

# A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója<sup>1</sup>

## A reconstruction of the Quaternary geohistory of Fehér lake at Kardoskút

SÜMEGI Pál<sup>2</sup> – MAGYARI Enikő<sup>2</sup> – DÁNIEL Péter<sup>3</sup> – †HERTELENDI Ede<sup>4</sup> –  
RUDNER Edina<sup>5</sup>  
(8 ábra, 2 táblázat, 1 tábla)

*Key words:* Quaternary, palaeoecology, lake environment, sedimentology, geochemistry, pollen analysis, malacology

*Tárgyszavak:* negyedidőszak, paleoökológia, tavi környezet, szedimentológia, geokémia, pollenelemzés, malakológia

### Abstract

On the basis of geomorphologic, sedimentological and chronologic data, it is apparent that the Fehér-lake was formed in an abandoned river-bed during the Late Weichselian (Würm) period. Chronological analysis shows that the riverian stage could have developed between 23 000–25 000 BP years. After the cessation of riverian condition and the abandonment of the riverbranch – which still existed during the Pleistocene – a special ox-bow lake evolved in a long stretch of the ancient river.

At this time, beside the autochthonous material, a considerable amount of allochthonous, eolic dust was deposited in a relatively deep, oligotrophic lake – the water level was around 3 m – in a lowland environment. Both the river and the lake were surrounded by taiga forest, and within the coniferous forest there were also small pockets of deciduous trees such as *Betula*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*. Due to the appearance of cyclic wildfires (characteristic of the boreal forests) the closed forest was opened temporarily and the taiga forest was replaced by boreal forest steppe vegetation.

Taking into consideration the composition of the malacofauna, the area was under strong Balcan influence during this time period. According to malaco-fauna the northern border of the distribution of Balcan fauna elements extended as far as the southern part of the Carpathian Basin (i.e. Southern Transdanubia, the southern part of the Danube–Tisza Interfluve and the Körös–Maros Interfluve). The area of Kardoskút also belonged to this region. During a short-term warm period (referred to as an interstadial), which developed between 20 000–23 000 BP years, intensive weathering proceeded in the area around the lake, and podzol or podzol-like soil evolved, mainly on floodplains rich in silica.

<sup>1</sup> Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szervezete, Magyar Hidrológiai Társaság és Körös–Maros vidéki Nemzeti Park Igazgatósága által szervezett „Körös–Maros vidék földtani, természetvédelmi, környezetvédelmi és hidrogeológiai kérdése” előadójúlélen 1996. június 27–29. A publikáció az F-23129, F-4027 számú OTKA és a FKFP 502 pályázat támogatásával készült

<sup>2</sup> Kossuth Lajos Tudományegyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, 4010 Debrecen Pf.: 4.

<sup>3</sup> Agrártudományi Egyetem, Műszerközpont, 4032 Debrecen Böszörményi út 138.

<sup>4</sup> MTA ATOMKI 4001 Debrecen Pf.: 51

<sup>5</sup> MTA Földrajzkutató Intézet 1062 Budapest Andrásy út 62.

After the termination of the microinterstadial, a slow minerorganic sediment accumulation started with temporary floods; this resulted in riverian sand being interbedded in the profile. Repeated flooding could have been connected with major inundations, when the connection between the abandoned branch of the river and the active river was reestablished; however the energy of floods showed and upward-decreasing tendency in the profile. In the special ox-bow lake environment a similar malacofauna then developed. This is characteristic of the recent lakes of the German-Polish Plain. This type of malacofauna has been defined by certain palaeoecological investigators as the water equivalent of the continental loess fauna (SPARKS & WEST 1972).

The water level of the lake was not permanent, but it indicates that periodical fluctuations. The water was clean, cold, carbonate-rich and slightly alkaline. The lake was surrounded by boreal steppe and closed forest taiga (gallery forest) spots, between 16 000–23 000 BP years (Fig. 5).

Subsequently, during the late-glacial period, as a consequence of the advanced accretion process, a shallow lake environment developed. The rate of dust accumulation gradually decreased and finally closed and, presumably, because of the increasing temperature, intense weathering began around the lake. The vegetation and fauna altered, the cold stage taxa declined, and warm-stage taxa appeared and spread.

Unfortunately, as a result of subsequent water movements and sediment desiccation, the pollen contact of these layers was destroyed – hence we have only indirect data about the vegetation change. On the basis of the above-mentioned examinations, the appearance of Central-European and Southeastern-European elements in the malacofauna started around 10 000–12 000 BP years ago in Hungary; therefore, the development of this level could have taken place during this time interval. Simultaneously with vegetation change, there was also a strong geochemical change in the sediment composition and this shows a close relation with the transition of soil formation processes around the lake.

However, in the transformed lake with warmer and shallower water – and in its environment a strong surface- groundwater level – fluctuation started. The pH, measured from the sediment suspension, and the increased dominance of *Anisus spirorbis*, both well indicate the changes that have taken place around the lake and the lake itself. These changes refer to the beginning of the soil alkalization process in the area covered by infusion loess, which could have started at the end of the Pleistocene and the beginning of the Holocene periods.

In the lake environment, on the basis of charcoal, geochemical and sedimentological examinations one another progressive environmental change could be detected at a depth of 130 cm, here the sediment preserved the trace of the first significant anthropogenic activity around the lake. The earlier Hungarian palaeoecological and chronological data (WILLIS et al. 1995, 1996) show that the appearance and spread of clearance burning is connected to the appearance of Neolithic communities which originated from the Mediterranean region around 7000–7500 BP years. From the presence of the early Neolithic communities the area has been continuously populated and cultivated.

After the appearance of the first human activity, the accretion process became rapid and the lake reached its recent state through marsh – i.e. eutrophic lake – marsh stages. At first the marsh condition was stabilized, at least in the eastern part of the lake, then the marsh system dried out and a strong alkalization process started. On the basis of the near surface salty patches, this stage can be connected to the early historic times.

Manuscript received: 04 06 1998

## Összefoglalás

A geomorfológiai, üledékföldtani és kronológiai elemzések alapján a kardoskúti Fehér-tó egy késő-würm korú folyómederben alakult ki. A folyóvízi stádium megszűnése, a folyómeder lefűződése után, még a pleisztocén során egy speciális, hosszan elnyúló mederágban tavi állapot fejlődött ki. Ekkor a tavi üledék mellett igen jelentős eolikus szállítású poranyag halmozódott fel. A folyóvízi és a tavi stádiumban a medret vegyeslombú tajga vette körül, de a ciklikus tajgatűz kialakulása miatt időszakosan ez a tajgaállapot felszakadt és sztyeppés tajga alakult ki. A malacofauna összetétele alapján a területen ebben a periódusban erőteljes délkelet-európai faunisztikai

