkor az évek között, függetlenül attól, hogy juvenilis vagy adult állatról van szó. A teljes aktív időszakot lefedő növekedésen túl (a 2003., 2005. és 2009. évek esetében) a tavaszi/nyári időszakra (2001., 2002. és 2004. évek), illetve csak a nyári időszakra korlátozott növekedés (2008) is feltételezhető (4. ábra). Egyértelmű lineáris

korreláció nem mutatható ki a kagyló életideje és a növekedés időbeli lefedettsége között ($R^2 = 0,17$), ezt az is igazolja, hogy bár a 2008-as évet reprezentáló adult kagyló csökkent növekedése csak a késő tavaszi/nyári időszakra korlátozódhatott, addig a 2009-es évre jellemző juvenilis és adult példányok feltételezhetően a teljes növekedési időszak alatt nőttek. Ha a növekedés időbeli lefedettségét és az évek 12 °C feletti időszakának átlaghőmérsékletét vetjük össze, azt találjuk, hogy a két változó között erős pozitív korreláció van ($R^2 = 0,88$), tehát feltételezhető, hogy a növekedés a Balatonban elsődlegesen hőmérsékletfüggő. A klorofill-A koncentráció őszi emelkedésének ellenére a növekedés csökkenése főként az őszi időszakra mutatható ki.

Érdekes módon az időbeli eltérés mellett a becslt és mért adatsor között $\delta^{18}\text{O}$ -értékbeli különbségek is adódnak (4. ábra, 2003, 2009 és 2010-es évek esetében). A 2003-as aszályos év esetében ez a különbség a rendkívül alacsony vízállással magyarázható, míg a 2009-es és 2010-es éveket reprezentáló kagyló Tihanynál mélyebb vízből származik (2.1.2.1. fejezet). A nagyobb vízmélység a víz hőmérsékleti és izotóp-összetételi rétegzettségét is jelentheti.

4. ábra. Dettman et al. (1999) egyenlete alapján kalkulált (becslt) (●) és mért (○) kagyló oxigénizotóp-összetételek 2001–2010 időszakban éves bontásban. A bal oldali oszlopban az évekhez tartozó kalkulált és mért értékeket egyenletes, 12 °C feletti növekedést feltételezve ábrázoltam. A becslt és mért görbék közti különbségek alapján a növekedési periódus behatárolása a mért értékek illesztésével történt (jobb oszlop). A jobb oszlopban jelzett szürke sávok a növekedés feltételezett időtartományát jelzik.

2005_Balatonszéplak

2008_Balatonszéplak

2009_Tihany

2010_Tihany

3.1.2. A balatoni vízminták és kagylók oxigénizotóp-változékonyságának értelmezése keveredési modell segítségével

3.1.2.1. A Balaton vizének oxigénizotóp-összetétele és az összetételt befolyásoló paraméterek

A Balaton vízkészletének mennyisége a csapadék, a hozzáfolyás, illetve a párolgás és leeresztés mennyiségétől függ. Ennek következtében a tó természetes vízkészletének változása tömegegyensúlyi egyenletként leírható:

$$D_2 = D_1 + CS + H - P - L \text{ (Gat és Levy, 1978)} \quad (6.)$$

ahol D_1 a tóvíz kezdeti, D_2 pedig a végső mennyisége vízoszlop mm-ben megadva. CS = csapadék; H = hozzáfolyás; P = párolgás; L = leeresztés.

A víztömeg változását adott időszakon belül (a végső és kezdeti vízoszlop különbségét) a csapadék, a hozzáfolyás, a párolgás és leeresztés mennyiségének változása adja meg. Ezek a paraméterek a vízhez való keveredésük (csapadék és hozzáfolyás) vagy vízből való eltávozásuk (párolgás) során a víztest oxigénizotóp-összetételétől eltérő összetételükből adódóan megváltoztatják a víztest $\delta^{18}\text{O}$ -értékét. A leeresztés során távozó víz oxigénizotóp-összetétele megegyezik a tó Siófoknál mérhető összetételével, ezért távozásával a víz mennyisége megváltozik, összetétele ellenben nem.

Amennyiben a víz összetételét befolyásoló komponensek mennyiségét és oxigénizotóp-összetételét ismerjük, a víz $\delta^{18}\text{O}$ -változása az izotóp-egyensúlyi modellel leírható.

$$\delta_2 = [D_1 \cdot \delta_1 + CS \cdot \delta_{CS} + H \cdot \delta_H - P \cdot \delta_P - L \cdot \delta_L] / D_2 \text{ (Gat és Levy, 1978)} \quad (7.)$$

ahol δ_1 , δ_2 , δ_{CS} , δ_H , δ_P és δ_L a tó kezdeti (1) és végső (2), a csapadék (CS), a hozzáfolyás (H), az elpárolgott víz (P) és leeresztés során távozó víz (L) oxigénizotóp-összetétele.

A víz összetételét befolyásoló tényezők hatásait – bár együttesen fejtik ki hatásukat – külön-külön is vizsgálhatjuk. A hozzáfolyás ($\delta^{18}\text{O}_{n(H)}$), a csapadék ($\delta^{18}\text{O}_{n(CS)}$) és a párolgás ($\delta^{18}\text{O}_{n(P)}$) hatása (a tó oxigénizotóp-összetételének megváltozására n hónapban) kifejezhető az alábbi egyenletek segítségével:

$$\delta^{18}\text{O}_{n(\text{H})} = [(D_n - H) \cdot \delta^{18}\text{O}_{(n-1)} + H \cdot \delta^{18}\text{O}_H] / D_n - \delta^{18}\text{O}_{(n-1)} \quad (8.)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{n(\text{CS})} = [(D_n - \text{CS}) \cdot \delta^{18}\text{O}_{(n-1)} + \text{CS} \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{CS}}] / D_n - \delta^{18}\text{O}_{(n-1)} \quad (9.)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{n(\text{P})} = [(D_n + P) \cdot \delta^{18}\text{O}_{(n-1)} - P \cdot \delta^{18}\text{O}_P] / D_n - \delta^{18}\text{O}_{(n-1)} \quad (10.)$$

ahol D_n a tó vízoszlopa n hónapban (mm), H , CS és P a hozzáfolyás, csapadék és párolgás mértéke (mm); $\delta^{18}\text{O}_{(n-1)}$ a víz oxigénizotóp-összetétele $(n-1)$ hónapban; $\delta^{18}\text{O}_H$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{CS}}$ és $\delta^{18}\text{O}_P$ a hozzáfolyás, a csapadék és a pára oxigénizotóp-összetétele.

A következő fejezetben a Balaton (Siófoki-medence) víz oxigénizotóp-összetételét befolyásoló paraméterek hatását vizsgálom izotóp-tömeg egyensúlyi modell alkalmazásával az 1999–2008-as időszakra. A modell segítségével meghatározható a teljes víztestre becsült víz oxigénizotóp-összetétel, ami összevethető a közel teljes felszíni víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatsorral, ezáltal a modell alkalmazhatósága és lehetséges korlátai vizsgálhatók.

A Balatonba hulló csapadék mennyisége és oxigénizotóp-összetétele ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cs}}$)

A Balaton területére hulló csapadék évi mennyisége az 1951-2009-es időszakban, közel 60 éves idősort tekintve 449 mm (1971) és 888 mm (1965) között változik, átlagosan 607,5 mm. A legcsapadékosabb évszak a nyári, június (átlag 71 mm), július (átlag 66 mm) és augusztus (átlag 65 mm) hónapokkal. A nyári esőzések összesen mintegy 33%-át adják az éves csapadéknak. A nyáron hulló csapadék a tó vízháztartása szempontjából előnyös, mivel a párolgás okozta fokozott vízvesztéséget pótolja akkor, amikor a hozzáfolyások mértéke csekély. A legszárazabb évszak a tél, január (átlag 34 mm) és február (átlag 33 mm) hónapokkal, ez a megoszlás a vizsgált időszakban is hasonlóképpen jelentkezik (5.A ábra).

A csapadék mennyisége területi eloszlásban sem egyenletes, 30 éves átlagot tekintve a Balaton nyugati (Keszthely évi átlagos csapadékmennyisége 710 mm) és keleti vége (Balatonalmádi, évi átlagos csapadékmennyisége 571 mm) között jelentős különbség lehet (Réthly és Bacsó in Virág, 1995).

A Balatonra hulló csapadék havi átlag oxigénizotóp-összetételét tekintve Balatonszemes és Keszthely állomás közel 2 éves (21 hónapos) adatsora áll rendelkezésre. A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek $-3,0$ és $-12,7\text{‰}$ között változnak (5.B ábra). A csapadék $\delta^{18}\text{O}$ -értékek éves

eloszlása a hőmérséklet változását követi, a nyári időszakban hullott csapadékok $\delta^{18}\text{O}$ -értékei jellemzően pozitívabbak, mint a téli csapadéké (5.B ábra). A Balatonba hulló nyári csapadék főként az északnyugati zivatarfrontokkal érkezik (Baranyi, 1980), ami magyarázza azt, hogy a bécsi állomás csapadék havi $\delta^{18}\text{O}$ -értékei közel esnek a Balatonra hulló csapadék $\delta^{18}\text{O}$ -értékeihez (5.B ábra).

5. ábra. A csapadék mennyiségének havi eloszlása 1999 és 2009 között (forrás: Közép-dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság, Székesfehérvár, <http://www.kdtvizig.hu>). A csapadék havi – mennyiséggel súlyozott – $\delta^{18}\text{O}$ -értéke Balatonszemesről és Keszthelyről származó havi minták alapján (2008–2009), illetve Bécs környéki havi csapadékok (1984–2001) $\delta^{18}\text{O}$ -értékei (forrás: IAEA (2006) Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. <http://iaea.org/water>).

A Balaton hozzáfolyásainak mennyisége és oxigénizotóp-összetétele ($\delta^{18}\text{O}_h$)

A Balaton vízgyűjtő területén 51 olyan vízfolyás van, ami a Balatonba torkollik, ezek közül 20 vízhozama állandónak tekinthető. A legnagyobb hozamú vízfolyás a Zala, amely Fenékpusztá mellett torkollik a tóba, a teljes hozzáfolyás-mennyiség mintegy 52%-át adva. A Zala után a második legjelentősebb hozzáfolyás a Nyugati övcsatorna, melyből a vízbevétel ~10 %-a származik. 50 éves átlagot figyelembe véve a hozzáfolyás maximuma márciusra esik, majd a nyári hónapokban jellemzően alárendelt mennyisége ősszel újra eléri a 80 mm-t (6.A ábra).

A hozzáfolyás súlyozott havi átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értéke $-9,1$ és $-4,5$ ‰ között változik, a tó összetételéhez hasonlóan szezonális változékonyságot mutat téli negatív és nyári pozitív irányba tolódott δ -értékekkel (6.B ábra). Mivel a hozzáfolyások nagy hányada a Keszthelyi-medencébe torkollik, ezért a Siófoki-medencében ez a hatás időben eltolva jelentkezik. Az eredeti folyóvíz összetétele ezen kívül a víz folyamatos keveredése, illetve

a párolgás miatt fokozatosan változik ($\delta^{18}\text{O}$ értéke pozitív irányba tolódik) mire a Siófoki-medencébe ér. Ez a különbség a tó északnyugat-délkelet hossz tengelye mentén Keszthely és Siófok között elérheti a 2,4‰-et (Barna és Fórizs, 2007).

A Balaton négy részmedencére osztható, melyek nyugatról keletre a Keszthelyi-, Szigligeti-, Balatonszemesi- és Siófoki-medence nevet viselik. A víz tartózkodási idejével kapcsolatban kevés információval rendelkezünk. Baranyi (1975) tríciummérések alapján azt tapasztalta, hogy az egyes részmedencék között a vízforgalom és áramlásbeli különbség alapján jelentős különbség lehet. Közel 30 éves adatokon végzett számítás alapján a tóvíz kicserélődésének ideje a részmedencékben 15 hónap (Keszthelyi-medence) és 9 év (Siófoki-medence) közé esik (Baranyi, 1975). A Keszthelyi-medencéből havonta a víztérfogat 10-100%-a áramlik a Szigligeti-medencébe, ahonnan a víz 5-35% továbbáramlik a Balatonszemesi-Balatonakali tórészbe, amely térfogat 2-15%-a jut el a Siófoki-medencébe. A maximumértékek a tavaszi, a minimumértékek a nyári időszakra vonatkoznak (Baranyi, 1975).

6. ábra. A hozzáfolyás mennyisége (mm) (forrás: Közép-dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság, Székesfehérvár, <http://www.kdtvizig.hu>) és $\delta^{18}\text{O}$ -értékei (a Zalából 7 évből származó mintegy 61, a Nyugati-övcatornából 6 évből származó 35 havi átlag súlyozott $\delta^{18}\text{O}$ -értékével).

A hozzáfolyás okozta izotóphatást ($\delta^{18}\text{O}_{\text{n(H)}}$) a négy részmedencére külön-külön kell kiszámítani Baranyai (1975) által meghatározott – az áramlási viszonyokat tükröző – keveredési arányokat figyelembe véve. A Siófoki-medence esetében (a Zala és Nyugati-övcatornát tekintve) így nem beszélhetünk valós hozzáfolyásról, a folyóvíz hatása csökkenve a Szemesi-medencéből érkezik. A kapott eredmények – az áramlási viszonyokat leíró közelítő arányszámok okán – csak hozzávetőlegesnek tekinthetők. Pontosabb eredményeket az áramlási viszonyok havi szintű pontosabb leírásával kaphatnánk.

A kapott eredmények alapján, míg az erősen negatív δ értékű Zala hatása a Keszthelyi- és Szigligeti-medencében tavasszal elérheti a $-0,3\text{‰}$ -et, addig a Szemesi-medencébe érve a folyóvíz hatása $-0,1\text{‰}$, a Siófoki-medencében pedig valószínűleg már minimális (7. ábra).

7. ábra. A hozzáfolyás hatása a víz oxigénizotóp-összetételére a négy részmedencében (Keszthelyi, Szigligeti, Szemesi, Siófoki). A hatás a Keszthelyi és Szigligeti medencékben még számottevő, majd fokozatosan csökken, míg a Siófoki medencében a hatás csak minimális.

A pára mennyisége és oxigénizotóp-összetétele ($\delta^{18}\text{O}_p$)

A párolgás hatása a Balaton, mint sekély tó esetében kiemelt jelentőségű. A párolgás mennyiségének kiszámítása a Meyer-formula ($P = 11 \cdot (E - e) \cdot (1 + 0,2 \cdot v)$) (Meyer, 1942) Balatonra számolt összefüggése alapján történik (VITUKI, 1986):

$$P[\text{mm/nap}] = a \cdot (E - e) \cdot (0,59 + 0,013 \cdot v) \quad (11.)$$

ahol E a levegő napi középhőmérsékletéhez tartozó telítési párányomása (mbar), e a napi átlagos párányomás, v a szélsősebesség területi átlaga (m/s); a konstans érték. Az a konstans az átmeneti időszakban a víztömeg levegőjétől eltérő felmelegedését és hőtárolását számszerűsíti (márciusra: 0,7; áprilisra: 0,8; októberre: 1,3; novemberre: 1,4).

A párolgás mennyisége a hőmérséklet-változást követi, átlagos minimuma januárban 20 tómm alatti (13,6), maximumértéke pedig nyáron, júliusban megközelíti a 160 tómm-t (156,2 tómm) (8.A ábra).

A párolgás során a könnyebb izotópok (^1H , ^{16}O) nagyobb arányban távoznak a víz felszínéről, így a tóvíz δ -értéke a nehéz izotópok (^2H , ^{18}O) feldúsulása miatt pozitív

irányba tolódik el (Hoefs, 1997). A vízfelszínről történő párolgás során eltávozott pára $\delta^{18}\text{O}$ -értéke nem mérhető, kiszámításához a Gat et al. (2001) által alkalmazott Craig-Gordon modellt (1965) használtam:

$$\delta^{18}\text{O}_p = (\alpha_{V/L} \cdot \delta_L - h_N \cdot \delta_A + \varepsilon_{V/L} + \varepsilon_{\text{diff}}) / (1 - h_N - \varepsilon_{\text{diff}}) \quad (12.)$$

ahol $\alpha_{V/L}$ az egyensúlyi izotóp frakcionációs faktor a vízpára (V) és folyadék (L, likvid) között. Ez a faktor kiszámolható Majoube (1971) által leírt összefüggés segítségével:

$$\ln \alpha_{V/L} (^{18}\text{O}) = -\ln \alpha_{L/V} = 2,0667 \cdot (10^{-3}) + 0,4156 / T - 1,137 \cdot (10^3 / T^2) \quad (13.)$$

ahol T a víz hőmérséklete Celsius-fokban, δ_L : a tó víz oxigénizotóp-összetétele

h_N : a levegő relatív páratartalma a tó felett, a felszíni vízhőmérsékletre normálva,

kiszámítható az alábbi egyenlet alapján:

$$h_N = h \cdot E_{S(\text{levegő})} / E_{S(\text{víz})} \quad (14.)$$

ahol h : relatív páratartalom; $E_{S(\text{levegő})}$ és $E_{S(\text{víz})}$ a telítési gőznyomás lég hőmérsékleti és vízhőmérsékleti adatok alapján kiszámolva Ward és Elliot (1995) empirikus összefüggéséből (0–50 Celsius-fokig):

$$E_S[\text{kPa}] = \exp(16,78 \cdot T - 116,9/T + 237,3) \quad (15.)$$

ahol T a hőmérséklet, Celsius-fokban,

δ_A : az atmoszferikus pára oxigénizotóp-összetétele a tó felett, amelynek értéke becsülhető, azt feltételezve, hogy adott hőmérsékleten a csapadék és a levegő pára izotópegyensúlyban van (Schoch-Fisher et al., 1984; Jacob és Sonntag, 1991) az alábbi összefüggés segítségével:

$$\delta_A = \alpha_{V/L} \delta_p + \varepsilon_{V/L} \approx \delta_p + \varepsilon_{V/L} \quad (16.)$$

ahol $\varepsilon_{V/L} = \alpha_{V/L} - 1 (< 0)$

$\varepsilon_{\text{diff}}$: transzport (kinetikus) vagy diffúziós frakcionáció, ami a következő egyenlettel írható fel:

$$\varepsilon_{\text{diff}} = C_k \Theta (1 - h_N) \quad (\text{Gat, 1996}) \quad (17.)$$

ahol C_k egy empirikus állandó, amely a kinetikus frakcionációt írja le a párolgás folyamata során. Ez az állandó $\sim 14,3\text{‰}$ (Gonfiantini, 1986); $(1 - h_N)$ a párolgási hiány; Θ a turbulencia-paraméter, melynek értéke Gat és munkatársai (1994) szerint 0,88.

A Craig-Gordon modell alapján számolt pára havi átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értéke $-20,48 \pm 4,0$ és $-3,02 \pm 0,8 \text{‰}$ között változik (8.B ábra), összetételére a könnyű izotópok nagymértékű aránya jellemző. A pára oxigénizotóp-összetétele szezonálisan változik, maximumértékeit a tavasz/nyári hónapokban, minimumértékeit a téli hónapokban éri el.

8. ábra. A párolgás mennyisége (1998–2008) (forrás: Közép-dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság, Székesfehérvár, <http://www.kdtvizig.hu>) és a Craig-Gordon (1965) összefüggése alapján számított oxigénizotóp-összetétel 10 éves havi átlagai.

3.1.2.2. Az izotóp-tömegegyensúlyi modell alkalmazása

A víz oxigénizotóp-összetételét befolyásoló paraméterek hatásai ($\delta^{18}\text{O}_{\text{n(H)}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{n(CS)}}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{n(P)}}$) az 8-10. egyenletrendszer segítségével kiszámíthatóak (9. ábra). Természetesen a valóságban a vizsgált paraméterek együttesen hatnak. A hozzáfolyás hatása a távolság miatt erőteljesen csökken, a víz összetételét befolyásoló paraméterek közül a Siófoki-medencében a csapadéknak és a párolgásnak van kiemelt szerepe (9. ábra).

A csapadék $\delta^{18}\text{O}$ -értéke -3 és $-12,7\text{‰}$ között változik (5.B ábra), ez negatívabb, mint a Siófoki-medencére jellemző vízösszetétel (átlag $-1,8 \pm 0,9\text{‰}$ nyári maximumértékekkel és téli minimumokkal). A csapadékhullás következtében a tó $\delta^{18}\text{O}$ -értéke a csapadék mennyisége és összetételének függvényében negatív irányba tolódik el. A statisztikai vizsgálatok alapján a csapadék hatása télen és tavasszal kifejezettebb ($p < 0,001$), amikor – bár a csapadék mennyisége átlagosan elmarad a nyáritól – az összetétele a nyárinál sokkal negatívabb.

A könnyű izotópokban gazdag pára átlagos $\delta^{18}\text{O}$ -értéke $-7,9\text{‰}$ (8.B ábra), melynek eltávozásával a víz a ^{18}O nehezebb izotópban dúsul, a visszamaradt tó vizének $\delta^{18}\text{O}$ -értékét pozitív irányba tolva. A párolgás hatása nyáron és ősszel a legnagyobb ($p < 0,001$), amely a párolgás mennyiségének változását követi (9.A ábra).

A víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékét befolyásoló paraméterek együttes hatása a Siófoki-medencében (9. ábra SZUM) szezonalitást mutat, melyet a tél/tavaszi csapadék negatív irányú, a nyár/őszi párolgás pozitív irányú eltolódása jellemez.

9. ábra. A csapadék, párolgás és hozzáfolyás hatása a tóvíz oxigénizotóp-összetételére és ezek összege (SZUM) 1999–2008 között a Siófoki-medencében.

A tóvíz oxigénizotóp-összetétele

A modell segítségével a víz $\delta^{18}\text{O}$ -idősor a Siófoki-medencére hónapról hónapra felépíthető az alábbiak figyelembevételével a 1999–2008-as időszakra:

1. $D_n = D_{(n-1)} + H + CS - P - L$
2. $\delta^{18}\text{O}_{(n)} = \delta^{18}\text{O}_{(n-1)} + \delta^{18}\text{O}_{n(H)} + \delta^{18}\text{O}_{n(CS)} + \delta^{18}\text{O}_{n(P)}$
3. Kezdeti (1998. december) vízösszetételként a 10 éves átlagos decemberi mért vízösszetételt használtam.

A mért felszíni adatsort a modellezettel összevetve megállapítható, hogy bár a $\delta^{18}\text{O}$ átlagértékekben megegyezik, amplitúdójában különbségek mutathatók ki (10. ábra). A mért felszíni adatsor $\delta^{18}\text{O}$ -értéke -4 és $-0,3\text{‰}$ között változik, átlagértéke $-1,7 \pm 0,9\text{‰}$, ezzel szemben a teljes víztestre modellezett $\delta^{18}\text{O}$ -érték jóval szűkebb tartományt fed le, értékei $-2,3$ és $-1,3\text{‰}$ közé esik, átlaga $-1,8 \pm 0,2\text{‰}$ (10. ábra).

10. ábra. A víz felszíni mért oxigénizotóp-összetételének havi átlaga Siófoknál (szürke); a modell eredményeként felépített $\delta^{18}\text{O}$ -adatsor a Siófoki-medencére (fekete). A 1999–2005 közötti $\delta^{18}\text{O}$ -adatsort dr. Cserny Tibor (MÁFI) bocsátotta rendelkezésemre.

A felszíni $\delta^{18}\text{O}$ -értékek nagymértékű variabilitása a tó felszínének érzékenységeivel magyarázható, ahol a keveredést megelőzően a csapadék hatása mutatkozik, illetve a párolgás folyamata lezajlik. Így a kétheti felszíni minták $\delta^{18}\text{O}$ -értékeinek átlaga feltételezhetően pillanatnyi képet mutat az összetételről, míg a teljes víztestre felállított keveredési modell eredményeképpen kapott $\delta^{18}\text{O}$ -adatsor a víztest átlagos összetételét mutatja teljes keveredést feltételezve.

Mindkét, havi adatokon alapuló adatsorban trend figyelhető meg (lineáris regresszió; $F(1,206) = 82,18$, $p < 0,001$). A növekedés mértéke a mért és modellezett adatsoron $0,014 (\pm 0,0021)$ és $0,0045 (\pm 0,0021)\text{‰}$. A növekvő trend oka feltételezhetően a 2000–2003-as tartósan száraz időszak (Varga, 2004, 2005; Varga et al., 2004), amikor a párolgás hatása fokozatosan eltolta a víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékét.

A modellezett és mért $\delta^{18}\text{O}$ -értékek különbségeit vizsgálva azt tapasztaljuk, hogy a legjobb egyezés (átlagosan $< 0,25\text{‰}$) a téli hónapokra, illetve májusra és júniusra mutatható ki. Kora tavasszal a modellezett $\delta^{18}\text{O}$ -érték átlagosan $0,5\text{--}0,6\text{‰}$ -kel pozitívabb a vízfelszínen mérhető értékeknél, míg a késő nyári hónapokban és ősszel ennek az ellentéte figyelhető meg: a modellezett $\delta^{18}\text{O}$ -értékek negatívabbak a mért felszíni δ -értékeknél, a különbség átlagosan $0,3\text{--}0,7\text{‰}$ (11. ábra).

11. ábra. A teljes víztestre modellezett és felszíni mért havi víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatok különbsége az 1999–2008 időszakban (Siófoki-medence).

A mért felszíni és a teljes víztestre modellezett $\delta^{18}\text{O}$ -értékek viszonylag jó egyezése a téli hónapokra, illetve májustól júliusig azt jelzi, hogy ezekben az időszakokban a víztest valószínűleg keveredik és a vízfelszínen a környezeti paraméterekre különösen érzékeny felszíni réteg (epilimnion) nem, vagy csak rövid időre alakul ki. A modellezett és mért $\delta^{18}\text{O}$ -értékek közti különbségek kora tavasszal (modellezett $\delta^{18}\text{O} >$ mért $\delta^{18}\text{O}$), illetve késő nyáron és ősszel, a víztest rétegzettségével magyarázhatók. Kora tavasszal a csapadék hatása kifejezettebb, mint a párolgásé, átmenetileg negatív irányba tolja el a felszínközeli víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékét. Késő nyáron és ősszel a párolgás szerepe kiemelt, ezért a könnyű izotópok távozásával az epilimnion a nehéz izotópokban dúsul, azaz $\delta^{18}\text{O}$ -értéke a pozitív irányba tolódik.

A Balaton vizének keveredéséhez már 4m/s-os szélsősebesség elegendő, ezért a teljes évben fennálló rétegzettség nem alakulhat ki. A kora tavaszi rétegzettséget hőmérsékletméréssel mutatták ki, a felszín és tófenék közötti hőmérséklet-különbség elérte a 2-3 °C-ot (Entz és Sebestyén, 1940).

A 2001–2008 közötti időszakra jellemző mért kagylóhéj-összetételek

A 2001–2008 közötti időszakot a Siófoki-medencéből származó két *Unio pictorum* példány életideje fedi le (12. ábra), melyeket 2004. szeptemberben (SU_p_04) és 2008. decemberben (SU_p_08) gyűjtöttünk. A SU_p_04 és SU_p_08 kagylóhéjak mért $\delta^{18}\text{O}$ -értékei

–2,9 és 0,3 illetve –4,8 és –0,3‰ közé esnek, átlagértékük $-1,5 \pm 0,7$ és $-2,3 \pm 0,8$ ‰ (12. ábra). A kagylóhéj oxigénizotóp-összetétele szezonálisan változik, a tavaszi/nyári időszakot negatív, az őszi időszakot pozitív irányba tolódott $\delta^{18}\text{O}$ -értékek jelzik. Ez a fluktuáció a víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékek és a vízhőmérséklet változékonyságát mutatja.

