

KIS- BALATONI ÉS BALATONI FÚRÁSOK ARCHEOMALAKOLÓGIAI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI

THE RESULTS OF THE ARCHAEOMALACOLOGICAL INVESTIGATION OF THE CORE SEQUENCES FROM BALATON AND LITTLE BALATON BASINS

SÜMEGI PÁL^{1,2}

¹Szegedi Tudományegyetem, Földtani és Őslénytani Tanszék, 6722 Szeged Egyetem u. 2.

²MTA Régészeti Intézet, 1014 Budapest Úri u. 49.

E-mail: sumegi@geo.u-szeged.hu

Abstract

Lake Balaton is the largest freshwater lake in Central Europe, with an open water surface of ca. 600 km². It is 77 km long and 8 to 14 km wide, with an average depth of only 3 to 4 m. Between the Tihany Peninsula and the village of Szántód, Lake Balaton is at its most narrow, with a distance of only 1.5 km. The northernmost part of this strait, the so-called "Tihany well" is the deepest part of the lacustrine basin with a depth of 11.6 metres. Some independent neotectonic catchment basins, one of them, the area of the Kis-Balaton, is located west of the basin system of Lake Balaton, the second one, the area of Szigliget bay can be found northern basin system of Lake Balaton. Historical data and maps show that, up until the beginning of the 19th century, this extensive swamp used to be part of a larger unregulated lake system of Lake Balaton. This paper presents the results of a multidisciplinary palaeoecological and geoarchaeological study implemented on sedimentary sequences, including three undisturbed cores, of Keszthely-Fenékpuszta, Balatonederics and Balatontördemic. The sites form a part of the so called Kis-Balaton, Szigliget bay, Tördemic bay and areas situated in the western and northern parts of the neotectonic basin system of Lake Balaton. One of the principal aims of this study was to shed light on how former human societies and cultures shaped and altered their natural environment based on archeomalacological data. Another aim was to reconstruct the original environmental conditions characterizing the area preceding the emergence of a productive economy. Although several environmental-historical studies about the past 17.000 cal BP years have been carried out in the wider surroundings of the sites, this paper mainly focuses on and around the time of settlements from Mesolithic age to the Early Middle Ages.

Kivonat

A 600 km² kiterjedésű Balaton a legnagyobb tó Közép-Európában. A tó 77 km hosszú, 8-14 km széles és átlagos mélysége 3-4 méter közötti. A Balaton legkeskenyebb, 1,5 km-es szakasza Szántód település és Tihany félsziget között található. A Balaton 11,6 méteres mélységű, legmélyebb pontja a tihanyi szoros legészakibb részénél, az ún. „Tihanyi kútnál” található. A Balaton egymástól független neotektonikus medencékből áll. Az egyik a Kis-Balatonnál, a másik a Szigligeti – öbölben található. A Kis-Balaton a Balaton medence rendszerének legnyugatibb, a Szigligeti öböl a legészakibb tagja. A történelmi adatok és térképek azt mutatják, hogy ezeken a területeken a XIX. század kezdetéig kiterjedt lápok helyezkedtek el. Ezek a lápok még szerves részét képezték a szabályozatlan Balatonnak. A cikk a Balaton legészakibb és legnyugatibb neotektonikus medencéiben, a kisbalatoni, szigligeti és badacsonytördemici öblökben, lápokon - mocsarakon mélyített zavartalan magfúrások szelvényein végzett sokváltozós környezettörténeti és geoarcheológiai eredményeit mutatja be. A cikk egyik legfontosabb célja, hogy archeomalakológiai adatok nyomán rávilágítson arra hogyan módosították, illetve formálták át az emberi közösségek és a kultúrák a természetes környezetüket. A másik kiemelkedő fontosságú cél az volt, hogy a termelő gazdálkodás megtelepedése előtti természetes környezetet is rekonstruáljuk. Bár néhány, az utolsó 17 ezer évet átfogó környezettörténeti tanulmányt már készítettek a környező területekről, de ez a tanulmány a mezolitikumtól a középkorig tartó időszakra fókuszál.

KEYWORDS: ARCHAEMALACOLOGY, PALAEOENVIRONMENT, BALATON LAKE, LITTLE BALATON, NEOTECTONIC CATCHMENT BASINS

KULCSSZAVAK: ARCHEOMALAKOLÓGIA, ŐSKÖRNYEZET, BALATON, KIS-BALATON, NEOTEKONIKUS ÜLEDÉKGYŰJTŐ MEDENCÉK

Bevezetés

A Kárpát-medence centrumában a pleisztocén és a holocén határán lejátszódott környezettörténeti, köztük malakológiai változásokról igen jelentős vita alakult ki a magyarországi kutatók között.

A vita lényeges eleme, hogy az elmúlt 25 év során a negyedidőszak végén kimutatott malakológiai változásokat hogyan értelmezzük. A kutatók egy része ezeket a változásokat a globális éghajlati változás okozta lokális környezeti átalakulás

eredményének tartja, amely nyomán lokális malakológiai változások alakultak ki (Sümei 1989, 1996, 2003a,b,c, 2007). Ezen lokális malakológiai változásokat, a feltárt szelvényekben a fauna egyes lokális ökozónaként, illetve német eredetű megközelítés alapján zonulaként (= lokális malakológiai zónaként) értelmeztük (Sümei, 1989, 1996, 2007). Ezeket a lokális változásokat tükröző malakológiai zónákat (zonulák) jól összevethetőnek tartjuk a nemzetközi pollenkutatásban már korábban megfogalmazott lokális pollenzónákkal (Cushing 1967), amelyeket sajnos a magyar pollen- és negyedidőszaki rétegtani kutatás nem vett figyelembe az 1990-es évekig (Sümei et al. 1999, Magyari et al. 2000). A radiokarbon adatokkal korolt pleisztocén végi malakológiai adatok alapján (Sümei 1989, 1996, 2001, 2005, 2007) a lokális malakozónákat (csak úgy, mint a lokális pollenzónákat) csak független kronológiai elemzésekkel (radiokarbon, uránsorozat, OSL, IRSL vizsgálatok) lehet rétegtanilag párhuzamosítani más malakológiai szelvényekkel, mert ezek a kisléptékű malakológiai változások lito- és biofácies változásokat követnek. Így csak lokális egymásutániségük, egymásra településük tartalmaz lokális vertikális rétegtani besorolási lehetőségeket (lokális malakológiai zónák = zonulák), laterális kiterjesztésük a fácies tartalmuk következtében tisztán öslénytani alapon nem lehetséges (Sümei 2001, 2003a,b,c, 2005, 2007).

A másik vélemény (Füköh 1977, 1980, 1986, 1987a,b, 1988a,b, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1997, 2000) szerint az egyes holocén szelvényekben kimutatható malakológiai változások nyomán rétegtani egységeket, biozónákat lehet elkülöníteni. Legelsőként a sárréti, majd fertő-tavi, balatonedericsi fauna változásai alapján biosztratigráfiai egységeket, biozónákat (Oppel - zóna) különített el (Füköh 1990, 1991, 1995, 1997). Majd a radiokarbon vizsgálatok nélküli quartermalakológiai adatait látszólagos független kronológiai besorolással, valójában radiokarbon adatok nélküli hipotetikus radiokarbon korszakával látta el (Füköh 1990, 1991, 1995, 1997). Sőt a saját, hazai, ugyancsak radiokarbon adatok nélküli, más üledékgyűjtő medencékből, sőt barlangi üledékekből származó, radiokarbon adatok nélküli, de a vízi malakofaunához hasonlóan mégis hipotetikus radiokarbon korszakával ellátott quartermalakológiai adatokkal, a terresztrikus fauna alapján felállított biozónákkal szinkronizálta (Füköh 1990, 1991, 1995, 1997, 2001).

Ezt követően Füköh a hazai holocén quartermalakológiai biozónákat a nemzetközi biosztratigráfiai szintekkel és kronozónákkal korrelatívan összevetve megállapította, hogy a hazai holocén Mollusca fauna közösségek változásai jól szinkronizálhatók a németországi

(Ränke 1983), lengyelországi (Alexandrovicz 1983, Alexandrovicz et al. 1985), csehszlovákiai (Ložek 1964) holocén faunafejlődési szintekkel és a Nyugat- és Észak-Európára, valamint Közép-Európára felállított kronozónákkal, gerinces paleontológiai- és pollenzónákkal, archeosztratigráfiai szintekkel (Füköh 1990, 1991, 1995, 1997).

A Füköh Levente (és Krolopp Endre) - féle terepi munkákat és első publikációkat (Füköh-Krolopp 1985, 1986) követően, az értelmező rétegtani publikációkkal egy időben került sor a területen az első radiokarbon mérésekre és a méréseket bemutató előadásokra, publikációkra (Sümei 1989, Szöör et al. 1992, Hertelendi et al. 1992). Ezekben már jeleztük, hogy a rétegtani értelmezésnél ellentmondások mutathatók ki a radiokarbon adatok nélkül, hipotetikus alapon felállított Füköh-féle kronológiai skála (Füköh 1990, 1991, 1995, 1997) és az általunk mért eredmények között (Sümei 1989, Szöör et al. 1992, Hertelendi et al. 1992).

A Füköh által felállított malakológiai alapú holocén biozónák (Füköh 1990, 1991, 1995, 1997) többek között a balatoni, közelebről a balatonedericsi (id. Sümei Pál, ifj. Sümei Pál és Krolopp Endre által 1987-ben leemlélyített) fűrásra alapozódott (Füköh 1988b). A kétféle, igen eltérő öslénytani, rétegtani és paleoökológiai vélemény összehasonlítására kiváló lehetőség nyílt egy NKTH pályázat keretében, amikor is az edercsi öblözetben egy több mint 5 méter mély zavartalan magkihozatalú fűrásban ezideig 17 radiokarbon elemzés mellett 4 cm-ként teljes malakológiai feldolgozás is készült (Sümei 2007, Sümei et al. 2008a).

A balatonedericsi fűrás helyének kiválasztása

Ennek a szelvénynek a kiválasztásánál a korábbi fűrásszelvények leemlélyítésénél szerzett tapasztalatok, idősebb Sümei Pál terepismertetei, és az irodalmi feldolgozások segítettek. Így a balatonedericsi öblben, szigligeti várhoz közelebb eső szakaszon (**1. ábra**), a parti sásos zónában mélyítettük le a zavartalan magkihozatalú fűrásunk (id. Sümei Pál, ifj. Sümei Pál, Sümei Balázs Pál közös munkája). A Balaton egy olyan folyamatosan kifejlődött rétegsorát tártuk fel, amely megszakítás nélkül az utolsó 18000 naptári (cal BP) év változásait fogja át. Az eddigi térségbeli fűrásos feltárások (Zólyomi 1952, 1987, Cserny 1987, 1993, 2000, Cserny-Bodor 2000, Medzihradszky 2001, Medzihradszky-Járainé Komlódi 1996) nyomán fűrásszelvényünkkel az eddigi legkorábbi, még a tó kialakulásának korai szakaszát tárta fel, és a legteljesebb, folyamatos kifejlődésű rétegsort sikerült megtalálnunk a Balaton geológiai feltárásának kezdete óta (Sümei 2007).