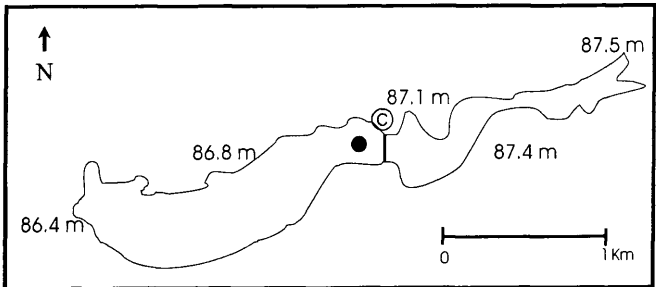
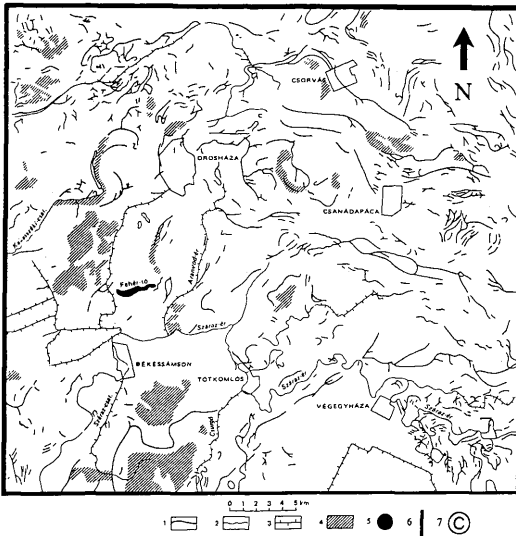
hatás érvényesült. A balkáni hatás az egykori vegetáció összetételében is visszatükröződik. A palinológiai adatok megerősítik SÜMEGI (1996) würm kori vegetációra vonatkozó rekonstrukciós modelljét. A modell szerint az eltérő környezeti igényű és elterjedésű fajok együttélését az eltérő környezeti adottságokkal rendelkező, egymás mellett mozaikosan elhelyezkedő élőhelyek okozták. Ezek a mozaikok nem statikus egységek voltak, hanem az időben zajló ciklikus éghajlati változásoknak megfelelően térben fluktuáltak. A ciklikus tér és időbeli változások következtében az európai, köztük a kárpáti endemikus és dél-kelet-európai, valamint a boreális és az észak-ázsiai elterjedésű fajok átfedő areáival rendelkeznek a Kárpát-medencében a késő-würmben, így kihalt paleoasszociációk jöttek létre. A tóban és környékén bekövetkezett változásokat jól jelzi a szuszpenzióból mért pH erőteljes emelkedése és az *Anisus spirorbis* faj dominanciájának növekedése. Ezek a változások arra utalnak, hogy a tó környezetében kialakult infúziós löszterületeken szikesedési folyamatok is megindulhattak már a pleisztocén végén. A holocén fauna dominánssá válása, a *Cepaea vindobonensis* faj megjelenése radiokarbon adat alapján 8 000-9 000 BP évek között történt meg a területen és ez az adat jó egyezést mutat a többi, kora-holocén, radiokarbon adatokkal datált kvartermalokológiai adattal. A tavi környezetben a pernyeadatok és az üledékföldtani-geokémiai elemzések alapján még egy erőteljes hatást lehetett kimutatni mintegy 1,3 méteren, amikor a terület megőrizte az első erőteljes emberi hatásokat is. A kora neolitikus közösségek megjelenésétől és környezetre gyakorolt hatásától kezdődően a tavi üledékben folyamatos emberi hatásokat lehetett kimutatni. Ebből arra következtettünk, hogy a tó környéke 7 000-8 000 BP évtől lakott és művelt volt.

## Bevezetés

A kardoskúti Fehér-tó a Dél-Tiszántúlon, Orosházától 12 km-re dél-nyugati irányban terül el (1. ábra). A térség legfontosabb természeti értékei közé tartozik, jelentőségét növeli, hogy a szikes tavak az utóbbi években megfigyelhető csökkenő csapadékmennyiség, az erőteljes környezetszennyezés és belvízelvezetés miatt az egész Alföldön eltűnőben vannak. A Fehér-tó medre is az elmúlt 15 év aszályos időjárása és a környék belvízrendezése miatt fokozatosan kiszáradt. A tó megmentésére irányuló kezelési terv kidolgozása kapcsán a Körös–Maros Vidéki Természetvédelmi Felügyelőség kérésére került sor a tó fejlődéstörténetét feltáró vizsgálatok elvégzésére.

Munkánk célja a kardoskúti Fehér-tó medrének környezetében és magában a mederben lezajlott ökoszisztémái változásoknak paleoökológiai, földtani és őslénytani módszerekkel történő modellezése volt.

A tómeder és környékének földtani kutatásait MOLNÁR & MUCSI (1966) kezdték el és a tó kialakulására és fejlődéstörténetére vonatkozó első megállapításokat is ők közölték. A kardoskúti Fehér-tó a Körös–Maros közének legnagyobb tava (1. ábra), amely K–Ny-i irányban 3594 m hosszú, míg É–D-i irányban legnagyobb szélessége 500 méter. A tó folyómederben alakult ki (MOLNÁR & MUCSI 1966). A folyómeder kialakulásának korát a középső- és késő-würm határára, a késő-würm kezdetére feltételezték (MOLNÁR & SZÓNOKY 1976). A vizsgált terület két, a negyedidőszak során legintenzívebben süllyedő rész, vagy más néven fiókmedence, a Körösök vidéke, illetve a Tisza–Maros torkolata (SÜMEGHY 1944; RÓNAI 1972, 1985) között helyezkedik el, és a Maros-ösfolyó által kialakított pleisztocén hordalékkúp peremének tekinthető (RÓNAI 1985).



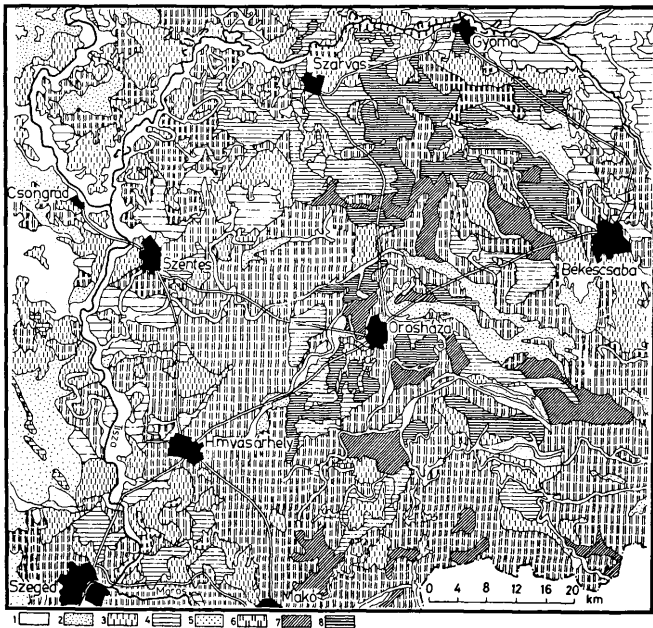
1. ábra. A Fehér-tó és a Dél-Tiszántúl elhagyott folyómedrei. 1. Jelenlegi folyómeder, 2. Elhagyott folyómeder, 3. Csatorna, 4. Vízállásos terület, 5. Zavartalan magkihozatalú fúrás helye a Fehér-tó medrében. 6. Töltés 7. Madárvárta

Fig. 1. The Fehér lake and inactive river channels of South-Tisza. 1. Recent river channels, 2. Inactive river channels, 3. Canals, 4. Stagnant water area, 5. Position of borehole in the bed of Fehér-lake, 6. Hurdle 7. Observatorium of birds

A Fehér-tó közvetlen környezetében különböző 1,0–2,0 m közötti vastagságú, elsősorban homokos üledékösszletre települt ártéri, löszszerű üledék illetve infúziós lösz fejlődött ki (RÓNAI 1983, 1985). Az alföldi ártéri löszszerű üledékek lito- és biofácies elemzése alapján (MÁRTON et al. 1979; SZÓNOKY 1963) ez az üledéktípus lassan mozgó vagy állóvízi környezetben, dús, mocsári jellegű növényzeti borítás mellett halmozódott fel. Az infúziós lösz jelentős agyag- és durva-közetliszt tartalma alapján feltételezik, hogy az eolikus és ártéri üledék képződése keveredett szingenetikusan (FÖLDVÁRI 1956), vagy a korábban már lerakódott lösz anyaga fluvialisan áthalmazódott (PÉCSI 1993). A jelentős agyag- és karbonáttartalmú ártéri, löszszerű üledékek felszínközeli rétegeiben a ritmikus talajvízmozgás esetén viszonylag gyorsan alakulhatnak ki szikes rétegek (SCHERF 1935; SZÉKYNÉ FUX & SZEPESI 1959). Ilyen alapkőzet adottságokkal rendelkező holocén szikes talajsintet találunk a kardoskúti Fehér-tó északnyugati peremén, Székkutas és Kardoskút települések között (KISS 1959, 1963, 1971).