12. ábra. A 2004-ben és 2008-ban a Siófoki-medencében gyűjtött kagylók (SUP_04 és SUP_08) oxigénizotóp-összetétele. A mért értékeken (fekete) túl az ábrán a számított havi átlagok is fel vannak tüntetve (fehér). A kagylók korának meghatározása a növekedési vonalak vizsgálatával történt, a növekedés szünetét (éves növekedési vonalak helyét) az ábrán függőleges szürke sávok jelzik.

Tavasszal a csapadék, míg késő nyáron/ősszel a párolgás hatása a legmarkánsabb (lásd az előző fejezetet), ami a kagyló oxigénizotóp-összetételében akár 2–2,5‰ különbséget is okozhat, hasonló hőmérsékleti tartomány mellett. Tavasztól nyárig a magasabb hőmérséklet a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékét negatív irányba, míg nyártól ősziig ezzel ellentétesen pozitív irányba tolja el. A mért, a becsült és a modell havi kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek összehasonlításához a mért értékekből is havi átlagokat képeztem. 2001–2008 időszak adatait a májustól októberig tartó növekedési időszakokra osztottam el, és a kagyló átlagos mért $\delta^{18}\text{O}$ -értékét az adott hónapokra egyenletes növekedést feltételezve határoztam meg (12. ábra).

A 2001–2008 közötti időszakra jellemző becsült kagylóhéj-összetételek

A kagylóhéj oxigénizotóp-összetétele a vízhőmérséklet és vízigotóp-összetétel ismeretében kiszámolható (Grossman és Ku, 1986; Dettman et al., 1999). A Dettman és munkatársai (1999) által édesvízi kagylókra felállított egyenletet alapul véve számítottam ki a 2001–2008 közötti időszakra vonatkozó becsült kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -adatokat:

1. a felszíni mért víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatok alapján (kalkulált kagyló $\delta^{18}\text{O}$)
2. az izotóp-egyensúlyi modell által becsült víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatok (modellezett kagyló $\delta^{18}\text{O}$) felhasználásával.

Mindkét számításhoz a havi átlagos felszíni vízhőmérsékleti adatokat használtam.

A mért felszíni víz oxigénizotóp-összetétel alapján számított kagyló $\delta^{18}\text{O}$ $-3,3$ és $1,0\text{‰}$ között változik, átlagértéke $-1,0 \pm 1,0\text{‰}$. Az egyensúlyi modell által a teljes víztestre számolt víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatok alapján meghatározott modell kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek $-2,8$ és $0,3\text{‰}$ között helyezkednek el, átlaguk $-1,6 \pm 0,8\text{‰}$ (13. ábra).

13. ábra. A mért (fehér), a teljes víztestre modellezett víz $\delta^{18}\text{O}$ alapján számított (fekete) és a felszíni mért víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatok alapján számított (szürke) kagyló havi átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értékek az 1999–2008 közötti időszakra.

A kalkulált és a modellezett kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket és a mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -adatokat összevetve kimutatható, hogy a modellezett víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatok alapján számított kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -adatsor jobban közelíti a mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket, mint a mért felszíni víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatok alapján számított (kalkulált $\delta^{18}\text{O}$). Szignifikáns különbségek a modellezett és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ között a 2008-as évre, míg a kalkulált és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ között 2003–2005, illetve 2008. évre mutathatók ki (1. táblázat).

1. táblázat. A modellezett (modellezett vízösszetétel alapján számított) és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek, illetve a felszíni vízösszetétel alapján számított (kalkulált) és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek összehasonlítása. A táblázatban a különbségek mellett a p értékek is fel vannak tüntetve, a szignifikáns ($p < 0,05$) különbségek kiemelésével.

Év	Modellezett-mért különbség	p érték	Kalkulált-mért különbség	p érték
2001	-0,05	0,81	0,53	0,23
2002	0,44	0,38	1,08	0,07
2003	-0,80	0,17	-1,12	0,05
2004	0,28	0,47	1,26	0,05
2005	0,05	0,81	1,21	0,04
2006	-0,05	0,94	nincs víz $\delta^{18}\text{O}$ adat	
2007	-0,53	0,30	1,38	0,19
2008	-1,01	0,04	1,29	0,01

A modellezett és mért, illetve kalkulált és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -különbségek átlagosan pozitív értékeket adnak, havi bontásban vizsgálva őket mintázatuk hasonló (14. ábra). Átlagosan a legjobb egyezés ($< 0,25\text{‰}$) a késő tavaszi (május) és nyári (június, július) hónapokra mutatható ki, míg a legnagyobb azonos előjelű különbséget a szeptemberi és októberi adatok jelzik ($0,8\text{--}0,9\text{‰}$, illetve $1,3\text{--}1,4\text{‰}$) (14. ábra). (Augusztus hónapban a különbségek előjele különbözik, melyek átlagképzés során kiegyenlítődnek, a kapott átlagérték alapján nem feltételezhetünk jó egyezést.)

A modellezett és a kalkulált kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek jó egyezése mért értékekkel a késő tavaszi/nyári hónapokra (főként júliusra) alátámasztja azt a feltételezést, hogy ilyenkor a víz nagy valószínűséggel keveredik, és azon túl, hogy a felszíni víz $\delta^{18}\text{O}$ és a teljes víztestre modellezett víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékek között nincs különbség, hőmérsékleti rétegződés sem feltételezhető. Számottevő különbségek a modellezett és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek között az őszi hónapokban figyelhetők meg.

Ennek egyik oka a víz rétegzettségéből adódó hőmérséklet-különbség lenne, ami ősszel jelentkezik, amikor a levegő hőmérséklete a vizet a felszínről kezdi hűteni. A Dettman et al. (1999) egyenletéből adódó átlagos $0,8\text{--}0,9\text{‰}$ eltérés a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékekben ősszel $4\text{--}4,5\text{ °C}$ különbséget jelenthet, de némely évben ez elérheti a $6,9\text{--}9,7\text{ °C}$ -ot (2006, 2008), ami a Balaton mint sekély tó esetén valószínűtlen.

Az eltérést sokkal inkább az a korábbi feltételezés magyarázhatja, miszerint a kagyló az esetek egy részében ősszel már nem nő (4. ábra), így a számítás során „őszi” adatként kezelt mért értékek valójában az azt megelőző nyári időszakban képződött

karbonáthoz köthetők. Érdekes ugyanakkor, hogy mivel a modell víz $\delta^{18}\text{O}$ az őszi hónapokra negatívabb, mint a felszíni mért értékek (11. ábra), a modell vízösszetétel alapján becsült és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek összehasonlítása alapján a növekedési periódus a 2008-as évet leszámítva feltételezhetően kitolódik őszi (októberig a 2001. évre vagy szeptemberig a 2002. és a 2004. évek esetében) (13. ábra).

14. ábra. A modellezett és mért (A), illetve a kalkulált és mért (B) kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek különbségei a 2001–2008-as időszakban (fehér) és az időszakra vonatkozó havi átlagértékek (fekete).

A kagylóhéj karbonát $\delta^{18}\text{O}$ -értéke tehát a képződése során fennállt víz oxigénizotóp-összetételétől és hőmérsékletétől függ. Dettman et al. (1999) egyenlete alapján a vízhőmérséklet változása fokenként $\sim 0,2\text{‰}$ változást okoz a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékében. A Balaton esetében a kagylóhéj növekedési periódusára (május-október) számított felszíni vízösszetétel változékonysága $0,7\text{--}1,7\text{‰}$ (a teljes víztestre modellezett értékek alapján $0,1\text{--}0,5\text{‰}$). Amikor a víz $\delta^{18}\text{O}$ -változékonysága nem haladja meg a hőmérsékleti hatást (hőmérséklet dominált környezet, változó víz oxigénizotóp-összetétellel), ezek a paraméterek együttesen határozzák meg a kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ -értékét (Dettman és Lohmann, 1993). Az emelkedő hőmérséklet mellett (tavasszal) tapasztalt negatív eltolódás a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékekben a csapadék mennyiségének megnövekedésével, míg a pozitív eltolódás a hőmérséklet fokozatos csökkenésén túl a megnövekedett párolgással és a csapadékhiánnyal is magyarázható.

A hőmérséklet, a csapadék és párolgás hatását vizsgálhatjuk a kagyló oxigénizotóp-összetételére, ha modellezzük a fenti paraméterek hatását mennyiségük függvényében. Átlagos és két szélsőséges (csapadékos és aszályos) növekedési periódus modellezéséhez az alábbi bemenő mennyiségi adatokat használtam:

1. Átlagos periódus: átlagos csapadék- és párolgási mennyiségek,
2. Csapadékos periódus: maximális csapadékmennyiség, minimális párolgási mennyiség,
3. Aszályos periódus: minimális csapadékmennyiség maximális párolgási mennyiséggel párosítva

A klimatikus paraméterek adatai a 1999-2008 közötti 10-éves időszakra vonatkoznak (5.A, 8.A ábra).

15. ábra. Becsült kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -változékonyság mértéke átlagos, aszályos és csapadékos időszakra 100, illetve 50 cm-es kezdeti vízállásnál (a változás fix 0‰-hez viszonyítva van megadva). A fekete vonal a kalkulált átlagos hőmérsékleti hatást jelzi a növekedési periódusban.

Egy „átlagos” év okozta $\delta^{18}\text{O}$ -változás nem különbözik lényegében a hőmérsékleti hatás okozta változástól, a szélsőséges éghajlati hatások viszont a hőmérsékleti hatáson túllépve jelentős különbséget okozhatnak a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -változékonyságában. A környezeti hatást (megnövekedett csapadék- és párolgásmennyiségét) a hőmérsékleti hatás és a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -változásának különbsége jelzi (15. ábra).

A csapadék és a párolgás hatása a kagylóhéj izotópösszetételének változékonyságában (amplitúdó: őszi maximum értékek és nyári minimum értékek közti különbség) a modell segítségével számszerűsíthető. Ha a modellezett hatásokat a klimatikus paraméterek változásának függvényében ábrázoljuk, látható, hogy a növekvő csapadékmennyiség a kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ -értékét csökkenti (16. ábra). A modell értékekre illesztett görbe alapján a csapadékmennyiség változásának hatása és a kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ -amplitúdója közti összefüggés megállapítható:

$$\text{Amplitúdó (‰)} = -0,0038 \cdot \text{CS (mm)} - 2,0167$$

A csapadék mennyiségének hatásán túl informatívabb, ha a csapadék és párolgás együttes befolyását vizsgáljuk, hiszen a csapadék közvetve (főként a hőmérséklet változásával) befolyásolja a párolgás mennyiségét. A csapadék és párolgás hányadosa (CS/P) kiszámolható és a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -változékonysága a két fő éghajlati paraméter arányának megváltozása függvényében megadható az alábbi egyenlettel:

$$\text{Amplitúdó (‰)} = 0,004 \cdot (\text{CS/P})^2 - 0,12 \cdot (\text{CS/P}) - 2,04$$

16. ábra. A kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ -változékonysága (amplitúdó) a havi csapadékmennyiség (CS) és a csapadék-párolgás hányadosának (CS/P) függvényében.

3.1.3. Szélsőséges éghajlati hatások jelei a kagylóhéjak oxigénizotóp-összetételében

Az általam vizsgált időszakban (1999–2010) két olyan szélsőségesnek mondható periódus volt, amely alkalmas arra, hogy a klimatikus paraméterek hatását vizsgáljuk a kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ -változékonyságában. Az egyik a 2000 és 2003 közötti, szárazsággal jellemezhető időszak, amikor a tó éves természetes vízkészletváltozása

(csapadék + hozzáfolyás – párolgás) mindvégig negatív előjelű volt. Ez az elmúlt 60 évben rögzített adatok alapján kizárólag ebben a négy évben fordult elő, sőt a rekonstruált vízállásadatok szerint az elmúlt 400 évben is példátlan (Kern et al., 2009, 2010).

17. ábra. Havi párolgásadatok (mm) (A), illetve a havi csapadék és hozzáfolyás mennyiségének 60 éves átlagtól való eltérése (B) a 2000–2010 közötti időszakban (forrás: Közép-dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság, Székesfehérvár, <http://www.kdtvizig.hu>).

Az éves párolgás a 2002. és 2003. években megközelítette, 2000-ben pedig meg is haladta az 1000 tómm-t. A fokozott párolgás, illetve a csapadék és a hozzáfolyás mennyiségének csökkenése következtében mindkét paraméter a 60 éves átlagértékek alatt maradt (17. ábra). Ebben az időszakban a Sió-zsilipet végig zárva tartották, tehát a tó leeresztés híján, csekély hozzáfolyás mellett, zárt rendszernek tekinthető. A vízállás fokozatosan csökkent, majd 2003-ra elérte 60 éves abszolút minimumértékét, 30 cm-t (összehasonlításképpen, az aszályos időszakot megelőző 1999-es évben 102 cm volt).

A másik, szélsőségesnek mondható periódus a kiemelkedően csapadékos 2010-es év, amikor a másfél évszázada tartó mérések szerint a valaha mért legtöbb csapadék esett (évi 929 mm). A csapadék nagy része (56%-a) májustól szeptemberig hullott. A megnövekedett csapadék és hozzáfolyás-mennyiség (929 és 1139 mm) mellett a párolgás éves mennyisége (803 mm) nem érte el a sokéves átlagot.

A 2000–2003 közötti időszakra jellemző tartós csapadékhány és az erőteljes párolgás hatása a vízszintcsökkenés mellett a víz oxigénizotóp-összetételének fokozatos pozitív irányú eltolódásában jelenik meg (18. ábra). A víz $\delta^{18}\text{O}$ -értéke 2002 nyarára megközelítette a 0‰-et.

18. ábra. A Balaton oxigénizotóp-összetétele 1999–2005 (Cserny Tibor adatai Balatonszéplakról); 2006–2007 (Tihany) és 2007–2010 (Siófoki-medence tóközép) időszakokban 12 °C feletti vízhőmérséklet mellett.

Érdekes módon a még mindig aszályos 2003. évben a vízösszetétel már közel sem mutat maximumértéket, közel 1‰-kel negatívabb a 2002. évi nyári adatoknál, melynek oka feltételezhetően, hogy a csapadék negatív összetételének hatása alacsony vízállásnál (kisebb víztömeg) jobban érvényesül.

A 2009-es viszonylag száraz (évi csapadékmennyiség 583 mm, az átlagos mennyiség 65%-a) évet követően 2010-ben a jelentős csapadékmennyiség hatására a víz $\delta^{18}\text{O}$ -értéke negatív irányba tolódik el, meghaladja a -1,5 ‰-et (18. ábra).

19. ábra. A 2001–2004 és 2006–2010 időszakot reprezentáló kagylóhéjak (SUP_2004, UP_2010_1 és UP_2010_2) $\delta^{18}\text{O}$ -értékei. A szürke sávok az éveket elválasztó hideg időszakokat jelölik (amikor a kagyló a $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatti vízhőmérséklet miatt nem növekszik).

A kagyló oxigénizotóp-összetétele a vízhez hasonlóan jól tükrözi a csapadék mennyiségének változását. A tartósan aszályos 2001–2003-as időszakot a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékének fokozatos pozitív irányú eltolódása jelzi. A vízzel ellentétben a kagyló 2003. évre mért $\delta^{18}\text{O}$ -adatai adják a várt maximumértékeket, ami jól mutatja a párolgás hatásának dominanciáját tartós csapadékhiány és fokozatosan csökkenő vízszint mellett. A 2009–2010-es időszak vizsgálatára két kagyló áll rendelkezésre, egy adult (UP_2010_1) és egy juvenilis (UP_2010_2). A juvenilis kagylóval ellentétben az adult csökkent növekedése miatt a 2010-es évre nem adott használható adatsort. Az oxigénizotóp-összetétel hasonló lefutása és értékei a két egyed közös átfedő 2009-es évre azt bizonyítják, hogy a kagylók oxigénizotóp-összetétele nem egyedfüggő. A 2010. évre jellemző megnövekedett csapadékmennyiséget az UP_2010_2 kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékének negatív irányú eltolódása jelzi (19. ábra).

Mint láttuk, a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -adatsorok jól jelzik a párolgás és a csapadék hatását. A kagyló δ -értékében megfigyelhető negatív irányú eltolódás viszont azokban az években is megfigyelhető, amikor a meteorológiai adatsor nem jelez csapadéknövekedést. Ennek oka, hogy a csapadék mennyiségének növekedésén kívül (amit a víz $\delta^{18}\text{O}$ -értéke is jelez) a vízhőmérséklet változása is befolyásolja a kagyló oxigénizotóp-összetételét (lásd Dettman et al. (1999) és Grossman és Ku (1986) összefüggései). Ezért amit az egyenlet eredményeként a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékeként kapunk, illetve a valós összetétel, amit mérünk, nemcsak a víz izotóp-összetételét (és ezzel a csapadék és párolgás hatását), hanem a karbonátképződési hőmérsékletét is tükrözi.

Az egyenlet szerint a negatív irányú eltolódás a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékében a hőmérséklet növekedését jelzi, átlagos évben ezzel a kagyló jellegzetes U-alakú izotópgörbét adva.

Az előző fejezetben láthattuk, hogy a felszínen mért víz oxigénizotóp-összetétel feltételezhetően a felső réteg érzékenysége következtében nem mindig egyezik a teljes víztestre becsült értékkel, ez utóbbi feltételezhetően a kagyló képződésekor fennállt vízösszetételt is jobban tükrözi.

Ha kagyló adatsorból a csapadék és párolgás hatására szeretnénk következtetni, a kagyló képződése során fennállt vízösszetételt kell megbecsülnünk. Ez a havi vízhőmérsékleti átlagok ismeretében Dettman et al. (1999) összefüggése alapján kiszámolható. A vízhőmérsékleti adatok a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékekhez való társítása egyenletes növekedést feltételezve történt. Ahol ez nem volt lehetséges (nem oszthatók az adatok), ott a legmelegebb hónapok dominanciáját feltételeztem az egyenletes növekedés mellett.

Annak vizsgálatára, hogy mely adatsor követi leginkább a csapadék és párolgás változását a Balatonban, a $\delta^{18}\text{O}$ -adatokról képzett éves átlagértékeket vetettem össze a növekedési időszakokra vonatkozó hidrometeorológiai mérőszámokkal (csapadékmennyiség, természetes vízkészlet-változás, csapadék-párolgás). A korrelációt a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -adatsorra is elvégeztem (20.A-C ábra).

A növekedési időszakokra vonatkozó „éves” kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -adatokat és a kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -adatsorból számított víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatsorok éves átlagai mindhárom meteorológiai mérőszámmal jobb korrelációt adnak, mint a szintén növekedési időszakokra vonatkoztatott mért felszíni víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatokat éves átlaga (20. A-C ábra). A csapadékmennyiség és a mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$, illetve a kagyló adatokról becsült víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatokat átlagai között gyenge a korreláció ($R^2 = 0,49 - 0,57$) (20.A ábra). Ezzel szemben a mért kagyló és becsült víz $\delta^{18}\text{O}$ -adatokat és a természetes vízkészlet-változás, illetve a csapadék-párolgás különbsége között erős összefüggés mutatható ki ($R^2 > 0,75$) (20.B-C ábra), ami bizonyítja, hogy mindkét éghajlati paraméter (párolgás, csapadék) hatása számottevő és ezek együttesen fejtik ki hatásukat.

A korreláció vizsgálatokor a nem-lineáris (pl. másodfokú polinom) illesztések sok esetben jobb korrelációs együtthatót eredményeztek. Ennek oka, hogy lineáris összefüggésre csak állandó vízállás mellett számíthatunk, de a valóságban a vízállás folyamatosan változik, ezért az összefüggés csak közel-lineáris lehet.

Csapadékmennyiség (mm) (CS)

$$\text{Mért } \delta^{18}\text{O}_{\text{viz}} = -0,46646 - 0,0018 \cdot \text{CS} \quad (R^2 = 0,31)$$

$$\text{Mért } \delta^{18}\text{O}_{\text{kagyló}} = -0,55477 - 0,00344 \cdot \text{CS} \quad (R^2 = 0,57)$$

$$\text{Becsült } \delta^{18}\text{O}_{\text{viz}} = -0,25058 - 0,00394 \cdot \text{CS} \quad (R^2 = 0,49)$$

Természetes vízkészlet-változás (mm) (TVV)

$$\text{Mért } \delta^{18}\text{O}_{\text{viz}} = -1,12 - 2,625 \cdot 10^{-4} \cdot (\text{TVV}) \quad (R^2 = 0,19)$$

$$\text{Mért } \delta^{18}\text{O}_{\text{kagyló}} = -1,89657 - 0,00118 \cdot (\text{TVV}) \quad (R^2 = 0,81)$$

$$\text{Becsült } \delta^{18}\text{O}_{\text{viz}} = -1,80688 - 0,00151 \cdot (\text{TVV}) \quad (R^2 = 0,79)$$

Csapadék és a párolgás különbsége (CS-P)

$$\text{Mért } \delta^{18}\text{O}_{\text{viz}} = -1,26038 - 4,59 \cdot 10^{-4} \cdot (\text{CS-P}) \quad (R^2 = 0,23)$$

$$\text{Mért } \delta^{18}\text{O}_{\text{kagyló}} = -2,87662 - 0,0031 \cdot (\text{CS-P}) \quad (R^2 = 0,84)$$

$$\text{Becsült } \delta^{18}\text{O}_{\text{viz}} = -3,04277 - 0,00392 \cdot (\text{CS-P}) \quad (R^2 = 0,81)$$

20. ábra. A felszínen mért víz $\delta^{18}\text{O}$, a kagyló mért $\delta^{18}\text{O}$, a kagyló adatokból becsült vízösszetétel és a csapadékmennyiség (CS), a természetes vízkészlet-változás (TVV) és csapadék és párolgás különbség (CS-P) kapcsolata. Az adatok a 2001–2005., illetve a 2008–2010. évek 12 °C feletti időszakaira (növekedési periódus) vonatkozó éves átlagok.

3.2. Nagy felbontású stabilizotóp-vizsgálatok régészeti feltárásokból származó kagylóhéjakon

A Balaton környéki M7-es autópálya építéséhez kapcsolódó régészeti feltárások közül két rézkori (Balatonkeresztúr-Réti-dűlő és Balatonőszöd-Temetői-dűlő lelőhelyek) és egy bronzkori (Ordacsehi-Bugaszeg és Ordacsehi-Kis-töltés) telepeket tartalmazó feltárás objektumaiban talált kagylóhéjak anyagát elemeztem.

3.2.1. A Balatonkeresztúr-Réti-dűlő lelőhely

A lelőhelyről származó leletanyagok korolása a kerámiaanyag tipokronológiai elemzésével, majd a tipológiai vizsgálatokat alátámasztó, számszerű kronológia felállításával (AMS radiokarbon mérések) történtek (Fábián és Serlegi, 2009) (21. ábra). A tipokronológia alapján, a lelőhelyen az alábbi késő rézkori fázisokat és alfázisokat különítették el: bolerázi fázis Baden Ib-IIa alfázisokkal, klasszikus Baden, ami tovább tagolható egy korai klasszikus (IIb-IIIa) és egy kései klasszikus (IIIb-IV) badeni időszakra (Fábián és Serlegi, 2009). Néhány zárt kontextusú objektum esetében mindkét – Boleráz és kora klasszikus Baden – időszakra jellemző leletanyag előkerült, ezért ezeket a csoportokat ún. átmeneti fázisként (IIa-IIb) külön kezelték (Fábián és Serlegi, 2009).

Baden kultúra	Alfázis		Kalibrált kor [cal BP]	Objektumszám
	Késő klasszikus	IIIb-IVa	5040-4870	B-1650(2), B-2535(2)
	Kora klasszikus	IIb-IIIa	5310-5060	B-2504(2)
	Átmeneti	IIb IIa	~5310	B-1669(3) B-2002, B-2870
	Boleráz	Ib-IIa	5460-5310	B-608(2), B-798, B-1769, B-1829, B-1873, B-2323

21. ábra. A Balatonkeresztúr-Réti-dűlő lelőhelyen vizsgált héjak objektumszámait a kerámiatipológia alapján meghatározott kultúrák és a radiokarbon (AMS) korok (Fábián és Serlegi, 2009) megjelölésével.

A radiokarbon kormeghatározás alapján a bolerázi fázis (Baden Ib-IIa) 3510–3360 cal BC (5460–5310 cal BP), a badeni kultúra klasszikus fázisa 3360–2920 cal BC (5310–4870 cal BP) közé (ezen belül a korai klasszikus Baden IIb-IIIa 3360–3110 cal BC/5310–5060 cal BP; a kései klasszikus Baden IIIb-IVa alfázis 3090–2920 cal BC/5040–4870 cal

BP közé tehető (Fábián és Serlegi, 2009). A két nagy kronológiai fázis váltásának mért kora közel megegyezik a kultúra más elterjedési területén tapasztalt korokkal (Wild et al., 2001). Ezek alapján az ismertetett átmeneti fázis (IIa-IIb) a két korszak határára ~3360 cal BC-re (~5310 cal BP) datálható (21. ábra).

3.2.1.1. Környezetváltozásra utaló régészeti megfigyelések

A geomorfológiai vizsgálatok kimutatták, hogy amíg a bolerázi időszakban a települési gödrök lazább, szórtabb szerkezetben, a domboldal alsóbb régiót is kihasználva helyezkedtek el a területen, addig a korai és kései klasszikus Baden objektumai már csak a platón, egy szűkebb területre csoportosultak (Fábián és Serlegi, 2009).

A telepszerkezet vizsgálatának eredménye alapján feltételezhető, hogy a két fázis határán (~5310 cal BP) egy markáns éghajlati változás játszódott le. A felmerült környezeti változást az elkülöníthető fázisok és alfázisok objektumaiból származó *Unio* kagylóhéjak stabilizotóp-vizsgálatával, független, klíma-érzékeny módszerrel vizsgáltam.

3.2.1.2. A feltárásból származó rézkori kagylóhéjak stabilizotóp-összetétele

A bolerázi alfázisból vizsgált kagylóhéjak (7 héj 6 objektumból) $\delta^{13}\text{C}$ -adatai $-7,6$ és $-2,7\text{‰}$ között változnak, átlagértékük $-4,5 \pm 0,7\text{‰}$ (2σ), a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek $-5,7$ és $-0,1\text{‰}$ között változnak $-2,4 \pm 0,9\text{‰}$ (2σ) átlaggal. A IIa átmeneti alfázis szénizotóp-összetételére $-6,4 \pm 0,8\text{‰}$ (2σ) átlag érték jellemző, minimumértéke $-8,0$, maximumértéke $-5,2\text{‰}$. A $\delta^{18}\text{O}$ $-5,6$ és $-3,0\text{‰}$ között változik, átlagértéke $-4,6 \pm 0,5\text{‰}$. Az átmeneti időszak $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értékei szignifikánsan elkülönülnek ($p < 0,001$), átlagban mintegy 2‰ -kel negatívabbak, mint a bolerázi alfázisra jellemző δ -értékek.