1. ábra A
környezettörténeti
feldolgozáshoz mélyített
zavartalan magfúrás
helyzete a balatonedericsi
öbölben az 1782-ben
készült osztrák katonai
térképen (Sümei et al.
2008)

Fig. 1.: The position of
the undisturbed palaeo-
ecological core in
Balatonederics Bay on the
First Military Survey Map
of the Austrian Empire
(Sümei et al. 2008)

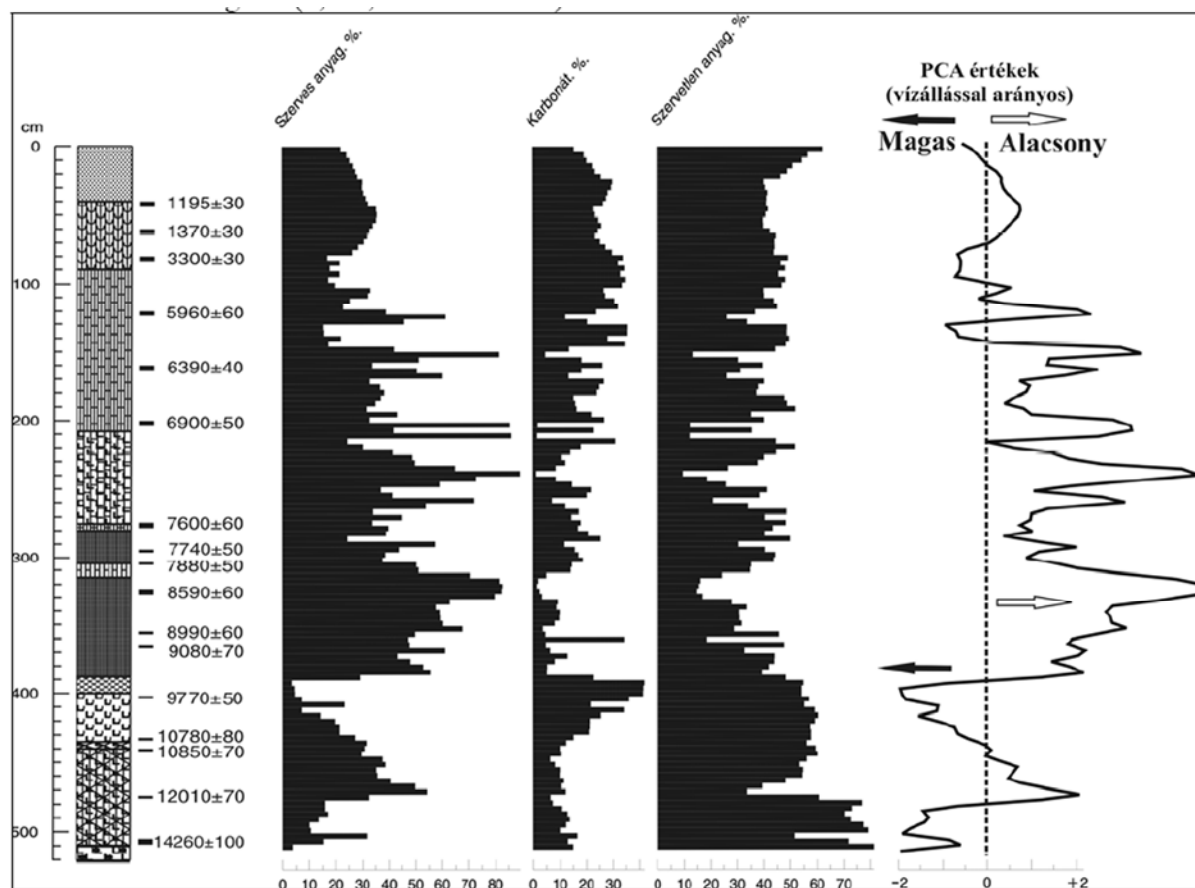
Így fúrásunkkal nem csak a más üledékgyűjtő medencék vizsgálata során megrajzolt környezettörténeti változásokat rekonstruálhattunk, hanem lehetőségünk nyílt a Balaton fejlődéstörténetére és a malakológiai változásokra vonatkozó ismeretek pontosítására, kiegészítésére is.

A Balaton ábrázolása már a Lázár- deák XVI. századi térképén megjelenik, de az első környezettörténeti kutatásokban is felhasználható térkép az első osztrák katonai (1782), ún. „Jozefiánus” térképezés (**1. ábra**) során készült. Fúrás előkészítő munkánk során felhasználtuk ezt a környezettörténeti, partfejlődés szempontból is kiemelkedő jelentőségű Balaton térképet. Fúráspontunkat is ennek segítségével választottuk ki, mert a vízrendezés előtt készült térkép alapján egyértelmű volt, hogy a terület a szabályozatlan Balaton parti zónájához tartozott (**1. ábra**). A parti régióban a vízszintváltozások jól rekonstruálhatók, mert már a kisebb mértékű változások is jelentős parteltolódást, a rétegsorban fennmaradó üledékes és biogén környezeti változásokat okoznak, illetve okoztak.

A balatoni üledékek térbeli elhelyezkedését, az egyes rétegek kifejlődését a korábbi geológiai fúrások nyomán Lóczy (1913) Zólyomi (1952, 1987) és Cserny (1987, 2002) próbálta rekonstruálni. Véleményük szerint a tómeder

kialakulása után a késő glaciálisban többnyire homok, vagy kőzetlisztes homok, ritkábban homokos-kőzetliszt rakódott le, a pleisztocén/holocén átmeneti szintben bazalt, dolomit vagy homokkő kavicsokkal (0,5-1,0 cm). Az ebben a szintben jelentkező sárgás-vöröses vasoxid kiválások hosszabb ideig tartó vízmentes időszakokra, kiszáradásra utalnak.

A tó nyugati és középső medencéjében feltételezték, hogy a késő glaciálisban tőzegképződés folyt. Ezen késő glaciális korúnak tartott tőzegréteg kifejlődését egészen a tó közepéig meg lehet figyelni, viszont ez a szint hiányzott a tómeder keleti részéből. Már ez az egykori üledékes környezetben jelentkező különbség is mutatja, hogy az üledék felhalmozódásában a tavi rendszer különböző pontján igen eltérő képet kapunk. Sőt, a tó alacsony vízszintjei miatt az üledékben több helyen is hiátus fejlődött ki és ennek nyomán Zólyomi (1952, 1987) a geológiai fúrások eredményeire támaszkodva azt fogalmazta meg, hogy a tó vízszintje koraiholocénben jelentősen lecsökkent, és üledék felhalmozódás (tőzegképződés) szerint egyedül a Szigligeti öbölben folyhatott. Bár a Balaton több pontján végzett fúrásainkkal ezeket a hipotéziseket részletesen cáfoltuk (Sümei 2007, Sümei et al. 2008b, 2011), de az egyértelműen bizonyítható volt, hogy a felső würm végétől még a pleisztocén során tőzegképződés zajlott az ederci öblötben.



2. ábra: Az edericsei fúrásszelvény szedimentológiai vizsgálatának eredményei (Sümegei 2007)

Fig. 2.: The results of the sedimentological results of the core sequence from the Balatonederics Bay (Sümegei 2007)

A holocén második felében az üledék felhalmozódása sokkal kiegyenlítettebb lehetett. Az uralkodó szélirány, valamint a Keszthelyi-hegység és Bakony szélárnyékoló hatása miatt létrejövő áramlások az iszapos üledékeket az északi parton, míg a homokos üledékeket a déli parton rakják le (Lóczy 1913, Vladár 1968). A jelenlegi kiegyenlített mederfenékhez viszonyított üledékvastagság a mederben nagyon változó, ami változatos morfológiájú aljzatot jelez. Egyes aljzat-kiemelkedések felett a tavi képződmények vastagsága 1,0-1,5 méterre is lecsökken, míg a mélyedéseknél 8 méterre is megnőtt (Csérny 1993). A korábban felsorolt igen jelentős, a tavi környezet fejlődését feltáró geológiai és öslénytani eredmények mellett feltűnő volt, hogy az igen jelentős számú, különböző (tőzégvagyon térképező, környezettörténeti, hidrogeológiai) célból lemélyített fúrások közül (Csérny 1993) egyetlen zavartalan magkihozatalú mintasorozat sem került elő, amely hiánytalan adatsort biztosított volna a feltételezeten Krisztus előtti 16 ezer évtől induló tavi rendszer fejlődésének rekonstruálására. Így a Balaton a korábban lemélyített 3-4 méter fúrásokkal szemben 5 méternél mélyebb 18 ezer évet átfogó, átlapoló, zavartalan magfúrást sikerült

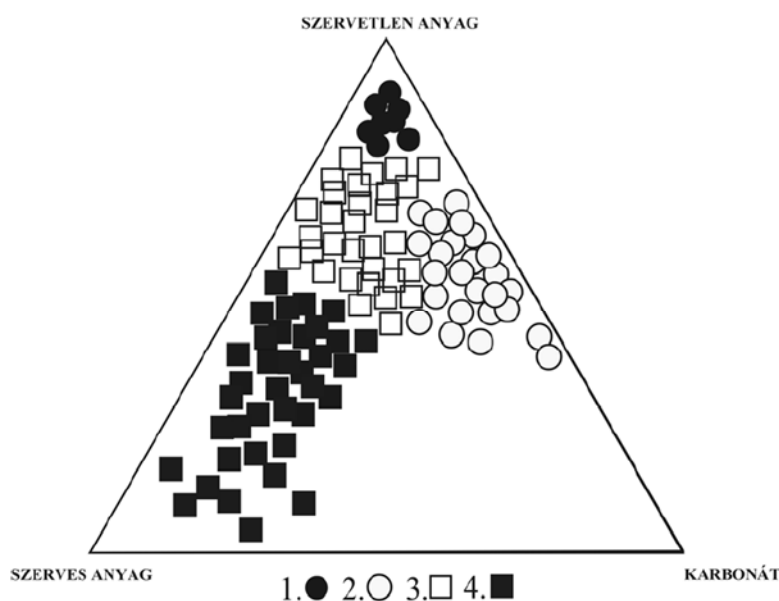
kialakítanunk és a korábbi, kronológiai adatok nélküli geológiai és öslénytani hipotéziseket (Fűköh 1988b) ezen a fúráson konkrét adatokkal tesztelni tudtuk.

Vizsgálati eredmények

A szedimentológiai vizsgálatok eredményei

Az átlapoló Orosz fejes fúrással a balatonedericsi fúrás talpánál 520 cm-nél kavicsal kevert homokos közetlisztet értünk el (5,2-5,1 m között: Ag2Ga2), ami felfelé barnamoha maradványokat tartalmazó homogén tőzégbe ment át (5,1-4,5 m: Tb2Th1Dg1). Valószínűsíthető, hogy az edericsei öblötben a kialakuló neotektonikus medencét a Bakonyból induló patakok elérhették, mert igen jellegzetes patakhordalékot, apró kavicsokat tartalmazott az üledék.

A patakhordalék fedőjében homogén, barnamoha maradványokat tartalmazó sötétbarna színű tőzegréteg húzódott (5,1-4,5 m: Tb2Th1Dg1), majd a barnamoha maradványok aránya lecsökkent a tőzégben (4,5-4,4: Th2Tb1Sh1).



3. ábra: A balatonedericsi szelvény mintáinak üledék-faciológiai elemzése (Sümegei 2007)

1. Fluviális üledék minták,
2. Meszes tavi üledék minták,
3. Holocén tavi üledékszintek,
4. Tőzeg és lápföld minták

Fig. 3.: The lithofaciological results of the samples from the core sequence of the Balatonederics (Sümegei 2007)

1. The samples of the fluvial sediment,
2. The samples of the chalk,
3. The samples of the Holocene lake layers,
4. The samples of the peat and dry peat layers

A barnamohás tőzegréteg felett jellegzetes tavi üledékösszet, mésziszap (4,4-4,35 m: Lc4), meszes kőzetlisztben gazdag tavi üledék (4,35-4,0 m: Lc2As2) és újabb mésziszap szint (4,0-3,9 m: Lc4) fejlődött ki ciklikus.

A meszes réteg felett elsősorban nád, gyékény és sásmaradványokat tartalmazó tőzegszintekkel (Th4) megszakítva feketésszürke színű tavi rétegsor (As3Sh1) alakult ki (3,9-0,4 m között). A holocén üledékösszet így különböző szerves anyag tartalmú tavi üledékrétegek és tőzegrétegek váltakozásából állt és ezen változások alapján a vízborítás jellegzetes hullámszerű változásokat, ciklusos kifejlődést mutatott a vizsgált területen az elmúlt 10.000 év folyamán. Az üledékföldtani és a radiokarbon adatok nyomán így a balatonedericsi - öből vízborításának ciklikus változására, csapadékosabb és szárazabb éghajlati periódusok lehatárolására nyílt lehetőségünk.

A felszíntől 0,4 méterig tartó szelvényrészben a szerves anyag tartalom a kiszáradás és tőzeg szétesés nyomán lecsökkent, és a posztgenetikus hatások nyomán a szerves anyag tartalom megemelkedett, jellegzetes kotúsódás (talajosodás) játszódott le.

Bár a szelvényben a karbonát, a szerves anyag, a szerves anyag tartalom folyamatos változásban volt (**3. ábra**), mégis világosan elkülönülő nagyobb szakaszokat lehetett lehatárolni. Szerves anyag tartalom változásai a fekü kavicsos, homokos réteg felett még 8 jelentősebb csúcsot, a karbonáttartalom 8 maximumot, míg a szerves anyag tartalom 7 jelentősebb aránynövekedését lehetett elkülöníteni (**2. ábra**). A feküszintet, a homokos kavicsot leszámítva a karbonát és szerves anyag tartalom arányának változásai szoros korrelációt mutattak a

szelvény mentén (**2. ábra**). A három üledékes komponens arányváltozásai átlagosan meghaladták a 30 %-ot, de több esetben az 50 %-ot is. Ugyanakkor a szelvényben a karbonátos tavi üledék, a fluviális eredetű és bemosódásból származó szerves anyag és a biogén feltöltődés felgyorsulásából, a vízszint csökkenéseket követő elláposodásból származó tőzeg (**3. ábra**) közetek között átmeneti szintek is kialakultak.

A paraméterek változásai alapján a kiválasztott parti terület, maga a fűrásszelvény szedimentológiai vizsgálata alkalmas ebben az öbölben lejátszódott, éghajlatváltozások nyomán kialakult vízszintváltozások és környezet átalakulások rekonstrukciójára.