A terület negyedidőszaki képződményeinek elhelyezkedésében és kialakulásában a dél-alföldi folyóvízi hálózat kialakulása és átfurmálódása játszott a legjelentősebb szerepet (MOLNÁR 1960, 1964, 1967, 1973). A folyóvízi üledék-képződés áttevéődésében, a hordalékkúpok kialakulásában a negyedidőszaki kis kiterjedésű (100–500 km<sup>2</sup> nagyságú), helyi süllyedések és kiemelkedések voltak a meghatározóak (SÜMEGHY 1944; BORSY et al. 1969). A süllyedések közötti orosházi hát (RÓNAI 1985) területe átnyúlik Romániába, az Erdélyi-középhegység pereméig. Az orosházi hátat egy negyedidőszaki képződményekből álló hordalékkúp fedi (2. ábra), amelyet a Maros-folyó alakított ki. Területe meghaladja az 5000 km<sup>2</sup>-t, tehát a nyírségi hordalékkúppal megegyező nagyságú, de nem emelkedett ki, ezért élesen nem különül el a környező tájaktól, és különböző genetikájú löszök fedik. A hordalékkúp szerkezete más, mint a nyírségi hordalékkúpé, hiszen a Maros-folyó különböző időben kialakult, a hordalékkúpon mozgó folyó- és fattyúágai építették fel, és így a durva üledék nem alkot egységes takarót. A marosi hordalékkúpon kiemelkedés és a talajvízszint csökkenése következtében kialakult kiszáradás és futóhomokmozgás sem játszódtott le, így a hordalékkúp még a felszínközeli rétegeiben is megőrizte eredeti heterogén szerkezetét. A kőolajkutató fúrások elemzése alapján a negyedidőszaki kisebb vastagságú kifejlődés a vizsgált területen kapcsolatban van a magasabb helyzetű alaphegységi, illetve neogén aljzattal (SZEPESHÁZY 1979), amely az Erdélyi-középhegység felől fokozatosan lejt Battonya–Orosháza–Fábiánsebestyén irányába.

A tó fejlődéstörténete szempontjából kiemelkedő jelentősége volt a különböző termelő gazdálkodást folytató csoportok megtelepedésének ezért a kora-neolitikumtól, a Körös-kultúra megjelenésétől kezdve összegyűjtöttük a térségre vonatkozó régészeti adatokat is. Régészeti vizsgálatokat és településtörténeti kutatásokat BANNER (1943), OLASZ (1959), NAGY & SZIGETI (1984) és BLAZSOVICH (1985) végeztek a tó környékén. A régészeti feltárások eredményei szerint a tó környéke az újkőkortól kezdve szinte folyamatosan lakott volt és a tó közvetlen környékéről az alábbi népek nyomai kerültek elő: Körös-kultúra, Badeni-kultúra, kora és újabb vaskor, szkíták, szarmaták, avarok és gepidák.



2. ábra. A vizsgált terület földtani térképe (RÓNAI 1985 nyomán). Holocén: 1. friss ártér, öntésföld, 2. homok, 3. iszap, kőzetliszt, 4. agyag. Pleisztocén: 5. homok, futóhomok, 6. lösz, homokliszt, 7. iszap, 8. agyag

Fig. 2. Geological sketch map of the analysed region (by RÓNAI 1985). Holocene: 1 Recent 2 Sand, 3 Silt, mud, 4 Clay, Pleistocene: 5 Sand, wind-blown sand, 6 Loess, silt, 7 Mud, 8 Clay

### Módszerek

A fúrásokat motoros spirálfúróval és a nemzetközi paleoökológiai vizsgálatok során elfogadott és használatos Livingstone- illetve Orosz-fejfel és az ún. "átlapoló" módszerrel mélyítettük le. A mintákat hazaszállítás után a különböző vizsgálati céloknak megfelelően hosszában elvágtuk, és a pollenanalitikai vizsgálatra, geokémiai elemzésre szánt részeket, a nemzetközi vizsgálat kívánalmainak megfelelően, 4°C -on tároltuk. A 6,3 méteres szelvényből 43 mintát elemeztünk meg szemcseösszetételre. A szemcseösszetételi vizsgálatra szánt minták megegyeztek a geokémiai (6,3 méteres szelvény, 41 minta), pollenanalitikai (6,3 méteres szelvény, 41 minta), kvartermalakovológiai vizsgálatokra

(6,3 méteres szelvény, 41 minta) felhasznált mintákkal. Ez utóbbiak esetében a 6,3–6,5 méteres szakaszból, a folyóvízi apróhomokos középhomok szintből nem készült elemzés, mert őslénytanilag ez a szint steril volt, a részletes fő- és nyom-elemzéseket pedig a tömegesen fellépő, homokfrakciót alkotó, mállatlan szilikátok tették értelmetlenné.

A szedimentológiai elemzések során a Casagrande-féle areométeres szemcseösszetétel meghatározást (VENDEL 1959) használtuk fel. Az üledékfácies leírásai során a Troels-Smith-féle (TROELS-SMITH 1955) nemzetközi lazaüledék nevezék-tani kifejezéseket és szimbólumrendszert használtuk.

Az uszadékfából, mésziszapos szintből, bemosott faszenes rétegből radiokarbon vizsgálatokat végeztettünk el az ATOMKI Könnyűizotóp Laboratóriumában. A feltárás menete és a mérésfeltételek HERTELENDI et al. (1989) által közölteknek megfelelő volt.

A geokémiai vizsgálatokat DÁNIEL Péter végezte el a debreceni Agrártudományi Egyetem Talajtani Tanszékének Laboratóriumában. A fő- és nyomelem vizsgálatok öt lépésben történtek, a desztillált vizes rázatástól a gyengén savas feltáráson keresztül a teljes feltárásig (DÁNIEL et al. 1996). A geokémiai elemzés első lépéséként az üledékmintákat 20 ml desztillált vízzel és peroxiddal keverve 2 x 10 percig ráztuk, majd a vizes extrakció elemzését végeztük el. A következő lépés ugyanarra a mintára vonatkozóan pH = 5 Na-acetát/ecetsav pufferes 1,5 órás extrakció volt (RABENHORST & WILDING 1984). Mivel ez a puffer csupán a savasságával hat és hatása nem specifikus, elsősorban a karbonátos mintákat bontja, ezért tulajdonképpen a karbonátok összetételét kaptuk meg. A következő lépés ugyanazon mintákra vonatkozóan a DCB (ditionit-citrát-bikarbonát) extrakció volt, 3 x 5 percig 85°C fokon (MEHRA & JACKSON 1960). A negyedik lépésként 100 ml Lakanen-Erviő oldatos (pH 4,65-re állított EDTA) extrakció azt mutatta meg, hogy melyik mintában mennyi savoldható elemtartalom maradt az elvégzett extrakciók után. Az utolsó lépésként használt teljes feltárás (30%-os H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> + 65%-os HNO<sub>3</sub> eleggyel blokkroncsolóban) esetében pedig az extrakciós lépések után fennmaradt ásványi állapotú aluminoszilikát struktúra elem-összetételi jellegzetességeit vizsgáltuk meg. Ennek a feltárási sorozatmódszernek az a lényege, hogy a kolloidálisan a szilikátok felszínéhez kötődő elemeket, a különböző ásványi állapotban lévő elemeket és a szilikátvázban lévő elsődleges, vagy másodlagos kationokat elkülönítve mérjük meg. A geokémiai elemzéseket az üledékszuszenzió pH mérésével egészítettük ki. A sorozatfeltárással készült geokémiai elemzésnél paleoökológiai szempontból legfontosabb információk a vizes extrakcióval készült vizsgálat bizonyult, ezért a geokémiai eredményeknél, elsősorban a vizes extrakció eredményeit mutatjuk be, de a többi vizsgálati lépés alapján levonható legfontosabb geokémiai következtetésekre is kitértünk a geokémiai eredmények bemutatásánál.