A IIb átmeneti alfázis vizsgálatára a feltárás egyetlen, jól megőrződött kagylóhéjakat tartalmazó objektuma volt alkalmas (B-1669), ahonnan 3 héj elemzése volt lehetséges. A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értékek $-10,6$ és $-3,5\text{‰}$, illetve $-7,6$ és $-1,2\text{‰}$ között változnak, átlag $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékük $-5,7 \pm 1,2$ illetve $-3,6 \pm 1,3\text{‰}$. A IIb átmeneti fázist reprezentáló héj mutatja a legnagyobb változékonyságot, az egész adatsort tekintve pedig a legnegatívabb δ -értékeket. A kora klasszikus Baden alfázisra (IIb-IIIa) jellemző héjak $\delta^{13}\text{C}$ -értéke $-5,3$ és $-3,4\text{‰}$ között változik, átlagértéke $-4,0 \pm 0,5\text{‰}$, oxigénizotóp-összetételére átlagosan $-0,9 \pm 0,6\text{‰}$ -es δ -érték jellemző, minimumértékét $-1,6$,

maximumát +0,5‰-nél veszi fel. A korai klasszikus Badenre jellemző δ -értékek szignifikánsan pozitívabbak ($p < 0,001$), mint az átmeneti időszakra jellemző értékek. A kései klasszikus Baden alfázis (IIIb-IV) kagylóhéjainak $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értéke $-5,0$ és $-2,1$, illetve $-3,3$ és $0,3\text{‰}$ között változik, $-3,4 \pm 0,7$; illetve $-2,0 \pm 0,7\text{‰}$ átlagértékekkel.

22. ábra. A Balatonkeresztúr–Réti-dűlő lelőhelyről származó kagylóhéjak stabil oxigén- (A) és szénizotóp-összetételének (B) ábrázolása boxplot módszerrel. A minimum- és maximumértékek a lefele és felfele irányuló függőleges vonallal kapcsolódnak a központi doboz ábrához, melynek keretét az alsó és felső kvartilisek alkotják, középen vízszintes vonalként a medián értéke, kocka formájában az átlagérték szerepel. Az x tengely a vizsgálatba bevont kagylók (objektumszámmal megegyező) azonosítóját jelzi. (n: héjanként lemerő mintaszám).

A kagylóhéjak szén- és oxigénizotóp-összetételében jelentős változás mutatható ki, ami a Baden kultúra Boleráz és a korai klasszikus alfázisa közötti átmeneti IIa-IIb

időszakhoz köthető. A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek negatív irányú eltolódása (22.A ábra), a recens kagylóhéjak összetétel-változásával analóg módon (lásd az előző fejezetben), a csapadék megnövekedett arányát jelzi. A IIa és IIb alfázisokra együttesen a negatív irányú eltolódás jellemző, ugyanakkor a kagylókon belüli változékonyság (ami a szórás különbségében is látszik) tekintetében jelentős különbségek mutathatók ki (a kagylókra vonatkozó egyedi izotópgörbéket a 4. melléklet tartalmazza).

Kiegyenlített éghajlat mellett a kagylóhéj növekedési periódusára jellemző, átlagos 12-26 °C közötti hőmérséklet-változás ~2,4‰-es változékonyságot okoz, ami a kagyló izotópgörbéjén jellegzetes U-alak formájában jelenik meg (tavasszal a hőmérséklet növekedésével negatív irányú, ősszel a hőmérséklet csökkenésével pozitív irányú eltolódással). Ez a változékonyság átlagos csapadék- és párolgásviszonyok között a két paraméter oxigénizotóp-összetételre való hatásának kiegyenlítődése miatt nem változik jelentősen. Ha a fennálló éghajlati paraméterek (pl. csapadék) mennyisége az átlagostól eltér, az a hőmérséklet hatásától eltérő amplitúdót eredményez. A mennyiségi változáson túl, a csapadék időbeli eloszlásának változása a hőmérséklet δ -értékre való hatásától függően negatív $\delta^{18}\text{O}$ -értékével vagy erősíteni fogja a felmelegedéshez köthető negatív irányú eltolódást (tavasszal/kora nyáron) vagy ellensúlyozni fogja a lehűlés miatti pozitív eltolódási hatást (késő nyáron/ősszel).

Ennek megfelelően az átmeneti IIa alfázisra jellemző alacsony szórás a $\delta^{18}\text{O}$ -értékekben a késő nyári/őszi csapadék dominanciáját feltételezi ebben az alfázisban, a párolgás hatásával és a hőmérséklet-változással ellentétes irányba tolva a $\delta^{18}\text{O}$ -értéket, kiegyenlíti azt.

Ezzel szemben az átmeneti időszak IIb alfázisra hasonló átlag negatív összetétel (22.A, B ábra) mellett már jóval nagyobb változékonyság jellemző (4. melléklet), az amplitúdó a 6‰-et is megközelíti (B-1669a héj esetében). A nagyfokú negatív irányú eltolódás a héjon belül a csapadék megnövekedett mennyiségét jelzi a növekedési periódus első felére (feltételezhetően a tavasz/nyári időszakban). A negatív $\delta^{18}\text{O}$ -értékű csapadék és hozzáfolyás (beleértve a hóolvadást is) hatása a hőmérséklet növekedésének δ -értékekre való hatásával azonos irányú, felerősíti azt.

Az átmeneti időszakra jellemző negatív $\delta^{18}\text{O}$ -értékek jelezte csapadékos klíma összhangban van azzal a régészeti megfigyeléssel, amelyek szerint a telepek elhelyezkedésükkel alkalmazkodtak a megnövekedett csapadék hatására megváltozott körülményekhez.

23. ábra. A Balatonkeresztúr-Réti-dűlő lelőhely kagylóhéjainak korszakonkénti $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ eloszlása. Az átmeneti időszakra jellemző értékek negatív irányú eltolódása a csapadék hatását jelzi.

A korai klasszikus Baden alfázist reprezentáló kagylóhéjak átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értékeinek pozitív irányú eltolódása a párolgás megnövekedett hatását jelzi, a csapadékmennyiség feltételezhető csökkenése mellett. Az átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értékeken túl a párolgás hatását jelzik az izotópgörbék maximumértékei is (4. melléklet B-2504a és b). A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek pozitív irányú eltolódását a $\delta^{13}\text{C}$ eltolódása követi, ami a feltételezhetően csökkent csapadékmennyiség és párolgás hatására kialakult produktivitás-növekedést jelzi (a növények a könnyebb ^{12}C -izotópot vonják ki a vízből, így az a nehezebb ^{13}C -izotópban dúsul) (22. és 23. ábra). A korai klasszikus Baden IIIa alfázisra jellemző pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ -értékek a Klasszikus Baden kései alfázisát reprezentáló kagylók izotóp-összetétele alapján 5040–4870 cal BP között kismértékben negatív irányba tolódnak, ami csapadék hatását jelzi, de ennek mennyisége az eltolódás mértékéből adódóan meg sem közelíti az átmeneti időszakra feltételezhető csapadékmennyiséget. A klasszikus Baden korai alfázis (IIIa) idejére a kagyló oxigénizotóp-összetétele alapján feltételezhető csapadékszegény időszak a régészeti megfigyelésekben nem jelentkezik, ami alapján felmerül az, hogy drasztikus klímaromlásra (főleg a csapadék megnövekedett mennyiségére, ami a talajvízszint növekedését is magával hozza) a közösség gyors alkalmazkodással reagált, míg a kisebb fokú klímahatás nem okozott jelentős változást a telepszerkezetben.

3.2.2. A Balatonőszöd-Temetői-dűlő lelőhely

A feltárásból négy *Unio* kagylóhéjat vizsgáltam, melyek a középső rézkori Balaton-Lasinja/Furchenstich (B-2043) és a késő rézkori Boleráz (IB-C) kultúra (B-2444) objektumaiból származnak. A B-2034 és B-2039 héjak esetében a kormeghatározást kettős beásás nehezítette. A radiokarbon kormeghatározás alapján a vizsgált kagylók kora 5900-5640 cal BP (Balaton-Lasinja/Furchenstich, 5000 ± 80 konvencionális BP, 3950-3690 cal BC, 1σ , 1984. és 432. gödrök adatai alapján) illetve 5420-5270 cal BP (késő rézkor, Boleráz IB-C, 4680 ± 45 és 4460 ± 50 konvencionális BP között, 3470-3220 cal BC) (Horváth et al., 2012).

3.2.2.1. A feltárásból származó rézkori kagylóhéjak stabilizotóp-összetétele

A kagylóhéjak $\delta^{13}\text{C}$ -értéke $-12,6$ és $0,9\text{‰}$ között változik, átlagértéke $-7,7 \pm 2,3\text{‰}$. Az oxigénizotóp-összetétel változása a szénizotóp-összetétel változását követi, átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értéke $-4,1 \pm 2,2\text{‰}$. Minimumértékét $-8,4$, maximumát $0,3\text{‰}$ -nél veszi fel (24. ábra). A kagylók izotópgörbéjének lefutását tekintve a B-2034 és B-2043 kagylóhéjak izotópgörbéje hasonló lefutású elemeket tartalmaz, illetve átlagértékeiben is közel egyező összetételt mutat (25. ábra). A B-2039 és a B-2444 kagylók némiképp eltérnek mind lefutásban, mind átlagösszetételben (24. és 25. ábra). A késő rézkorból származó kagylóhéj (B-2444) $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értékeinek pozitív irányú eltolódása mutatható ki, ez az eltolódás főként a szénizotóp-összetételben kifejezett.

A B-2034 és B-2043 szén- és oxigénizotóp-összetételek egyező tartománya és hasonló lefutása nagyban alátámasztja azt, hogy a kettős beásásként leírt B-2034-es gödörből származó vizsgált kagylóhéj, a B-2043 kagylóhoz hasonlóan, a Balaton-Lasinja/Furchenstich időszakából származik.

A B-2039-es kagyló izotóp-összetételét tekintve a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értékekben is fokozatos pozitív irányú eltolódást tapasztalunk, így mintegy átmenetet képez a késő rézkori B-2444 kagyló irányába, ami a legpozitívabb átlag δ -értékkel jellemezhető (25. ábra). Annak oka, hogy a Balaton-Lasinja/Furchenstich időszakból (5900-5640 cal BP) származó héjak átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értéke negatívabb, mint a későbbi Boleráz IB-C időszakot reprezentáló B-2444 kagyló δ -értéke, nagy valószínűséggel a csapadék (eső, hóolvadás

formájában) vagy hozzáfolyás hatása, ami könnyű izotópban dús összetételével a tó vizéhez keveredve annak $\delta^{18}\text{O}$ -értékét negatív irányba tolta el.

24. ábra. A Balatonőszöd-Temetői-dűlő lelőhelyről származó négy Unionidae kagylóhéj szén- és oxigénizotóp-összetétele ($\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értéke ‰-ben) a növekedésük függvényében (növekedés iránya: balról jobbra). Az évek elkülönítése nem minden esetben volt lehetséges.

A B-2444 kagyló átlag oxigénizotóp-összetételében kimutatható változás a $\delta^{13}\text{C}$ -értékek pozitív irányú eltolódásával párosulva (24. ábra), a párolgás hatásának előtérbe helyeződését jelzi a csapadékéval szemben mintegy 400–500 évvel később a Boleráz időszakban, a késő rézkor kezdetén. A pozitív irányba eltolódott $\delta^{13}\text{C}$ -értékek a produktivitás növekedését jelzik, ami feltételezhetően a párolgás és a csapadékszegény éghajlat következtében kialakult alacsony vízállás velejárója volt.

25. ábra. A Balatonőszöd-Temetői-dűlő lelőhelyről származó kagylóhéjak stabil szén- (A) és oxigénizotóp-összetétele (B) boxplot ábrázolással.

3.2.4. Az Ordacsehi-Bugaszeg és az Ordacsehi-Kis-töltés régészeti feltárások

Az Ordacsehi-Bugaszeg feltárás gazdag leletanyaga a bronzkor éghajlatváltozásának vizsgálatát tette lehetővé. A feltárás során kimutatott bronzkori kultúrák közül a Somogyvár-Vinkovci (a korai bronzkor középső fázisa) a legkorábbi, ami csak néhány gödörrel volt jelen. Sokkal gazdagabbak és kiterjedtebbek a kora bronzkor végi Kisapostag kultúra településének nyomai (Gallina et al., 2002). A Mészbetétes korszak kezdetét a széles, sávós mészbetét-ágyakkal (az edény felületébe mélyített és fehér mésszel kitöltött mintákkal) díszített kerámiák megjelenése jelzi (Gallina et al., 2002). Az Ordacsehi-Bugaszeg lelőhely feltárásakor a régészek a mészbetétes kultúrára utaló jeleket a Kisapostag kultúra nyomaival együtt találták, ezért ezek a gödrök egy átmeneti időszakhoz (Késő Kisapostag-Kora Mészbetétes) köthetők. Tisztán Mészbetétes kultúrára utaló gödröket az ásatást végző régészek a szomszédos Ordacsehi-Kis-töltés lelőhelyen találtak. Az Ordacsehi-Bugaszeg lelőhelyen a megtelepedés a középső bronzkor elejéig bizonyított, nagy valószínűséggel a telep mozgása következtében a valódi mészbetétes korszakok településrészlete az eddig feltárt területen kívül esik.

A késő bronzkor kezdetén eddig kevésbé ismert események hatására új kultúrák beáramlása következett be nyugat-északnyugat felől. A Dunántúlon addig élő Mészbetétes kultúra népei a Duna mentén délre vándoroltak, amire az ott megtalált mészbetétes leletegyüttes utal (Kiss, 2007). A területen ebből az időszakból a késő bronzkor kezdetét jelző Halomsíros kultúra korai fázisának telepeit találták meg (Gallina et al., 2002).

3.2.4.1. A feltárások bronzkori kagylóhéjainak stabilizotóp-vizsgálata

A feltárás bronzkori kultúrái a tipokronológia módszere alapján különíthetők el (Kiss, 2009), alátámasztásuk AMS-mérésekkel történt (2. táblázat).

2. táblázat. Az Ordacsehi feltárás vizsgálatba bevont régészeti objektumai a kagylók lelőhelyeként szolgáló gödrök megjelölésével (objektumszám). A különböző régészeti korról jellemezhető objektumokból 1 (x) vagy 2 (xx) héj stabilizotóp-összetételének meghatározása történt. A tipokronológiai kormeghatározást csontmintákon végzett AMS-kormeghatározás pontosítja. Az AMS-mérések a bécsi VERA (Vienna Environmental Research Accelerator) és glasgow-i SUERC (Scottish Universities Environmental Research Centre) laborokban készültek.

Régészeti kultúra	Objektumszám	Stabilizotóp-mérések	Kalibrált kor (BP)	Laborkód
Somogyvár-Vinkovci	29/1296/1880		3975–3885	SUERC-36668
	29/1389/2009	x		
Kisapostag	29/1882/2790	xx	3835–3720	SUERC-36669
	29/1257/1818	xx		
Késő Kisapostag-Kora Mészbetétes	29/1309/1902	xx	3878–3821	VERA-5168
Mészbetétes	71/91		3719–3617	SUERC-36667
	26/10/12	x		
Halomsíros	29/1325/1925	x	3578–3480	VERA-5167
	29/1408/2036	x		

A vizsgált kagylóhéjak $\delta^{18}\text{O}$ -értékei $-8,9$ és $0,8\text{‰}$ között változnak, átlagértékük $-2,9 \pm 2,1\text{‰}$, a $\delta^{13}\text{C}$ -adatok átlagértéke $-5,3 \pm 2,2\text{‰}$, minimumértéke $-14,4$, maximumértéke $-1,7\text{‰}$. Az azonos gödörből származó héjak oxigénizotóp-összetétele nagyon jó egyezést mutat, csak a Késő Kisapostag-Kora Mészbetétes héjak átlag $\delta^{13}\text{C}$ -értéke esetében mutatható ki 1‰ -et meghaladó különbség.

Az öt elkülöníthető periódus legkorábbi időszaka a kora bronzkori Somogyvár-Vinkovci kultúrához kötődik. A korszakból származó kagylóhéjak átlag $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értékei $-4 \pm 1,7$, illetve $-6,6 \pm 1,0\text{‰}$ (26. ábra). A Somogyvár-Vinkovci kultúra időszakát követő Kisapostag (kora bronzkor) és a késő Kisapostag-kora Mészbetétes (kora bronzkor-középső bronzkor átmenet) időszakokhoz köthető kagylóhéjak esetében a $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értékek fokozatos pozitív irányú eltolódása figyelhető meg. A Kisapostag kultúrához köthető héjakra $-2,1 \pm 1,0$, illetve $-4,7 \pm 1,1\text{‰}$ átlag $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értéket, míg a késő Kisapostag-kora Mészbetétes időszak héjaira $-1,7 \pm 1,6$ és $-4,1 \pm 0,9\text{‰}$ átlag $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értéket mértem. A Mészbetétes telep beásásából származó héjak δ -értékei a legnegatívabbak, átlagos $-7,8 \pm 0,6\text{‰}$ és $\delta^{18}\text{O}$ és $-10,7 \pm 1,9\text{‰}$ -es $\delta^{13}\text{C}$ -értékekkel. A késő

bronzkori Halomsíros kultúra gödreiből származó héjakat vizsgálva a δ -értékeinek pozitív irányú eltolódása mutatható ki. A $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ átlagértéke $-2,9 \pm 1,2\text{‰}$ és $-4,6 \pm 0,7\text{‰}$ (26. ábra).

26. ábra. Az Ordacsehi-Bugaszeg/Ordacsehi-Kis-töltés régészeti feltárásokból származó 10 kagylóhéj $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -adatai boxplot ábrázolással. Az azonos gödrökből mért héjakat kapcsoltnak jelöltem.

Az átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értékek alapján a kora bronzkori Somogyvár-Vinkovci időszakát követően a középső bronzkor felé haladva a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek fokozatosan pozitív irányba tolódnak, ami a párolgás hatását jelzi. A késő Kisapostag-kora Mészbetétes időszakra a $\delta^{18}\text{O}$ -értékekben kimutatott eltolódás eléri a $+2,3\text{‰}$ -et, ami a tó párolgására és a feltételezhetően csökkent csapadékmennyiség hatására eltolódott összetételére utal.

A $\delta^{18}\text{O}$ -értékben kimutatható hatás a $\delta^{13}\text{C}$ -értékben nem annyira kifejezett, ami azt jelzi, hogy a párolgás hatását csak részben kísérte a tó produktivitásának növekedése. Az átlagértékek változékonyságán túl az adatok szórásában, a minimum- és maximumértékek különbségében (izotópgörbe amplitúdójában) markáns különbségek mutathatók ki.

A Mészbetétes időszakból származó kagyló átlag $\delta^{18}\text{O}$ -értéke és $\delta^{13}\text{C}$ -értéke is mintegy 6-7 ‰-kel negatívabb, mint az átmeneti fázisé, ami erőteljes csapadékhatast jelezne, ugyanakkor meg kell jegyeznünk, hogy ez a mértékű eltolódás felveti annak a lehetőségét, hogy a éghajlatváltozás mellett más klímától független hatás okozhatta ezt az eltérést.

A Mészbetétes héj ugyan nem az Ordacsehi-Bugaszeg feltárásból származik, de úgy vélem, hogy a közeli, a bugaszeginél magasabban fekvő Ordacsehi-Kis-töltés lelőhely vízrajzi sajátosságaiban hasonló, így a héjak izotóp-összetételét nem befolyásolja más, klímától független hatás (pl. hozzáfolyás).

A nagymértékű izotóp-összetételbeli eltolódás alapján felmerül, hogy a csapadék okozta víztöbblet következtében a tóhoz olyan részlegesen kapcsolódó öblök is megtelhettek vízzel, amelyben a negatív δ értékű csapadékvíz megőrizhette összetételét. A tóhoz való részleges kapcsolódás lényeges szempont, ellenkező esetben számolni kell a kagylók kolonizációjának időtartamával is, amely idő alatt kisebb víztest a párolgásnak van kitéve, ami eltolná az izotópösszetételt. Ugyanakkor természetesen azt sem zárhatjuk ki, hogy a kultúra emberei esetleg más gyűjtési területet használhattak.

A késő bronzkori Halomsíros kultúra gödreiből származó héjak $\delta^{18}\text{O}$ -értéke ezután pozitív irányba tolódik és megközelíti a Somogyvár-Vinkovci kultúra időszakára jellemző átlagértéket, ami a középső bronzkornál szárazabb idősakra utal.

3.2.4. A stabilizotóp-eredmények összevetése más klímarekonstrukciós módszerek eredményeivel

A régészeti korszakok környezet- és éghajlatrekonstrukciójának alapjául főként szedimentológiai (Sümei, 2007, Sümei, 2011; Sümei et al., 2011b), malakológiai (Sümei, 2007, Sümei et al., 2011b) és makrofosszília (Jakab et al., 2005; Sümei et al., 2008) vizsgálatok szolgálnak. A Balaton területéről számos – numerikus koradatokkal is támogatott – klímarekonstrukció áll rendelkezésre (pl. Balatonederics, Fenékpusztá)

(Sümegei, 2007; Sümegei, 2011; Sümegei et al., 2011b), melyek időbeli felbontásuk révén kiváló alapot nyújthatnak az összehasonlítás során.

Ezen eszközökön túl az összehasonlítás kiegészülhet a feltárásokhoz köthető régészeti módszerek elemzésével (pl.: a telepszerkezet megváltozása). Ezek előnye, hogy a módszerek alapján feltételezett változások időbeli skálán könnyebben elhelyezhetők (pl. tipológia alapú kormeghatározás révén).

3.2.4.1. Rézkori klímaváltozások a Balaton területén

A Balatonkeresztúr-Réti-dűlő és Balatonőszöd-Temetői-dűlő lelőhelyekről származó kagylóhéjak szén- és oxigénizotóp-összetételének változása a középső rézkori Balaton-Lasinja/Furchenstich (5900–5640 cal BP) és késő rézkori (5460–4870 cal BP illetve 5420–5370 cal BP) periódusokra adnak információt.

Az időszak kezdetére (5460–5310 cal BP) a balatonkeresztúri kagylóhéjak összetétele alapján feltételezett meleg, kiegyenlített időszakot a balatonőszödi kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékeinek pozitív irányú eltolódása is alátámasztja 5420–5270 cal BP idősakra.

A balatonkeresztúri feltárás anyagának stabilizotóp-vizsgálata alapján a klíma ~5310 cal BP-re csapadékosná vált. Ez az éghajlatváltozás a feltárás telepszerkezetének megváltozásában is kimutatható (Fábián és Serlegi, 2009). A geokémiai és régészeti vizsgálatok által kimutatott éghajlati változást a makrofossziliák vizsgálata is alátámasztja. A balatonedericsi fúrásból vett csillárkamoszat- és nádfossziliák mennyiségi változásai alapján 5200 cal BP után a holocén egyik legmagasabb vízállása feltételezhető (Jakab et al., 2005; Sümegei et al., 2008).

A balatonkeresztúri lelőhely kagylóhéjainak oxigénizotóp-összetétele a késő klasszikus Baden idejére (5040–4870 cal BP) újra a párolgás hatását jelzi erre az időszakra.

3.2.4.2. Bronzkori klímaváltozások a Balaton területén

Az Ordacsehi-Bugaszeg és Ordacsehi-Kis-töltés lelőhelyekről származó héjak a bronzkor öt elkülöníthető periódusához köthetők, a kora bronzkortól a késő bronzkorig adhatnak információt.

A kagylóhéjak stabil oxigénizotópösszetétele alapján a kora bronzkortól a középső bronzkor elejéig a párolgás hatása feltételezhető, amit a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek pozitív irányú eltolódása jelez. A középső bronzkori Mészbetétes kultúra anyagából származó héj mind $\delta^{18}\text{O}$ mind $\delta^{13}\text{C}$ értékek tekintve jelentős változást mutat. Negatív irányú eltolódásával a csapadék hatását jelzi.

A telep régészeti megfigyelései alapján a kora bronzkor kezdetén „települési központok rendszerére épülő gazdaság” mutatható ki, ami az azt követő századokban jelentős változáson ment keresztül, az erősített településeket a rövid életű falvak váltották fel. Ennek egyik feltételezett oka nem klímfüggő, hanem a gazdálkodás megváltozása. Az intenzív földhasználat során kimerült területeket időről időre felhagyni kényszerült csoportok újabb területeket vettek birtokba (Kiss, 2007). Egy másik lehetséges ok a telepek felhagyására a telepeket ért éghajlati hatás. Lehetséges, hogy a part menti telepeket a hirtelen csapadékosná vált időjárás, a tó vízszintjének hirtelen megváltozása miatt felhagyták.

Ezt támaszthatja alá az, hogy a feltárás során a kora bronzkori Somogyvár-Vinkovci és a Kisapostag kultúra nyomait hat, míg a középső bronzkori Mészbetétes kultúra leleteit csak két (magasabb területen fekvő, pl. Ordacsehi-Kis-töltés) lelőhelyen találták meg (Kiss, 2007; Kulcsár, 2007).

A Balatonederics I. fúrás üledék- és malakológiai vizsgálata alapján a szubboreális időszakban csapadékos időszak feltételezhető, amit makrofosszília vizsgálat is igazol a holocén időszakának egyik legmagasabb vízállását feltételezve (Jakab et al., 2005; Sümegi, 2007; Sümegi et al., 2008). A szedimentológiai vizsgálatok alapján rekonstruált magas vízállás 3540 cal BP-t követően fokozatos csökkenést mutat (Sümegi et al., 2008).

A Kis-Balaton fenékpusztai öblözetében lemélyített fúrás komplex szedimentológiai- malakológiai, makrofosszília- és pollenvizsgálatának eredményei a bronzkor idejére a tó vízszintjének ingadozását jelezte (Sümegi, 2011; Sümegi et al., 2011b). A kora bronzkor végéig magas vízállás, mezotróf tavi környezet, majd a kora bronzkor végétől alacsony vízszint és eutróf állapot feltételezhető (Sümegi, 2011; Sümegi et al., 2011b). A fenékpusztai szelvény szedimentológiai vizsgálata az üledék összetétele és az üledékesi ráta alapján intenzív úszó lápot feltételez a középső bronzkor időszakára, majd a késő bronzkor időszakára a szedimentológiai és malakológiai vizsgálatok eredményei a vízszint emelkedését jelzik (Sümegi, 2011; Sümegi et al., 2011b).

A kagylóhéj izotópösszetétel alapján a kora bronzkor és a középső bronzkor első felére (Késő-Kisapostag-Kora-Mészbetétes átmeneti időszak) feltételezett klímát a

fenékpusztai szelvény eredményei alátámasztják, ugyanakkor a középső bronzkorra (3668 ± 72 cal BP) feltételezett csapadékos periódusnak ellentmondanak.