A radiokarbon vizsgálat eredményei

A fűrásszelvényen - a magyarországi negyedidőszak végi szelvényeken egyedülálló módon - 17 db mintát vizsgáltattunk meg a debreceni, poznani, gliwiczei laboratóriumokban (**1. táblázat**). Az adatok azt bizonyítják, hogy a fűrásszelvény a felső-würm végétől, mintegy 18.000 cal BP évtől kezdődően egészen a magyar honfoglalásig tárta fel a területen felhalmozódott üledékeket. Az 520 cm hosszú fűrás megközelítőleg 18.000 naptári év alatt halmozódott fel, így az átlagos ülepedési ráta 0,3 mm/év körülinek adódott, de a radiokarbon mérések alapján megrajzolt ülepedési ráta nyomán az üledék felhalmozódás sebessége igen jelentős tartományban mozgott a szelvény kialakulása folyamán. Az előbb bemutatott átlagos ülepedési ráta csak a szelvény tavi szakaszaira volt jellemző, a tőzezes szakaszokon a biogén feltöltődés nyomán az üledék akkumulációs ráta 1 mm/év körülinek adódott, de

több esetben ezt a sebességet is meghaladó mértékű volt.

Az üledési ráta gyors változásai, a lassúbb és a gyorsabb feltöltődési szakaszok már visszatükrözik ennek a szelvénynek az egyik legfontosabb jellegzetességét a tavi karbonátban és szervetlen anyagban gazdagabb környezet és a szerves anyagban dús, biogén feltöltődéssel és gyorsabb akkumulációval jellemezhető lápi-mocsári környezet váltakozását. A tavi szakaszok kialakulását a tó vízszintjének emelkedéséhez, csapadékosabb éghajlati szakaszok kialakulásához köthetjük, míg a parti makrofita növényzet előretörése a tó vízszintjének csökkenéseihez, a jelentősebb erózióhoz és gyorsabb feltöltődési szakaszokhoz kapcsolódhatott.

A jelentős számú radiokarbon elemzés ellenére a radiokarbon vizsgálatok még nem fejeződtek be, több mérés még folyamatban van, de az eddigi vizsgálatokból az egyértelműen kiderült, hogy a szelvény átfogja a pleisztocén végén és a holocén során lejátszódott környezettörténeti változásokat. Így a Balatonederics I. fűrés egyedülálló lehetőséget biztosított a balatoni környezettörténet megajzolására, a pleisztocén - holocén határán lejátszódott globális környezeti változásnak a térségben történt üledékképződésre, flórára és faunára gyakorolt hatásainak rekonstrukciójára.

Malakológiai vizsgálat eredményei

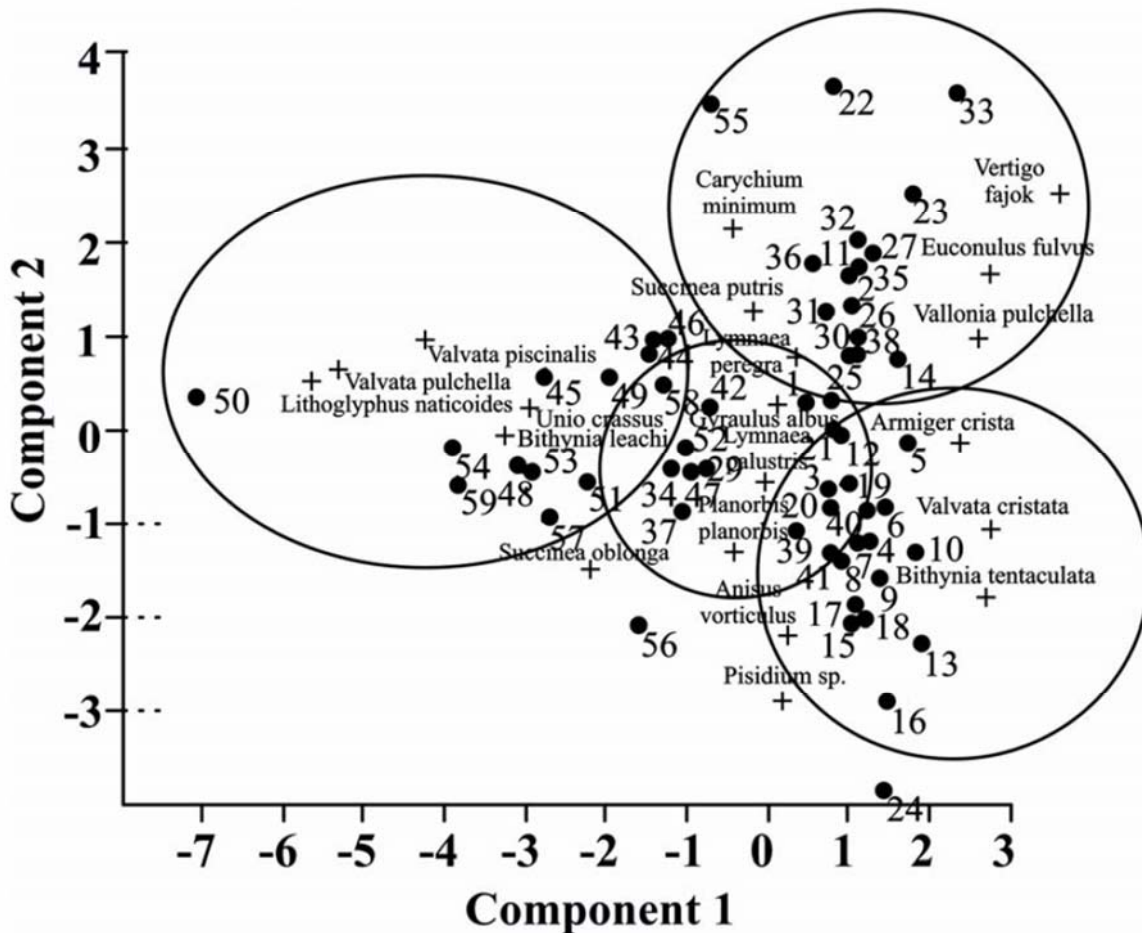
A szelvényből fajgazdag Mollusca fauna került elő, amit 4 cm-ként elemeztünk meg, de az alacsony egyedszám miatt csak 8 cm-ként összevontan tudtuk értékelni. A szelvény fekvésében (5,2 - 4,6 m között) felhalmozódott üledékben, a szelvény würm végi, a késő glaciális korú szakaszán a hidegkedvelő, boreális elterjedésű *Valvata pulchella* faj volt a domináns elem. Már a korábbi malakológiai vizsgálatok is rámutattak arra, hogy ez a faj milyen jelentősen elterjedt a magyarországi késő glaciális üledékekben (Krolopp 1962, Sümegi 2003, 2004), mondhatni ennek a kronológiai horizontnak az egyik vezérkövülete. A *Valvata pulchella* mellett a napjainkban a Germán-Lengyel síkságon elterjedt, a Kárpát-medencében a pleisztocén végétől visszaszoruló *Bithynia leachi* faj aránya emelkedik ki ebben a szintben.

Ugyanakkor jelen vannak a pleisztocén végén lerakódott üledékek, köztük az infúziós lösz jellegzetes karakterelemei, a hidegtűrő ÉK-európai *Gyraulus riparius*, euroszibériai *Succinea oblonga* és holarktikus *Oxyloma elegans*. Kiemelkedő jelentőségű, hogy sikerült kimutatni ebből a

szintből a *Marstoniopsis scholtzi* fajt. Ezt a nyugat-európai, atlanti elterjedésű faunaelemet Krolopp Endre mutatta ki először a hazai késő negyedidőszaki rétegekből (Krolopp 1986, Krolopp-Vörös 1982). Véleménye szerint egy kora holocén betelepülés jellemzi ezt a faunaelemet és megjelenése korjelző értékű. Ugyanez a véleménye alakult ki Fűköh Leventének is, aki először az edercsi öblözetben mélyített fűrásból mutatta ki (Fűköh 1988b). Viszont a radiokarbon adatok alapján ez a faj már a pleisztocén végi, felső würm fázist követő késő glaciális szintben is kimutatható (Sümegi 2007), de megjelenik ez a faunaelem a kora holocén fázisban is, de csak a tőzeges horizontokban. Így a faunaelem betelepülése a pleisztocén végén megtörténhetett, és valószínűleg a szerves anyagban gazdagabb vízparti sávokban, lápos részekben élhetett az öbl peremén, és innen kolonizálhatott az öblözetben a számára kedvező tőzegfelhalmozódási szintekben, a láposodási fázisokban.

A pleisztocén végi faunát kifejezetten hidegtűrő, hidegkedvelő elemek alkotják és fauna összetétele jól szinkronizálható a makrobotanikai maradványok alapján rekonstruált hidegkedvelő, hidegtűrő növényzettel, köztük a tundra jellegű környezetben elterjedt, arkto-alpin magcsákó (*Dryas octopetala*), szőrös nyír (*Betula pubescens*) és törpenyír (*Betula nana*) fajokkal (Sümegi et al. 2008a). Úgy tűnik, hogy a würm végén a balatoni neotektonikus süllyedék kifejlődésével egy mélyebb helyzetű, kifejezetten nedves aljzatú, hideg mikroklimazug alakulhatott ki, ahol a tundra jellegű növényzet és ebben a környezetben is megélni képes fauna elterjedhetett.

A késő glaciális kor végén, a holocén kezdetén (4,6-4,4 m között) megjelent a *Lithoglyphus naticoides* faj, amelynek együttes megjelenése a *Valvata pulchella* fajjal az egyik legbiztosabb pleisztocén/holocén határfauna jelzőelem (Sümegi 2003a). A malakofauna alapján hidegkedvelő és enyhébb klímát igénylő fajok egyaránt előfordulnak ebben a horizontban. Ugyanakkor megjelenése, a *Valvata piscinalis* faj folyamatos jelenléte áramló vizet, kiterjedt parti hullámverési öv kialakulását, vagy patak behordódás kifejlődését, másodlagosan betemetődött, allochton helyzetű ősmaradványok kialakulásának lehetőségét is jelzi ebben a szintben. A Rousseau (1987, 1990) munkái nyomán elvégzett kettős szórásdiagram elemzés eredményei (4. ábra) is ezt támasztják alá, mert a fluviális környezetben élő termofil és a hidegkedvelő - hidegtűrő elemek egy mintamezőben jelentkeztek (4. ábra).



4. ábra: A balatonedericsi szelvényből előkerült faunán végzett főkomponens elemzés kettős szórás diagramja (a malakológiai minták helyzete számmal és ponttal, a Mollusca fajok helyzete kereszttel jelölve)

Fig. 4.: PCA results of the malacological data from core sequence at Balatonederics (number and point = the position of the malacological samples, cross = the position of the Mollusc species)

Ezt a faunaszintet az 1987-ben Balatonederics határában lemélyített, Fűköh Levente által közölt (Fűköh 1988b) fúrásunkban is felismerték (Fűköh 1995). Mégis ezt a radiokarbon vizsgálatunk (**1. táblázat**) alapján 13.000 és 12.000 cal BP évek közötti, pleisztocén/holocén határszintet jelölő lokális malakozónát, *Valvata piscinalis* – *Lithoglyphus naticoides* biozónaként publikálták és 8.000-6.000 uncal BP (9000-6700 cal BP) évek közé helyezték (Fűköh 1988b, 1995: p.176. IV. 25. ábra). Ahogy korábban, a különböző holocén szelvények elemzésénél már megfogalmaztuk (Bátorliget, Sárret, Rejte) a balatonedericsi szelvény esetében is jelentős, jelen esetben 3000-4000 éves, időbeli eltolódás figyelhető meg ezeknél a „holocén” faunaszinteknél az eredeti megfogalmazásokhoz (Fűköh 1988a,b, 1990) képest. Ugyanis a radiokarbon vizsgálatok nyomán ilyen jelentős eltérés tapasztalható a hipotetikus és a

mért radiokarbon korok között (Sümei 1996, 2001, 2003a,b,c, 2004, 2007, 2011).

A holocén kezdetétől, 4,4 – 4,0 m között az áramló vizet kedvelő és a hidegtűrő elemek eltűntek a szelvényből és az enyhébb vízi környezetet kedvelő (*Planorbidae*, *Lymnaeidae*) elemek jelentek meg.

A faunában a *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus albus* fajok aránya jelentős mértékben megemelkedett és a karbonátban gazdag, jól átvilágított tavi környezetet kedvelő malakofauna terjedt el. Ennek a 12.000 – 11.000 cal BP évek közötti malakofauna szintnek az összetétele egyértelműen párhuzamosítható az 1987-ben Balatonederics határában lemélyített fúrásunkban feltárt és leírt, *Gyraulus albus* – *Bithynia tentaculata* biozónához nevezett (Fűköh 1990) szinttel, amelyet eredetileg 6.000-4.000 uncal BP (6700-4300 cal BP) évek közé helyeztek (Fűköh 1995: p.176. IV. 25. ábra).