A fúrásszelvényből a folyamatos magmintavétel szakaszon 8, míg a Földvári-féle fúrófejjel vett minták esetében 10 centiméterenként vettünk mintát a pollenanalitikai vizsgálatok elvégzéséhez. A pollenminták feltárását, vizsgálatát és értékelését MAGYARI Enikő végezte el.

A kémiai feltárást a Cambridge-i Egyetem Növénytani Tanszékén CWYNAR (1979) mikroszűrési módszerével végeztük, 10 mm lyukátmérőjű szűrőn. Ezt a módszert kifejezetten minerogén üledékekre dolgozták ki, a kis szemcseméretű agyagfrakció eltávolítására. A mikroszűrési módszerrel nyert pollenminták mikroszkópos képe sokkal tisztább, mint a standard HF-os eljárással feltárt mintáké, és pollenkoncentrációjuk is jelentősebb.

A pollenkoncentráció meghatározásához a *Lycopodium* spóratablettás módszert alkalmaztuk (STOCKMARR 1971). Mivel Magyarországon ez a módszer még nem elterjedt, ezért röviden összefoglaljuk az eljárás lényegét. A tabletták meghatározott számú acetolizált *Lycopodium* spórát tartalmaznak. Nagyon fontos, hogy a feltárási folyamat első lépésében adjuk a mintához, mert így a feltárással során esetlegesen fellépő pollenvesztés azonos mennyiségű *Lycopodium* spóra elvesztésével jár, és ez által a jelző spóra és a fosszilis taxonok közötti arány változatlan marad. A számolást a megszokott módon végezzük a különbséggel, hogy a *Lycopodium* spórák számát is feljegyezzük. Az értékelés során – mivel a jelző spóra kiindulási mennyisége ismert – az arányok segítségével könnyen kiszámolhatjuk az összpollenkoncentrációt, a pernyekoncentrációt és az egyes fosszilis taxonok koncentrációját is. Előnye a módszernek más abszolút extrakciós technikákkal szemben, hogy nem szükséges a fedőlemez alatti teljes területet kiszámolni. A szedimentációs ráta ismeretében pedig lehetővé válik a taxononkénti polleninflux (pollenszem/cm<sup>2</sup>/év) kiszámítása.

A minták feltáráshoz legalkalmasabb módszer keresése során néhány réteget a Magyarországon általánosan alkalmazott Zólyomi–Erdtman-féle ZnCl<sub>2</sub>-os eljárással (ZÓLYOMI 1952) is feltártunk. A mintákat úgy választottuk ki, hogy minden különböző üledékrétegtani egységet érintsünk. Az eredmények alapján elmondható, hogy az 500–620 cm közötti rétegek esetében ez a feltárási módszer is alkalmasnak bizonyult, ugyanakkor a jelentős mennyiségű agyagfrakciót tartalmazó rétegeknél még HF-os kezelés beiktatásával sem kaptunk kiértékelhető mintákat.

A kémiai feltárással kinyert pollendús szerves anyagot szilikonolajba ágyazva vittük tárgylemezre. Minimum 200 pollenszem kiszámolására törekedtünk, hogy statisztikailag értékelhető eredményt kapjunk, 80 szem alatt a rétegeket sterilnek tekintettük, ez esetben feljegyeztük a megfigyelt fajokat. A mikroszkópi értékeléshez 600–1000 x nagyítást alkalmaztunk. A pollen-és spóraszemek meghatározását a Cambridge-i Egyetem Növénytani Tanszékén található pollenreferenciaanyag, valamint fényképes határozókönyvek alapján (MOORE et al. 1991; RAILLE 1992) végeztük. A pernyekoncentráció meghatározása CLARK (1982) pont-számolós módszerével történt. Az eredményeket cm<sup>2</sup>cm<sup>-3</sup> mértékegységben tüntettük fel a pollendiagramon.

Az uszadékfaként előkerült égett faszenek vizsgálatánál (RUDNER Edina), a mintaanyag gyantában történő beágyazásánál, vizsgálatánál és értékelésénél GREGUSS (1948) és CLARK (1988) módszereit követtük.

A malakológiai elemzéseket is a folyamatos magvételű fúrásból végeztük, 10 cm-ként nyertük ki a molluszka héjakat 0,5 mm átmérőjű szítán. A kevésbé jelentős egyedszám miatt a malakofaunát csak 20 cm-ként összevontan tudtuk



értékelni. A határozáshoz KERNEY et al. (1983), GLÖER et al (1983) anyagait, a paleoökológiai értékeléshez SPARKS (1961), LOŽEK (1964), MEIER (1985), KROLOPP & SÜMEGI (1992, 1995) munkáit használtuk fel.

A komplex paleoökológiai értékeléshez BIRKS & BIRKS (1980) modelljét és elemzési rendszerét használtuk fel. A számítógépes feldolgozást a PSIMPOLL program (BENNETT 1992) felhasználásával végeztük el. A statisztikai értékeléshez a szedimentológiai, geokémiai és malakológiai adatok esetében az SPSS programcsomagot, míg a pollenanalitikai eredmények esetében a PSIMPOLL programot alkalmaztuk.

## Vizsgálati eredmények

### *A kardoskúti negyedidőszaki képződmények térbeli és időbeli kifejlődése*

A geomorfológiai elemzéseink egyértelműen az bizonyítják, hogy egy hosszú folyómeder szakasz egészben, több kilométer hosszan lefűződött, levágódott az élővízrendszerrel és így alakult ki a Fehér-tó medre.

A Fehér-tó mederrendszere a Maros-hordalékkúpján fejlődött ki (MOLNÁR & MUCSI 1966, MOLNÁR & SZÓNOKY 1976), és a nehézásványtani elemzések alapján (MOLNÁR 1966) marosi származású. Ilyen hegylábfelszínektől induló, legyező alakú hordalékkúpon, a háttérbázison vagy az előtérben bekövetkezett tektonikus változás hatására egész folyómederrendszerek, hosszú folyószakaszok szakadhatnak le a folyómeder gyors áthelyeződése, a hordalékkúpról történő lecsúszása következtében (BUTZER 1976, SCHUMM 1974).