3.3. Nagy léptékű éghajlati változások kimutatása a Balaton területén kagyló- és csigahéjak stabilizotóp-elemzésével

A Balaton vízgyűjtő medencéjének környezet- és klímarekonstrukciója főként üledékek, makrofossziliák és a pollen vizsgálatán alapszik (Cserny, 2002; Tullner, 2002; Nagyné Bodor és Járainé Komlódi, 1999; Sümegi, 2007; Jakab et al., 2005; Sümegi et al., 2008; Sümegi, 2011; Sümegi et al., 2011b). A csapadék okozta vízszintváltozások rekonstrukciójának kiegészítése céljából két Balaton környéki fúrás kagyló- és csigahéjain végeztem a szén- és oxigénizotóp-összetétel mérését. A balatonedericsi öbölben, a partis sásos zónában lemélyített, folyamatos kifejlődésű rétegsor (Balatonederics I. fúrás) mintegy 17 000 cal BP-re nyúlik vissza, amivel a tó fejlődéstörténetére vonatkozó ismeretek kiegészítésére is sor került (Sümegi, 2007; Sümegi et al., 2008). A szelvényen végzett 17 kormeghatározás (Sümegi, 2007) a Balaton klímarekonstrukciójának eddigi időben legpontosabb behatárolását teszi lehetővé.

A Balatonederics I. fúrás anyagának vizsgálata mellett lehetőség nyílt a Balaton területétől kissé távolabb eső Sárrét keleti felén lemélyített fúrás (Sárkeszi I.) héjanyagának vizsgálatára is. A 4,7 méteres zavartalan magfúrást Sárkeszi település határában, a medence legmélyebb részén végezték (Sümegi, 2007). A fúrásban a fekü kavicsos homok fluviális környezetre utal a késő glaciális korban. Az üledékföldtani, öslénytani eredmények alapján a terület a holocén során fokozatosan feltöltődött, tavi, illetve lápi környezet alakult ki (Sümegi, 2007).

A szedimentológiai vizsgálatok alapján a Balatonederics I. fúrás héjanyagának elemzése várhatóan főként éghajlati változások kimutatására alkalmas, míg a Sárkeszi I. fúrás anyaga a klimatikus változások mellett nagymérvű hidrológiai változásokat is jelezhet.

A tavi üledékeken végzett stabilizotóp-elemzés széles körben alkalmazott paleoklíma- és környezetrekonstrukciós eszköz. A vizsgálatok célcsoportjaként a tavi karbonátok mellett kiemelt szerepet kapnak olyan biogén karbonátok (kagylók, csigák) is, melyek viszonylag nagy egyedszámban az egész szelvényben fellelhetők.

A két fúrás anyagából stabilizotóp-összetételek vizsgálatára *Pisidium* sp. (borsókagyló) és *Valvata* sp. (*V. piscinalis* és *V. cristata*) (kerekszájú csiga és széles kerekszájú csiga) fajok héjait választottuk ki, melyek gyakori előfordulásuknak és jó megtartásuknak köszönhetően alkalmasak a vizsgálatra (Hammarlund et al., 1997, 2002; Apolinarska, 2009a,b; von Grafenstein et al., 2000).

A *Pisidium*-fajok és a *Valvata piscinalis* az oxigéndús vizű folyók, tavak gyakori lakója, a *Valvata cristata* a vízinövényzettel gazdagon borított sekélyebb állóvizeket kedveli. A vizsgált *Valvata* csigafajok aprók, mindössze 3,5–6 mm átmérőjűek (Brehm, 1997), gyors növekedésűek, életidejük rövid (egy év) (Mouthon és Daufresne, 2008). A *Pisidium*-fajokra lassabb, kiegyensúlyozottabb növekedés jellemző, élettartamuk a 4 évet is elérheti (Holopainen és Hanski, 1986). A *Valvata*-fajok detritusszal (elhalt állati vagy növényi szövetekkel) vagy vízi növényekkel, algákkal táplálkoznak (vízinövényeken „legelésznek”) (Kipp et al., 2012), ugyanakkor eutróf körülmények között szűrő tevékenységre is képesek (oldott szerves anyaggal táplálkozva) (Grigorovich et al., 2005). A borsókagylók táplálkozásukat tekintve aktív szűrő szervezetek (vízben lebegő szerves törmelékeket fogyasztanak), illetve kedvelik a kovamoszatokat (Holopainen, 1979). Az édesvízi kagylókhoz hasonlóan az iszapban félig beásva találhatjuk őket, ezzel ellentétben a *Valvata*-fajok főként a téli hibernációs periódust töltik az iszapba beásva (miközben a növekedésük szünetel), aktív, „peterakó” időszakukban növényeken találhatóak (Grigorovich et al., 2005).

A héjak stabil oxigén- és szénizotóp-összetételének értelmezésekor elsősorban az összetétel időbeli változását elemeztem. Mint láttuk, recens héjak vizsgálata alapján a $\delta^{18}\text{O}$ -értékekben jelentkező 2‰ feletti negatív (vagy pozitív) eltolódást már jelentős csapadéktöbbletként (illetve csapadékhiányként) lehet értelmezni. A héjak izotóppszététel-változásán túl, a vizsgálatot a Balatonederics I. fúrásból származó két faj (*Pisidium* sp. és *Valvata cristata*) eltérő összetételére, illetve a $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ értékek közti korreláció értelmezésére is kiterjesztettem.

3.3.1. Tavi üledékekből származó héjak stabilizotóp-összetétele

A biogén karbonátok oxigénizotóp-összetétele a recens vizsgálatok alapján a párolgás és a csapadék hatását jelzi, ezáltal közvetve a tó vízállásáról adhat információt. A párolgás során a könnyebb izotópok (^{16}O) távoznak nagyobb arányban a víz felszínéről,

így a visszamaradt víz összetétele a nehezebb izotópban (^{18}O) lesz dús (Hoefs, 1997). Fokozott párolgással jellemezhető aszályos időszakokban a $\delta^{18}\text{O}$ -érték pozitív irányba tolódik. A csapadék – összetételénél fogva – a vízhez való keveredése során ezzel ellentétesen, negatív irányba tolja el a $\delta^{18}\text{O}$ -értéket.

A szénizotóp-összetétel a víz oldott szerveszén (DIC) és lebegő szerveszén (POC) összetételétől függ. Ezek összetételét a szerves anyag oxidációja mellett főként a vízi növényzet produktivitásának változásai befolyásolják (Hoefs, 1997). A növények fotoszintézisük során elvonják a vízből a könnyebb (^{12}C) izotópot, ezért a tó DIC- és POC-összetétele a nehezebb (^{13}C) izotópban dúsul, ami a képződő karbonátok összetételében is megmutatkozik (a $\delta^{13}\text{C}$ pozitív irányú eltolódását eredményezi) (McKenzie, 1985; Meyers és Teranes, 2001). Az üledék szervesanyag-tartalmának $\delta^{13}\text{C}$ -értékét a beáramló detritusz összetétele is befolyásolja (Hammarlund, 1993), ami közvetve a biogén karbonátok szénizotóp-összetételében is megmutatkozik.

A fúrásból származó héjak stabilizotóp-elemzésekor – a méretből és a mérési módszerből adódóan – nagyfelbontású szezonális változások kimutatása nem lehetséges, a porított minták mérésével egyfajta „átlag” értéket kapunk, ami a növekedési időszakok, főleg a legintenzívebb növekedéssel jellemezhető nyári időszakok alatt fennállt körülményekről adhat információt. A héjak stabilizotóp-összetétele alapján a szelvény mentén egy közel folyamatos izotópprofil felállítása volt lehetséges.

3.3.1.1. Stabilizotóp-összetétel különbség a vizsgált fajok között

A vizsgált *Pisidium*- és *Valvata*-fajok izotópprofilját tekintve azt tapasztaltam, hogy az összetételbeli változások irányai megegyeznek (közel párhuzamos a két görbe lefutása), ugyanakkor a δ -értékekben különbségek adódnak. Hasonlóképpen, lengyel tavi üledékekből származó *Valvata*- és *Pisidium*-héjak stabilizotóp-összetételét vizsgálva Apolinarska és Hammarlund (2009) azt találta, hogy egyező trendek mellett a két faj $\delta^{13}\text{C}$ -értékei között akár 4‰, míg a $\delta^{18}\text{O}$ -értékei között 1‰ különbség is lehet.

Az izotóp-összetételbeli különbség adódhat a két faj eltérő frakcionációs tulajdonságából (1), különböző élőhelyéből (2) és növekedési időszakukból (3) (Apolinarska és Hammarlund, 2009), illetve feltételezésem szerint lehet metabolikus hatás következménye is, ami a két faj eltérő táplálkozási preferenciájára vezethető vissza (4).

Az alábbiakban ezt a négy lehetséges okot részletesebben tárgyalom.

1. Fajok közti eltérő izotóp-frakcionáció

A csigahéjak víz-karbonát izotóp-frakcionációja közel egyensúlyi (Fritz és Poplawski, 1974), a *Pisidium*-fajok esetében ez a hatás $-0,2\text{‰}$ ($\delta^{13}\text{C}$) és $0,86\text{‰}$ ($\delta^{18}\text{O}$) különbséget okoz (von Grafenstein et al., 1999).

2. Élőhelybeli eltérés

A *Pisidium* kagylók a teljes növekedési időszakukat a bentoszban töltik, míg a *Valvata* csigafajok csak a hibernációs („téli”) időszakot, aktív periódusukban makrofiták (hínárok) levelein élnek.

Mély tavak esetében a $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -értékekben ugyan kimutatható vertikális rétegzettség, de ez csak 8 méter alatt mutatkozik, a termoklin réteghez (hőváltó réteg) kapcsolódva, a mélyebb réteg $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -értéke ilyenkor $\sim 4\text{‰}$ -kel negatívabb, mint a termoklin feletti (Myrbo és Shapley, 2006). A Balaton esetében a rétegzettség okozta hőmérséklet-különbség maximum $2\text{--}3\text{ °C}$ (Entz és Sebestyén, 1940), ezért ilyen nagymértékű különbséggel nem számolhatunk. Más a helyzet ugyanakkor az üledékben zajló szervesanyag-bontás hatásával. Lengyel tavi üledéken alapuló vizsgálatukban Apolinarska és Hammarlund (2009) a *Pisidium*-héjak – a *Valvata*-héjakénál pozitívabb – $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értékeit az iszap vizének eltérő összetételével magyarázza.

A víz-üledék határán, illetve az üledék felső rétegében az oxigénkoncentráció elegendő ahhoz, hogy a szerves anyag oxidatív (aerob) bomlása megkezdődjön. A szerves anyag bomlása során a víz DIC-tartalma a szerves anyagokban felhalmozódott és itt lebomló könnyű izotópokban lesz gazdag (von Grafenstein et al., 1999). Az iszap mélyebb rétegeiben azonban, ahol már anaerob körülmények uralkodnak, a szerves anyag bomlása főként metánbaktériumok által történik (Meyers és Ishiwatari, 1993). A biogén úton képződött metán $\delta^{13}\text{C}$ -értéke a -80‰ -et is elérheti (Clark és Fritz, 1997), emiatt a visszamaradt szénfázis (HCO_3^-) δ -értéke pozitív lesz. Apolinarska és Hammarlund (2009) szerint felmerülhet, hogy a *Pisidium* kagylók a mélyebb rétegekből származó HCO_3^- -ionokat használják a növekedéshez, ezáltal a héj $\delta^{13}\text{C}$ -értéke pozitívabb lesz, mint a *Valvata*-héjaké.

A Balatonederics I. fúrás anyaga esetében csak szélsőségesen intenzív anaerob bomlás esetén tartom ezt elképzelhetőnek. A Balaton sekély tó, nyáron a felső iszapréteg

feltehetően intenzíven keveredik. Úgy gondolom, hogy normál körülmények (alacsonyabb trofitásnál) között a fajok eltérő izotóp-összetétele élőhelybeli különbséggel főként akkor magyarázható, amikor a *Pisidium*-héjak δ -értéke negatívabb, az üledék felső rétegében lezajló oxidatív bomlás miatt. Azt ebben az esetben sem tartom valószínűnek, hogy a néhány mm-es *Pisidium* ilyen mélyre beásná magát az üledékbe, de esetleg elképzelhető, hogy a tó több ezer éves története során olyan hipertróf körülmények is uralkodtak, amikor az erőteljes szervesanyag-bomlás következtében az üledék felsőbb rétege is anaerob volt.

3. Szezonális különbségek

A két faj aktív időszaka eltér, hiszen a *Valvata*-fajok növekedése késő tavasztól ősziig tart, ellenben a *Pisidium* egész évben nő. Mivel mindkét faj növekedése a nyári időszakban a legintenzívebb, az aktivitás eltérése feltehetően csak kis különbséget okozhat az izotóp-összetételben. A hidegebb időszakban beépülő karbonát δ -értéke az alacsonyabb képződési hőmérséklet és a víz összetétele miatt pozitívabb, ezért a *Pisidium* $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értéke is pozitívabb lesz, mint a *Valvata*-é.

4. Metabolikus hatás – Táplálkozásbeli eltérések

Az élőhelyekből adódó más-más $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -értékek mellett a két faj izotóp-összetétele eltérő táplálékpreferenciájuk miatt is különbözhet. A *Valvata* csigafajok vízi növényeken (makrofitákon) élnek, növényi részekkel táplálkoznak, míg a *Pisidium* kagylók aktív szűrő szervezetek, főként lebegő szerves anyagokat, illetve kovamoszatokat fogyasztanak.

A tavi környezetben élő makrofiták $\delta^{13}\text{C}$ -értéke -20 és -12‰ között változik (Leng és Marshall, 2004). A szűrőgető *Pisidium*-fajok által elfogyasztott lebegő szerves anyag két forrásból származhat; egyrészt a tavi környezetben képződött autochton szerves anyagból (pl. fitoplankton), másrészt a befolyók által behordott, a külső környezetből származó allochton szerves anyagból. Mindkét forrás erőteljesen negatív $\delta^{13}\text{C}$ -értékű, az autochton POC $\delta^{13}\text{C}$ -értéke $\sim -31\text{‰}$, az allochton (pl. erózió útján bekerült) POC $\delta^{13}\text{C}$ -értéke $\sim -27\text{‰}$ (Mook és Tan, 1991). Leng és Marshall (2004) a vizsgált fitoplankton $\delta^{13}\text{C}$ -értékét -42 és -26‰ közé teszi.

A *Pisidium*-fajok tehát negatívabb δ -értékű tápanyagot használnak fel, ezért a könnyebb ^{12}C -izotóp nagyobb arányban épül be a vázukba, mint a *Valvata*-fajok esetében.

Eutróf körülmények között azonban a táplálkozásból adódó különbségek megszűnhetnek, hiszen ilyenkor a *Valvata*-fajok is átállnak a szűrő életmódra (Grigorovich et al., 2005).

A fajok közti izotópkülönbségnek tehát számos oka lehet. Az eltérő frakcionációs tulajdonságaiból adódó különbség környezet- és klímafüggetlen, oxigénizotóp esetében a leginkább számottevő. A szezonális különbségek ugyan nem függetlenek a klímától (szélsőséges hőmérsékleti hatások befolyásolhatják a *Valvata* növekedési időszakát), de feltételezésem szerint nem okozhatnak jelentős eltérést. Nagymértékű összetételbeli különbség elsősorban az eltérő élőhelyből és a táplálkozási preferenciából adódhat. A tó mérsékelt tápanyag-ellátottsága esetén a *Valvata* $\delta^{13}\text{C}$ -értéke nagyobb lesz, mint a *Pisidium*-é, míg eutróf körülmények között – bár a táplálkozásbeli különbségek kiegyenlítődhetnek – az anaerob szervesanyag-bontás következtében a *Pisidium* $\delta^{13}\text{C}$ -értéke lesz nagyobb.

3.3.1.2. Összefüggés a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értékek között

A primer tavi karbonátokon végzett $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ korrelációs vizsgálatok alapján a hidrológiai értelemben nyílt, illetve zárt rendszerű vizek elkülöníthetők (Talbot, 1990; Li és Ku, 1997). Nyílt rendszerű, rövid tartózkodási idővel jellemezhető tavak esetében nem mutatható ki korreláció a két vizsgált izotóp összetétele közt, a tavak összetétele szűk tartományban mozog és erősen függ a hozzáfolyás összetételétől. Az izotópok közti korreláció hosszú tartózkodási időre utal. Zárt tavak esetében igen erős korreláció ($r \geq 0,7$) mutatható ki, az izotóp-összetételt a csapadék és a párolgás mérlege határozza meg, a hőmérséklet hatása másodlagos, annak ellenére, hogy az a csapadék összetételét befolyásolja (Talbot, 1990).

Jelentős információt hordozhat a $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ korrelációs egyenes meredeksége is. Csökkenő meredekség a vízfelület/vízmélység arány növekedésére utalhat (érzékenyebb a csapadék/párolgás hatására), de emellett jelezhet felszín alatti vízdominanciát is (Talbot, 1990). A fenti vizsgálatok primer karbonátokon készültek, de az elv biogén karbonátokra is alkalmazható (Tao és Grossman, 2010), de ebben az esetben a metabolikus hatások is befolyásolhatják a korrelációt. A két vizsgált izotóp-összetétel közötti pozitív korreláció a párolgás kiemelt szerepét jelzi. Erőteljes párolgás esetén a tó $\delta^{18}\text{O}$ -értéke a könnyebb izotópok távoztával pozitív irányba tolódik (Hoefs, 1997). A fokozódó párolgás a tavi produktivitás növekedésével párosul, ami a növényi biomasszába beépült könnyebb (^{12}C)

izotópok vízből történő elvonásával a $\delta^{13}\text{C}$ -értékekben szintén pozitív irányú eltolódást eredményez (McKenzie, 1985; Meyers és Teranes, 2001). Negatív korrelációt ugyanakkor a folyóvízi behordódás és a parti bemosódás okozhat (Tao és Grossman, 2010).

3.3.2. A Balatonederics I. fúrás héjainak izotóp-összetétele

A *Pisidium*-héjakat a szelvény 48–504 cm közötti részéből 8 cm-enként, míg a *Valvata*-héjakat 0–520 cm között 10 cm-enként gyűjtötték. A *Valvata*-héjak előfordulása a szelvényben folyamatos, a *Pisidium* esetében több ponton egyedszámcsökkenés okozta hiátus figyelhető meg (a legnagyobb 216–256 cm, illetve 440–488 cm között).

Mivel a két faj héjai a szelvények feldolgozása miatt nem azonos szakaszokból származnak, ezért az izotóperedmények pontszerű ábrázolása mellett (27. ábra), a gyakori átfedések miatt a 10 cm-es léptékkel vett minta eredményét szakaszként ábrázoltam (29. ábra). A héjak izotópösszetétel-változása alapján elkülönített zónák korát a kalibrált BP korok interpolálásával becsültem (az interpolált adatokat ~ jellel jelöltem).

3.3.2.1. A kagyló- és csigahéjak stabilizotóp-összetétele

A *Pisidium*-héjak átlag $\delta^{13}\text{C}$ -értéke $-7,6 \pm 1,5\text{‰}$, $-9,7\text{‰}$ minimum és $-3,1\text{‰}$ maximum értékekkel. Maximumértékeit a 272–264 és 336–328 cm-es szinteken, minimum, -10‰ -et közelítő értékét a fúrás 6 pontján is felveszi (27. ábra). A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek $-9,6$ és $-0,5\text{‰}$ között változnak, átlaguk $-7,1 \pm 1,9\text{‰}$. A maximumcsúcsok a szénösszetétellel összhangban 272–264 és 336–328 cm-nél vannak, míg a minimumértékeket 360–352 és 416–408 cm-nél találjuk.

A *Valvata*-héjak $\delta^{13}\text{C}$ -értéke $-10,8$ és $-4,4\text{‰}$ között változik, $-8,1 \pm 1,5\text{‰}$ átlagértékkel. Maximumértékei 100–90, 220–210 és 300–290 cm-nél, minimumai 150–140, 340–330 és 460–450 cm-nél vannak (27. ábra). A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek átlaga $-8,0 \pm 2,4\text{‰}$, minimuma $-12,3\text{‰}$, maximuma $-2,9\text{‰}$. Maximumcsúcsokat 220–180, illetve 300–290 cm-nél mértem, minimumértékeit a 370 cm alatti szinteken veszi fel.

27. ábra. A Balatonederics I. fúrásból származó *Pisidium*- és *Valvata*-héjak stabil oxigén- (A) és szénizotóp-összetétele (B) a fúrás mélység függvényében.

A két vizsgált faj között az oxigén- és a szénizotóp-összetételben is különbség mutatható ki. Az oxigén esetében a fúrás idősebb szakaszán – néhány kiugró ponttól eltekintve – a *Pisidium* $\delta^{18}\text{O}$ -értéke a pozitívabb 250 cm-ig, az eltérés a legtöbb esetben meghaladja a frakcionációs különbségből adódó feltételezettet ($>0,86\text{‰}$). A szakasz fennmaradó részén dominánsan a *Valvata* $\delta^{18}\text{O}$ -értéke a pozitívabb (27.A, 29.B ábra). A $\delta^{13}\text{C}$ -értéket tekintve, a pleisztocén időszakában az $\delta^{18}\text{O}$ -értékhez hasonlóan jórészt a *Pisidium* $\delta^{13}\text{C}$ -értéke a nagyobb, majd 300 cm-t követően (pleisztocén-holocén átmenet) ugyancsak többször hosszabb időre pozitívabb lesz (pl.: 256–272 cm, 179–152 cm). A 216–180 cm, 79–56 cm és 111–90 cm-es zónákban a *Valvata* $\delta^{13}\text{C}$ -értéke a pozitívabb (27.B, 29.C ábra).

A *Pisidium* $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értékei közötti korreláció alapján a szelvény négy szakaszra osztható. A legidősebb szakaszon (504–368 cm) negatív ($R^2 = 0,72$), a pleisztocén vége-holocén eleje átmeneti időszakra (360–256 cm) pedig erős pozitív ($R^2 = 0,88$) korreláció mutatható ki. A 216 és 176 cm közötti szakaszon nem találtam összefüggést, majd a szelvény felső szakaszára (168–48 cm) újra gyenge pozitív korreláció a jellemző ($R^2 = 0,52$) (28. ábra). A *Pisidium* $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ -értékeihez hasonló korrelációk a *Valvata* esetében nem mutathatók ki, ez valószínűleg a nagymértékű metabolikus hatásnak tudható be, ami egyrészt a faj rövid életidejéből (ontogenetikus hatás), másrészt élőhelyéből és táplálkozási preferenciájából adódik.

28. ábra. A Balatonederics I. fúrásból származó *Pisidium*-héjak $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értékei között fennálló összefüggések.

3.3.2.2. Az izotóperedmények értékelése és összevetése más környezet- és klímarekonstrukciós módszer eredményeivel

A Balaton vízgyűjtő területére számos környezet- és klímarekonstrukció készült, különösen a késő pleisztocén és a holocén időszakokra. Közülük a Balatonederics I. szelvényen végzett szedimentológiai és makrobotanikai vizsgálatok eredményei a legjobb felbontásúak (Sümei, 2007; Sümei et al., 2008; Jakab et al., 2005). A *Pisidium*- és *Valvata*-héjak stabilizotóp-összetételének eredményeit elsősorban ezekkel vetettem össze (29.A ábra), de az összehasonlítás során kitérek a nagyobb léptékű palinológiai vizsgálatok eredményeire is.

A késő glaciális időszakától a pleisztocén-holocén átmenetig

A szelvény legidősebb szakaszából (520–325 cm) a *Valvata*-héjak izotóp-összetétele alapján szinte folyamatos adatsor áll rendelkezésre, a *Pisidium* adatsor az alacsony egyedszám miatt hiányos. A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek egészen 360 cm-ig fluktuálnak, ez az ~1‰-es változékonyság a *Valvata* adatsor esetében nem utal nagyobb mérvű éghajlati változásra (29.B ábra). A teljes adatsort tekintve az erre az időszakra jellemző δ -értékek jóval negatívabbak az átlagnál (29.B,C ábra). Ez feltehetően az alacsonyabb hőmérséklet következtében negatív irányba eltolódott csapadék (Dansgaard, 1953) közvetett hatását

jelzi. A görbe az egész időszakra vetített abszolút minimum $\delta^{18}\text{O}$ -értékét ($-12,3\text{‰}$) 470–465 cm-nél ($\sim 14\,190\text{--}13\,872\text{ BP}$) éri el, ami a Dryas I. stadiális időszak hideg és csapadékos éghajlatára utal (29.B ábra). A Dryas I. stadiális időszak a palinológiai vizsgálatok alapján csapadékosabb volt a többi stadiális időszaknál (Nagyné Bodor et al., 2000), amelyek a palinológiai vizsgálatok alapján hideg és száraz klímájúak voltak (Járai-Komlódi, 1966, 1969). A Balatonederics I. fúrás szedimentológiai, malakológiai vizsgálata és makrofosszília-elemzése alapján a stadiálisokra magas vízállás volt jellemző, ami főként a vízgyűjtő terület lefolyási viszonyainak megváltozásával magyarázható (Jakab et al., 2005; Sümegi et al., 2008).

Az izotóp-összetétel alapján a Dryas I.-es stadiális jelző negatív $\delta^{18}\text{O}$ -csúcsot leszámítva a késő glaciális időszak stadiális és interstadiális szakaszai (Dansgaard et al. 1969, Björck et al., 1998) nem különíthetők el. A 389–380 cm és 369–360 cm között megjelenő pozitív $\delta^{18}\text{O}$ -csúcsok már a holocén időszak kezdetét jelzik (29.B ábra).

A pleisztocén/holocén határ a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek pozitív irányú eltolódásaként jelentkezik, az értékek 2–4‰-es ingadozása mellett. A pozitív δ -értékek a párolgás miatt feldúsult nehéz (^{18}O) izotópokat jelzik, ami növekvő hőmérsékletre és csapadékszegény klímára utal. A pleisztocén-holocén átmenetet jelző meleg időszakok mutathatók ki 369–360 cm-nél ($\sim 10\,300\text{ BP}$) és 329–320 cm-nél ($\sim 9600\text{ BP}$). Ez utóbbi szintben éri el a *Pisidium* $\delta^{18}\text{O}$ -érték a maximumát ($-0,5\text{‰}$). Az oxigénizotóp-összetétel eltolódását a szénizotóp-összetétel pozitív irányú eltolódása kíséri mindkét faj esetében, ami a produktivitás megnövekedését jelzi (29.C ábra). A feltételezett száraz időszakokat egy hosszabb, csapadékos periódus szakítja meg, amire a szelvény 359–336 cm közötti szakaszán ($\sim 10\,144\text{ és }9802\text{ BP}$ között) a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek negatív irányú eltolódása utal a megnövekedett csapadékmennyiséget jelezve.

Bár a *Pisidium* adatsor meglehetősen hiányos ezen a szakaszon, a *Pisidium* és *Valvata* átfedő adatait tekintve néhány szakaszon (pl.: 376–370 és 336–328 cm) a *Pisidium* $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értéke – a frakcionációs különbséget leszámítva is – pozitívabb, mint a *Valvata* δ -értékei (29.B,C ábra). Ebben az időszakban a vízállás meglehetősen alacsony, a víz pedig tápanyagban gazdag lehetett, ami kedvezhetett az anaerob szervesanyag-bomlásnak.