1. táblázat: A balatonedericsi fúráson végzett radiokarbon vizsgálat eredményei (naptári évek történt átszámítás CAL PAL HULU 2007 programmal) * = tömeges radiokarbon minta

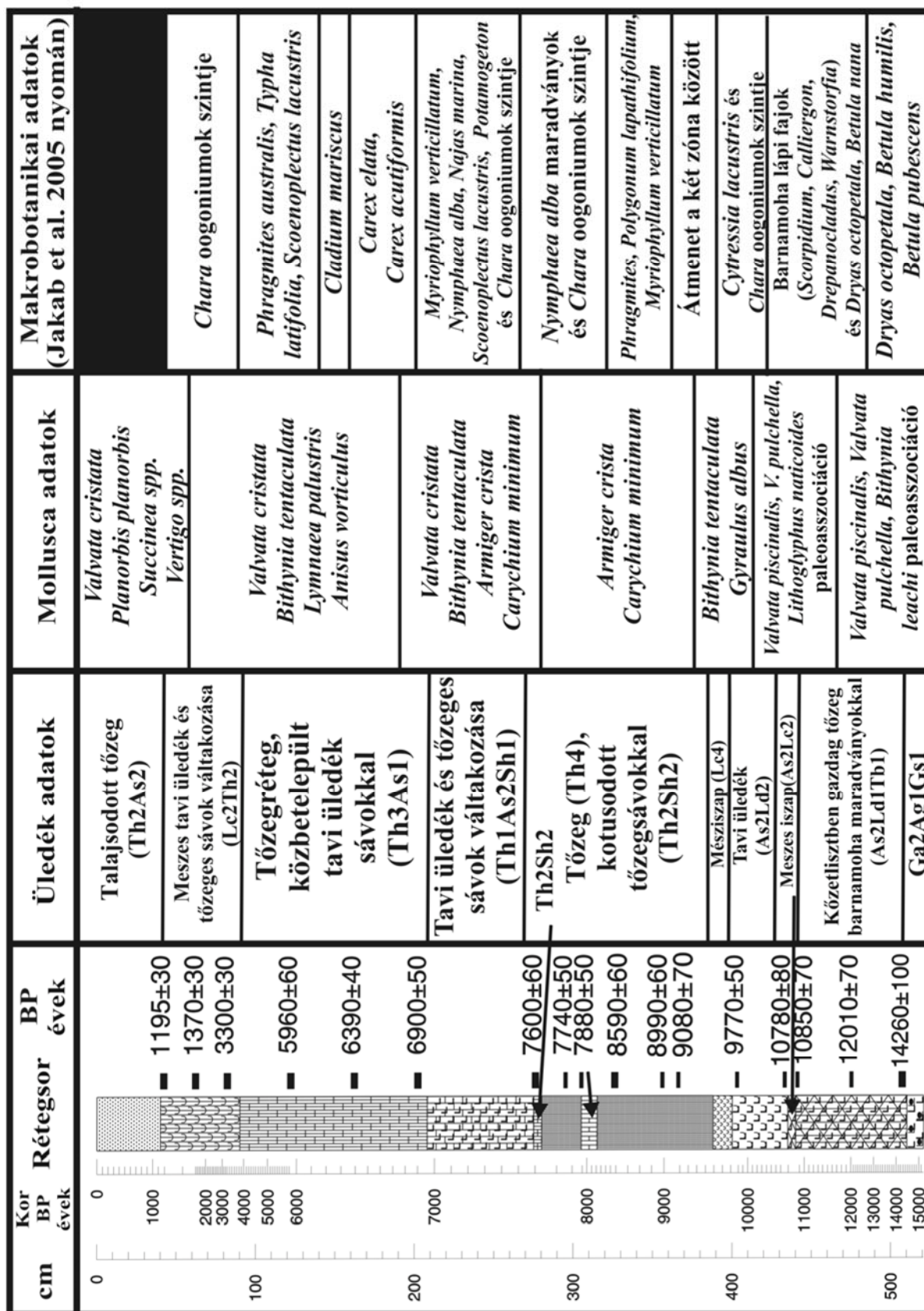
Table 1.: Radiocarbon data from the core sequence at Balatonederics (CAL BP data from CAL PAL HULU 2007 programme) * = bulk samples for radiocarbon dating

cm	C-14 kor (BP év)	+/-	naptári évek (cal BP év = 68%)	Cal BP év	Régészeti évek (cal BC/AD év)
40-44	1195	40	1084 - 1165	1124 ± 41	824 ± 51
60-64	1370	60	1233 - 1338	1286 ± 52	664 ± 52
80-84	3300*	30	3489 - 3566	3528 ± 38	1578 ± 38
120-124	5890*	80	6599 - 6832	6716 ± 116	4766 ± 116
160-164	6390	164	7182 - 7438	7265 ± 173	5315 ± 173
200-204	6900	204	7590 - 7938	7763 ± 173	5813 ± 173
270-274	7600	278	8155 - 8804	8480 ± 324	6530 ± 324
295-299	7740	300	8288 - 8982	8635 ± 347	6685 ± 347
301-305	7880	304	8394 - 9216	8796 ± 354	6846 ± 354
323-327	8590	328	9210 - 10.071	9641 ± 430	7691 ± 430
355-359	8990	360	9678 - 10.610	10.144 ± 466	8194 ± 466
361-365	9080	364	9766 - 10.754	10.260 ± 494	8310 ± 494
400-404	9770	50	11.177 - 11.231	11.204 ± 27	9254 ± 27
433-437	10.780	438	11.923 - 13.079	12.501 ± 578	10.551 ± 578
441-445	10.850	442	12.030 - 13.172	12.601 ± 571	10.651 ± 571
471-475	12.010	472	13.546 - 14.962	14.254 ± 708	12304 ± 708
505-509	14.260*	509	16.803 - 18.041	17.422 ± 619	15472 ± 619

Az általunk feltárt malakológiai életközösség nemcsak jóval korábban fejlődött ki, mint azt eredetileg megfogalmazták (Fűköh 1990), hanem összehasonlítva a nádasdlaányi, sárkeszi szelvényekben kifejlődött *Gyraulus albus* – *Bithynia tentaculata* lokális malakológiai horizontokkal egyértelműen kitűnik, hogy nem egy biozónát, hanem egy jellegzetes tavi környezetben kifejlődött biofáciest alkot (Sümegei 2003a,b, 2007). Ez a biofáciés eltérő korokban, a pleisztocén végén és a holocén különböző szakaszaiban is kifejlődhetett. Így a nádasdlaányi szelvény esetében 12.000 és 9.600 cal BP évek között, a sárkeszi szelvény esetében 6.800 – 4.600 cal BP évek között, az alábbiakban bemutatásra kerülő fenékpusztai szelvényben 7000-5000 cal BP évek, míg a balatonedericsi szelvény esetében 12.000 és 11.000 cal BP évek között jelent meg ez az életközösség. Valamennyi esetben a karbonátban, és a *Chara* maradványokban gazdag, közvetlenül a jelentős növényzeti borítás mellett kialakuló lápi állapotot megelőző, tavi környezetben terjedt el ez a fauna.

4,0 métertől (11.000 cal BP évtől) kezdődően a különböző vízmélységet kedvelő elemek arányának, a szárazföldi, mocsári, lápi környezetet igénylő fajok arányának változásai jól korrelálnak a makrobotanikai anyag változásával. Ugyanakkor egyetlen erdei elem, vagy valódi szárazföldi xerofil, vagy mezofil elem nem jelent meg a szelvényben, csak a legfelső 40 cm-ben.

Ezek az adatok alátámasztják, hogy a balatonedericsi - öbölben ciklikus vízborítás változás alakult ki a holocén a nyílt tavi környezettől a zárt, tőzegképződés szempontjából alapvető lápi környezetig. Ez a hidroszerkeszt sorozat többször megismétlődve fejlődött ki a vizsgált területen a malakofauna alapján, egyértelműen bizonyítva ciklikusan változó vízborítást, majd az ezt követő növényi feltöltődéseket. A tisztán tavi környezetet jelző *Bithynia tentaculata* – *Gyraulus albus* paleoasszociáció felett egy döntően lápi környezetet, illetve növényzettel erőteljesen borított vizeket kedvelő *Armiger crista*, *Carychium minimum* és *Valvata cristata* fajok dominancia maximumával jellemezhető közösség fejlődött ki 3,7 és 2,8 méter között.



5. ábra: A balatonedericsi fúrás környezettörténeti vizsgálatának eredményei

Fig. 5.: Results of the environmental historical analyses of the core sequence at Balatonederics

Ebben a szintben sem volt fauna összetétele egységes, a malakológiai anyag sokváltozós statisztikai elemzése, a fauna összetételének a mintáról mintára történő erőteljes változását mutatja. A fauna összetételének változása mögött a fauna összetételét alapvetően befolyásoló az egykori víz- és növényzeti borítás folyamatos változása állhatott (5. ábra).

A ciklikusan kifejlődő tőzeges horizontokban a *Marstoniopsis scholtzi* faj is kimutatható, jelezve, hogy a pleisztocén végi barnamoha láp mellett a kora holocén nádtőzeges lápi fázisokban is visszatelepedhetett a vizsgált területre.

2,8 -1,9 m (8500-7500 cal BP) között fejlődött ki a következő malakológiai horizont, az *Armiger crista* és *Carychium minimum* fajok mellett a *Pisidium*, a *Bithynia tentaculata* és a *Valvata cristata* fajok aránya emelkedik meg. Ez utóbbi faunaelemek a kettő szórásdiagramon (4. ábra) egy jól elkülönülő csoportot alkotnak, amelyet az eutróf tavi környezetre jellemző Mollusca faunával párhuzamosíthatunk. Valószínűsíthető, a vízszint az előző malakológiai zónához képest megemelkedett és nád, gyékényszigetekkel tagolt eutróf tavi állapot stabilizálódott az előző malakológiai szintben képződött tőzegréteg felett. A tavi környezet vízszintje többször erőteljesen megváltozott és a vízszintcsökkenésekkel párhuzamosan a növényzeti borítás is megemelkedhetett. A felszín felé haladva a vízszintváltozások intenzitása erőteljesen csökkenhetett (5. ábra) és az eutróf tavi környezetet fokozatosan láp és zárt növényzeti borítás válthatta fel.

A tőzeges - lápos horizontban a *Marstoniopsis scholtzi* faj is kimutatható, egyértelműen mutatva, hogy a part menti terület elláposodása során vissza tudott települni a holocén során is ez a faj. Figyelembe véve az adatokat egyértelműen megállapítható, hogy a *Marstoniopsis scholtzi* faj az utolsó 15 ezer naptári évben többször is kimutatható volt, igaz csak egy-egy példányban a szelvény mintáiban. Ugyanakkor a faj jelenléte nem volt folyamatos, a tavi mésziszap, az eutróf tavi szakaszokból egyértelműen hiányzott. Ezen adatok alapján a faj a láposodási, tőzegképződési szakaszokat jelzi, és valószínűleg a növényzettel bevont felszíneket kedveli.

1,9-0,6 m (7500-1600 cal BP évek) között az előző szintben megfigyelt *Valvata cristata*, *Bithynia tentaculata* fajok jelentős dominanciája

folytatódott, ugyanakkor a *Lymnaea palustris* és az *Anisus vorticulus*, valamint az amfibikus életmódot folytató, erősen higrofil, vízparti *Succinea putris* faj aránya is igen jelentőssé vált.