Ilyen mederszakaszleválás során nem a klasszikus morotvatavak jönnek létre, hanem hosszan elnyúló töredszerek, amelynek egyes szakaszain, az eltérő helyi környezeti hatások következtében igen eltérő üledékes és hidrológiai környezet alakulhat ki. Ezeknek a leszakadt folyóágaknak az élővízrendszerhez történő visszakapcsolódása is igen gyors folyamat, amely nemcsak tektonikus, hanem éghajlati hatásra is bekövetkezhet. Ennek következtében a hosszan elnyúló morotvatavakban nemcsak tavi, kőzetlisztben dús üledék, hanem időszakos folyóvízi üledékképződésnek megfelelően homoklencsék, homoksávok is lerakódhatnak. Tehát ezek a tavak igen változékony rendszerek a klasszikus morotvatavakhoz képest, amelyekben elsősorban az áradási ritmusoknak megfelelő ciklicitású üledékek halmozódhatnak fel.

A morotvatavakat a paleoökológiai munkák, pollenanalitikai szempontból nem tartják ideális mintavételi objektumnak (BIRKS & BIRKS 1980), mert az időszakos átfolyások során a víz nagyobb távolságról eredő pollenszemeket hordhat az üledékbe, és az áramlás felkavarhatja az üledék felszíni rétegeit. Ez a keveredés az üledékföldtani, geokémiai és paleontológiai eredményeket torzítja. Az elmúlt években több tafonómiai vizsgálatot végeztek a feltöltődő morotvatavakon É-Amerikában (FALL 1987). Az eredmények a kiértékelési problémák miatt rendkívül vitatottak (HALL 1989). Ugyanakkor vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy a morotvatavakban felhalmozódó pollenek döntő

többsége extralokális és lokális eredetű és a kisebb méretű üledékgyűjtőkhöz hasonlóan ezekben a morotvákban is a part menti növényzetből származó pollenek halmozódnak fel, bár az áradmányok által sodort, a víz felszínén lebegő pollenek a kőzetliszt frakcióval együtt feldúsulhatnak és a pollen-összetétel az üledék-összetétel függvényévé válhat (FALL 1987).

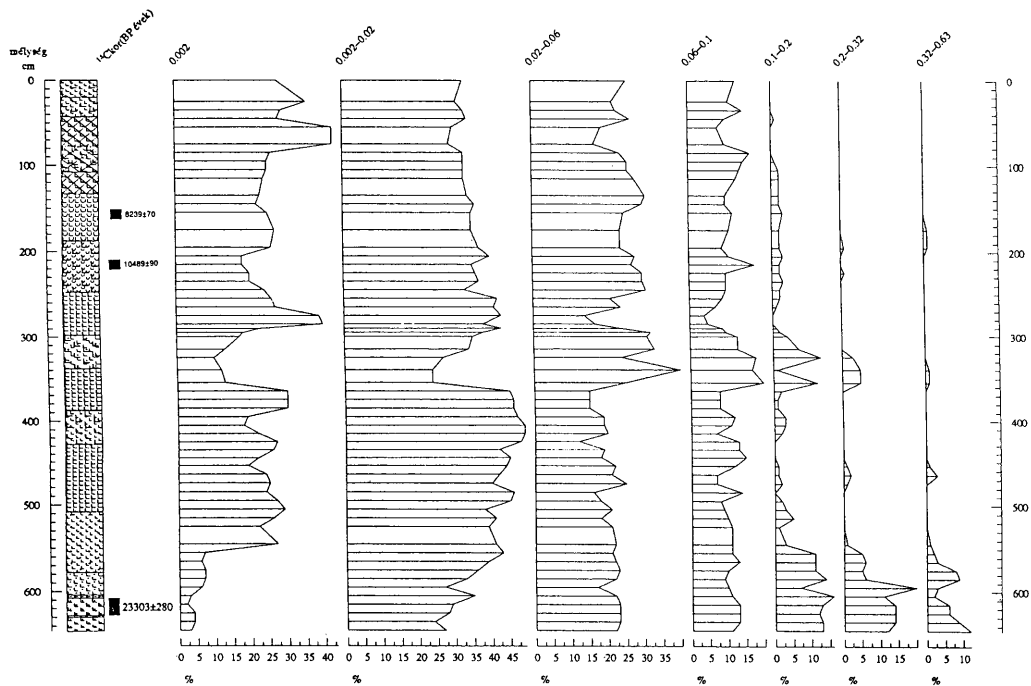
### *A szedimentológiai és litológiai vizsgálat eredményei*

A tó medrében kialakított fúrás makroszkopikus litofaciológiai és a szedimentológiai elemzése alapján a következő képződményeket sikerült lehatárolni a területen (3. ábra).

Megközelítőleg 6,5–6,3 métertől sötétszürke színű, apróhomokos középhomok réteg található, amely végighúzódik a meder teljes szélességében. Jellemző erre a szintre az egykori ülepítő közeg jelentős energiája, elsősorban a homokfrakciók kiugró aránya. Enyhén keresztarétegzett, karbonátos, helyenként apró, indifferens Mollusca héjtöredékeket tartalmaz. Az üledékből származó szemcsék alakja, szilánkos kifejlődése, a rétegzettség alapján jelentős energiával szállított és akkumulálódott üledékről van szó, amelyet folyóvíz szállított, illetve halmozott fel. A fúrások alapján a meder kitöltése egyenetlen volt, a mederben kisebb-nagyobb térszínkülönbségek alakultak ki az egykori üledék-felhalmozódást alapvetően befolyásoló helyi áramlásoknak megfelelően.

Mintegy 6,3–6,1 méter között, a zöldesszürke színű, kőzetlisztes homokba ágyazott a sötétszürke színű, apróhomokos középhomokban, szenesedett növényi maradványok, szervesanyagban dús üledékrészek kerültek elő. Ezek a növényi maradványok a Fehér-tó medrének középső harmadába koncentráálódtak. A bennük talált égett, apró, fűzfélékhez (*Salix* sp.) tartozó ágdarabok, valamint *Typha* (gyékény)-maradványok, illetve a réteg kifejlődése alapján, áradások által szállított, majd a vízszint csökkenése miatt megrekedt növénycsomókból alakulhatott ki ez a kezdeti fosszilizációon áttesett, jelentős szervesanyag-tartalmú szint, amely lehetővé tette a rétegösszlet radiokarbon-elemzéssel történő, pontosabb korolását is.

6,1–5,1 méter között zöldesszürke színű, karbonátos finomhomokos apróhomok illetve agyagos kőzetlisztsávok váltogatják egymást, de a felszín felé a kőzetlisztartalom, különösen a finomkőzetliszt frakció aránya fokozatosan jelentősebbé vált. A homokfrakció mennyiségének csökkenésével egyidőben az üledék szerkezete is megváltozott és enyhén laminált kőzetlisztes rétegekben csak sávok és lencsék formájában jelentkezett homokbeágyazódás, a feké felé durvább, a felszín felé finomabb szemcseösszetétellel. A szemcseösszetétel, a rétegzettségi viszonyok változása jelentős ökoszisztémái változásra utal, az egykori folyóvíz energiája jelentősen csökkent a folyó élőmedrének áthelyeződéséből, esetleg a lefolyási területen bekövetkezett csapadékcsökkenés, vagy a folyó esésének – tektonikai okokból történő – csökkenéséből fellépő energiaszint kiegyenlítődéssé miatt. A mederrendszerben az áramló, folyóvízi állapot ekkor fejeződött be, ezért ennek az átmeneti üledékrétegnek a kifejlődése rendkívül változatos szemcseösszetételű.