A pleisztocén/holocén átmenet időszakára a szedimentológiai és a makrobotanikai vizsgálatok az izotóp-összetétel alapján feltételezett klímát támasztják alá. Az üledék megnövekedett szervesanyag-tartalma száraz klímát jelez az időszak elejére (Sümegi,

2007), a tőzegképződés és az emelkedett pernyekoncentráció pedig sekély vizű eutróf környezetre utal (Jakab et al., 2005; Sümei et al., 2008). A csapadékszegény éghajlat a Balaton vízállásának nagymértékű csökkenésével járt, a részmedencék vízfelülete csökkent, amit az üledékfelhalmozódás átmeneti szünete is jelez a tóközépi fúrások esetében (Cserny, 2002). A makrofosszíliaak vizsgálata alapján a száraz időszak csúcspontja ~10 300 cal BP-nél lehetett, ezt követően a vízszint emelkedése feltételezhető (Jakab et al., 2005; Sümei et al., 2008).

29. ábra. A Balatonederics I. fúrás *Pisidium* kagyló és *Valvata* csigahéjainak stabil oxigénizotóp-összetétele a fúrasmélység függvényében. Az ábrán a kalibrált radiokarbon adatok (Sümei, 2007, 2011) alapján meghatározott korokat is feltüntettem [BP]. Az ábrán a szedimentológiai, makrofosszília-vizsgálatok (A), illetve a héjak oxigénizotóp-összetétele (B) alapján feltételezhető száraz (világosszürke sáv) és csapadékos (sötétszürke sáv) időszakokat is jeleztem. A sötétszürke kockák a szénizotóp-összetétel alapján feltételezett produktivitásnövekedést jelzik (C).

A korrelációs vizsgálat a szelvény legidősebb szakaszára (504–368 cm) negatív korrelációt jelez (28. ábra), ami az üledék felhalmozódásának kezdetén, azaz a tó kialakulásakor teresztrisz tápanyag-behordódásra utalhat. A 360–256 cm közötti szakaszra (~10 202 és 8328 BP között) kimutatott erős pozitív korreláció (28. ábra) hidrológiailag zárt rendszerű víztestet jelez, ami alapján feltételezhető, hogy az edercsi öböl ebben az időszakban közvetlen folyóvízi kapcsolat nélküli medence lehetett. A nagy $\delta^{18}\text{O}$ -variabilitás a vízmérlegben történő intenzív változásokra (párolgás-csapadék) utal.

A holocén

A stabilizotóp-adatok alapján a holocén első felében folytatódik a feltehetően száraz meleg éghajlat, ezt jelzik a pozitív $\delta^{18}\text{O}$ -értékek 299–290 cm-nél (~8635–8592 BP). A $\delta^{13}\text{C}$ -értékek szintén pozitív irányba tolódnak el, ami a produktivitás növekedését mutatja (29.B,C ábra). A $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -adatok pozitív korrelációja egészen 256 cm-ig hidrológiailag zárt medencét jelez.

~8600 BP-től (290 cm) az izotópadatok alapján az éghajlat csapadékosabbra fordul, majd stagnál, az átlagnál negatívabb $\delta^{18}\text{O}$ -érték mutatható ki egészen 220 cm-ig (~8000 BP). Ezt az időszakot feltételezhetően egy száraz periódus szakítja meg, egy kisebb mértékű pozitív irányú eltolódás mutatható ki 272–265 cm-nél (~8450 BP), ahol a *Pisidium* és *Valvata* $\delta^{18}\text{O}$ -értékek együttes pozitív irányú eltolódása a párolgás hatását jelzi. A $\delta^{18}\text{O}$ -értékekkel párhuzamosan növekedő $\delta^{13}\text{C}$ -értékek megnövekedett produktivitásra utalnak. A *Valvata* δ -értékénél pozitívabb *Pisidium*-értékek alapján ezzel egybehangzóan alacsony vízállás és anaerob szervesanyag-bomlás feltételezhető.

A szedimentológiai és makrobotanikai vizsgálatok eredményei alapján Sümegi et al. (2008) és Jakab et al. (2005) a 320–270 cm szakaszhoz tartozó időszakra jelentős szezonális ingadozást, a téli csapadék dominanciáját, ugyanakkor az öböl parti részeinek kiszáradását feltételezi. 270 cm-től az üledék összetétele folyamatos vízszintcsökkenést jelez (Sümegi et al., 2008).

220 és 200 cm között (~7940–7763 BP) a *Valvata*-héjak $\delta^{18}\text{O}$ -értékének 2,4‰-es növekedése jelzi a párolgás hatását csökkent csapadékmennyiség mellett, amit a *Pisidium*-héjak $\delta^{18}\text{O}$ -értékének eltolódása is megerősít. A héjak összetétele alapján feltételezett száraz klímát a fúráson végzett szedimentológiai vizsgálatok és a növényzet összetétele is

igazolja, az egyik legalacsonyabb vízállást feltételezve ~7600 BP-nél (200 cm) (Sümegei et al., 2008).

A *Pisidium*- és *Valvata*-héjak izotóp-összetételei az ezt követő zónában (200–170 cm) eltérően alakulnak (29.B ábra). A *Valvata*-héjak száraz időszakot jeleznek, míg a *Pisidium*-héjak a $\delta^{18}\text{O}$ -értékének fokozatos negatív irányú eltolódása csapadékos klímára utal. A párolgás okozta vízszintcsökkenés mellett feltételezhetően az erőteljes aerob bomlás okozhatta a *Pisidium*-héjak összetételének eltolódását változatlan *Valvata*-összetétel mellett.

Sümegei és munkatársai (2008) úgy vélik, hogy az Atlanti időszak második felében a hidrológiai viszonyokat nem elsősorban az éghajlat határozta meg, az abrázio következtében egyesülő középső és keleti részmedencék a vízszint emelkedését okozták. Ez magyarázatot adhat arra, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -adatok között a 216–176 cm-es szakaszon nincs kapcsolat ($R^2 = 0,17$) (28. ábra).

A szelvény 170 cm-t követő zónájában a *Valvata* $\delta^{18}\text{O}$ -értékek negatív irányú eltolódása csapadékos jelet jelez, az interpolált koradatok alapján egészen ~6890 BP-ig (136 cm). A negatív irányú eltolódás a *Pisidium* $\delta^{18}\text{O}$ -értékeiben is jelentkezik (29.B ábra).

A csapadék hatását a makrofossziliák vizsgálata során kimutatott *Chara* és más nyíltvízi növényfajok vízszintemelkedést jelző dominanciája támasztja alá 165–140 cm-nél (Jakab et al., 2005; Sümegei et al., 2008).

A fúrás 160–152 cm-es szintjén (~7200 BP) a *Pisidium* $\delta^{18}\text{O}$ -értékeiben kimutatható egy pozitív csúcs, ami a *Valvata* $\delta^{18}\text{O}$ -értékeiben is megjelenik ugyan, de nem olyan markánsan. A *Pisidium*-héjak összetétele újra pozitívabb lesz a *Valvata*-héjak összetételénél, de a különbség alig haladja meg az eltérő frakcionációból adódó eltérést. Az izotóp-összetétellel egybehangzó, száraz klímára utaló jelek a Balatonederics I. fúrás szedimentológiai vizsgálatában is kimutathatók a 160–150 cm-es zónában, ahol a szervesanyag-tartalom nő (Sümegei, 2007). Ezt a klímaváltozást a makrofossziliák összetétele nem jelzi, továbbra is a nyíltvízi fajok dominálnak (Jakab et al., 2005; Sümegei et al., 2008).

135 és 112 cm (~6890–6010 BP) között a *Pisidium*- és *Valvata*-héjak összetétele a $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értékek eltolódásával a megnövekedett párolgást jelzi, azaz csapadékszegény időszak feltételezhető. A fajok közti izotópprofil-különbséget tekintve a $\delta^{13}\text{C}$ esetében a *Pisidium* értéke a nagyobb, a $\delta^{18}\text{O}$ -érték esetében a szakasz első felére a *Pisidium*, majd a *Valvata* $\delta^{18}\text{O}$ -értéke pozitívabb (29. ábra).

Az eltérésre nehéz kielégítő magyarázatot találni. Ezen a szakaszon az ülepedési ráta ugyan a szelvény többi szakaszához képest viszonylag nagy, 0,12 mm/év (Sümei, 2007), mégsem tartom elképzelhetőnek, hogy az eltolódást a gyors ülepedés és az üledék utólagos keveredése okozhatta. Így viszont mindkét esetben fennáll az, hogy a két faj héjainak oxigénizotóp-összetétele egy rövid szakaszon ellentétes irányba változik.

A szedimentológiai vizsgálatok száraz, csapadékszegény időszakra utalnak (Sümei, 2007), míg az intenzív tőzegképződés és gyors ülepedés lápi környezetre utal. A *Pisidium* mindvégig pozitív $\delta^{13}\text{C}$ -értékét a feltehetően intenzív szervesanyag-bomlás magyarázza.

A két faj közti izotóppszététel-különbség a száraz időszak okozta vízszintcsökkenéssel magyarázható. Az időszak elején a csapadékszegény időszak okozta produktivitásnövekedés ellensúlyozhatta a *Valvata* $\delta^{18}\text{O}$ -értékének növekedését, majd az időszak második felére az alacsony vízállás okozta izotóprétegződésnek köszönhetően a *Valvata* $\delta^{18}\text{O}$ -értéke pozitívabb lett.

A szelvény 111–104 cm közötti zónájában a kagyló- és csigahéjak $\delta^{18}\text{O}$ -értékei negatív irányú eltolódással csapadékos klímát jeleznek (~5834–5305 BP). Az ezt követő szakaszon a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek egy viszonylag szűk tartományon belül fluktuálnak, nem utalva nagyobb mérvű éghajlati változásra. A legfelsőbb zóna talajosodott, ezért az ebből való héjak elemzésre az utólagos átalakulás miatt nem alkalmasak.

3. táblázat. A Balatonederics I. fúrásból származó *Pisidium*- és *Valvata*-héjak stabilizotóp-összetételének vizsgálata alapján feltételezett éghajlatváltozások. A koradatok a fúrás kalibrált koradatai (Sümei, 2007) alapján interpolált értékek.

Balatonederics		Rekonstruált hidroklíma
fúrásmélység (cm)	kor (BP)	
474–458	14 254–13 428	csapadékos
369–360	10 368–10 202	száraz
359–336	10 144–9802	csapadékos
329–320	9677–9500	száraz
319–310	9453–9030	csapadékos
299–290	8635–8592	száraz
289–273	8585–8480	csapadékos
272–265	8480–8425	száraz
220–170	7940–7375	száraz
170–136	7375–6890	csapadékos
135–120	6889–6717	száraz
111–104	5834–5305	csapadékos

A Balatonederics I. fúrás héjainak stabilizotóp-összetételének változékonysága, a fajok közti eltérések és a $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ értékek közti korreláció elsősorban a csapadékos és száraz időszakok elkülönítésére volt alkalmas (3. táblázat). Az eredményekkel akár 100-200 éves felbontású, de ugyanakkor szélesebb időskálán történő rekonstrukció valósítható meg, amelyekkel a szedimentológia és makrobotanika alapján feltételezett klímaváltozások kiegészíthetők.

3.3.3. A Sárkeszi I. fúrás

A Sárkeszi I.-es fúrást a Sárrét legmélyebb részén mélyítették, ahol a szedimentológiai vizsgálatok és malakológiai paleoasszociációk alapján egy folyóvízi – tavi – lápi sorozat mutatható ki (Sümei, 2007). A kimutatott fluviális homokréteg a Kr. e. 13 000 és 11 000 közötti időszakra folyóvízi környezetet jelez, az üledék összetétele alapján nagy mennyiségű hordalékot szállító patakok mutathatók ki (Sümei, 2007). A pataki hordalék mennyiségének csökkenése és hozzáfolyások következtében a neotektonikus süllyedésben tavi környezet alakult ki, ami az eredmények alapján egészen a bronzkorig fennállt (Sümei, 2007). Ezt követően Kr. e. 3000 körül feltehetően neotektonikus folyamatoknak és emberi tevékenységnek köszönhetően megkezdődött a tó feltöltődése (Sümei, 2007).

A mintegy 4,7 m hosszú, zavartalan magfúrás 8 különböző szintjéből áll radiokarbon adat rendelkezésre, a kormeghatározás eredményeit Sümei (2007) és Szántó és Sümei (2007) munkái részletezik. A pontos kormeghatározáshoz tartozó szinteken túl a *Valvata piscinalis* csigahéjak izotóp-összetételének korhoz rendelését, a Balatonederics I. fúrás értelmezéséhez hasonlóan, a kalibrált BP-korok interpolálásával becsültem (az interpolált adatok jelölése ~ jellel történt).

3.3.3.1. A csigahéjak stabilizotóp-összetétele

A héjak $\delta^{18}\text{O}$ -értékének átlaga $-6,5 \pm 1,7\text{‰}$, minimumértéke $-10,4\text{‰}$, maximumértéke $-2,2\text{‰}$. A maximumcsúcsok 356–360, 342–350, 190–246 és 134–154 cm között vannak, minimumértékeit 78–86, 182–190, 246–254, 334–342 és 396–462 cm-nél veszi fel (30.A ábra). A $\delta^{13}\text{C}$ -értékek $-5,7$ és $1,7\text{‰}$ között változnak átlaguk $-2,4 \pm 2\text{‰}$. Maximumértékeit 370–378, 351–357 és 262–270 cm szinteken, minimumait 86–94, 102–110, 396–404 és 412–420 cm-nél veszi fel (30.B ábra). Az $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értékek

változékonyságai alapján a mintegy 4 méteres szelvényt 4 szakaszra oszthatjuk (30.A,B ábra).

I. szakasz: Folyóvízi környezet

Az I. szakasz (454–396 cm) izotóp-összetételére az átlagnál negatívabb δ -értékek jellemzőek a szén- és az oxigénizotóp tekintetében egyaránt, ami a folyóvízi környezet sajátossága. Ez a szakasz a radiokarbon kormeghatározás szerint $13\,521 \pm 134$ cal BP és $\sim 12\,421$ BP közé esik. Érdekes, hogy a viszonylag szűk tartományban mozgó $\delta^{18}\text{O}$ -értékekhez ($SD = 0,4$) nagy szórással jellemezhető szénizotóp-összetétel társul ($SD = 1,5$) (30. ábra). Fritz (1981) tavi és folyóvízi rendszereket vizsgálva azt találta, hogy a kis szórással jellemezhető víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékek gyors átfolyású víztesteket jeleznek, a folyóvíz összetétele a csapadék összetételéhez hasonló, ez nagy valószínűséggel a biogén karbonátokban is tükröződik. A széles tartományban változó szénizotóp-összetétel feltehetően a hordalék mennyiségének változékonyságát tükrözi.

II. szakasz: A tavi környezet kialakulása

A tó kialakulása során a párolgás folyamata kerül előtérbe, amit a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek fokozatos pozitív irányú eltolódása jelez egészen 342 cm-ig ($\sim 10\,656$ BP). A párolgó tavi környezet főként a kezdeti alacsony vízállásnál kedvezett a produktivitásnak, amit a $\delta^{13}\text{C}$ -értékek pozitív irányú eltolódása jelez 374 és 351 cm között ($\sim 11\,810$ – $11\,170$ BP) (30. ábra). A $\delta^{13}\text{C}$ -értékek pozitív irányú eltolódása mellett az értékek szórása továbbra is nagy. Az elsősorban oxigéndús vizet kedvelő *Valvata piscinalis* populáció a tavi környezet kialakulásakor is fennmaradt, feltehetően a parti övezetben (Sümei, 2007). Elképzelhető, hogy a $\delta^{13}\text{C}$ -érték nagy variabilitása a produktivitás változékonysága mellett parti bemosódás következménye.

Az időszak végén (341–334 cm között, $\sim 10\,600$ – $10\,200$ BP) egy, a csapadék hatását jelző negatív irányú eltolódás mutatható ki, ami főként az oxigénizotóp-összetétel markáns változásában jelenik meg (mintegy 6%-os csökkenés a $\delta^{18}\text{O}$ -értékben). A fúrás szedimentológiai vizsgálata alátámasztja a csapadékos klímát erre az időszakra, ezt jelzi az üledék megnövekedett karbonáttartalma és a szervesanyag mennyiségének csökkenése is (Sümei, 2007).

III. szakasz: *Sekély tavi környezet*

A szelvény 270–254 cm-es szintjét követően (~7710 BP) a *Valvata*-héjak δ -értékeinek szórása viszonylag nagy, a $\delta^{13}\text{C}$ -értékben kimutatható pozitív irányú eltolódás a produktivitást jelzi (30. ábra). Ezt követően 134 cm-ig (~5390 BP) a fluktuáló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek – két negatív csúcsot leszámítva – pozitív irányba, a $\delta^{13}\text{C}$ -értékek pedig ezzel ellentétesen, negatív irányba tolódnak. Az adatok alapján ez az időszak csapadékszegény lehetett. A $\delta^{18}\text{O}$ -értékekben jelentkező két hirtelen negatív irányú eltolódás két rövid csapadékos időszakra utalhat: az időszak elején, 253–246 cm-nél (~7266–7083 BP) és egy nagyobb mértékű 190–182 cm-nél (~6190–6080 BP).

A fúráson végzett szedimentológiai és malakológiai vizsgálatok eredményei alapján a 260–180 cm-es szintre kisebb vízszintváltozásokkal jellemezhető tavi környezetre feltételezhető, a 180–140 cm-es szint alacsony karbonáttartalma pedig – a héjak izotóp-összetételével összhangban – csapadékszegény klímát jelez (Sümegei, 2007).

IV. szakasz: *A vízszint emelkedése*

A szelvény 118–78 cm közötti szakaszára a δ -értékek együttes, fokozatos negatív irányú eltolódása jellemző (30. ábra), ami az éghajlat csapadékosabbá válására utal. Ez feltehetően tartósan megnövelhette a vízállást (a $\delta^{18}\text{O}$ minimumértékét 94 és 78 cm között (~4760–4636 BP) éri el). Az izotóp-összetétel alapján feltételezett csapadékos éghajlat alátámasztja a szedimentológiai vizsgálat alapján rekonstruált magas vízállást, amit a magas karbonát- és alacsony szervesanyag-tartalmak jeleznek erre a szintre (Sümegei, 2007).

A szelvény felső 40 cm-e lápi környezetben fejlődött tőzegréteg. Értékelhető mennyiségű izotópadat nem áll rendelkezésre a környezet további rekonstruálására.

A Sárkeszi I. fúrás *Valvata*-héjai stabilizotóp-összetételének változékonysága az éghajlati változások mellett az eltérő hidrológiai viszonyokból is adódik (fluviális rendszer és a tavi rendszer kialakulása). Az izotóp-összetétel változása fontos többletinformációkat hordozhat, ugyanakkor a szelvény elemzése felhívja a figyelmet arra, hogy azokon a szakaszokon, ahol elsődlegesen nem az éghajlat határozta meg az összetételt, az üledékvizsgálat nélkül az izotóperedmények könnyen félreértelmezhetőek. A héjak

stabilizotóp-összetétele a szedimentológiai és makrobotanikai vizsgálatok eredményeivel együtt értékelhető biztosan.

30. ábra. A $\delta^{18}\text{O}$ (A) és $\delta^{13}\text{C}$ (B) értékek a négy izotópváltozékonyság alapján elkülöníthető periódusban (I-IV). Az ábrán a kalibrált radiokarbon korok (Sümegi, 2007, Szántó és Sümegi, 2007) és a szedimentológiai vizsgálat alapján rekonstruált vízállásgörbét (C) (Sümegi, 2007) is feltüntettem.

Az öskörnyezeti rekonstrukciók egyik sarkalatos kérdése, hogy adott területen végzett vizsgálatok eredményei kiterjeszthetők-e egy nagyobb térségre is, vagy csupán lokális változásokat jeleznek? Magyarország területén három éghajlati hatás (óceáni, kontinentális és mediterrán) is kifejti hatását. Kvartermalakológiai vizsgálatok arra mutattak rá, hogy Magyarország nagyobb vidékeinek (globális változásból adódó) hőmérséklet-változási trendje azonos, de regionális szinten a becsült júliusi középhőmérsékleti adatok számottevően eltérnek, melynek oka helyi (geomorfológiai, hidrológiai) hatásokban keresendő (Sümegei et al., 2002). A vizsgálatok szerint a Kárpát-medencében jelenleg tapasztalt éghajlati „választóvonalak” már a földtörténeti múltban is jelen voltak (Sümegei et al., 2002). A Balaton négy részmedencéjében folytatott párhuzamos palinológiai vizsgálatok szintén a lokális (elsősorban hidrológiai) hatások jelentőségét emelik ki. A holocén során, vízrajzi sajátosságból adódóan, a tó négy részmedencéje – különálló tavakként – eltérő ütemben apadt, illetve telítődött vízzel (Cserny, 2002). Azon túl, hogy a Balaton részmedencéi között – mai adatok szerint is (Réthly és Bacsó in Virág, 1995) – van csapadékmennyiségbeli különbség, a vízháztartásbeli különbségeket elsősorban a Zala és egyéb hozzáfolyások okozzák, melyek hatása valószínűleg a prehistorikus időkben is hasonló volt.

A Balatonederics I. és Sárkeszi I. fúrás héjai stabilizotóp-összetételének elemzése során azt találtam, hogy a vizsgált két fúrás alapján rekonstruált klímaváltozások a lokális vizsgálatok (szedimentológia, illetve makrobotanika) alapján létrehozott rekonstrukcióba többnyire beleillenek. A két szelvény átfedő (és feltételezhetően éghajlati változások kimutatására alkalmas) szakaszainak összehasonlításakor arra kerestem a választ, hogy a két, egymástól mintegy 80 km-re levő területre feltételezett klímaváltozások mennyire párhuzamosíthatók (31. ábra).

A Sárkeszi fúrásból származó héjak összetétele alapján feltételezett, erőteljesen csapadékos éghajlat ~10 600–10 200 BP körül a Balatonederics I. fúrás csigahéjainak összetételében is megjelenik (a koradatok interpolálása alapján ~10 637–10 385 BP között), de a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek eltolódása nem haladja meg a 2‰-et. Az eltérő hatást a vízfelület és vízállás közti különbség okozhatja. Sárkeszinél a tavi környezet kialakulásakor az alacsony vízállás miatt a víz összetétele fokozottan kitett a csapadék okozta eltolódásnak (31. ábra).

A csapadékos időszakot a Balatonederics I. fúrás héjainak összetétele szerint egy feltételezhetően csapadékszegény periódus követi (~10 368–10 202 BP), ez azonban a Sárkeszi fúrásban adathiány okán nem jelenik meg (31. ábra).

31. ábra. A Balatonederics I. (A) és Sárkeszi I. (B) fúrások *Pisidium*- és *Valvata*-héjainak stabil oxigénizotóp-összetétele a radiokarbon adatok (Sümegi, 2007) alapján interpolált kor függvényében. A sötétszürke és világosszürke sávok az összetétel-változás alapján feltételezett csapadékos és száraz időszakokat jelzik.

A mintegy ~2000 éves hiátust követően a Sárkeszi I. fúrásból származó adatok a területen egy csapadékszegény periódust jeleznek 270–254 cm-nél (~7710–7290 BP).

A Sárkeszi fúrás oxigénizotóp-összetételének változása alapján feltételezhető aszályos időszak a Balatonederics I. fúrásban is kimutatható ~7940–7375 BP között (220–170 cm). Az aszályos periódust egy csapadékos követi, ami a Balatonederics I. fúrás alapján ~7375–6890 BP-re datálható. Ez a csapadékos időszak a Sárkeszi fúrásban mintegy 100 évvel későbbre tehető (~7266–7083 BP). A két fúrásban kimutatható csapadékos periódus a kormeghatározás hibája miatt párhuzamosítható.

A Sárkeszi I. fúrásban a csigahéjak $\delta^{18}\text{O}$ -értékének pozitív irányú eltolódása a párolgás hatását jelzi 245–222 cm-nél (~7057–6611 BP között), ez a csapadékszegény periódus kimutatható az időszak elejére a Balatonederics I. fúrás héjainak izotóp-összetételében is 135–120 cm-nél (~6889–6717 BP). A Sárkeszi I. fúrás csigahéja alapján

feltételezett rövid csapadékos időszak (~6190–6080 BP) a Balatonederics I. fúrás anyagában csak a *Pisidium* kagyló összetételében jelentkezik kismértékben (31. ábra).

A két fúrásból származó héjak izotóp-összetétele alapján feltételezhető klímaváltozások igen jó egyezést adnak. Ez alátámasztja azt a feltételezést, hogy a Sárkeszi tó kialakulását követően rekonstruálható környezetet elsősorban az éghajlat határozta meg.

4. Összefoglalás

A biogén karbonátok stabil oxigén- és szénizotóp-összetételének vizsgálata széles körben alkalmazott eszköz a múltban lejátszódó környezet- és klímaváltozások nyomon követésére. A módszer alapja, hogy a puhatestű élőlények mészvázuk felépítéséhez a környezetüket alkotó vízből veszik fel a szükséges anyagokat, így héjuk izotóp-összetétele tükrözi a víz összetételét. Mivel a víz összetétele a fennálló éghajlati paraméterek (csapadék, párolgás, hozzáfolyás) mennyiségének változásától függ, a kagylóban megőrződött izotóp-összetétel segítségével ezen környezeti paraméterek változékonyságára következtethetünk.

Disszertációm célja a módszer hazai, a Balaton területére történő alkalmazása és a kagyló- és csigahéjak nagyléptékű és szezonális változásainak vizsgálatával a területen korábban alkalmazott rekonstrukciós módszerek kiegészítése.

Az eredmények értelmezésének egyik sarkalatos kérdése az, hogy a kagylóhéjakban megőrzött információ milyen időszakra vonatkozik, ezért a dolgozatban a vizsgálat alapjául szolgáló Unionidae családba tartozó héjak növekedésének vizsgálatára is sor került (1). A módszer Balatonra való alkalmazhatóságának vizsgálata Tihanyról és Balatonszéplakról származó mai (recens) héjakon történt. A kagylókban megjelenő stabilizotóp-változékonyság értelmezéséhez a héj képződése során fennálló környezeti paraméterek változékonyságának hatását vizsgáltam a víz és a kagylóhéj izotóp-összetételére (2). A recens kagylók vizsgálatát követően a módszert a Balaton környéki M7-es autópálya építéséhez kapcsolódó régészeti feltárások közül két rézkori (Balatonkeresztúr-Réti-dűlő és Balatonőszöd-Temetői-dűlő lelőhelyek) és egy bronzkori (Ordacsehi-Bugaszeg és Kis-töltés) telepeket tartalmazó feltárás kagylóhéjain alkalmaztam (3). A régészeti feltárásokból származó kagylóhéjak elemzését a Balaton területéről és környékéről két fúrás (Balatonederics I. és Sárkeszi I.) kagyló- és csigahéjainak vizsgálatával egészítettem ki (4).

1. Az Unionidae családba tartozó kagylóhéjak növekedésvizsgálatának eredményei alapján a kagyló éves növekedésének leállása 12,7 °C hőmérséklet alatt történik. Nyáron a megemelkedett vízhőmérséklet (26-28 °C) a kagyló növekedésének átmeneti szünetét okozhatja, ami a víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékek és a hőmérséklet alapján becsült és mért kagyló $\delta^{18}\text{O}$ -értékek összehasonlításakor a hőmérséklet növekedését jelző negatív $\delta^{18}\text{O}$ -értékek

hiányával, illetve az intraannuális (évközi) növekedési vonalak beazonosításával bizonyítható. A Balatonban élő kagylóhéjak növekedését feltehetően elsődlegesen a hőmérséklet befolyásolja, a becsült és mért értékek illesztésének eredménye alapján a vizsgált kagylóhéj növekedése főleg a nyári időszakra tehető, míg az őszi időszakot lassuló növekedés jellemzi.