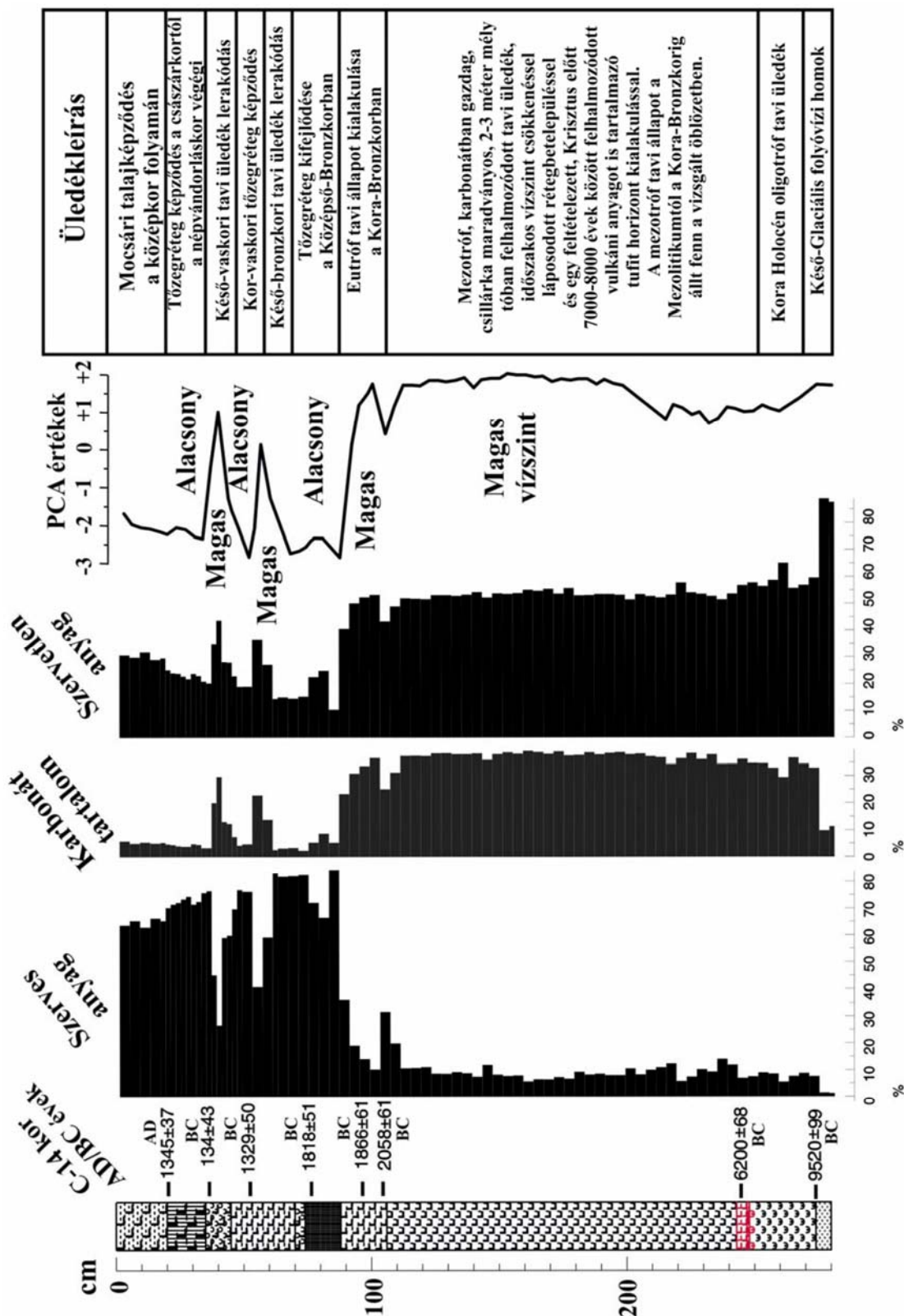
A lápi környezet kialakulását követően mozaikos, nyílt, eutróf vízfoltokat, náddal, gyékénnyel borított részeket egyaránt tartalmazó, növényzettel erőteljesebben benőtt parti sáv alakulhatott ki és maradt fenn több ezer éven keresztül. A faunában kisebb léptékű változások kialakultak, de drasztikus kiszáradást, vagy jelentős és homogén vízborítást a fauna változásai ezen a szakaszon már nem tükröztek vissza. Ennek a szakasznak a kezdetén is kimutatható volt a *Marstoniopsis scholtzi* faj, de a felszínközeli mintákból már egyértelműen hiányzott. A legjellegzetesebb, legerőteljesebb és utolsó megjelenése a késő bronzkorra és a kora vaskorra tehető ennek a fajnak.

0,6 métertől a felszínig tartó szelvénytérközben a vízparti terestrikus fajok (*Vertigo* spp., *Succinea*-félék, *Vallonia pulchella*) aránya vált döntővé, de jelentős maradt a lebegő növényi részekben, a sekélyvizekben is megélni képes fajok (*Valvata cristata*, *Planorbis planorbis*) aránya. Valószínűleg lebegő gypsöznyeg, úszóláp alakult ki ekkor a part mentén és az öblözetnek ez a szakasza is fokozatosan feltöltődött, láppá alakult. A radiokarbon adatok alapján ezek a változások már a népvándorlás korában játszódtak le. Ebben a malakológiai horizontban domináns fajok a kettős szórásdiagramon világosan elkülönülő csoportot alkottak a szelvény elemzése során (4. ábra). A *Marstoniopsis scholtzi* faj ebből a szintből már nem került elő. A malakológiai adatokat szedimentológiai, kronológiai és a makrobotanikai adatokkal is össze tudtuk hasonlítani (5. ábra) az edercsi fűrés esetében és a többi környezettörténeti tényező is alátámasztotta a lokális tényezők erőteljes hatását és a litofáciest követő biofáciess kifejlődését a szelvényben (5. ábra).

Fenekpusztai szelvény vizsgálata

Bevezetés

Heinrich Tamáska Orsolya vezette fenékpusztai kutatásokhoz a Kis-Balaton fenékpusztai öblözetének fűrésos feltárásával, és a zavartalan magfűrés sokirányú (szedimentológiai, kronológiai, geokémiai, pollenanalitikai, makrobotanikai, malakológiai) feldolgozásával csatlakoztunk.



6. ábra: A Valcum II. fúrás szedimentológiai vizsgálatának eredményei

Fig. 6.: Results of the sedimentological analyses from the core sequence of the Valcum II

Itt elsősorban a malakológiai vizsgálatok eredményeit, valamint a malakológiai anyag értelmezéséhez kapcsolódó kronológiai, szedimentológiai vizsgálatok eredményeit mutatjuk be. A fenékpusztai öblözetbe két zavartalan magmintákat adó átlapoló Orosz-fejes fúrást mélyítettünk. A zavartalan fúrásokból mintákat emeltünk ki üledékföldtani (79 db), geokémiai (85 db), pollenanalitikai (85 db), malakológiai (70 db) és makrobotanikai (35 db) vizsgálatra, valamint radiokarbon (17 db AMS) elemzésekre (Sümei et al. 2011).

Kronológiai és szedimentológiai vizsgálatok eredményei

A radiokarbon vizsgálatokkal elsősorban a szelvény felszínközeli rétegeit (15 db AMS mérés) sikerült kronológiailag lehatárolnunk és az ülepedési rátát meghatároznunk. A szelvény egészét tekintve a rétegtani párhuzamok alapján, valamint a szelvény mélyebb szintjén végzett 2 db AMS mérés alapján megállapítottuk, hogy a fekvő szintet alkotó fluvialis homok (6. ábra) a pleisztocén végén, a késő glaciális korban halmozódott fel. Majd a késő glaciális kor végén, a koraiholocén kezdetén karbonátban gazdag, mezotróf tavi környezet fejlődött ki a területen, amely egészen a korai-bronzkor végéig fennmaradt.

A korai-bronzkor végi láposodást a középső bronzkor kezdetén (Krisztus előtti XIX. évszázad kezdete) egy erőteljes, de rövid idejű vízszintemelkedés történt a vizsgált területen és egy átlagos 0,47 mm/év (0,4-0,5 mm/év) ülepedési rátával jellemezhető tavi szakasz alakult ki (6. ábra). Majd még ugyanennek az évszázadnak a végén intenzív lápképződés indult meg a területen. Ennek a lápképződésnek a hatására 4 mm/év ülepedési ráta fejlődött a szelvényben. Ilyen jelentős sebességű üledékképződést tavi rendszerekben az úszólápok képződése során sikerült rekonstruálnunk (Sümei 2001), ezért feltételezzük, hogy a középső bronzkor folyamán egy intenzív úszóláp képződés zajlott a Kis-Balatonnak ezen a szakaszán.

Az úszóláp képződés hatására jelentős vastagságú tözegréteg halmozódott fel, majd a késő bronzkorban egy vízszintemelkedés hatására a tözegképződés megszakadt és egy vékonyabb tavi réteg fedte le a tözeget. Az ülepedési ráta ebben a szintben lecsökkent és visszatért a tavi képződményekre jellemző 0,4 – 0,5 mm/év közötti szintre. A késő bronzkort követően a korai-vaskorban újabb tözegréteg képződés indult meg, majd a késő vaskorban (a Krisztus előtti II. évszázad) újabb vízszintnövekedés és tavi képződmény felhalmozódás alakult ki. Majd, valószínűleg már a császárkorban újabb tözegképződés indult meg. A ciklikus tavi állapot és tavi üledék felhalmozódás – úszóláp képződés és

tözeglerakódás ebben a szakaszban zárult le. A császárkorban a lápi környezet stabilizálódott, az üledékképződés sebessége lecsökkent (0,22 mm/év), valószínűleg azért, mert a felhalmozódott tözegréteg talajosodott is.

A császárkorban kialakult tözegesedés fennmaradt a népvándorlás korában is. A tözeg felhalmozódása és talajosodása hatására az ülepedési ráta 0,35 mm/év és 0,7 mm/év között váltakozott a régészeti kutatások szempontjából legfontosabb szakaszban a Krisztus utáni első és IX. évszázad között. Az üledékképződésben egy újabb jelentős változás alakult ki a X. évszázad során a tözegképződés mellett erőteljes talajosodás is kialakult és egy mocsári – lápi talajképződés vette kezdetét, amely egészen a Krisztus utáni XIV. évszázadig nyomon követhető volt (6. ábra). Az ülepedési ráta a talajosodás és valószínűleg az utólagos, a vízszabályozás nyomán bekövetkező rétegtömörödés hatására 0,07 – 0,14 mm/év között változott.

A zavartalan magfúrás szelvénye, valamint a szelvény mintáinak 4 cm-kénti, illetve a késő kelta kortól a honfoglalás kori szintig tartó üledékszakaszban 1 cm-kénti szerves-, szervesetlen anyag-, és karbonáttartalom változásai alapján különböző üledékes szakaszokat, üledékretegeket különítettünk el (6. ábra).

A fúrásszelvény fekvését 280-278 cm között húzódo kékesszürke színű, enyhén kereszt-rétegzett, karbonátos, Mollusca héjmaradványos apróhomokos finomhomok alkotja. A litológiai, biofaciológiai kifejlődése, a rétegtani párhuzamok alapján ez a szint a késő glaciális kor végén, 12.000 - 11.600 cal BP évek között fejlődhetett ki.

A fekvő szint felszínére sötétszürke színű, enyhén laminált, agyagos közetliszt, változó karbonát és szervesetlen anyag tartalmú, oligotróf tavi üledék települt (278-247 cm: 11.600 – 8600 cal BP év). Ezt a szintet tekinthetjük a kora holocén legkorábbi szakasza során képződött üledéknek. A kora holocénben kialakult tómeder igen mély volt, meghaladhatta a 3 méteres mélységet is és karbonáttartalma ekkor volt a legjelentősebb a tavi rendszerben felhalmozódott üledéknek, tartósan meghaladta a 35 %-ot.

Az oligotróf tavi üledéket egy rózsaszín betelepülés (247-243 cm között) szakítja meg, és nem zárható ki, hogy vulkáni por berakódás következtében kialakult tufitképződés történt (8500-8000 cal BP évek között).

A kora holocén rétegek felett egy viszonylag homogén mezotróf tavi állapot jött létre és jelentős karbonáttartalma meszes iszap halmozódott fel a koraiholocéntól egészen a késő holocén kezdetéig (243 – 106 cm között: 8000 – 4000 cal BP év).

2. táblázat: A Valcum II. fúrásból előkerült Mollusca taxonok paleoökológiai csoportosítása**2. táblázat: The paleoecological classification of the Molluscan taxa from the core sequence of the Valcum II**

Fajok/jelzőszerep	Paleohidrológia	Paleovegetáció	Paleohőmérséklet	Paleobiogeográfia
<i>Viviparus contectus</i>	Limnikus	Mezotróf	Termofil	Európai
<i>Valvata piscinalis</i>	Rheophil	Oligotróf	Mezofil	Palearktikus
<i>Valvata naticina</i>	Rheophil	Oligotróf	Termofil	Szarmáciai
<i>Valvata cristata</i>	Mocsári-lápi	Eutróf	Mezofil	Palearktikus
<i>Lithoglyphus naticoides</i>	Rheophil	Oligotróf	Termofil	Szarmáciai
<i>Bithynia leachi</i>	Mocsári-lápi	Eutróf	Hidegtűrő	Palearktikus
<i>Bithynia tentaculata</i>	Mocsári-lápi	Eutróf	Termofil	Palearktikus
<i>Marstoniopsis scholtzi</i>	Limnikus-lápi	Mezotróf	Hidegtűrő	Boreo-montan
<i>Lymnaea stagnalis</i>	Limnikus-rheofil	Mezotróf	Mezotróf	Holartikus
<i>Lymnaea palustris</i>	Mocsári-lápi	Mezotróf	Mezotróf	Holartikus
<i>Lymnaea peregra ovata</i>	Limnikus	Mezotróf	Mezotróf	Holartikus
<i>Acroloxus lacustris</i>	Mocsári-lápi	Eutróf	Mezotróf	Eurosibériai
<i>Gyraulus albus</i>	Limnikus	Oligomezotróf	Mezotróf	Holarktikus
<i>Planorbarius corneus</i>	Mocsári-lápi	Eutróf	Mezotróf	Eurosibériai
<i>Planorbis planorbis</i>	Limnikus-lápi	Eutróf	Mezotróf	Holartikus
<i>Planorbis carinatus</i>	Limnikus-reophil	Mezotróf	Mezotróf	Európai
<i>Anisus vorticulus</i>	Limnikus	Oligomezotróf	Termofil	KDK-európai
<i>Armiger crista</i>	Limnikus-lápi	Mezotróf	Mezotróf	Holarktikus
<i>Hippeutis complanatus</i>	Mocsári-lápi	Mezotróf	Mezotróf	Palearktikus
<i>Carychium minimum</i>	Vízparti	Mocsári	Hidegtűrő	Eurosibériai
<i>Oxyloma elegans</i>	Vízparti	Mocsári	Hidegtűrő	Eurosibériai
<i>Succinea oblonga</i>	Vízparti	Mocsári	Hidegtűrő	Eurosibériai
<i>Truncatellina cylindrica</i>	Mezofil	Mezofil	Termofil	KDK Európai
<i>Vertigo antvertigo</i>	Vízparti	Mocsári	Termofil	KDK Európai
<i>Vertigo pygmaea</i>	Mezofil	Mezofil	Termofil	KDK Európai
<i>Vertigo angustior</i>	Vízparti	Mocsári	Termofil	KDK Európai
<i>Vallonia pulchella</i>	Vízparti	Mocsári	Mezofil	Holarktikus
<i>Vallonia enniensis</i>	Vízparti	Mocsári	Termofil	KDK Európai
<i>Zonitoides nitidus</i>	Vízparti	Mocsári	Mezofil	Holarktikus
<i>Perforatella rubiginosa</i>	Vízparti	Mocsári	Hidegtűrő	Északnyugat-európai
<i>Bradybaena fruticum</i>	Vízparti	Erdei	Termofil	KDK Európai
<i>Pisidium</i>	Mocsári-lápi	Eutróf	Mezotróf	Holarktikus

106 cm-től (4000 cal BP évtől, a középső bronzkortól) a felszínig az üledékképződés alapvetően megváltozott és a mészben gazdag tavi környezetet szerves anyagban gazdag lápi – mocsári környezet válthatta fel. A vízszint az előző tavi állapothoz képest alapvetően lecsökkent, de három olyan szakasz alakult ki, amikor a lápi – mocsári szerves anyagban gazdag üledékképződés

megszakadt és újra tavi környezet fejlődött ki (**6. ábra**).