3. ábra. A szedimentológiai vizsgálatok eredményei

Fig. 3. The results of sedimentological analyses

5,1–2,5 m között zöldesszürke színű, kőzetlisztes agyagréteg húzódik. Az előző rétegekhez képest a legjelentősebb változás ebben a szelvényszakaszban alakult ki. A folyóvíz lefűződött, levált az élővízagról és morotvatóvá alakult. A tavi üledékképződés tisztavízű (oligotróf), karbonátos környezetben játszódhatott le, jelentősebb fitomassza tömeg a tavi környezetben nem alakult ki, annak ellenére, hogy a réteg kifejlődése és vastagsága hosszabb ideig fennállt tavi környezetet sejtetnek. Ebben a tavi környezetben jelentősebb mennyiségű allogén, ún. "minerorganikus" üledék (OLDFIELD 1978) halmozódhatott fel, elsősorban eolikusan szállítottot szemcsék leülepedése és vízben történő felhalmozódása révén. Ilyen minerorganikus típusú üledék-felhalmozódás az ÉK-magyarországi, egykori tavi rendszerek elemzése alapján igen jellemző volt a würm végére (WILLIS et al. 1995, 1996, 1997). Az agyagos kőzetlisztréteg nem homogén kifejlődésű, hanem agyagosabb és homokosabb sávokat és lencsékét tartalmaz.

Ezt a szintet a folyóhátakon kialakult infúziós löszrétegekkel sikerült párhuzamosítani. Irodalmi adatok alapján (MÁRTON et al. 1979, PÉCSI 1993; KROLOPP & SZÓNOKY 1989) ismeretes, hogy az infúziós löszök kialakulása 18 000–24 000 BP évek között indult meg a Nagyalföldön és mintegy 12 000 BP évvel ezelőtt szűnhettek meg képződésük környezeti feltételei (KROLOPP & SÜMEGI 1995). Az infúziós lösz és a minerorganikus mederüledék települési viszonyok alapján egyértelmű, hogy a folyóvízi stádium legalább felső-würm kori és a folyóvizet követő tavi állapot jelentős része pleisztocén korú volt.

A 4,3–3,9 m közötti agyagos kőzetliszt rétegekbe ágyazott finomhomokos apróhomoksávok, lencsék és rétegek alapján feltételezzük, hogy a tavi üledékképződést egy folyóvízi átfolyás szakította meg. Feltehetően a klíma csapadékossabb válásával a már lefűződött folyómeder újra élővízi elöntést kapott – valószínűleg csak a legnagyobb áradások során. A fúrások alapján ez az üledékréteg csak a meder centrumában fejlődött ki. A réteg kiterjedése alátámasztja a szezonális folyóvízi stádium kialakulását. Az időszakos folyóvízi, élővízi stádium kialakulását követően újra tisztavízű, szervesanyagban szegény (oligotróf) tavi rendszer alakul ki a mederben, amelyben az allogén üledékinflux és a minerorganikus üledék-felhalmozódás folytatódik (3,9–3,2 m). Ez a tavi rendszer teljesen hasonló kifejlődésű, mint a folyóvízi átfolyást megelőző tavi üledékszlet. Megközelítőleg 3,2–2,8 m között újabb folyóvízi, finomhomokos közbetelepülések, sávok és lencsék jelentkeznek. A rétegzett kőzetlisztes homok mindössze néhány méter kiterjedésű, amely igen rövid idejű folyóvízi tevékenységre enged következtetni. Gyakorlatilag csak az egykori legmélyebb pontokon, a sodorvonalban rakódott le durvább szemcseösszetételű üledék. Rövid ideig tartó, szezonális folyóvízi hatást tükröz a litofációs kifejlődése. Az igen kis energiájú, rövid ideig tartó élővízi elöntés után visszaállt tavi rendszerben bár alapvetően a minerorganikus üledékakkumuláció, az eolikus allogén üledékbefogás folytatódott, mégis az előző fázisban megjelenő, tavi állapotban szétterjedő molluszka fajok egyedszámának a növekedése jelentősebb környezetváltozást sejtetnek a tavi milióban. Feltehetően a befagyott tavi állapot időintervalluma lecsökkent, azaz a tenyészidőszak intervalluma kiszélesedett, és

ezzel egyidőben bentonikus eutrófizáció indulhatott meg, amely kedvezett az egykori molluszka faunának. 5,1–2,5 méter közötti homokosabb, kőzetliszt és agyagfrakcióban gazdagabb sávok váltakozása igen jellegzetes ciklicitást mutat. Ez a ciklicitás összefüggésbe hozható a tavi állapot és időszakos folyóvízi állapot váltakozásával és a jelentősebb árvizeket kiváltó, ciklikusan jelentkező környezeti tényezőkkel.

2,5–1,9 m között folytatódott a tavi üledékképződés, de az alapvetően karbonátos összletben limonit kiválások is megfigyelhetők, amelyek összeolvadtak és zárt réteget alkotnak 2,7–2,5 m között. Ezt a 60 centiméter széles limonit-gazdag sávot korábban egyértelműen a talajvíz ingadozás övéhez kapcsolták a geológusok. Viszont a napjainkban az Alföld ÉK-i részén elvégzett geokémiai–quartergeológiai vizsgálatok azt mutatják, hogy ez a limonitot tartalmazó sáv a pleisztocén–holocén határán bekövetkezett globális klímaváltozás hatására kialakult intenzívebb mállással, megváltozott pH viszonyokkal, a Fe- és Mn-ionoknak a kicsapódásával is összefügghet (WILLIS et al. 1995, 1997).

1,9–1,3 m között hófehér színű, igen jelentős karbonáttartalmú, Mollusca maradványos tavi üledékreteg húzódik. Az üledék szerkezete alapvetően különbözik az előző szintekhez képest, bár a szemcseösszetételben csak minimális változások mutathatók ki. A tavi üledékrendszerben bekövetkezett változásokat leginkább a *Chara* oogoniumok növekvő mennyisége jelzi, amely a bentonikus eutrófizációnak az egyik legfontosabb indikátora. Ugyanakkor a durvakőzetliszt frakció mennyiségének fokozatos emelkedése a parti infúziós lösz anyagának bemosódását jelzi. Ez az üledékösszlet karbonátos, stabil vízellátású, gazdag gyökerező hínárvegetációval jellemezhető tavi rendszerben alakult ki. A rétegben helyenként a posztszedimentációs, intenzív talajvízmozgások litifikációs, diagenetikus hatása figyelhető meg. Az erre a rétegre települt szint (1,3–1,1 m) alapvetően nem különült el a fekuszinttól, de a rétegzavarok, a szervesanyag-laminák, lencsékben, sávokban megjelenő szervesanyag és talajfoltok a talajbemosódás tipikus jeleit mutatják. Ilyen intenzív talajbemosódás jelek egyértelműen emberi hatásra utalnak és igen valószínű, hogy a tavi állapotban bekövetkezett hirtelen változás, eutrófizáció egy jelentős méretű erdőirtás nyomán kialakult talajerózióval függhetett össze (DIMBLEBY 1976; BUTZER 1982).

A gyors feltöltődést követően a tó mocsárrá alakult (1,1–0,8 m) majd valószínűleg egy csapadékosabb klímafázisban visszaállt az eutróf tavi állapot (0,8–0,4 m), de a tó szervesanyagban dús vize sekély lehetett és az üledékstruktúra alapján ez a sekélyvíz állandó mozgásban volt a szél keverő hatása és a biogén turbáció miatt. Ez a tavi állapot szinte a történelmi idők kezdetén szűnt meg, amikor a tó újra mocsárrá alakult. A mocsári üledék a lerakódás után bekövetkezett kiszáradás miatt talajosodott és enyhén átalakult. A felszínen a mocsári üledék felett található néhány centiméteres szikes sáv rendkívül fiatal folyamatok eredményeként jött létre, és valószínűleg a mélyebb szintekből, a ciklikus vízmozgások hatására a kapillaris övben megjelent amorf kovagélnek a felszíni transzportációjából származik. Az irodalomban található, földtani és geokémiai elemzések alapján a jelentős karbonát- és szilikáttartalmú infúziós lösz mállása, lepusztulása és a kóvasav lúgos talajvízbe történő beoldódása alapvető folya-

matként jelentkeznek a szikes szintek kialakulásában (SCHERF 1929; SZÉKYNÉ FUX & SZEPESI 1959). A parti fáciesben a holocén során csak az infúziós lösz talajosodása játszódott le, bár a legújabb talajtörténeti adatok alapján az intenzív málláshoz kapcsolódó talajosodás kezdete is visszanyúlhat a pleisztocén végére (WILLIS et al. 1997).