2. A Balatonra alkalmazott izotóp-egyensúlyi modell segítségével a fennálló éghajlati paraméterek (csapadék, párolgás és hozzáfolyások) hatása a víz oxigénizotóp-összetételére számszerűsíthető. Ennek első lépéseként a modell alkalmazhatóságát vizsgáltam a Balatonra, az 1998–2008 időszakra, majd szélsőséges csapadékos és aszályos időszakok hatását modelleztem a tóvíz és kagyló oxigénizotóp-összetételére. A modellezett időszakokat kiegészítettem a vizsgált időszak szélsőséges időjárású (2002–2003 aszályos és 2010 csapadékos) éveinek vizsgálatával. Az eredmények alapján az izotóp-egyensúlyi modell a Balatonra alkalmazható, ugyanakkor a teljes víztestre modellezett és felszíni mért víz $\delta^{18}\text{O}$ -értékek különbsége a Balaton vizének alkalomszerű rétegződésére hívja fel a figyelmet. A vizsgálat eredményeképpen a Balatonba hulló csapadék és a meleg, aszályos időszakot jelző párolgás hatása számszerűsíthetővé vált. A szélsőséges időjárású évek kagylóhéjainak oxigénizotóp-összetétele és az éghajlati paraméterek hatását jelző meteorológiai mérőszámok (csapadékmennyiség, természetes vízkészletváltozás stb.) között erős kapcsolat mutatható ki.

3. A Balatonkeresztúr–Réti-dűlő régészeti feltárásból származó kagylóhéjanyag stabilizotóp-vizsgálata alapján az időszak kezdetére (5460–5310 cal BP) meleg, kiegyenlített éghajlat feltételezhető, amelyet a balatonöszödi kagylóhéj $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékeinek pozitív irányú eltolódása is alátámaszt az 5420–5270 cal BP időszakra. Az eredmények alapján a meleg, száraz klímát egy rövid, de erőteljesen csapadékos időszak szakítja meg (~5310 cal BP). A bronzkori klímaváltozások kimutatása az Ordacsehi-Bugaszeg és Kis-töltés feltárásokból származó kagylóhéjak alapján történt. A kora középső bronzkori kultúrákhoz kapcsolódóan csapadékszegény éghajlat és ennek következményeként alacsony vízállás feltételezhető. Az eredmények a középső bronzkori Mészbetétes kultúra időszakára (3668 ± 72 cal BP) erőteljes változást jeleznek, ami a csapadék közvetlen hatásán kívül egyéb körülmények kialakulását (pl. öblözetek feltöltődése, gyűjtőhely megváltozása) feltételezi.

4. A Balaton területéről két fúrás (Balatonederics I. és Sárkeszi I.) kagyló- és csigahéjain végeztem stabilizotóp-elemzéseket, melyek eredményeivel az üledék és makrofossziliák alapján végzett paleoklíma-rekonstrukció kiegészíthető. A Balatonederics I. fúrás kagyló-

és csigahéj stabilizotóp-összetétele elsősorban éghajlati változások kimutatására alkalmas, míg a Sárkeszi I. fúrás héjanyagának vizsgálata a szedimentológia alapján kimutatott folyóvízi-tavi hidrológiai változást támasztja alá. A Balatonederics I. fúrásból származó héjak stabilizotóp-összetételének vizsgálata akár 100-200 éves felbontású, de ugyanakkor szélesebb időskálán (15 000–5000 BP-ig) történő környezetrekonstrukcióra kínált lehetőséget. Csapadékos és aszályos időszakokat sikerült azonosítani. A fúrásból származó két faj (*Pisidium* kagyló és *Valvata* csiga) együttes vizsgálata újabb megvilágítást adott az eredményeknek. A fajok eltérő élőhelyének és táplálkozási preferenciájának köszönhetően a sekély vizű, megnövekedett szervesanyag-bontással jellemezhető időszakok is kimutathatóvá váltak. A héjak $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ -értékei közt fennálló összefüggés elemzése a tó hidrológiai karakteristikájáról (pl. zárt és nyílt rendszerek) adott kiegészítő információt. A sárkeszi tavi környezet kialakulását követően rekonstruálható környezetet elsősorban az éghajlat határozta meg, hiszen a két fúrásból származó héjak izotópösszetétele alapján feltételezhető klímaváltozások erre az időszakra igen jó egyezést adtak.

A disszertációban a régészeti feltárások és fúrások héjainak stabilizotóp-összetételének eredményeit összevetettem más éghajlati rekonstrukciós módszerek eredményeivel is. Az összehasonlítás során kimutatható, hogy a héjak összetétele alapján történt rekonstrukció nagyon jól illeszkedik más, a területen történt rekonstrukciók eredményeihez, ugyanakkor nagyobb felbontása révén sok esetben kiegészíti azokat.

5. Summary

Stable isotope compositiona of shell carbonate provide an exciting tool to reveal the recorded past climatic and environmental conditions. As the stable isotope composition of water depends on precipitation, evaporation and inflow amounts, the isotope composition preserved in molluscan shell can be directly correlated with the variability of these climatic parameters.

The aim of the thesis was to investigate the impact of climatic parameters on isotopic composition of water and shell carbonate in order to better understand past isotopic signals detected in bivalve shells from archaeological excavations and cores.

First, the growth patterns of *Unio pictorum* shells were investigated. According to the results, shell precipitation primarily depends on temperature; shells grow mainly during summer, while during autumn shell growth is moderate. The growth cessation presumably occurs at 12.7 °C.

An isotope mass balance model was established for Lake Balaton and this basis allows the quantification of climate parameters affecting the isotope composition of lake water and shell carbonate. In addition, theoretical intra-shell amplitudes were calculated for different precipitation amounts and using the model the relationship between intra-shell amplitude and precipitation amount and precipitation/evaporation ratio was determined.

Stable isotope analyses were applied to investigate past environmental changes. Therefore I measured the stable C and O isotope compositions of *Unio* shells from archaeological excavations (Balatonkeresztúr-Réti-dűlő, Balatonőszöd-Temetői-dűlő, Ordacsehi-Bugaszeg and Ordacsehi-Kis-töltés sites) and *Pisidium* and *Valvata* shells from cores (Balatonederics I. and Sárkeszi I.) in order to reconstruct past environmental and climatic changes in Balaton area.

The *Unio* shells from Balatonkeresztúr-Réti-dűlő site provide informations about the environmental conditions of Late Copper Age. Based on the results a moderate climate can be supposed for the beginning of the period (5460–5310 cal BP). This climatic condition is supported by the isotopic composition detected in the shell material from Balatonőszöd-Temetői-dűlő site as well. The significant shifts to lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values and large intra-shell amplitude around ~5310 cal yr BP suggest that the climate became gradually wet.

Based on a positive shift in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in shell from early to middle Bronze Age a dry climate can be assumed in the time of the Somogyvár-Vinkovci and Kisapostag culture. The remarkable shift in $\delta^{18}\text{O}$ values indicate a considerable change during the Middle Bronze Age (related to Encrusted Pottery culture in Ordacsehi sites, 3668 ± 72 cal. BP). The strong isotopic change may have been caused by significant increase in precipitation that caused change in the local environment, but other (non-climatic factors, such as changes in fishery habits) should also be taken into account.

According to the variability of the stable isotope compositions of *Pisidium* and *Valvata* shells from Balatonederics I. core, wet and dry periods during the last 15 000 yr can be distinguished at a 100-200 year resolution. Beside interpretation of stable isotope variability of *Pisidium* and *Valvata* shells from the Balatonederics I. core, the zoological approach of the stable isotope differences between the species and the $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ correlation analyses provided new aspects of the results. Based on the diversity of isotope data of the two studied species (*Pisidium* bivalve and *Valvata* gastropod) due to their different habitat, periods characterized by shallow water level and elevated dissolution of organic material can be assumed. The representation of the $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ correlations provided information about the past hydrological characteristic of the lake.

The stable isotope variability detected in *Valvata* shells from the Sárkeszi I. core supported the fluvial-lacustrine hydrological change (confirmed by sedimentological observations of Sümegi P.). According to the isotope compositions of the shells, following the evolved lake, the environment formed by climatic effect. This supported by a good correlation between the isotope data of Sárkeszi I. and Balatonederics I. cores for the period.

6. Köszönöm

„Egy doktori értekezés megszületése sohasem a kezdő kutató egyedüli érdeme” olvastam valahol és ezzel mélyen egyetértve szeretnék köszönetet mondani családomnak, témavezetőimnek és kollegáimnak.

Hálás vagyok a családomnak, férjemnek és kisfiamnak, türelmükért, megértésükért.

Köszönettel tartozom témavezetőimnek, dr. Demény Attilának és dr. Sümegi Pálnak, hogy értékes tanácsaikkal, támogatásukkal és bátorításukkal segítették a dolgozat létrejöttét.

Külön köszönet illeti a dolgozat házibírálóit dr. Fórizs Istvánt és dr. Kern Zoltánt, hogy értékes szakmai észrevételeikkel segítették munkámat.

Köszönöm a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézet munkatársainak, hogy a dolgozat létrejöttéhez szükséges háttérrel biztosították számomra.

Köszönet illeti a stabilizotóp laboratóriumban való segítségért Siklósy Zoltánt, Kovácsné Varga Katalint és Szász Noémit, a csodálatos metszetekért Müller Alexandrát, a katódlumineszcens vizsgálatokért dr. Bajnóczi Bernadettet, és nem utolsósorban köszönet Látos Dezsőnének, Móninak.

A doktori munkám keretében feldolgozott szubrecens kagyló- és csigamintákért külön köszönet illeti dr. Sümegi Pált, dr. Gulyás Sándort, Serlegi Gábort, Fábián Szilviát, dr. Horváth Tündét és dr. Kiss Viktóriát, akiknek a régészeti háttér megértésében való segítségükért is hálás vagyok.

Köszönet illeti dr. Cserny Tibort, dr. Móra Arnoldot, Kenesei Gyöngyit és Menyhárt Csabát, hogy a recens kagylóhéjak és a vízminták begyűjtésében segítettek munkámat.

Külön köszönet illeti dr. Németh István biostatisztikust a statisztikai elemzésekben való segítségéért.

A dolgozatban tárgyalt minták lemérését az OTKA-68343 projekt (vezető: dr. Demény Attila) keretein belül végeztem.

7. Felhasznált irodalom

- Abell, P.I., Amegashitsi, L., Ochumba, P.B.O. 1995. The shells of *Etheria elliptica* as recorders of seasonality at Lake Victoria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 119: 215-219.
- Apolinarska, K. 2009a. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotope investigation of the Late Glacial and early Holocene biogenic carbonates from the Lake Lednica sediments, western Poland. *Acta Geologica Polonica* 59(1): 111-121.
- Apolinarska, K. 2009b. Reconstructions of the early and middle Holocene climate and environment based on $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ records in biogenic carbonates; Lake Niepruszewskie, western Poland. *Acta Geologica Polonica* 59(3): 359-370.
- Apolinarska, K., Hammarlund, D. 2009. Multi-component stable isotope records from Late Weichselian and early Holocene lake sediments at Imiołki Poland: palaeoclimatic and methodological implications. *Journal of Quaternary Science* 24: 948-959.
- Baranyi, S. 1975. A Balaton hidrológiai jellemzői. *Vízügyi Közlemények* 57: 249-260.
- Baranyi, S. 1980. A Balaton meteorológiai, hidrológiai jellemzői. In Baranyi S. (szerk.): A Balaton kutatása és szabályozása. *VITUKI Közlemények* 27: 211-255.
- Barbin, V. 2000. Cathodoluminescence of carbonate shell: biochemical vs. diagenetic process. In M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc, D. Ohnenstetter (szerk.): *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer-Verlag, Berlin pp. 303-329.
- Barna G., Fórizs I. 2007. A Balaton stabilizotóp-hidrológiai karakterisztikája. Térbeli eloszlás és a párolgási izotóp-effektus. *Hidrológiai Közöny* 87(2): 35-51.
- Barna, G., Demény, A., Serlegi, G., Fábián, Sz., Sümegi, P., Fórizs, I., Cserny, T. 2010. Seasonal fluctuations in the Copper Age: stable isotope record of molluscan shells (Balaton region, Hungary). *Bivalves Biomineralization Archival Potential and Proxy Incorporation*. The Royal Flemish Academy of Belgium for Science and the Arts. pp. 59-63.
- Bendefy L., V. Nagy, I. 1969. A Balaton évszázados partvonalváltozásai. *Műszaki Könyvkiadó, Budapest* p. 215.
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B., INTIMATE members, 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* 13, 283-292.
- Brehm, A.E. 1997. Alsórendű állatok. Az állatok világa 17. Kassák Kiadó, Budapest p. 394.
- Carroll, M., Romanek, C.S. 2008. Shell layer variation in trace element concentration for the freshwater bivalve *Elliptio complanata*. *Geo-Marine Letters* 28: 369-381.
- Clark, I. D., Fritz, P. 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. New York: Lewis Publishers, 328 p.
- Coplen, T.B. 1996. New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon and oxygen isotope ratio data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 3359-3360.
- Coplen, T.B., Kendall, C., Hopple, J. 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302: 236-238.
- Craig, H., Gordon, L.I. 1965. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In E. Tongiorgi (szerk.): *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Lab. Geol. Nucl., Pisa pp. 1-122.
- Cserny, T. 2002. A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. *Földtani Közöny* 132 különszám: 193-213.

- Cserny, T., Hertelendi, E., Tarján, S. 1995. Results of isotope-geochemical studies in the sedimentological and environmental geologic investigations of Lake Balaton. *Acta Geologica Hungarica* 38: 355-376.
- Dansgaard, W. 1953. The abundance of O¹⁸ in atmospheric water and water vapour. *Tellus* 5:461-469.
- Dansgaard, S., Johnsen, J., Møller, J., Langway, C.C.Jr. 1969. One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. *Science* 166: 377-380.
- Demény, A. 2003. Stabilizotóp-geokémia és termometria: hogyan és mire? *Földtani Közlöny* 133: 263-270.
- Demény, A. 2004. Stabilizotóp-geokémia. *Magyar Kémiai folyóirat* 109-110: 192-198.
- Demény A., Schöll-Barna, G., Siklósy, Z., Bondár, M., Sümegi, P., Serlegi, G., Fábián, Sz., Fórizs, I. 2010. Az elmúlt ötezer év éghajlatváltozási eseményei a Kárpát-medencében és társadalmi hatásai. „Klíma-21” Füzetek 59: 82-95.
- Dettman, D.L., Lohmann, K.C. 1993. Seasonal Change In Paleogene Surface Water $\delta^{18}\text{O}$: Fresh-water Bivalves Of Western North America. *Geophysical Monograph* 78. (Climate Change in Continental Isotopic Records): 153-163.
- Dettman, D. L., Reische, A. K., Lohmann, K. C. 1999. Controls on the stable isotope composition of seasonal growthbands in aragonitic fresh-water bivalves (Unionidae). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63: 1049-1057.
- Dettman, D.L., Flessa, K.W., Roopnarine, P.D., Schöne, B.R., Goodwin, D.H. 2004. The use of oxygen isotope variation in shells of estuarine mollusks as a quantitative record of seasonal and annual Colorado River discharge. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(6): 1253-1263.
- Entz, B., Sebestyén, O. 1940. A Balaton élete. A Magyar Biológiai Kutatóintézet munkái 12: 2-22.
- Epstein, S., Mayeda, T. 1953. Variation of O¹⁸ content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4: 213-224.
- Fábián, Sz. 2006. Balatonkeresztúr-Réti-dűlő (M7/S-35 lelőhely). In: Honti et al. Régészeti Kutatások az M7-es autópálya Somogy megyei szakaszán és a 67-es úton (2004–2005). Előzetes jelentés IV. Somogyi Múzeumok Közleményei 17 (2006) 7-70.
- Fábián, Sz., Serlegi G. 2007. Egy telep hét élete: Ember és táj kapcsolata Balatonkeresztúr Réti-dűlő lelőhelyen. In Balogh M. (szerk.): *Diszciplínák határain innen és túl. Fiatal Kutatók Fóruma* 2. 2006. pp. 273–284.
- Fábián, Sz., Serlegi, G. 2009. Settlement and environment in the Late Copper Age along the southern shore of Lake Balaton. In T.L. Thurston és R.B. Salisbury (szerk.): *Reimagining Regional Analysis – The Archaeology of Spatial and Social Dynamics*. Cambridge: Cambridge Scholars Publishing pp. 199-233.
- Fisher, R.A. 1925. Statistical methods for research workers. Hafner Press. 362 p.
- Fritz, P., Poplawski, S. 1974. ¹⁸O and ¹³C in the shells of freshwater molluscs and their environments. *Earth and Planetary Science Letters* 24: 91-98.
- Fritz, P. 1981. River waters. In J.R. Gat és R. Gonfiantini (szerk.): *Stable isotope hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Water Cycle*. I.A.E.A. Technical Report., 210: 177-201.
- Gaffey, S.J., Bronnimann, C.E. 1993. Effects of bleaching on organic and mineral phases in biogenic carbonates. *Journal of Sedimentary Research* 63: 752-754.
- Gallina, Zs., Honti, Sz., Kiss, V., Nagy, Á., Németh, P. G., Sebők, K., Somogyi, K. 2002. Ordacsehi-Bugaszeg. In Honti, Sz., Belényesy, K., Gallina, Zs., Kiss, V., Kulcsár, G., Marton, T., Nagy, Á., Németh, P., Oross, K., Sebők, K., Somogyi, K. (szerk.): *A tervezett M7-es autópálya Somogy megyei szakaszán 2000-2001-ben végzett*

- megelőző régészeti feltárások. Előzetes jelentés II. Somogyi Múzeumok Közleményei. 15:3-36, Kaposvár
- Gat, J.R. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrological cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 24: 225-262.
- Gat, J.R., Levy, Y. 1978. Isotope hydrology of inland sabkhas in the Bardawil area. Sinai. *Limnology and Oceanography* 23: 841-850.
- Gat, J.R., Browser, C., Kendall, C. 1994. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: estimate based on stable isotope data. *Geophysical Research Letters* 21: 557-560.
- Gat, J.R., Mook, W.G., Meijer., H.A.J. 2001. Atmospheric water. Vol. II. In W.G. Mook (szerk.): *Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications*. IAEA, Technical Documents in Hydrology 39: 17-40.
- Gillikin, D.P., Hutchinson, K.A., Kumai, Y. 2009. Ontogenic increase of metabolic carbon in freshwater mussel shells (*Pyganodon cataracta*). *Journal of Geophysical Research* 114 G01007
- Gonfiantini, R. 1986. Environmental isotopes in lake studies. In P. Fritz, J. Ch. Fontes (szerk.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier New York, Volume 3: 113-168.
- Grigorovich, I.A., Mills, E.L., Richards, C.B., Breneman, D., Ciborowski, J.J.H. 2005. European valve snail *Valvata piscinalis* (Müller) in the Laurentian Great Lakes basin. *Journal of Great Lakes Research* 31(2): 135-143.
- Grossman, E.L., Ku, T.L. 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 59: 59-74.
- Gulyás, S. 2011. Az édesvízi kagylók szerepe a Kárpát-medence neolit közösségeinek gazdálkodásában és az ártéri, folyóvízi környezet lokális, regionális adottságainak rekonstrukciójában. Doktori értekezés, SZTE TTIK Földtani és Őslénytani Tanszék
- Gulyás, S., Sümegei, P. 2011. Farming or foraging? New environmental data to the life and economic transformation of Late Neolithic tell communities (Tisza Culture) in SE Hungary. *Journal of Archaeological Science* 38: 3323-3339
- Hammarlund, D. 1993. Evidence of a distinct $\delta^{13}\text{C}$ decline in organic lake sediments at the Pleistocene–Holocene transition in southern Sweden. *Boreas* 22: 236–243.
- Hammarlund, D., Aravena, R., Barnekow, L., Buchardt, B., Possert, G. 1997. Multi component carbon isotope evidence of early Holocene environmental change and carbon flow pathways from a hard-water lake in northern Sweden. *Journal of Paleolimnology* 18: 219-233.
- Hammarlund, D., Barnekow, L., Birks, H.J.B., Buchardt, B., Edwards, T.W.D. 2002. Holocene changes in atmospheric circulation recorded in the oxygen-isotope stratigraphy of lacustrine carbonates from northern Sweden. *The Holocene* 12: 339-351.
- Hammer, R., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Paleontologica Electronica* 4 (1): 1-9.
- Hoefs, J. 1997. *Stable isotope geochemistry*. Berlin: Springer Verlag. 168 p.
- Holopainen, I.J. 1979. Population dynamics and production of *Pisidium* species (Bivalvia, Sphaeriidae) in the oligotrophic and mesohumic lake Pääjärvi, southern Finland. *Archiv für Hydrobiologie* 54(4): 466-508.
- Holopainen, I.J., Hanski, I. 1986. Life history variation in *Pisidium* (Bivalvia: Pisidiidae). *Holarctic Ecology* 9: 85-98.
- Honti, Sz., Belényesy, K., Gallina, Zs., Kiss, V., Kulcsár, G., Marton, T., Nagy, Á., Németh, P., Oross, K., Sebők, K., Somogyi, K. 2002. A tervezett M7-es autópálya

- Somogy megyei szakaszán 2000-2001-ben végzett megelőző régészeti feltárások. Előzetes jelentés II. Somogyi Múzeumok Közleményei. 15:3-36, Kaposvár
- Horváth, T. 2010a. Természettudományos megfigyelések a középső és késő rézkori kultúrák fazekasáruin Balatonöszöd–Temetői dűlő lelőhelyen. *Archeometriai Műhely* 2010/1: 83-104.
- Horváth, T. 2010b. Transcendent phenomena in the Late Copper Age Boleráz/Baden settlement uncovered at Balatonöszöd–Temetői dűlő: human and animal „depositions”. www.jungsteinSITE.de, 01. September 2010
- Horváth, T. 2010c. Megfigyelések a középső és késő rézkori kultúrák fazekasáruin Balatonöszöd–Temetői dűlő lelőhelyen. Készítéstechnikai vizsgálatok. *Archeometriai Műhely* 2010/1:51-82.
- Horváth, T. 2011. A késő rézkor időszaka más szemszögből: tipo-kronológiai megfigyelések a Balatonöszöd–Temetői dűlői késő rézkori Boleráz/Baden település leletanyagán. *GESTA X*, 3–135.
- Horváth, T., Svingor, É., Sipos, Gy. 2012. Abszolút és relatív kronológia. In: Horváth T (szerk.) *Balatonöszöd–Temetői dűlő őskori településrészei: a középső rézkori, késő rézkori és kora bronzkori települések* Budapest: MTA BTK Régészeti Intézete, 2012. pp. 689-730. (ISBN:978-615-5254-00-0).
- Horváth, T., Sipos, Gy., May, Z., Tóth, M. 2010. The date of the Late Copper Age ritual mask from Balatonöszöd-Temetői dűlő. *Antaeus* 31–32: 499–513.
- Jacob, H., Sonntag, C. 1991. An 8-year record of the seasonal variations of ^2H and ^{18}O in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg, Germany. *Tellus* 43(B): 291-300.
- Jakab, G., Sümegi, P., Szántó, Zs. 2005. Késő-glaciális és holocén vízszintingadozások a Szigligeti öbölben (Balaton) makrofosszília vizsgálatok eredményei alapján. *Földtani Közlöny* 135(3): 405-431.
- Járai-Komlódi, M. 1966. Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetációtörténetéhez I. *Botanikai Közlemények* 53(3): 191-201.
- Járai-Komlódi, M. 1969. Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetációtörténetéhez II *Botanikai Közlemények* 56(1): 43-55.
- Jones, D.S. 1983. Sclerochronology: reading the record of the molluscan shell. *American Scientist* 71(4): 384-391.
- Jones, D.S. 1985. Growth increments and geochemical variations in the molluscan shell. *SEPM Short Course, Studies in Geology* 13: 72-87.
- Jones, D.S., Quitmeyer, I.R. 1996. Marking time with bivalve shells: Oxygen isotopes and season of annual increment formation. *Palaaios* 11: 340-346.
- Jones, D.S., Arthur, M.A., Allard, D.J. 1989. Sclerochronological record of temperature and growth from shells of *Mercenaria mercenaria* from Narragansett Bay, Rhode Island. *Marine Biology* 102: 225-234.
- Juhász, I. 2007. The pollen sequence from Szigliget. In: Zatykó Cs., Juhász I., Sümegi P. (szerk.) *Environmental Archaeology in Transdanubia (Hungary)*. Budapest: MTA Régészeti Intézete, 2007. pp. 69-77. (*Varia Archaeologica Hungarica*; 20.)
- Kaandorp, R.J.G., Vonhof, H.B., Del Busto, C., Wesselingh, F.P., Ganssen, G.M., Marmol, A.E., Pittman, L.R. van Hinte, J.E. 2003. Seasonal stable isotope variations of the modern Amazonian freshwater bivalve *Anodontites trapesialis*. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 194: 339-354.
- Kern, Z., Grynaeus, A., Morgós, A., Horváth, E., Schmidt, B. 2009. High and low stands of Balaton Lake: reconstructed end-summer lake levels from 1601 based on radial growth of oak trees. *EuroDendro2009*, pp.103.