Az első alacsony vízszint a kora bronzkor végén / a középső bronzkor kezdetén alakult ki. Ezt követően a középső bronzkorban jelentős vízszintemelkedés alakult ki, majd tőzegképződés indult meg. Ez a vízszintemelkedés – tavi üledékképződés - úszóláp képződés - tőzeg felhalmozódás ciklikusan alakult

ki és három fázis fejlődött ki a koraibronzkor vége és a középkor között.

Az első ciklus a koraibronzkor végén és a középső bronzkor folyamán fejlődött ki. A második ciklus a késő bronzkor – koraivaskor folyamán fejlődött ki. A harmadik ciklus a késő vaskor – császárkor között alakult ki. A harmadik ciklusban a tőzegképződés és így valószínűleg a lápi környezet stabilizálódott, így a császárkortól kezdődően, a népvándorláskoron át egészen a középkorig (a Krisztus utáni XIV. századig) a tőzegképző környezet dominált a területen. A tőzegképződés mellett talajosodási folyamat is zajlott és a tőzegrétegben a képződési és bomlási folyamatok egyensúlyba kerülhettek és egy mocsári – lápi talajképződés alakulhatott ki. Így a régészeti szempontból legfontosabb császárkori és népvándorlás kori időhorizontban a fenékpusztai félszigetet nyugati irányból egy járhatatlan lápi – mocsári környezet szegélyezte. Ez a környezet egészen a Krisztus utáni XIV. évszázadig fennmaradt a Kis-Balatonnak ezen a szakaszán.

A Valcum II. zavartalan magfűrés teljes anyagát a Mollusca fauna kinyerésére használtuk fel. A fűrészelvény 37 mintájából 32 Mollusca taxon 1411 egyedét sikerült kinyernünk a szelvényből. A fajokat a környezeti igényük alapján csoportosítottuk paleohidrológiai, paleovegetációs, paleohőmérsékleti és paleobiogeográfiai szempontból (2. táblázat).

A malakológiai anyag változásai alapján 6 lokális malakozónát (zonulát), vagy más néven paleoökológiai egységet lehetett elkülöníteni a Valcum II. fűrészelvényen a vízi és a szárazföldi fajok dominancia változásai nyomán, amelyek közül itt a vízi fajok változásait mutatjuk be (7. ábra).

Az első malakológiai zóna 280-278 cm között húzódott. Ebben a szintben az oxigénben gazdag aljzattal, oligotróf és mezotróf víztérrel jellemezhető tavi környezetet kedvelő fajok, valamint a folyóvízi környezetre jellemző fajok, döntően a holarktikus és palearktikus elterjedésű elemek domináltak. A legjellemzőbb taxon ebben a szintben homokos aljzatot és áramló vizet kedvelő *Valvata piscinalis* volt (*Valvata piscinalis* zonula – 8. ábra). Ez a szakasz egyértelműen a Kis-Balaton kialakulásával, a neotektonikus süllyedék kifejlődésével, annak legkorábbi, fluvialis feltöltődés szakaszával párhuzamosítható.

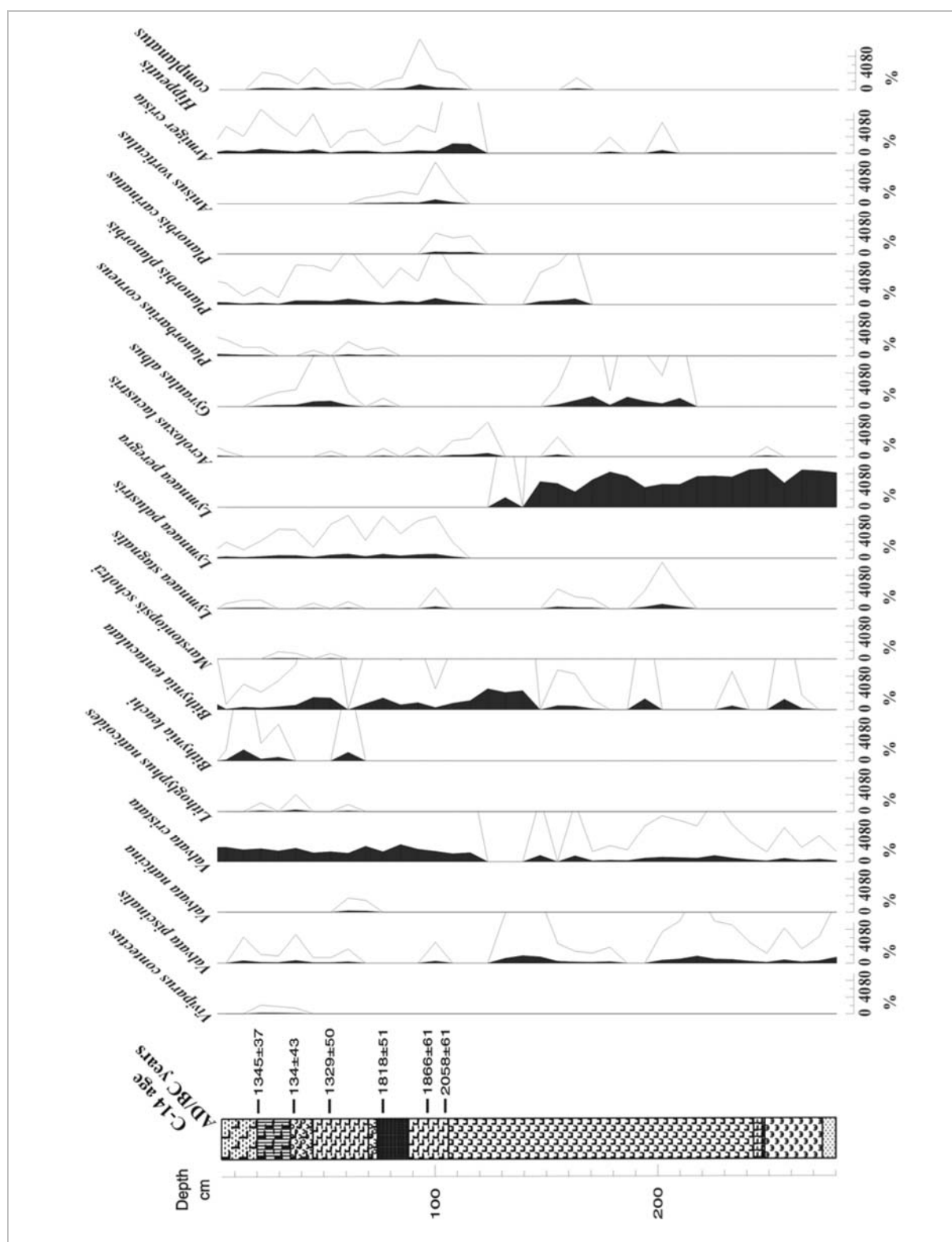
A következő, második malakológiai horizont 278–112 cm között (11600-4400 cal BP) húzódott. A malakofauna alapvetően nem különbözött a fekü horizont malakofaunájától abban a tekintetben,

hogy az oxigénben gazdag tavi környezetet kedvelő fajok aránya volt ebben a szintben az uralkodó. Ugyancsak megjelentek ebben a malakológiai zonulában az áramló vizet kedvelő, fluvialis rendszerekben, vagy a nagyobb tavak hullámverési övében élő fajok, mint a *Valvata piscinalis* (7. ábra).

Ugyanakkor kalciumhidrokarbonátban gazdag, mezotróf, növényzettel be nem vont vizeket, csillárkamoszattal borított aljzatot kedvelő fajok, mint a *Lymnaea peregra* f. *ovata* aránya ugrásszerűen megemelkedett ebben a szintben. Úgy tűnik, hogy a Kis-Balaton neotektonikus süllyedékében ekkor alakult ki mezotróf tavi fázis *Chara* szőnyeggel borított bentossal, karbonátban gazdag vízkémiai paraméterekkel jellemezhető szakasza, amelyet *Valvata piscinalis* - *Lymnaea peregra* f. *ovata* zonulaként határoltunk le (8. ábra).

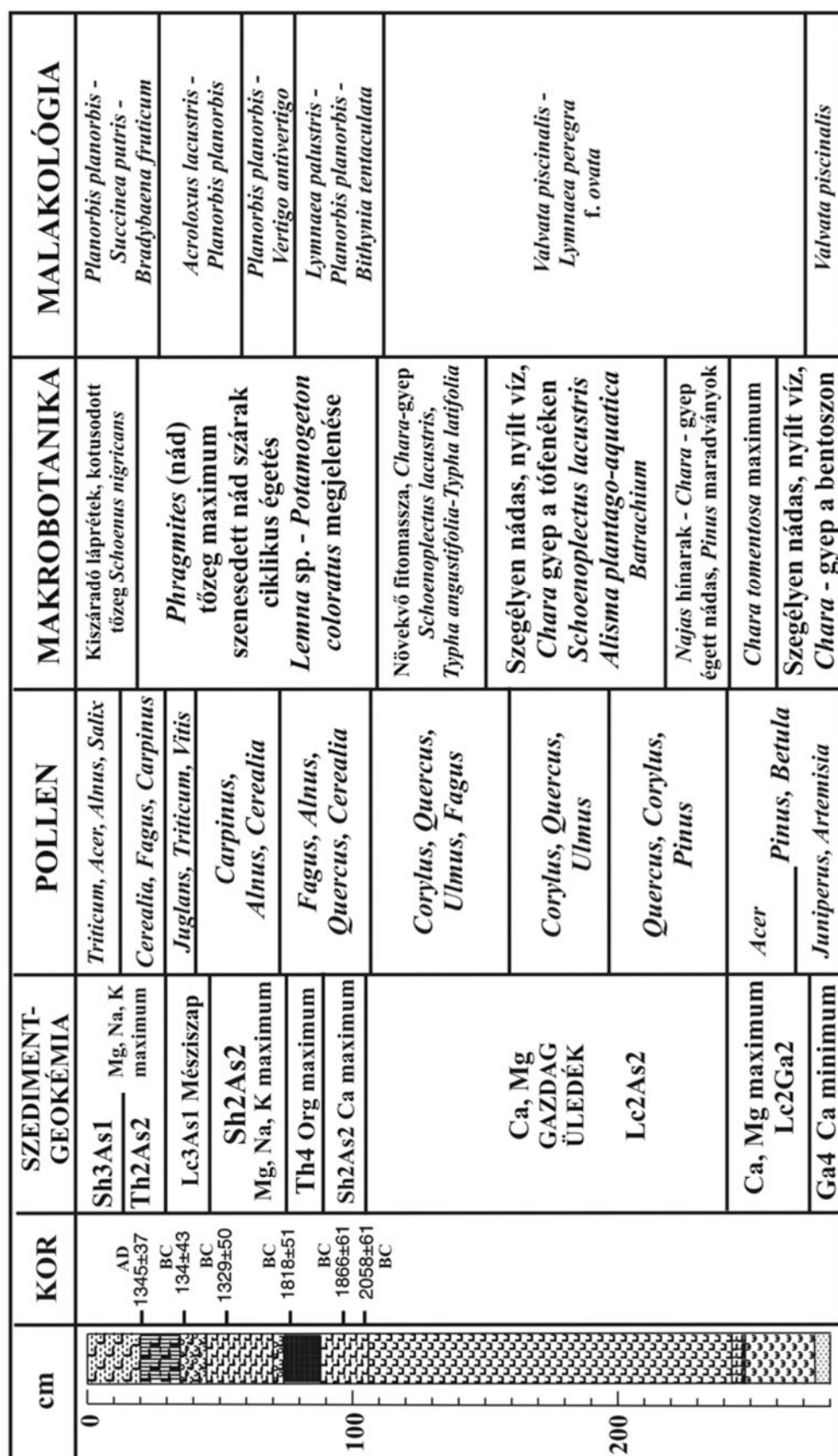
Az üledékben ugyanakkor elszórtan bemosott part mentén élő mocsári, lápi vízi és vízparti területen élő szárazföldi fajok is megjelentek, utalva az intenzívebb esőket követő bemosódásokra. Ez a rendkívül hosszú ideig tartó tavi állapot valószínűleg úgy maradhatott fenn, hogy a neotektonikus süllyedék üledékes feltöltődése és süllyedés mértéke egyensúlyban lehetett mintegy 6 – 7 ezer naptári éven át. A holocén periódus jelentős részén át jelentkező süllyedés mértéke a napjaink geofizikai mérései nyomán 0,1 – 0,5 mm/év között mozoghatott. A lokális malakozónán belül egy kisebb változást, egy 7000-5000 cal BP évek (210-150 cm) között kifejlődött alegységet, *Bithynia tentaculata* – *Gyraulus albus* horizontot sikerült kimutatni, bár kifejlődése nem olyan markáns, mint a sárkeszi, vagy a balatonedericsi fűrés esetében (6. ábra). A 4400 cal BP év körül fokozatosan átalakult a vízi Mollusca fauna, az oligotróf, mezotróf tavi környezetet kedvelő fajok visszaszorultak, bár arányuk még mindig uralkodó, de fokozatos arányban az eutróf tavi környezetet kedvelő, valamint a lápi elemek jelentek meg a szelvényben. Ennek nyomán az előbbi malakológiai szakaszban rekonstruált tavi környezet fokozatos átalakulását, eutrofizációját és a tavi rendszer feltöltődésének felgyorsulását rekonstruálhattuk 4400 cal BP évet követően.