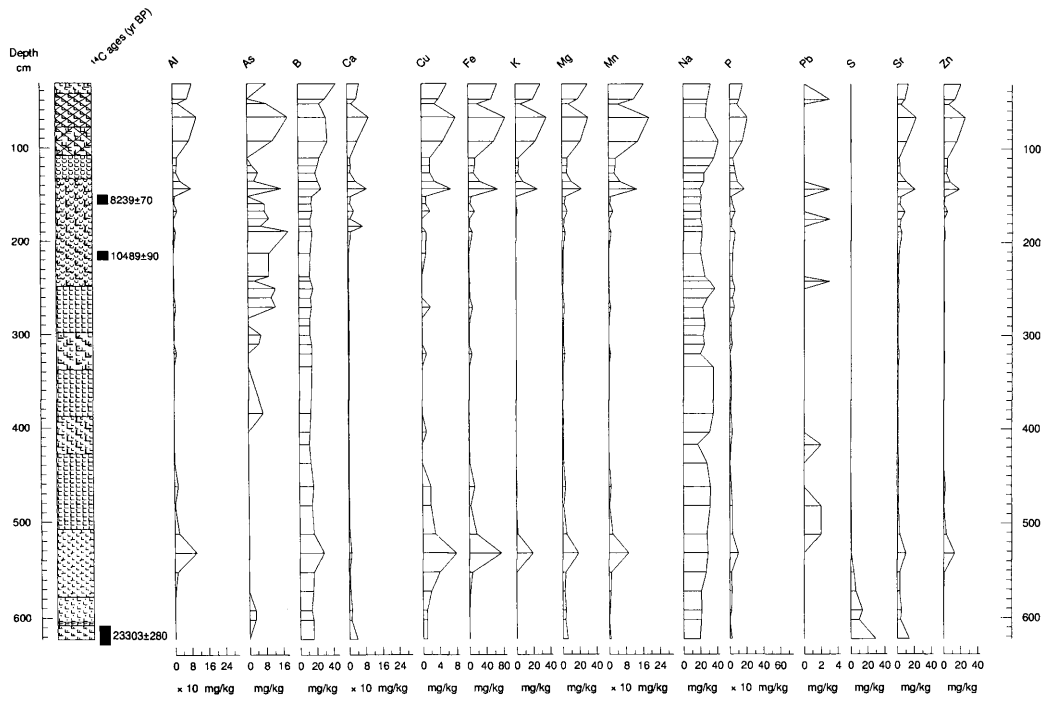
#### *A geokémiai vizsgálat eredményei*

A vizes extrakciós mérés eredményei alapján 6 geokémiai zónát, fáciest lehetett lehatárolni a felszíntől 6,3 méterig tartó szelvényen belül. Az egyes geokémiai zónák a mederben bekövetkezett, vagy a meder környezetében lejátszódott, de a meder üledékanyagában is elem-összetételbeli változást okozó paleo-ökológiai események nyomait őrizték meg (4. ábra).

Az első geokémiai zóna 6,3–5,6 m között található. Jelentős mennyiségű nem ásványi állapotban, kollagén formában lévő kén vagy szulfát és ásványi állapotban lévő K, Na, Ca, Mg, Fe, Al jellemzi ezt a geokémiai horizontot. A kémiai összetétel alapján, eredeti állapotú, nem mállott szilikátok alkotják ezt a szintet. Ez az adat jó egyezést mutat a szedimentológiai elemzés homokfrakciókban kimutatott maximumával. A kolloidális állapotú kén vagy szulfát a rétegben található faszénből és csontdarabokból származtatható. Ez a geokémiai elem-összetétel a folyóvízi üledékképződés során lepusztult és törmelékes formában szállított, homokfrakciót alkotó szilikátok felhalmozódásából és az uszadék formájában található szervesanyagból származik.

A második geokémiai szintben (5,6–4,3 m között) egy igen jellegzetes változás alakult ki. Kolloidálisan kötött vas, alumínium, kálium, magnézium, mangán és foszfát jelentős mennyiségben jelenik meg az üledékben. Az ásványos formában és a kolloidálisan kötődő Ca mennyisége lecsökken ebben a horizontban. Ez a változás azt jelzi, hogy erőteljes mállás, szilikátfeltáródási folyamat játszódott le a területen és a mállott anyag bemosódott a tó medrébe. A mállási folyamat egy intenzívebb talajosodáshoz, a mállott anyag megjelenése erőteljes talajerózióhoz köthető. Egyedül ebben a szintben csökkent a desztillált vízzel kevert üledék pH mérésének eredménye 8-as érték alá a rétegsorban és 7,5–5,9 közötti értékeket mutatott. Ezek a savas–semleges tartományba hajló értékek azt jelzik, hogy az üledékgyűjtő környezetében lejátszódott gyengén savas környezetben történt talajosodást, podzolosodást jeleznek (WILLIS et al. 1997). A kolloidálisan kötött vas, alumínium, mangán, magnézium és kálium jelentős mennyisége és a többi üledékréteghez képest alacsonyabb pH viszonyok a podzolos talaj erózióját és üledékgyűjtőbe mosódását is jelzik (ENGSTRÖM & WRIGHT 1984; WILLIS et al. 1997).

A harmadik geokémiai zóna 4,3–2,0 m között húzódik. Ebben a szintben mind a kolloidálisan kötött, mind az ásványos formában lévő Ca-tartalom és a nem kolloidális állapotú K, Na, Mg, Fe, Al tartalomnak is maximuma alakult ki, bár a szervesetlen kolloidok felszínén lazán kötődő vas és alumínium kisebb maximumai is megfigyelhetők 4,6–4,4 és 3,3–3,2 m és 2,8–2,7 m között. A kolloidálisan kötött Al, Fe, Mg tartalomnak a ciklikus növekedései időszakosan



4. ábra. A vizes extrakció geokémiai vizsgálatának eredményei

Fig. 4. The results of geochemical analyses (water extraction)

felelősödő mállást, talajeróziót jeleznek. Úgy tűnik, hogy ezek az időszakosan megjelenő bemosódási szintek összefüggést mutatnak a ciklikusan kifejlődő, pernyekoncentráció növekedésével bizonyítható erdőtüzekkel, a periodikusan csökkenő növényzeti fedettséggel és a felelősödő erózióval. A Ca-tartalom erőteljes növekedése a tó vízgyűjtőjén kialakult üledékrendszerben bekövetkezett igen erőteljes változással, valószínűleg az eolikus por felhalmozódásával és a löszdiagenetikus folyamatok megindulásával mutathat összefüggést. A kolloidálisan kötött Ca-tartalom alapján a mederben kialakult tó vize jelentős mennyiségben tartalmazhatott oldott karbonátot.