- Kern Z., Morgós, A., Grynaeus, A., Horváth, E. 2010. A Balaton nyárvégi vízállásainak rekonstrukciója tölgyek sugárirányú növekményei alapján 1601-től 2003-ig. In: Kázmér, M. (szerk.) Környezettörténet 2010. Általános Földtani Szemle könyvtára 3. Hantken Press, pp.51.
- Kern, Z., Kázmér, M., Bosnakoff, M., Bajnóczi, B., Váczi, T., Katona, L. 2012. Incremental growth and mineralogy of Pannonian (Late Miocene) sciaenid otoliths: paleoecological implications. *Geologica Carpathica* 63/2: 175-178.
- Kipp, R.M., Benson, A.J., Larson, J., Fusaro, A. 2012. *Valvata piscinalis*. USGS Nonindigenous Aquatic Species Database, Gainesville, FL. <http://nas.er.usgs.gov/queries/factsheet.aspx?SpeciesID=1043> Revision Date: 6/12/2012
- Kiss, V. 2007. A Balaton déli partvidéke és a Dél-Dunántúl a Bronzkorban. Kr. e. 3. évezred első harmada (2700/2500) – 8. század. In Belényesy K., Honti, Sz., Kiss, V. (szerk.): Gördülő idő. Régészeti feltárások az M7-es autópálya Somogy megyei szakaszán Zamárdi és Ordacsehi között. pp. 29-34.
- Kiss, V. 2009. A bronzkori kerámia-készlet változásairól (A mészbetétes kerámia kultúrája tipológiai vázlata). *Tisicum* 19: 155-174.
- Krieger, S., 1776. Descriptio Fluvii Sió, et Lacus Balaton. In: CHOLNOKY, J. (szerk.) A Balaton Hidrográfiája, Budapest.
- Kulcsár, 2007. Ordacsehi-Kis-töltés. In Belényesy K., Honti, Sz., Kiss, V. (szerk.): Gördülő idő. Régészeti feltárások az M7-es autópálya Somogy megyei szakaszán Zamárdi és Ordacsehi között. pp. 185-195.
- Leng, M. J., Marshall, J.D. 2004. Paleoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* 23(7-8): 811-831.
- Li, H.C., Ku, T.L. 1997. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133: 69-80.
- Lorrain, A., Paulet, Y-M., Chauvaud, L., Dunbar, R., Mucciarone, D., Fontugne, M. 2004. $\delta^{13}\text{C}$ variation in scallop shells: Increasing metabolic carbon contribution with body size? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68: 3509-3519.
- Love, K.M., Woronow, A. 1991. Chemical changes induced in aragonite using treatments for the destruction of organic material. *Chemical Geology* 93: 291-301.
- Majoube, M. 1971. Fractionnement en oxygène-18 et en deuterium entre l'eau et la vapeur. *Journal de Chimie Physique et de Physico-Chimie Biologique* 68: 1423-1436.
- McConnaughey, T.A., Gillikin, D.P. 2008. Carbon isotopes in mollusk shell carbonates. *Geo-Marine Letters* 28: 287-299.
- McConnaughey, T.A., Burdett, J., Whelan, J.F., Paull, Ch.K. 1997. Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61(3): 611-622.
- McKenzie, J.A. 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In Stumm W. (szerk.): *Chemical Processes in Lakes*. Wiley: New York; 99-118.
- McKinney, C.R., McCrea, J.M., Epstein, S., Allen, H.A., Urey, H.C. 1950. Improvements in Mass Spectrometers for the Measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Review of Scientific Instruments* 21: 724-730.
- McMahon, R.F. 1979. Response to temperature and hypoxia in the oxygen consumption of the introduced asiatic freshwater clam *Corbicula fluminea* (Müller). *Comparative Biochemistry and Physiology Part A: Physiology* 63(3): 383-388.
- McMahon, R.F., Bogan, A.E. 2001. Mollusca: Bivalvia. In J.P. Thorp, A.P. Covich (szerk.): *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*. Academic Press, San Diego pp. 315-400.

- Meyer, A.F. 1942. Evaporation from lakes and reservoirs. A Study on Fifth Years' Weather Bureau Records. Bulletin of Minnesota Resources Commission, St. Paul, MN (1942)
- Meyers, P.A., Teranes, J.L. 2001. Sediment organic matter. In Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 2. In W. Last, J.P. Smol (szerk.): Physical and Geochemical Methods, Kluwer: Dordrecht pp. 239-269.
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R. 1993. Lacustrine organic geochemistry – an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Organic Geochemistry 20: 867-900.
- Miháltzné Faragó, M. 1983. Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin. MÁFI évi jel. 1981-ről. pp. 439-448.
- Mook, W.G., Tan, F.C. 1991. Stable carbon isotopes in rivers and estuaries. In E.T. Degens, S. Kempe, J.E. Richey (szerk.): Biochemistry of Major World Rivers SCOPE 42. John Wiley, New York, pp. 245-264.
- Mouthon, J., Daufresne, M. 2008. Population dynamics and life cycle of *Pisidium amnicum* (Müller) (Bivalvia: Sphaeriidae) and *Valvata piscinalis* (Müller) (Gastropoda: Prosobranchia) in the Saone river, a nine-year study. International Journal of Limnology 44(4): 241-251.
- Müller, G. 1970. High-magnesian Calcite and Protodolomite in Lake Balaton (Hungary) Sediments. Nature, 226: 749-750.
- Myrbo, A., Shapley, M.D. 2006. Seasonal water-column dynamics of dissolved inorganic carbon stable isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) in small hardwater lakes in Minnesota and Montana. Geochimica et Cosmochimica Acta 70(11): 2699-2714.
- Nagyné Bodor, E., Cserny, T. 1997. A Keszthelyi-öböl vízzel borítottságának fejlődéstörténete. Hidrológiai Közlöny 77. (1-2): 98-100.
- Nagyné Bodor, E., Cserny, T. 1998a. A balatoni öblök vízborítottságának összehasonlító fejlődéstörténete a palynológiai vizsgálatok eredményei alapján. Hidrológiai Közlöny 78(5-6): 360-363.
- Nagyné Bodor, E., Cserny, T. 1998b. A Szigligeti-öböl vízzel borítottságának fejlődéstörténete a palynológiai vizsgálatok eredményei alapján. Hidrológiai Közlöny 78(5-6): 364-366.
- Nagyné Bodor, E., Járainé Komlódi, M. 1999. Palynológiai vizsgálatok a tapolcai medencében: I. Vízi és mocsári növények a holocén és későglaciális időkben. Hidrológiai Közlöny 79(6): 332-333.
- Nagyné Bodor, E., Szurominé Korecz, A., Cserny, T. 2000. A Siófoki-medence vízborításának fejlődéstörténete, palynológiai és ostracoda vizsgálatok alapján. Hidrológiai Közlöny 80(5-6): 329-332.
- Negus, C. 1966. A quantitative study of growth and production of Unionid mussels in the River Thames at Reading. Journal of Animal Ecology 35(3):513-532.
- Pingitore, N.E. (1982): The role of diffusion during carbonate diagenesis. Journal of Sedimentary Petrology 52:27-39.
- Schoch-Fischer, H., Rozanski, K., Jacob, H., Sonntag, C., Jouzel, J., Östlund, G., Geyh, M.A. 1984. Hydrometeorological factors controlling the time variation of D, ^{18}O and ^3H in atmospheric water vapour and precipitation in the northern westwind belt. In: Isotope Hydrology 1983. Proc. IAEA Conf., Vienna: 3-31.
- Schöll-Barna, G. 2011. An isotope mass balance model for the correlation of freshwater bivalve shell (*Unio pictorum*) carbonate $\delta^{18}\text{O}$ to climatic conditions and water $\delta^{18}\text{O}$ in Lake Balaton (Hungary). Journal of Limnology 70(2): 272-282.
- Schöll-Barna, G., Demény, A., Serlegi, G., Fábián, Sz., Sümegi, P., Fórizs, I., Bajnóczi, B. 2012. Climatic variability in the Late Copper Age: Stable isotope fluctuation of

- prehistoric *Unio pictorum* (Unionidae) shells from Lake Balaton (Hungary). *Journal of Paleolimnology* 47: 87-100.
- Schöne, B.R., Dunca, E., Mutvei, H., Norlund, U. 2004. A 217-year record of summer air temperature reconstructed from freshwater pearl mussels (*M. margaritifera*, Sweden). *Quaternary Science Reviews* 23(16-17): 1803-1816.
- Spötl, C., Vennemann, T.W. 2003. Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. *Rapid Communication in Mass Spectrometry* 17: 1004-1006.
- Sümege, P. 1998. Ember és környezet kapcsolata a Kárpát-medencében az elmúlt 15000 év során. *Panniculus. Ser B, 3. Szombathely* pp. 367-395.
- Sümege, P. 2003. Régészeti geológia és történeti ökológia alapjai. *JATEPress, Szeged* pp. 223
- Sümege, P. 2007. Üledékgyűjtő medencék környezettörténeti vizsgálata. In: Magyarország negyedidőszak végi környezettörténete. MTA doktori értekezés. Szeged-Budapest, pp. 373-389.
- Sümege, P. 2011. Kis-Balatoni és balatoni fúrások archeomalakológiai vizsgálatának eredményei. *Archeometriai műhely* 2011(2): 137-156.
- Sümege, P., Töröcsik, T. 2008. Jelentés a Balatonedericsi 1 fúrás 4 cm-kénti pollen vizsgálatáról. *Szegedi Egyetem, Földtani Tanszék*
- Sümege, P., Krolopp, E., Rudner, E. 2002. Negyedidőszak végi öskörnyezeti változások a Kárpát-medencében térben és időben. *Földtani Közlöny* 132 (különszám): 5-22.
- Sümege, P., Gulyás, S., Jakab, G. 2008. Holocene Paleoclimatic and paleohydrological changes in Lake Balaton as inferred from a complex quantitative environmental historical study of a lacustrine sequence of the Szigliget embayment. *Documenta Praehistorica* 35: 33-43.
- Sümege, P., Töröcsik, T., Jakab, G., Gulyás, S., Pomázi, P., Majkut, P., Páll, G.D., Persaits G., Bodor, E. 2009. The environmental history of Fenékpusztá with a special attention to the climate and precipitation of the last 2000 years. *Journal of Env. Geogr.* II.(3-4): 5-14.
- Sümege, P., Kozák, J., Tóth, Cs. 2011a. A Tiszapolgár-Kengerföld bronzkori tell kagylóanyagának táplálkozásbiológiai (paleozoológiai) feldolgozása. *Archeometriai Műhely* 2011(2): 197-208.
- Sümege, P., Heinrich-Tamáska, O., Töröcsik, T., Jakab, G., Pomázi, P., Majkut, P., Páll, G.D., Persaits, G., Bodor, E. 2011b. Reconstruction of the environmental history of Keszthely-Fenékpusztá. In: O. Heinrich-Tamáska (szerk) *Keszthely-Fenékpusztá im Kontext spätantiker Kontinuitätsforschung zwischen Noricum und Moesia. Castellum Pannonicum Pelsonense Vol. 2.* pp. 541-573.
- Szántó, Zs., Sümege, P. 2007. The radiocarbon dates for Sárkeszi I sequence. In: Zatykó Cs., Juhász I., Sümege P. (szerk.): *Environmental Archaeology in Transdanubia (Hungary)*. Budapest: MTA Régészeti Intézete, 2007. pp. 366-367. (*Varia Archaeologica Hungarica*; 20.)
- Szurominé Korecz, A., Nagyné Bodor, E. 1999. A Szemesi-medence fejlődéstörténete a Tó-25. számú mederfúrás ostracoda és sporomorpha vizsgálata alapján. *Hidrológiai Közlöny* 79(6): 383-385.
- Talbot, M.R. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 80(4): 261-279.
- Tao, K., Grossman, E.L. 2010. Origin of high productivity in the Pliocene of the Florida Platform: Evidence from stable isotopes and trace elements. *Palaios* 25: 796-806.

- Tullner, T. 2002. A Balaton vízszintváltozásai földtudományi adatbázisának térinformatikai feldolgozása tükrében. Budapest. Doktori dolgozat p. 142.
- Tullner, T., Cserny, T. 2003. New aspects of lake-level changes, Lake Balaton, Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 46(2): 215-238.
- Urey, H.C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*. 1947: 562-581.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Trimborn, P. 1999. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148(1-3): 133-152.
- von Grafenstein, U., Eicher, U., Erlenkeuser, H., Ruch, P., Schwander, J., Ammann, B. 2000. Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159(3-4): 215-229.
- Varga, Gy. 2004. A Balaton vízháztartásának közelmúlt években tapasztalt szélsőségei. *Földrajzi Közlemények* 128: 1-10.
- Varga, Gy. 2005. A Balaton vízháztartási viszonyainak vizsgálata. *Vízügyi. Közlemények* 87: 93-104.
- Varga, Gy., Urban, J., Papp, J., Mika, J., Pálffy, L., Bálint, G. 2004. The 2000-2003 extremes in the water budget of lake Balaton. *Geophysical Research Abstracts* Vol.6, 07795.
- Veinott, G.I., Cornett, R.J. 1996. Identification of annually produced opaque bands in the shell of the freshwater mussel *Elliptio complanata* using the seasonal cycle of $\delta^{18}\text{O}$. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science* 53: 372-379.
- Verdegaal, S., Troelstra, S.R., Beets, C.J., Vonhof, H.B. 2005. Stable isotopic records in unionid shells as a paleoenvironmental tool. *Netherlands Journal of Geosciences* 84(4): 403-408.
- Versteegh, E.A.A., Troelstra, S.R., Vonhof, H.B., Kroon, D. 2009. Oxygen isotope composition of bivalve seasonal growth increments and ambient water in the rivers Rhine and Meuse. *Palaios* 24: 497-504.
- Versteegh, E.A.A., Vonhof, H.B., Troelstra, S.R., Kaandorp, R.J.G., Kroon, D. 2010. Seasonally resolved growth of freshwater bivalves determined by oxygen and carbon Isotope shell chemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11(8): 16.
- Virág, Á. 1995. A Balaton múltja és jelene. Egri Nyomda p. 904.
- VITUKI, 1986. A Balaton vízháztartási mérlegkészítésének fejlesztése. VITUKI témajelentés. Budapest, 1986
- Ward, A.D., Elliot, W.J. 1995. *Environmental Hydrology*, CRC Lewis Publishers p. 462.
- Wild, E.M., Stadler, P., Bondár, M., Draxler, S., Friesinger, H., Kutschera, W., Priller, A., Rom, W., Ruttikay, E., Steier, P. 2001. New chronological frame for the young Neolithic baden culture in Central Europe (4th millenium BC). *Radiocarbon* 43(2B): 1057-1064.
- Williams, D.F., Arthur, M.A., Jones, D.S., Healy-Williams, N. 1982. Seasonality and mean annual sea surface temperatures from isotopic and sclerochronological records. *Nature* 296: 432-434.
- Wurster, C.M., Patterson, W.P. 2001. Seasonal variation in stable oxygen and carbon isotope values recovered from modern lacustrine freshwater mollusk: Paleoclimatological implications for sub-weekly temperature records. *Journal of Paleolimnology* 26: 205-218.

- Zólyomi, B. 1952. Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. MTA Biológiai Osztály Közleményei I(4): 491-543.
- Zólyomi, B. 1995. Opportunities for pollen stratigraphic analysis of shallow lake sediments: the Example of Lake Balaton. GeoJournal 36(2/3): 237-241.

8. Melléklet

1. melléklet. A Balaton klorofill-A koncentrációja 2002-2007 májustól októberig tartó időszakban (forrás: Vidékfejlesztési Minisztérium Információs Tájékoztató Rendszere, www.kvvv.hu).

2. melléklet. A recens vizsgálatához felhasznált *Unio pictorum* kagylók stabil szén- és oxigénizotóp-összetétele. A gyűjtési helyek: Tihany (TUp_07_01 és TUp_07_03) Siófok-Balatonszéplak (Sup_04, Sup_08) és a Siófoki-medence (Up_2010_01 és Up_2010_02), Az adatok ‰-ben a V-PDB sztenderdhez viszonyítva vannak megadva; mm: héj szélétől való távolság.

Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
TUp07_01 (2007)	0,3	-4,86	-1,61	TUp07_03 (2007)	0,1	-5,30	-2,30
	0,9	-4,96	-1,92		0,2	-5,03	-1,96
	1,2	-4,82	-1,27		0,4	-4,05	-2,43
	1,9	-4,52	-0,42		0,6	-5,09	-2,31
	2,5	-4,97	-0,55		0,8	-4,88	-2,37
	3,1	-4,80	-0,59		0,9	-4,89	-1,94
	3,8	-4,07	-0,85		1,0	-4,60	-1,81
	4,4	-5,31	-2,29		1,1	-4,59	-2,06
	5,1	-5,65	-2,81		1,3	-4,54	-1,84
	5,4	-5,14	-2,05		1,4	-4,69	-1,95
	5,9	-5,56	-2,60		1,5	-4,57	-2,08
	6,2	-4,88	-2,00		1,6	-4,69	-3,16
	7,3	-6,82	-1,74		1,7	-4,51	-2,32
	8,1	-7,47	-1,68		1,8	-4,39	-1,85
	9,0	-7,48	-2,86		1,9	-4,28	-1,61
	9,9	-7,23	-3,18		2,1	-4,35	-1,68
	10,8	-6,62	-3,25		2,2	-4,33	-1,73
	11,7	-5,95	-3,62		2,4	-4,85	-1,22
	12,6	-5,89	-4,22		2,5	-4,77	-1,68
	13,5	-5,41	-3,33		2,6	-4,73	-1,57
	14,4	-5,05	-2,94		2,7	-5,06	-1,02
	15,3	-4,71	-3,06		2,9	-4,83	-0,86
	16,2	-6,25	-2,17		3,0	-5,00	-0,65
	17,1	-5,11	-1,65		3,2	-5,43	-0,26
	18,0	-5,19	-1,38		3,3	-5,30	-0,61
	18,9	-4,73	-2,19		3,5	-5,17	-0,72
	19,8	-4,61	-2,81		3,6	-4,75	-1,01
	20,7	-4,49	-3,12		3,8	-5,30	-0,84
	21,6	-4,23	-2,84		4,0	-5,22	0,03
	22,5	-4,02	-3,35		4,1	-5,10	-1,02
	23,4	-3,65	-3,04		4,2	-4,90	-0,98
	24,3	-3,84	-3,10		4,3	-5,31	-1,63
	25,2	-3,76	-3,43		4,4	-5,19	-1,00
	26,1	-3,72	-3,39		4,5	-5,04	-1,08
	27,0	-3,67	-3,95		4,6	-4,95	-0,93
	27,9	-3,76	-3,89		4,7	-5,27	-1,31
	28,8	-3,91	-3,37		5,4	-5,18	-1,00
	29,7	-4,92	-2,78		6,1	-4,66	-1,42
	30,6	-4,03	-2,03		6,8	-4,21	-2,49
	31,5	-3,93	-1,97		7,5	-4,22	-2,17
	32,4	-3,73	-1,38		8,2	-4,04	-2,18
	35,0	-3,97	-1,55		8,9	-4,23	-1,75
Teljes hossz:	42,0				9,6	-3,86	-2,39

Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
TUp07_03	11,0	-3,92	-2,13	SUp_04	17,3	-2,77	-0,63
(2007)	11,7	-3,71	-2,54	(2004)	17,6	-3,54	-1,10
(folytatás)	12,4	-3,97	-2,33	(folytatás)	17,9	-3,32	-1,35
	13,1	-3,59	-3,02		18,2	-3,12	-1,26
	13,8	-3,77	-3,19		18,5	-2,85	-1,31
	14,5	-3,72	-3,11		19,1	-2,57	-1,34
	15,2	-3,88	-3,19		19,7	-2,42	-1,92
	15,9	-3,50	-2,90		20,3	-2,77	-2,27
	16,6	-3,96	-2,45		20,9	-2,85	-2,94
	17,3	-3,66	-3,10		21,5	-2,82	-2,61
	18,0	-3,35	-2,87		21,8	-2,98	-2,12
	18,7	-3,33	-2,44		22,1	-3,12	-2,59
	19,4	-2,86	-1,69		22,4	-3,19	-1,96
	20,1	-2,62	-1,93		22,7	-3,03	-2,23
	20,8	-2,48	-2,13		23,0	-2,90	-1,95
	21,5	-2,62	-2,05		23,6	-2,88	-1,84
	22,2	-2,63	-1,78		24,2	-3,17	-2,12
	22,9	-2,86	-2,04		24,8	-2,93	-1,85
	23,6	-3,59	-2,09		25,4	-3,18	-2,07
Teljes hossz:	29,0				26,0	-4,37	-0,83
					26,8	-3,91	-0,63
SUp_04	1	-4,63	-2,40		27,6	-4,03	-1,04
(2004)	2	-4,68	-2,18		28,4	-4,22	-1,05
	3	-4,52	-2,11		29,3	-4,66	-1,43
	4	-4,50	-2,57		30,0	-3,96	-1,91
	5	-3,35	-1,27		30,6	-5,09	-1,83
	5,6	-3,06	-1,66		31,2	-4,62	-1,69
	6,2	-2,78	-1,21		31,8	-3,42	-2,11
	6,8	-3,73	-1,44		32,4	-3,10	-1,93
	7,4	-4,17	-1,31		33,0	-3,13	-2,13
	8	-4,16	0,27	Teljes hossz:	35,0		
	8,6	-4,20	0,09				
	9,2	-3,68	-0,67	SUp_08	1,0	-5,00	-2,07
	9,8	-2,32	-0,45		1,8	-5,74	-2,42
	10,4	-1,95	-0,41		2,6	-5,55	-1,76
	11,0	-2,00	0,12		3,4	-5,23	-1,62
	11,5	-2,76	-0,63		4,2	-5,80	-0,27
	12,0	-3,18	-0,96		5,0	-5,77	-1,88
	12,5	-3,07	-0,54		5,8	-4,71	-2,34
	13,0	-3,17	-1,30		6,6	-5,73	-2,87
	13,5	-3,14	-1,70		7,4	-6,78	-3,20
	14,2	-2,96	-1,58		8,5	-7,27	-2,31
	14,9	-3,08	-1,17		9,2	-6,78	-3,32
	15,6	-3,20	-2,07		9,8	-6,05	-2,92
	16,3	-2,96	-1,32		10,5	-5,04	-4,53
	17,0	-2,95	-1,43		11,1	-4,15	-3,32

Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
SUp_08 (2008)	11,8	-3,86	-2,75	Up_2010_01 (2010)	1	-6,33	-1,75
	12,4	-3,57	-2,42		2	-6,21	0,21
	13,1	-4,45	-1,79		3	-6,71	-1,18
	13,7	-4,98	-1,74		4	-6,78	-1,53
	14,4	-4,47	-0,45		5	-6,80	-1,69
	15,0	-4,42	-0,82		6	-7,12	-2,57
	15,8	-4,25	-1,87		7	-7,44	-2,30
	16,6	-4,09	-1,92		8	-6,58	-1,80
	17,4	-4,19	-2,34		9	-6,02	-1,12
	18,2	-3,68	-2,88		10	-5,22	0,18
	19,0	-3,79	-2,71		11	-5,36	-1,41
	19,8	-3,79	-2,40		12	-5,63	-1,74
	20,6	-3,78	-2,54		13	-6,10	-2,09
	21,4	-3,70	-2,15		14	-5,85	-2,54
	22,2	-3,79	-2,67		15	-4,58	-1,85
	23,0	-3,71	-2,35		16	-3,93	-2,50
	23,7	-4,35	-4,83		17	-3,68	-1,87
	24,2	-3,56	-2,78		18	-3,52	-1,58
	24,8	-3,44	-2,43		19	-4,10	-1,87
	25,8	-3,56	-2,47		20	-4,89	-0,52
	25,8	-3,95	-2,89		21	-4,05	0,05
	26,3	-3,18	-1,82		22	-4,41	-0,71
	26,9	-3,25	-2,15		23	-4,29	-1,10
	27,4	-3,26	-3,13		24	-4,23	-1,99
	28,5	-4,81	-0,68		25	-4,45	-2,08
	29,3	-3,51	-0,81		26	-4,13	-2,47
	30,0	-3,54	-2,21		27	-4,06	-1,83
	30,8	-3,79	-2,67		28	-4,16	-1,98
	31,5	-3,84	-2,84		29	-4,11	-1,83
	32,3	-3,47	-2,52		30	-4,59	-1,81
	33,0	-3,18	-2,85		31	-4,37	-1,48
	33,8	-3,33	-2,13		32	-4,53	-2,28
	34,5	-3,46	-2,38		33	-4,45	-2,24
	35,3	-3,57	-2,40		34	-3,92	-3,26
	36,0	-3,65	-2,42		35	-3,93	-2,55
	36,8	-3,58	-1,76	Up_2010_02 (2010)	1	-7,45	-1,61
	37,6	-3,39	-2,17		2	-8,17	-3,29
	38,4	-3,20	-2,24		3	-8,46	-2,71
	39,2	-3,93	-1,82		4	-6,59	-2,68
	40,0	-4,16	-1,29		5	-5,33	-1,82
					6	-4,63	-1,46
					7	-5,04	-0,10
					8	-4,74	-0,42
Teljes hossz:	43,0						

Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Up_2010_01 (2010) (folytatás)	9	-4,80	-0,64
	10	-4,30	-0,81
	11	-3,97	-0,92
	12	-3,80	-1,28
	13	-3,58	-1,39
	14	-3,56	-1,60
	15	-3,59	-1,52
	16	-3,44	-1,67
	17	-3,53	-1,84
	18	-3,56	-1,75
	19	-3,59	-2,04
	20	-3,84	-2,14
	21	-4,01	-2,05
	22	-3,53	-2,04
	23	-3,13	-1,60
	24	-3,13	-1,42
	25	-3,34	-1,54
	26	-3,12	-1,83
	27	-2,78	-1,68
	28	-2,61	-1,34
	29	-2,55	-0,93
	30	-3,11	-0,32

3. Melléklet. A Balatonkeresztúr-Réti-dűlő régészeti feltárásból származó Unionidae családba tartozó kagylóhéjak stabil szén- és oxigénizotóp-összetétele. Az adatok ‰-ben a V-PDB sztenderdhez viszonyítva vannak megadva, mm: A héj szélétől való távolság. Azonosító: kagyló- (régészeti objektum) azonosító.

Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
B-608_a	1,4	-3,15	-2,70	B-608_b	11,2	-4,66	-2,89
	2,2	-4,34	-2,74	(folytatás)	11,9	-4,46	-2,79
	3,0	-3,33	-1,80		12,6	-4,36	-2,56
	3,8	-3,20	-1,98		13,3	-4,79	-1,80
	4,7	-2,94	-1,42		14,0	-4,24	-3,15
	5,5	-2,77	-1,19	Teljes hossz:	38,0		
	6,3	-3,18	-1,35				
	7,1	-3,53	-0,48	B-798	0,5	-5,01	-2,25
	8,0	-3,90	-1,68		1,5	-3,17	-2,57
	8,9	-4,90	-0,59		2,4	-4,09	-1,45
	9,8	-4,45	-1,28		3,4	-4,76	-1,58
	10,7	-4,51	-1,11		4,3	-5,28	-1,76
	11,6	-3,91	-1,36		5,3	-5,37	-2,64
	12,5	-4,27	-2,62		6,2	-5,29	-3,35
	13,4	-4,80	-2,60		7,2	-6,14	-1,55
	14,3	-4,82	-2,26		8,1	-5,19	-2,50
	15,2	-3,90	-2,64		9,0	-5,12	-3,45
	16,1	-3,71	-2,11		9,8	-5,49	-2,35
	17,0	-4,76	-0,54		10,7	-4,73	-1,49
	17,7	-4,15	-2,45		11,5	-3,71	-2,98
	18,4	-4,25	-2,66		12,4	-4,05	-3,01
	19,1	-4,66	-5,15		13,2	-3,76	-3,01
	19,8	-3,73	-3,44		14,1	-3,81	-3,50
	20,5	-3,54	-3,44		14,9	-3,69	-2,98
	21,2	-3,57	-3,53		15,8	-3,58	-2,78
	21,9	-3,95	-3,69		16,6	-4,45	-1,78
	22,6	-4,96	-5,71		17,5	-4,69	-1,55
	23,3	-4,80	-3,62	Teljes hossz:	39,0		
	24,0	-3,69	-3,30	B-1769	1,5	-3,84	-1,81
Teljes hossz:	42,0				2,0	-3,84	-3,23
B-608_b	0,7	-5,10	-4,39		3,0	-3,70	-2,91
	1,4	-6,83	-4,35		3,6	-3,52	-3,11
	2,1	-6,73	-3,17		4,3	-3,69	-3,10
	2,8	-4,74	-1,61		4,9	-3,80	-2,50
	3,5	-5,70	-2,70		5,6	-3,90	-1,61
	4,2	-5,32	-2,22		6,3	-3,62	-2,52
	4,9	-5,78	-2,73		7,0	-3,52	-3,04
	5,6	-5,32	-1,76		7,7	-3,66	-2,99
	6,3	-5,59	-2,57		8,4	-4,08	-3,14
	7,0	-5,86	-2,98		9,1	-4,29	-2,93
	7,7	-6,18	-2,37		9,8	-4,05	-3,43
	8,4	-5,71	-1,53		10,5	-3,33	-2,85
	9,1	-5,53	-2,16		11,2	-4,14	-2,19
	9,8	-5,51	-2,90		11,9	-3,95	-1,40
	10,5	-4,92	-3,00		12,6	-3,73	-1,58
					13,3	-3,38	-1,86
					14,0	-3,74	-2,58
				Teljes hossz:	28,0		

Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
B-1829	1,0	-2,71	-1,97	B-2323 (folytatás)	8,2	-5,14	-1,93
	1,7	-3,38	-2,24		8,8	-5,81	-2,01
	2,3	-3,61	-2,26		9,5	-5,18	-0,98
	3,7	-4,23	-2,16		10,1	-4,71	-0,13
	4,4	-4,32	-2,31		10,7	-3,96	-1,61
	5,0	-4,31	-2,28		11,3	-3,85	-1,59
	5,7	-3,86	-1,47		11,9	-4,42	-2,66
	6,4	-3,87	-1,35		12,5	-4,86	-2,58
	7,0	-4,07	-1,32		13,0	-4,78	-2,99
	7,8	-5,01	-1,61		13,7	-5,48	-2,82
	8,5	-5,20	-1,18		14,4	-4,72	-3,12
	8,9	-4,36	-1,78		15,3	-3,27	-1,45
	9,3	-4,58	-1,25		16,0	-5,11	-2,73
	10,0	-4,33	-2,04		16,7	-4,07	-2,22
	10,8	-5,07	-0,90		17,4	-3,93	-1,97
	11,5	-4,68	-2,40		18,1	-3,54	-1,47
	13,0	-4,45	-1,57		18,8	-3,63	-3,26
	13,8	-4,88	-1,77		19,5	-4,28	-2,49
	14,5	-5,25	-2,30	Teljes hossz:	41,5		
	15,2	-4,92	-2,52	B-2002	1*	-5,86	-5,37
	16,0	-4,83	-3,18		2*	-5,77	-5,12
	17,4	-5,13	-4,13		3*	-5,50	-4,37
	18,0	-4,32	-5,19		4*	-5,79	-4,89
	18,8	-4,38	-3,65		5*	-5,66	-4,83
	19,5	-5,31	-2,60		6*	-5,82	-4,78
	20,3	-5,17	-2,19		7*	-5,73	-5,12
	21,0	-4,34	-3,90		8*	-5,54	-5,21
Teljes hossz:	41,0				9*	-5,57	-5,30
B-1873	5,0	-4,97	-2,84		10*	-5,55	-5,00
	6,1	-4,79	-3,03		11*	-5,50	-5,63
	7,2	-5,13	-2,23		12*	-5,61	-5,39
	8,3	-5,50	-0,24		13*	-6,14	-5,42
	9,4	-4,46	-1,69		14*	-5,89	-5,04
	10,5	-4,24	-1,74		15*	-6,96	-4,96
	11,6	-3,60	-1,96		16*	-7,32	-4,91
	12,7	-3,22	-2,08		17*	-6,85	-4,58
	13,8	-3,17	-1,41		18*	-7,94	-4,46
	14,9	-3,06	-1,62		19*	-7,96	-4,20
Teljes hossz:	27,0			*Töredék héj, a héj szélétől való távolság			
B-2323	1,0	-7,01	-3,08	B-2870	0,7	-5,71	-4,59
	1,5	-6,75	-2,94		1,5	-6,99	-4,27
	2,1	-7,47	-4,01		2,3	-7,20	-4,38
	2,7	-7,64	-4,40		3,2	-6,36	-4,71
	3,3	-6,30	-3,36		4,0	-7,21	-3,78
	4,0	-5,41	-3,35		4,8	-6,79	-3,01
	4,6	-5,23	-3,04		5,6	-7,86	-4,23
	5,3	-6,26	-2,50		6,4	-6,94	-3,55
	6,2	-5,28	-2,25		7,3	-6,85	-4,03
	7,0	-5,63	-2,64		8,0	-7,08	-4,25
	7,6	-5,07	-2,27				

Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	(mm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
B-2870	8,9	-6,91	-4,40	B-1669_b	1,0	-7,30	-4,16
(folytatás)	9,8	-7,02	-4,42		1,9	-6,66	-3,63
	10,7	-7,59	-5,27		2,8	-8,30	-5,50
	11,6	-7,53	-4,42		3,6	-8,75	-4,74
	12,5	-6,25	-2,97		4,5	-6,09	-1,49
	13,4	-6,11	-3,51		5,4	-5,93	-2,10
	14,3	-6,19	-3,85		6,3	-5,31	-2,26
	15,2	-5,93	-4,12		7,2	-5,39	-2,42
	16,1	-6,02	-4,06		8,0	-5,58	-2,14
	17,0	-5,21	-4,67		9,0	-6,05	-2,91
Teljes hossz:	44,0			Teljes hossz:	52,0		
B-1669_a	0,5	-5,13	-5,79	B-1669_c	8,5	-5,62	-1,77
	1,3	-5,34	-3,23		9,5	-5,87	-2,33
	2,1	-5,06	-4,72		10,5	-5,47	-2,37
	3,0	-8,32	-7,09		11,5	-5,38	-2,63
	3,8	-5,66	-2,86		12,5	-4,59	-2,61
	4,6	-5,84	-2,98		13,4	-4,64	-2,69
	5,4	-4,58	-3,63		14,6	-4,55	-3,55
	6,3	-4,57	-5,61		15,5	-4,73	-3,91
	7,0	-4,97	-5,24	Teljes hossz	16,5	-4,91	-4,27
	7,9	-4,76	-4,97	(mm):	29,0		
	8,2	-5,49	-7,41	B-2504_a	2,3	-4,29	-0,33
	8,5	-5,23	-5,70		3,1	-3,99	-1,09
	9,1	-7,21	-6,89		4,0	-4,37	-1,28
	9,7	-6,90	-6,69		4,9	-5,27	-0,72
	10,3	-7,01	-6,90		5,8	-4,40	-1,28
	10,9	-7,09	-7,63		6,7	-3,64	-1,44
	11,6	-7,48	-7,32		7,5	-4,00	-1,54
	12,2	-7,89	-6,70		8,4	-4,08	-1,37
	12,8	-10,48	-7,18		9,4	-3,53	-1,56
	13,4	-10,64	-7,24		10,4	-4,35	-1,25
	14,0	-6,36	-4,45		11,4	-3,88	0,41
	14,6	-5,15	-2,64		12,4	-4,17	-0,37
	15,8	-4,32	-1,18		13,5	-3,62	-0,99
	16,0	-4,32	-2,05		14,5	-3,62	-1,06
	17,6	-4,25	-2,46		15,5	-4,18	-1,18
	18,2	-3,76	-2,26		16,5	-4,66	-1,19
	19,4	-4,02	-2,49		17,5	-4,56	-1,21
	20,0	-3,98	-3,19		18,5	-4,35	-0,55
	20,5	-3,89	-3,46	Teljes hossz:	34,0		
	21,0	-4,24	-3,58	B-2504_b	11,0	-3,50	-1,35
	21,5	-3,89	-3,75		12,0	-4,67	-0,51
	22,5	-3,49	-4,37		12,5	-3,91	0,45
	23,0	-3,78	-4,25		13,5	-3,70	-0,58
	23,5	-4,08	-3,97		14,4	-3,40	-0,91
	24,0	-4,16	-4,25		15,3	-3,74	-1,19
Teljes hossz:	43,0				16,2	-4,36	-1,05
				Teljes hossz:	33,0		

Azonosító	(mm)	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O	Azonosító	(mm)	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
B-1650_a	0,5	-2,46	-1,87	B-2535_a	9,5	-3,00	-2,96
	1,5	-2,66	-1,04	(folytatás)	10,4	-3,08	-2,47
	2,0	-3,03	-0,62		11,4	-3,23	-2,36
	2,7	-3,80	-0,32		12,3	-3,18	-3,11
	3,5	-3,27	-0,25		13,3	-3,89	-2,40
	4,0	-3,12	-1,82		14,2	-3,30	-1,95
	5,0	-3,69	-2,41		15,2	-2,63	-1,88
	5,5	-3,12	-1,78		16,1	-2,14	-1,72
	6,0	-3,44	-1,88		17,0	-2,20	-2,21
	7,5	-2,51	-1,08	Teljes hossz:	29,0		
	8,0	-3,96	-2,82	B-2535_b	11,0	-4,27	-3,25
	9,0	-3,03	-1,86		11,6	-4,97	-2,46
	10,0	-2,22	-0,42		12,2	-3,62	-1,87
	11,0	-3,03	-0,50		12,8	-2,88	-2,68
	13,0	-4,63	-2,11		13,4	-2,98	-3,17
	13,9	-2,99	-1,08		14,0	-3,24	-2,77
	14,8	-3,10	-1,91		14,6	-2,81	-2,81
	15,7	-3,42	-1,27		15,2	-3,31	-3,15
	16,6	-3,99	-1,70		15,8	-3,03	-3,18
	17,5	-4,44	-1,73		16,4	-3,39	-2,68
	18,6	-4,48	-1,67		17,0	-3,46	-2,68
	19,6	-4,49	-1,69		17,6	-3,33	-2,25
	20,7	-4,36	-1,48		18,2	-3,46	-2,64
	21,7	-3,27	-1,08		18,8	-4,07	-1,07
	22,8	-3,31	-0,68		19,4	-3,53	-0,98
	23,8	-3,69	-1,89	Teljes hossz:	34,0		
	24,8	-3,72	-2,10				
	26,0	-3,43	-2,52				
	27,0	-3,34	-2,24				
	28,0	-3,65	-2,55				
Teljes hossz:	35,0						
B-1650_b	1,0	-3,03	-0,62				
	1,9	-3,80	-0,32				
	2,8	-2,42	-1,65				
	3,7	-3,12	-1,82				
	4,6	-3,69	-2,41				
	5,6	-3,44	-1,88				
	6,5	-3,96	-2,82				
	7,4	-3,03	-1,86				
	8,3	-2,22	-0,42				
	9,0	-3,03	-0,50				
Teljes hossz:	38,0						
B-2535_a	1,6	-4,60	-2,28				
	2,4	-4,66	-2,06				
	3,3	-3,36	-2,77				
	4,2	-3,24	-2,65				
	5,0	-3,42	-3,00				
	6,0	-4,96	-2,86				
	6,8	-4,70	-1,89				
	7,7	-3,67	-1,89				
8,5	-2,78	-3,16					

4. melléklet. A Balatonkeresztúr-Réti-dűlő feltárásból származó héjak $\delta^{18}\text{O}$ - és $\delta^{13}\text{C}$ -görbéi a héj szélétől való távolság függvényében.

5. melléklet. Balatonőszöd-Temetői-dűlő feltárásból származó Unionidae családba tartozó kagylóhéjak stabil szén- és oxigénizotóp-összetétele. Az adatok ‰-ben a V-PDB sztenderdhez viszonyítva vannak megadva. Azonosító: kagyló- (régészeti objektum) azonosító.

Azonosító	Mintaszám	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	Mintaszám	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
B-2034	1	-9,18	-7,53	B-2043	1	-7,71	-3,77
	2	-9,91	-8,17		2	-7,70	-4,86
	3	-11,24	-7,39		3	-8,91	-5,83
	4	-9,71	-3,31		4	-7,52	-1,69
	5	-9,28	-3,68		5	-8,83	-3,27
	6	-8,45	-4,63		6	-9,84	-5,06
	7	-7,49	-4,66		7	-10,91	-6,47
	8	-7,98	-4,60		8	-11,94	-7,76
	9	-8,19	-4,67		9	-12,53	-8,37
	10	-8,50	-5,38		10	-12,60	-7,97
	11	-9,54	-5,88		11	-8,47	0,05
	12	-8,97	-5,61		12	-6,97	-0,23
	13	-11,41	-7,41		13	-7,13	-2,62
	14	-11,76	-7,56		14	-8,01	-3,40
	15	-11,85	-7,80		15	-7,92	-3,56
	16	-11,68	-8,00		16	-8,12	-3,71
	17	-9,78	-5,03		17	-10,06	-4,99
	18	-7,20	-2,61		18	-10,07	-5,22
	19	-5,54	-1,85		19	-10,50	-5,36
	20	-5,84	-2,18		20	-10,59	-5,54
B-2039	1	-7,71	-3,77	B-2044	1	-6,67	-4,66
	2	-7,70	-4,86		2	-4,33	-0,74
	3	-8,91	-5,83		3	-3,88	-0,79
	4	-7,52	-1,69		4	-4,40	-0,22
	5	-8,83	-3,27		5	-6,46	-3,10
	6	-9,84	-5,06		6	-3,15	-7,40
	7	-10,91	-6,47		7	-0,94	0,28
	8	-11,94	-7,76		8	-4,48	-2,49
	9	-12,53	-8,37		9	-2,59	-7,55
	10	-12,60	-7,97		10	-4,36	-0,80
	11	-8,47	0,05		11	-4,71	-2,35
	12	-6,97	-0,23		12	-4,37	-1,19
	13	-7,13	-2,62		13	-5,13	-1,94
	14	-8,01	-3,40		14	-5,13	-2,50
	15	-7,92	-3,56		15	-5,75	-3,03
	16	-8,12	-3,71		16	-6,19	-3,78
	17	-10,06	-4,99		17	-6,87	-4,19
	18	-10,07	-5,22		18	-7,48	-4,08
	19	-10,50	-5,36		19	-6,61	-3,68
	20	-10,59	-5,54		20	-6,51	-4,59

6. melléklet. Az Ordacsehi-Bugaszeg és Ordacsehi-Kis-töltés feltárások beásásaiból származó kagylóhéjak (Unionidae) stabil szén- és oxigénizotóp-összetétele. Az adatok ‰-ben a V-PDB sztenderdhez viszonyítva vannak megadva. Azonosító: kagyló- (régészeti objektum) azonosító.

Azonosító	Minta-szám	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	Minta-szám	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
29/1389/2009	1	-7,63	-0,64	29/1257/1818 _2	1	-6,78	-2,00
	2	-6,32	-0,74		2	-6,29	-1,75
	3	-6,28	-1,28		3	-6,40	-2,14
	4	-6,60	-0,96		4	-5,63	-2,29
	5	-6,07	-2,22		5	-6,40	-2,17
	6	-4,87	-3,67		6	-6,52	-1,99
	7	-5,72	-3,88		7	-6,34	-2,29
	8	-5,24	-4,53		8	-6,13	-2,62
	9	-7,19	-3,83		9	-6,05	-2,44
	10	-5,21	-5,25		10	-5,79	-2,21
	11	-7,99	-3,65		11	-5,74	-2,35
	12	-7,69	-3,51		12	-5,69	-2,38
	13	-6,21	-6,20		13	-5,47	-2,78
	14	-7,50	-3,88		14	-5,40	-2,63
	15	-8,59	-3,92		15	-5,02	-2,79
	16	-6,32	-4,81		16	-5,04	-2,85
	17	-8,04	-3,66		17	-5,17	-2,76
	18	-6,19	-5,11		18	-5,23	-2,67
	19	-6,94	-4,51		19	-5,16	-2,33
	20	-6,94	-4,61		20	-5,02	-2,45
	21	-6,06	-5,90		21	-4,76	-2,53
	22	-7,72	-4,69		22	-5,00	-2,54
	23	-6,76	-5,12		23	-4,90	-2,76
	24	-5,38	-6,32		24	-4,76	-2,56
	25	-5,41	-6,43		25	-4,42	-2,73
29/1257/1818 _1					26	-4,32	-2,84
	1	-6,28	-1,97	29/1309/1902 _1	1	-4,25	-4,08
	2	-7,08	-2,38		2	-2,08	-0,12
	3	-6,03	-2,02		3	-1,73	0,33
	4	-5,82	-2,25		4	-1,86	0,25
	5	-5,47	-2,37		5	-3,43	-2,77
	6	-6,23	-3,03		6	-3,15	-2,91
	7	-6,12	-2,84		7	-4,6	-1,76
	8	-5,88	-2,22		8	-4,03	-1,94
	9	-5,71	-2,43		9	-3,88	-2,07
	10	-6,61	-3,67		10	-4,29	-2,43
	11	-5,67	-2,96		11	-4,25	-2,89
	12	-5,66	-2,85		12	-4,34	-2,87
	13	-5,51	-3,01		13	-4,51	-2,41
	14	-7,70	-5,01		14	-4,24	-2,35
	15	-5,03	-2,62		15	-3,82	-2,25
	16	-4,88	-2,85		16	-3,07	-2,31
	17	-4,93	-2,60		17	-3,16	-1,33
	18	-4,99	-2,51		18	-2,51	-0,93
	19	-4,49	-2,55		19	-2,3	-0,57
	20	-4,83	-3,24		20	-2,95	-0,46
	21	-4,84	-3,20				
	22	-4,48	-2,88				
	23	-4,62	-3,20				
	24	-4,32	-3,02				
	25	-4,15	-2,77				

Azonosító	Minta- szám	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Azonosító	Minta- szám	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
29/1309/ 1902_1 (folytatás)	21	-3,25	0,38	29/1408/ 2036 (folytatás)	14	-5,10	-2,27
	22	-2,84	0,22		15	-4,12	-1,98
	23	-3,22	0,51		16	-3,94	-2,36
	24	-3,69	0,61		17	-4,88	-2,33
	25	-4,01	0,75		18	-4,76	-1,68
	26	-5,53	-4,89		19	-4,88	-2,33
	27	-5,6	-4,79		20	-4,76	-1,68
	28	-4,59	-3,33		21	-4,82	-2,74
29/1309/ 1902_2	1	-4,02	-3,87	29/1325/ 1925	22	-5,12	-2,75
	2	-3,99	-3,47		23	-5,00	-2,45
	3	-4,85	-3,83		24	-4,55	-2,84
	4	-4,47	-4,39		25	-4,35	-2,93
	5	-4,87	-4,41		26	-4,65	-3,12
	6	-5,29	-4,61		27	-4,49	-3,24
	7	-4,90	-3,13		28	-4,82	-3,28
	8	-4,95	-1,63		29	-4,62	-3,22
	9	-4,56	0,06		30	-4,67	-3,25
	10	-4,68	0,06		31	-4,44	-3,24
	11	-4,82	-0,57		32	-4,45	-3,27
	12	-4,82	0,03		1	-5,80	-2,17
	13	-5,20	-0,01		2	-5,28	-2,56
	14	-4,77	0,17		3	-4,83	-2,08
	15	-4,48	0,09		4	-5,10	-2,40
	16	-5,06	-0,14		5	-5,20	-3,11
	17	-4,21	-0,72		6	-5,12	-2,42
	18	-3,91	-0,61		7	-4,76	-2,45
	19	-4,32	-0,76		8	-6,64	-4,12
	20	-3,97	-1,17		9	-5,16	-2,64
	21	-4,32	-1,16		10	-5,44	-3,08
	22	-4,10	-1,83		11	-5,25	-6,42
	23	-4,72	-1,45		12	-4,90	-3,73
	24	-4,62	-2,51		13	-5,04	-4,18
	25	-4,62	-2,23		14	-4,78	-4,17
	26	-4,80	-1,89		15	-4,68	-4,10
	27	-4,50	-1,72		16	-5,14	-5,20
	28	-4,58	-1,86		17	-5,04	-4,20
	29	-4,38	-2,01		18	-5,37	-4,82
	30	-4,79	-1,99		19	-5,19	-4,67
29/1408/ 2036	1	-3,69	-0,40		20	-5,48	-4,83
	2	-2,92	-1,01		21	-4,67	-3,94
	3	-3,50	-0,98		22	-4,84	-4,22
	4	-3,41	-0,77		23	-4,20	-3,76
	5	-3,38	-1,49		24	-4,47	-3,56
	6	-3,70	-1,82		25	-4,26	-3,95
	7	-4,04	-1,40		26	-4,27	-4,55
	8	-4,24	-1,97		27	-4,21	-3,70
	9	-4,43	-2,57		28	-3,01	-1,13
	10	-4,61	-2,62		29	-2,92	-1,66
	11	-4,40	-2,56		30	-3,29	-1,60
	12	-4,85	-2,21		31	-5,17	-3,95
	13	-5,15	-2,59		32	-4,61	-4,21
					33	-4,18	-4,07

Azonosító	Mintaszám	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
26_10_12 Ordacsehi-Kis-Töltés	1	-10,13	-7,89
	2	-12,36	-8,34
	3	-11,17	-8,32
	4	-9,31	-7,69
	5	-9,56	-8,65
	6	-10,10	-8,02
	7	-11,08	-7,86
	8	-12,34	-7,65
	9	-13,05	-8,91
	10	-11,38	-8,28
	11	-11,50	-7,92
	12	-10,99	-7,62
	13	-10,96	-7,64
	14	-10,46	-8,05
	15	-10,39	-7,70
	16	-9,84	-8,04
	17	-9,66	-8,15
	18	-10,66	-8,01
	19	-11,13	-8,04
	20	-12,04	-7,79
	21	-12,91	-7,82
	22	-13,30	-7,73
	23	-10,13	-5,64
	24	-14,45	-7,16
	25	-6,68	-7,16
	26	-6,61	-6,80
	27	-7,28	-7,55

7. melléklet. A Balatonederics I. fúrásból származó *Pisidium* és *Valvata* és a Sárkeszi I. fúrásból származó *Valvata* héjak oxigén- és szénizotóp-összetétele a fúrás mélységének függvényében.

<i>Pisidium</i> sp. (Balatonederics)		
Fúrás mélység	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
(cm)	[‰ V-PDB]	[‰ V-PDB]
48-56	-6,60	-6,55
48-56	-7,59	-8,06
56-64	-8,44	-7,27
64-72	-7,91	-8,17
72-80	-7,39	-7,32
72-80	-8,28	-7,31
80-88	-6,79	-6,38
88-96	-6,93	-7,59
96-104	-7,55	-7,55
96-104	-7,88	-7,24
104-112	-8,65	-8,66
104-112	-10,31	-7,93
112-120	-7,65	-7,56
112-120	-7,56	-7,33
120-128	-7,01	-6,32
128-136	-6,56	-5,50
128-136	-6,89	-5,47
136-144	-8,69	-8,42
136-144	-8,78	-8,33
144-152	-8,76	-9,08
144-152	-9,90	-8,19
152-160	-7,06	-6,49
160-168	-8,10	-8,03
176-184	-6,94	-8,30
176-184	-9,11	-8,82
184-192	-8,55	-8,01

<i>Pisidium</i> sp. (Balatonederics)		
Fúrás mélység	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
(cm)	[‰ V-PDB]	[‰ V-PDB]
192-200	-9,99	-7,54
192-200	-9,16	-7,09
200-208	-9,44	-6,34
208-216	-6,72	-7,93
256-264	-6,37	-7,11
256-264	-3,50	-0,30
264-272	-3,45	-2,56
264-272	-3,37	-1,76
280-288	-9,74	-7,98
296-304	-6,97	-7,07
304-312	-8,18	-7,59
328-336	-3,10	-0,51
336-344	-6,93	-7,28
352-360	-8,63	-9,70
352-360	-8,47	-8,57
352-360	-8,71	-10,09
352-360	-7,64	-9,34
368-376	-8,59	-7,15
368-376	-8,65	-6,58
408-416	-8,05	-9,04
408-416	-7,27	-10,26
432-440	-7,54	-9,67
432-440	-8,33	-8,20
432-440	-8,25	-8,13
488-496	-7,58	-7,94
496-504	-9,30	-6,84

<i>Valvata</i> sp. (Balatonederics)		
Fúrás mélység	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
(cm)	[‰ V-PDB]	[‰ V-PDB]
0-10	-8,63	-7,38
20-30	-8,63	-6,75
30-40	-9,89	-6,90
40-50	-9,80	-7,62
50-60	-7,32	-7,84
60-70	-6,80	-7,08
70-80	-7,56	-5,71
80-90	-8,23	-6,89
90-100	-4,95	-6,99
110-120	-8,08	-5,00
120-130	-8,96	-6,88
130-140	-9,47	-7,81
140-150	-10,80	-8,51
150-160	-8,16	-7,76
160-170	-8,57	-8,50
170-180	-9,16	-5,36
180-190	-6,10	-4,72
190-200	-6,50	-4,35
200-210	-6,56	-4,77
210-220	-4,43	-4,80
220-230	-6,90	-7,21
230-240	-7,35	-7,19
240-250	-7,15	-6,89
250-260	-7,27	-7,20

<i>Valvata</i> sp. (Balatonederics)		
Fúrás mélység	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
(cm)	[‰ V-PDB]	[‰ V-PDB]
260-270	-6,90	-5,21
270-280	-9,10	-8,55
280-290	-6,52	-6,90
290-300	-4,37	-2,88
300-310	-7,11	-7,48
310-320	-8,56	-9,04
320-330	-7,39	-5,70
330-340	-10,54	-9,93
340-350	-8,96	-10,60
350-360	-8,81	-10,11
360-370	-7,02	-7,74
370-380	-9,22	-11,60
380-390	-8,21	-10,34
390-400	-8,41	-11,15
400-410	-8,25	-10,13
410-420	-8,25	-11,61
420-430	-9,42	-11,06
430-440	-9,54	-11,16
450-460	-10,41	-11,51
460-470	-9,69	-12,32
470-480	-9,78	-11,51
480-490	-8,15	-10,85
510-520	-9,26	-10,49

Valvata sp. (Sárkeszi I, fúrás)		
Fúrásmélység (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ [‰ V-PDB]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰ V-PDB]
46-54	-1,80	-5,39
78-86	-2,05	-8,18
86-94	-5,58	-6,67
102-110	-5,66	-6,67
110-118	-4,05	-6,01
134-142	-4,22	-4,70
146-154	-0,10	-4,45
150-158	-2,25	-5,36
174-182	-0,85	-7,34
182-190	-3,79	-10,35
190-198	-1,59	-4,84
222-230	-1,86	-5,20
234-242	-3,28	-10,65
238-246	-1,88	-5,33
246-254	-2,71	-6,73
246-254	-2,76	-6,61
246-254	-3,28	-10,65
254-262	-0,51	-6,96
262-270	1,03	-4,22
262-270	2,22	-7,07
278-286	-1,66	-6,20

Valvata sp. (Sárkeszi I, fúrás)		
Fúrásmélység (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ [‰ V-PDB]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰ V-PDB]
278-286	1,77	-8,28
334-342	-1,47	-6,48
334-342	-3,79	-10,35
342-350	-0,28	-3,77
351-357	1,68	-4,87
359-360	-3,88	-1,69
359-360	-3,51	-2,72
366-374	-2,11	-4,73
370-378	1,26	-5,53
374-382	-2,26	-7,59
382-390	-2,23	-6,52
396-404	-3,73	-7,69
396-404	-6,06	-8,51
404-412	-2,90	-8,08
412-420	-5,71	-7,82
420-430	-4,97	-7,57
424-420	-5,71	-7,82
428-436	-3,19	-7,96
438-454	-1,67	-7,27
454-462	-4,33	-8,15