A feltöltődés nyomán átalakuló Mollusca fauna 112 cm-nél (4400 cal BP év) változott meg olyan erőteljesen, hogy annak nyomán már újabb malakológiai zonulát, újabb paleoökológiai egységet sikerült elkülönítenünk (*Lymnaea palustris* – *Planorbis planorbis* – *Bithynia tentaculata* zonula – 8. ábra).



7. ábra: A Valcum II. fúrásból előkerült vízi Mollusca fajok dominancia változásai

Fig. 7.: The dominance changes of the freshwater Mollusc species from the core sequence of Valcum II



8. ábra: A Valcum I. és II. fűrés környezettörténeti vizsgálatának eredményei

Fig. 8.: The results of the environmental historical analyses from the core sequence of Valcum I-II

A mezofil tavi környezetet igénylő fajok, elsősorban a *Lymnaea peregra* f. *ovata* aránya drasztikusan lecsökkent ebben a szintben, ugyanakkor az eutróf tavi környezetet kedvelő *Bithynia tentaculata*, *Planorbis planorbis* aránya erőteljesen megemelkedett és a lápi környezetre jellemző elemek (*Lymnaea palustris*, *Valvata cristata*, *Armiger crista*) fokozatosan uralkodóvá váltak. Ennek nyomán a Kis-Balaton medrének ezt a szakaszát vízi növényekkel borított tavi állapot, úszóláppal fedett lápos tavi rendszer kialakulása jellemezte a középső – bronzkor kezdetén.

Ezzel a változással párhuzamosan az eddigi holarktikus és palearktikus elterjedésű fajok dominanciája, egyeduralma fokozatosan lecsökkent és az euraszibériai, európai, északnyugat-európai, szarmáciai, közép-délkelet-európai fajok aránya erőteljesen megemelkedett. Kiemelkedő jelentőségű, hogy az eddigi termofil és mezofil hőmérsékleti igényű és tűrésű fajok mellett egyre jelentősebb arányban megjelentek a hidegtűrő elemek is. Valószínűsíthető, hogy a láposodás során a növényzettel borított, nedves, hűvös hideg mikroklimával jellemezhető élőhelyek alakultak ki, ahol a hidegtűrő fajok, elsősorban az euraszibériai elemek (*Carychium minimum*, *Succinea* – félék, *Marstoniopsis sholtzi*) meg tudtak telepedni. A *Marstoniopsis sholtzi* faj első megjelenése 4000 cal BP évre tehető.

A láposodási folyamat a következő malakológiai szakaszban (88-72 cm között, a középső bronzkorban) vált abszolút dominánssá a medencében. A lápi környezetet kedvelő eutróf tavi fajok (*Valvata cristata*, *Lymnaea palustris*, *Planorbis planorbis*, *Armiger crista*) mellett az úszólápok felszínén élő erősen higrofil, termofil, közép- és délkelet európai *Vertigo antvertigo* is megjelent. A hidegtűrő elemek arányának csökkenése, a termofil fajok egy kisebb dominancia maximuma alapján a középső bronzkor éghajlata kifejezetten kedvező, enyhe és csapadékos lehetett, amely jelentős mértékben elősegíthette a gazdálkodást ebben a periódusban. A következő malakofauna szakaszban (60 – 36 cm között: késő bronzkor és kora vaskorba során) a melegkedvelő fajok aránya lecsökkent és a hidegtűrő fajok (*Bithynia leachi*) dominanciája egy kisebb maximumot mutatott. Ez mellett újra megjelent a szelvényben a kifejezetten hűvös-hideg területeken elterjedt boreo – montán elterjedésű *Marstoniopsis sholtzi* faj is.

Ennek nyomán a Krisztus előtti XIII. évszázadot (3300 cal BP év) követően egy erőteljesebb lehűlés (hőmérsékletcsökkenés) fejlődött ki a vizsgált

területen. Ezzel párhuzamosan a csapadék mennyisége is megnövekedhetett és így a tó vízszintje a párolgás/párolgotatás csökkenése, csapadékbevitel növekedése következtében megemelkedett és láposodási folyamat megállt, a láp helyén eutróf, lápos tavi állapot stabilizálódott.

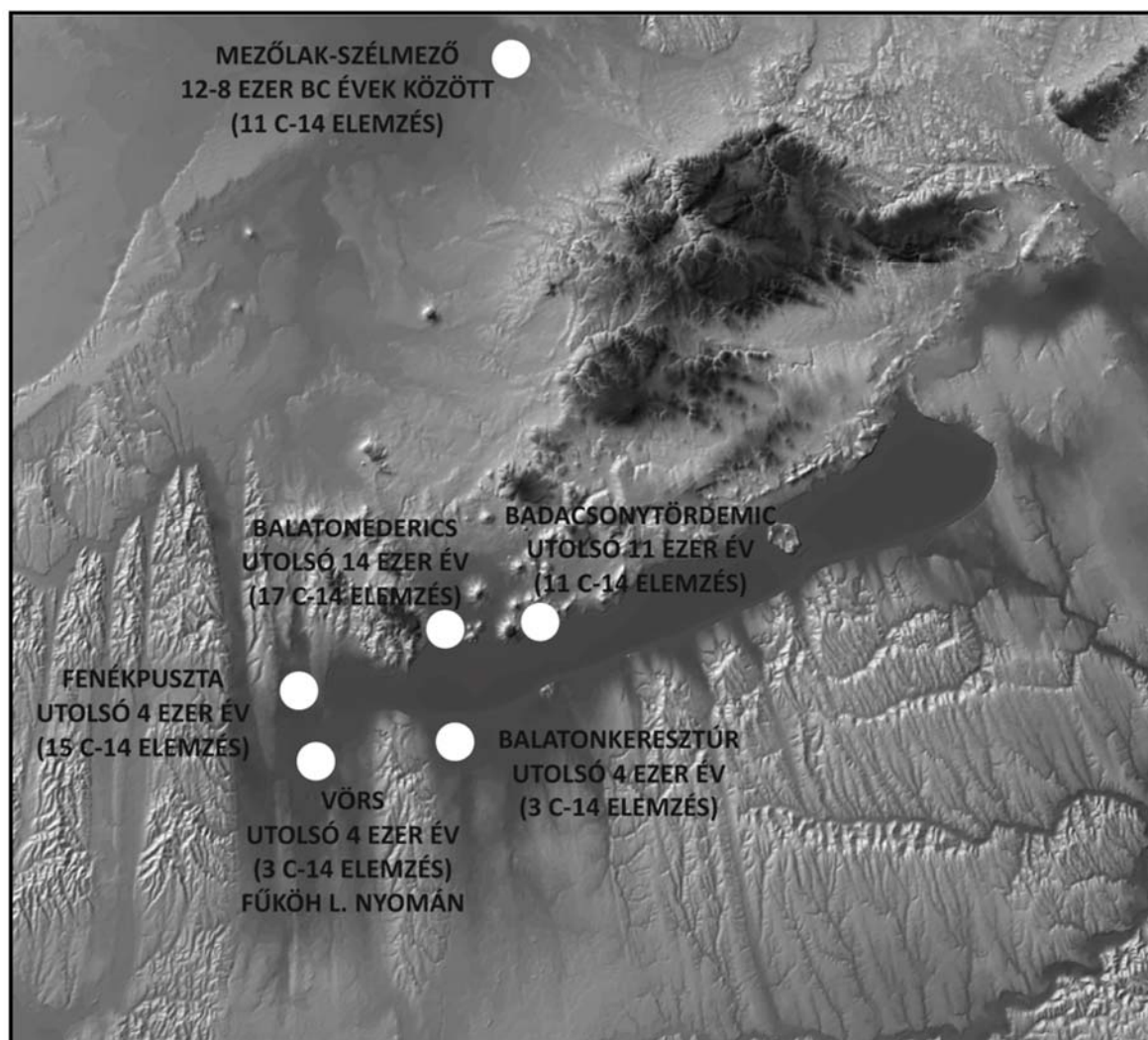
A bronzkor végén kialakult magas vízállású eutróf tavi szakasz (*Acroloxus lacutris* – *Planorbis planorbis zonula*) egészen a vaskor végéig, a késő vaskor kezdetéig fennállt a malakológiai anyag alapján. Ennek a szakasznak az egyik legfontosabb jellemzője, hogy fluviális fajok (*Valvata piscinalis*, *Valvata naticina*) ismételt megjelentek a szelvényben. Ennek nyomán feltételezzük, hogy a biogén feltöltődés mellett a Kis-Balaton területén patak hatással is számolnunk kell ebben a szakaszban. Valószínűsíthető, hogy a tavi feltöltődés már annyira előrehaladott volt ebben a szakaszban, hogy a Hévíz – Alsópáhoki völgyben elhelyezkedő patak elérhette ezt a területet is.

A feltöltődés következtében ismét a láposodási folyamatok váltak dominánssá a területen és a római kor végétől a fűráspont környezetében zárt tűzegréteg alakult ki, amely a középkor folyamán talajosodott. A tűzegréteg faunájában a lápi környezetet jelző vízi fajok mellett az erősen higrofil vízparti és mocsári környezetet kedvelő szárazföldi fajok domináltak (*Planorbis planorbis* – *Succinea putris* – *Bradybaena fruticum* szakasz).

Jellemző erre a szakaszra, hogy a mocsári és lápi környezetet kedvelő fajok mellett az erdei elemek, a vízparti galériaerdő elemeinek (*Bradybaena fruticum*) aránya is erőteljesen megemelkedett ebben a szintben. Ennek nyomán mozaikosan fás vegetáció előretörésével is számolhatunk a mocsári – lápréti területeken ebben a periódusban.

A malakológiai adatokat szedimentológiai, kronológiai és a makrobotanikai adatokkal is össze tudtuk hasonlítani (8. ábra) a fenékpusztai fűrás esetében és a többi környezettörténeti tényező is alátámasztotta a lokális tényezők erőteljes hatását és a litofáciest követő biofációs kifejlődését a szelvényben (8. ábra), hasonlóan, mint azt az edercsi szelvényben megfigyelhettük.

Amennyiben összehasonlítjuk *Marstoniopsis sholtzi* faj eddig ismert lelőhelyeit (Mezőlak, Fenékpuszt, Vörs, Balatonederics, Badacsonytördemic, Balatonkeresztúr), akkor látható (9. ábra), hogy igen eltérő időpontban telepedett meg a Dunántúlon ez az atlantikus, boreo-montán elterjedésű, hidegtűrő, lápi környezetet kedvelő faj. A faj megjelenése nem korhoz, sokkal inkább a lápi környezet kialakulásához köthető.



9. ábra: A *Marstoniopsis sholtzi* faj megjelenése és elterjedése C-14 vizsgálatok alapján

Fig. 9.: The expansion and presence of the *Marstoniopsis sholtzi* species based on the radiocarbon analyses

Megtelepedése a pleisztocén végi, késő glaciális és pleisztocén - holocén átmeneti szintben kifejlődött lápi szinthez köthető (Balatonederics, Mezőlak, Badacsonytördemic), majd a Balaton nyugati és déli medencéiben egy késő holocén expanziója alakult ki ennek a fajnak a bronzkor második felében. A legjelentősebb megjelenése és előretörése a *Marstoniopsis sholtzi* fajnak a késő bronzkori és a koravaskori lehűléshez, a Balaton medencéinek ellaposodásához köthető. A fajnak így több ciklusban történő megjelenése, elterjedése, és egy késő holocén kori dominanciamaximuma, erőteljes expanziója rekonstruálható. Valamennyi esetben éghajlatváltozás nyomán kialakult lokális környezetátalakulást, vegetáció- és fáciesváltást követő változások okozták a faj megjelenését és visszaszorulását, és nem egyetlen időhorizonthoz köthető ennek a faunaelemnek a megjelenése. A radiokarbon vizsgálatok alapján hasonló trendek mutathatók ki más, korábban egyértelműen kronológiai jelzőelemként számon tartott fajok esetében is.

Irodalom

- ALEXANDROVICZ, S.W. 1983. Malakofauna of Holocene calcareous sediments of the Cracow Upland. *Acta Geologica Polonica*, **33**: 117-158.
- ALEXANDROWICZ, S.W. – NADACHOWSKI, A. – RYDLEWSKI, I. – VALDE-NOVAK, P. – WOLOSZYN, W.B. 1985. Subfossil fauna from a cave in the Sbozanski Gully (Pieniny Mts., Poland). *Folia Quaternaria*, **56**: 57-78.
- CSERNY, T. 1987. Result of recent investigations of the Lake Balaton deposits. pp. 67-76. In: Pécsi, M. – Kordos, L. eds. *Holocene environment in Hungary*. MTA Földrajzkutató Intézet, Budapest.
- CSERNY, T. 1993. Lake Balaton, Hungary. pp. 397-401. In: Gierlowski-Kordesch, E. – Kelts, K. eds. *A Global Geological Record of Lake Basins*. Cambridge University Press, Cambridge.
- CSERNY, T. 2000. Komplex földtani kutatások hazai tavakon, lápokon és mocsarakon. pp. 27-41. In:

Szurdoki, E. ed. *Tőzegmohás élőhelyek Magyarországon: kutatás, kezelés, védelem*. CEWEEB Munkacsoport, Miskolc.

CSERNY, T. 2002. A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. *Földtani Közöny*, **132**: 193-213

CSERNY, T. – BODOR, E. 2000. Limnogeology of Balaton. pp. 605-618. In: Gierlowski, E.H.-Kordesh, K.R. eds. Lake basins through space and time. *AAPG Studies in Geology, U.S.A.*

CUSHING, E.J. 1967. Late Wisconsin pollen stratigraphy and the glacial sequence in Minnesota. pp. 59-88. In: Cushing, E.J. - Wright, H.E. eds. *Quaternary Palaeoecology*. Yale University Press, New Haven – Connecticut.

FÜKÖH, L. 1977. A Fejér megyei Sárrét holocén Mollusca-faunájának biosztratigráfiai vizsgálata. *Soosiana*, **5**: 17-26.

FÜKÖH, L. 1980. Észak-magyarországi barlangok holocén üledékeinek kvarter-malakológiai vizsgálata. *Soosiana*, **8**: 85-88.

FÜKÖH, L. 1986. Fertő-tó medenceüledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata I. Biostratigraphische Untersuchungen an den Beckenablagerungen des Neusiedler Sees (Erste Teil). *Malakológiai Tájékoztató*, **6**: 19-23. (24-34)

FÜKÖH, L. 1987a. A Rejtek I.-kőfülke és a Petényi-barlang (Bükk-hegység) Mollusca-faunájának malakosztratigráfiai vizsgálata. – *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, **12**: 9-13.

FÜKÖH, L. 1987b. Evolution of the Mollusca fauna of the Hungarian Uplands in the Holocene. In: Pécsi, M. – Kordoss, L. (ed.): *Holocene Environment in Hungary*. – Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Theory-Methodology-Practice, **41**: 49-56.

FÜKÖH, L. 1988a. Biostratigraphic Investigations in a Holocene Basin of Transdanubia. In: Pécsi, M. – Starkel, L. eds. *Paleogeography of Carpathian Regions*. Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Theory-Methodology-Practice, **47**: 125-133.

FÜKÖH, L. 1988b. Untersuchungen der holozänen Molluskenfauna im Gebiet des Balatons (Balatonederics, Lesence: Nádas-tó). *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, **13**: 15-24.

FÜKÖH, L. 1990. A magyarországi holocén Mollusca-fauna fejlődéstörténete az elmúlt tízezer év során. *Kandidáusi értekezés* (CSc thesis), Mátra Múzeum, Gyöngyös, p: 1-118.

FÜKÖH, L. 1991. Examinations on Faunal-history of the Hungarian Holocene Mollusc fauna (Characterization of the Succession Phase). – *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, **16**: 13-28.

FÜKÖH, L. 1992. Malacostratigraphical Investigation of the Late Quaternary Subsided Zones of Hungary. – *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, **17**: 97-106.

FÜKÖH, L. 1993. Main features of the development of the Hungarian Holocene Mollusc fauna. *Malakológiai Tájékoztató*, **12**: 15-19.

FÜKÖH, L. 1994. A magyarországi középhegységi holocén Mollusca-fauna zoogeográfiai vizsgálata. *Malakológiai Tájékoztató*, **13**: 9-43.

FÜKÖH, L. 1995. Holocene malacostratigraphy in Hungary. In: FÜKÖH, L.- Krolopp, E. - Sümegi, P. eds. *Quaternary Malacostratigraphy in Hungary*. *Malakológiai Tájékoztató*, **Suppl. 1**: 113-198.

FÜKÖH, L. 1997. Holocene climate changes as a model of global climate change. – *Malakológiai Tájékoztató*, **16**: 17-22.

FÜKÖH, L. 2000. Main characteristics of development of gastropod fauna of the Carpathian Basin during the Late Quaternary. *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, **24**: 31-38.

FÜKÖH, L. 2001. Kvartermalakológiai vizsgálatok a Kis-Balaton II. víztározó területén. – *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, **25**: 25-40.

FÜKÖH, L. – KROLOPP, E. 1986. Adatok a Bükk-hegységi Csúnya-völgy és környékének holocén Mollusca-faunájához. *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, **11**: 1-6.

FÜKÖH, L. – KROLOPP, E. 1986. Holocene lacustrine fauna from Sárrét, Hungary. *Proceedings of the Eighth International Malacological Congress (1983)*: 85-86. Budapest.

HERTELENDI, E. – SÜMEGI, P. – SZÖÖR, GY. 1992. Geochronologic and paleoclimatic characterization of Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain. *Radiocarbon*, **34**: 833-839.

JAKAB, G. – SÜMEGI, P. – SZÁNTÓ, ZS. 2005. Késő glaciális és holocén vízszintingadozások a Szigligeti-öbölben (Balaton) makrofosszília vizsgálatok eredményei alapján. *Földtani Közöny*, **135**: 405-431.

KROLOPP, E. 1986. *Marstoniopsis scholtzi* (A. Schmidt, 1856) a magyarországi holocén üledékekből. *Soosiana*, **14**: 7-13.

KROLOPP, E. – VÖRÖS, I. 1982. Macro-Mammalia és Mollusca maradványok a Mezőlak- Szélmező pusztai tőzegléről. *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis*, **1**: 39-64.

LÓCZY, L. 1913. *A Balaton tó tudományos vizsgálatának eredményei*. Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottságának kiadványa. Budapest, p. 617.

LOŽEK, V. 1964. Quartärmollusken der Tschechoslowakei. *Rozpravy Ústředního ústavu geologického*, **31**, p. 374. Praha.

MAGYARI E. – JAKAB G. – SÜMEGI P. – RUDNER E. – MOLNÁR M. 2000. Paleobotanikai vizsgálatok a keleméri Mohos-tavakon. pp: 101-131. In: Szurdoki, E. szerk. *Tőzegmohás élőhelyek Magyarországon: kutatás, kezelés, védelem*. CEEWEB Munkacsoport, Miskolc.

MEDZIHRADSKY, ZS. 2001. The Holocene sequence of the pollen record from Keszthely-Usztatómajor, Hungary. *Annales Historico-Naturales Musei Naturales Hungarici*, **93**: 27-33.

MEDZIHRADSKY, ZS. – JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1996. Late Holocene vegetation history and the activity of man in the Tapolca Basin. *Annales historico-naturales Musei Nationalis Hungarici*. **88**: 21-29.

RÄNKE, W. 1983. Die Mollusken der Grabung Helga Arbi bei Scheelklingen mit einer Anmerkung Zum Fund einiger Mesolithischer Schmuck-schnecken. *Archeologische Korrbbl.* **13**, pp. 29-36.

SÜMEGI P. 1989. Hajdúság felső-pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (üledékföldtani, őslénytani, geokémiai) vizsgálatok alapján. *Egyetemi doktori értekezés*, p. 96. Debrecen.

SÜMEGI P. 1996. Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító öskörnyezeti és sztratigráfiai értékelése. *Kandidátusi értekezés*, p.120. Debrecen.

SÜMEGI P. 2001. *A negyedidőszak földtanának és öskörnyezettanának alapjai*. JATEPress, Szeged, p.262.

SÜMEGI P. 2003a Régészeti geológia - tudományos interdiszciplinák találkozása. *Habilitációs dolgozat*. p. 151. Szeged.

SÜMEGI P. 2003b *Régészeti geológia és történeti ökológia alapjai*. JATEPress, Szeged, p.224.

SÜMEGI P. 2003c Early Neolithic man and riparian environment in the Carpathian Basin. pp. 53-60. In: Jerem, E.-Raczky, P. eds. *Morgenrot der Kulturen*. Archaeologia Press, Budapest.

SÜMEGI, P. 2004. The results of paleoenvironmental reconstruction and comparative geoarcheological analysis for the examined area. pp. 301-348. In: Sümegi, P.-Gulyás, S. eds. *The geohistory of Bátorliget Marshland*. Archaeolingua Press, Budapest.

SÜMEGI, P. 2005. *Loess and Upper Paleolithic environment in Hungary*. Aurea Kiadó, Nagykovácsi, p.312.

SÜMEGI, P. 2007. Magyarország negyedidőszak végi környezettörténete. *MTA Doktori Értekezés*, p. 428. Budapest – Szeged.

SÜMEGI, P. 2010. Az Északi középhegység negyedidőszak végi őstörténete. Ember és környezet kapcsolata a szubkárpati (felföldi) régióban. pp. 295-326. In: Guba, Sz.-Tankó, K. eds. *„Régről kell kezdenünk”...Studia Archaeologica in honorem Pauli Patay. Régészeti tanulmányok Nógrád megyéből Patay Pál tiszteletére*. Szécsényi Múzeum Kiadványa, Szécsény.

SÜMEGI P.-MAGYARI E.-DANIEL P.-HERTELENDI E.-RUDNER E. 1999. A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója. *Földtani Közöny*, **129**, pp. 479-519.

SÜMEGI, P.-GULYÁS, S.-JAKAB, G.2008a. 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.

SÜMEGI, P. –TÖRŐCSIK, T. – JAKAB, G. – GULYÁS, S. - POMÁZI, P. - MAJKUT, P. – PÁLL, G. D. – PERSAITS, G. – BODOR, E. 2008b. The environmental history of Fenékpusztá with a special attention to the climate and precipitation of the last 2000 years. *Journal of Environmental Geography*, **2**, pp. 5-14

SÜMEGI, P. – HENRICH-TAMÁSKA, O. - TÖRŐCSIK, T. – JAKAB, G. POMÁZI, P. – MAJKUT, P. – PÁLL, D.G. – PERSAITS, G. – BODOR, E. 2011. A reconstruction of the environmental history of Fenékpusztá. pp. 541-572. In: Henrich-Tamáská, O. ed. *Keszthely – Fenékpusztá im kontext spätantiket kontinuieritätsforschung zwischen Noricum und Moesia*. Verlag Marie Leidorf GmbH, Budapest – Leipzig – Keszthely – Rahden.

SZÖÖR, GY. – BALÁZS, É. – SÜMEGI, P. – SCHEUER, GY. – SCHWEITZER, F. – HERTELENDI, E. 1992. A magyarországi quarter és neogén édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópgeokémiai elemzése, fáciestani és rétegtani értékeléssel. pp. 93-108. In: Szöör, Gy. ed. *Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások*. MTA Debreceni Bizottsága, Debrecen, p. 263.

VLADÁR, E. 1968. The drifts of Lake Balaton with special regard to the Bay of Keszthely. *Keszthelyi Agrártudományi Főiskola Közleményei*, **10**: 1-44.

ZÓLYOMI, B. 1952. Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó pleisztocénszaktól. *MTA Biológiai Osztályának Közleményei*, **1**: 491-544.

ZÓLYOMI, B. 1987: Degree and rate of sedimentation in Lake Balaton. pp. 57-79. In: Pécsi, M. ed. *Pleistocene environment in Hungary. Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress*, MTA Földrajzi Kutató Intézet, Budapest.