A negyedik geokémiai zóna 2,0–1,5 m között található az ásványi állapothoz köthető Ca, Mg, Fe, K mennyisége erőteljesen lecsökken, a kolloidális Ca-tartalom ismét jelentősebbé válik. A szuszpenzióból mért pH meghaladta a 10-es értéket ebben a szintben. Az erőteljes lúgosodás a környező területek szikesezésével függhet össze és az ásványi állapothoz köthető fémek arányának csökkenése a lúgos pH-n lezajlott intenzívebb szilikát szétesést jelezheti. A kolloid állapothoz köthető K, Ca, Mg, Fe, Al tartalom fokozatosan megnő. Ezek a változások egy intenzívebb talajképződés megindulását, de csak kisebb mértékű talajerózióknak a kialakulását jelzik a meder környezetében.

Az ötödik geokémiai zóna 1,5 métertől a felszínig tartó üledékösszetételben fejlődött ki. A zóna kialakulásának kezdetén egy igen erőteljes, rövid idejű változás alakult ki, amelynek során a vízzeloldható illetve kolloidokhoz kötött K, Na, Ca, Mg, Fe, Al mennyisége ugrásszerűen megnőtt. Ez a változás egy erőteljes, kezdetben egyszeri, majd folyamatos talajeróziót, a medret övező területek intenzívebb erózióját jelzi. A kolloidokhoz kötött K-, Ca-, Mg-, Fe-, Al-tartalomban kimutatott ugrásszerű növekedés, majd csökkenést követően folyamatos maximuma alakult ki ezeknek az elemeknek. Véleményünk szerint ezek a változások egy egyszeri, erőteljes erdőirtást követő talajeróziót jeleznek a területen, majd kisebb szünet után kialakult folyamatos, napjainkig tartó antropogén folyamatok következtében a talajerózió is állandósult a területen.

Az üledékrétegsor geokémiai jellemzésénél igen fontos megjegyeznünk, hogy a rétegminták pH-ja – kivéve a 5,6–4,9 m közötti mintákat – minden esetben meghaladta szilárd kalcittal és légköri levegővel egyensúlyban lévő oldat számított 8,4-es értékét. Ez az egyensúlynál lúgosabb pH érték irányában történt eltolódás arra enged következtetni, hogy az üledékgyűjtőben zavartalanul válhattak ki a karbonátok, elsősorban a kalcit. Ennek az állapotnak a konzerválódása alapján arra következtettünk, hogy a lerakódott rétegeket csak minimális posztzedimentációs hatás érthette, és nem keveredtek össze a különböző korú rétegek. A redoxpotenciál mérése alapján 170 és 200 mV közötti redoxpotenciál értékeket kaptunk szinte a teljes szelvényben. Ezek az értékek azt jelzik, hogy a minták tartósan víz hatásának voltak kitéve és olyan tavi rendszer alakult ki, ahol a hidroxid és foszfát formájában válhatott ki a vas, mangán, az alumínium. A 5,6–4,9 m közötti jelentősebb 250–300 mV redoxpotenciál értékek jó egyezést mutatnak a desztillált vizes szuszpenzióból mért pH változással és ennek a szintnek a többi rétegtől az elkülönülését egyértelműen mutatja.



A vizes extrakció mellett igen jelentős eredményeket hozott a DCB oldatos feltárás is, mert a DCB extrakcióban alumínium és a foszfor mennyiségét egyenesen arányosnak és eloszlását tekintve átlagosan 1 : 1 arányúnak találtuk az egész szelvényben. Mivel az alumínium a foszfáton kívül más elemmel nem áll szoros korrelációban a szelvényben, ezért ezt az összefüggést azzal magyarázzuk, hogy a foszfát vízoldható alumínium-hidroxidra filmként ráarakódva vagy az alumínium ionnal Al/P 1 : 1 arányú csapadékként vált ki. Mivel nagyon kicsi a valószínűsége, hogy 41 db mintában véletlenszerűen 1 : 1 arányú legyen az Al/P arány, ezért feltételezhető, hogy alumínium-(hidroxid)-foszfát elegykristályok lehetnek a mintában.

A DCB extrakció esetében nemcsak az alumínium és a foszfát, hanem az oldatban szelektíven oldható vas és foszfor viszonya is igen érdekes eredményeket mutatott. A legidősebb rétegekben (5,6–4,3 m között) a vas abszolút többlete mutatható ki, így az átlagos Fe/P arány 42 : 1 adódott ezekben a szintekben. A fiatalabb rétegekben (4,3–2,0 m között) a vas mennyisége fokozatosan csökken, ezért az átlagos Fe/P 16,8 : 1 arányra csökkent, míg a legfiatalabb, holocén korú mintákban a Fe/P arány 7,5 : 1 arányra csökkent. A fiatalabb szintek felé csökkenő Fe- és növekvő P-tartalom a DCB extrakció esetén a mállás intenzitásának és típusának a változását, a tavi rendszer eutrofizációjának és a talajerózióknak a fokozatos növekedését jelzi a mélyebb szintektől a felszín felé haladva. Ezek a változások a reduktív (lápi) környezet kialakulását és ebben a közegben kivált vas és alumínium-foszfátok kialakulását valószínűsítik.

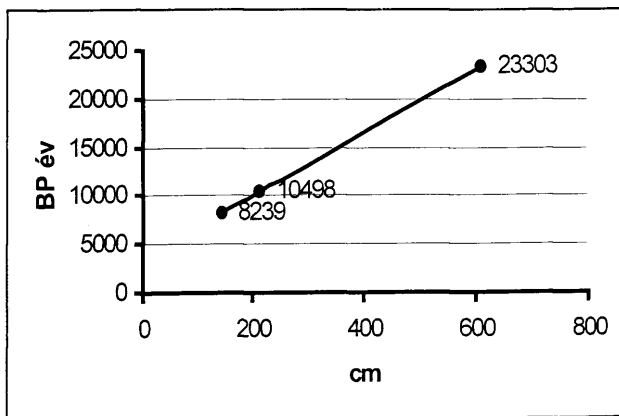
#### *A radiokarbonmérés eredményei*

A 630–620 centiméter között előkerült elszenesedett növényi maradványok radiokarbon kora a mérések alapján  $23\,303 \pm 280$  BP évről, a 220–210 cm közötti mészszip kora  $10\,498 \pm 90$  BP évről, 1,6–1,5 m közötti bemosódott égett faszén maradványok és szervesanyag  $8\,239 \pm 70$  BP évről adódott. A radiokarbon mérések alapján az ülepedési ráta egyenletesen 0,31 mm/év volt 23 303 és 8 239 BP évek között (5. ábra). A három mérés alapján rekonstruált egyenletes üledékfelhalmozódás az egyes ökoszisztémák változások kronológiai behatárolására használtuk fel.

#### *A pollenanalitikai vizsgálat eredményei*

A Fehér-tó pollendiagramja a késő-würm időszakig terjed vissza. A pollenfelhalmozódás a 620 centiméteres szintben kezdődött meg. A fúrásszelvény 250 cm-ig tartalmazott kiértékelhető mennyiségű pollent, két kisebb megszakítással 292–263 és 372–341 cm között. A 250 cm fölötti rétegek pollensterilnek bizonyultak. A pollendiagramban összvariancia csökkenése alapján 6 lokális pollenlétet különítettünk el (6. ábra).

A pollendiagramról összességében megállapítottuk, hogy a fajösszetételben fellépő változások kisebb mértékűek és egyirányúnak tekinthetők, a fosszilis taxonok százalékos megoszlásában viszont jelentős változásokat tapasztaltunk.



5. ábra. A radiokarbon adatok alapján számított ülepedési ráta a Fehér-tó medrében

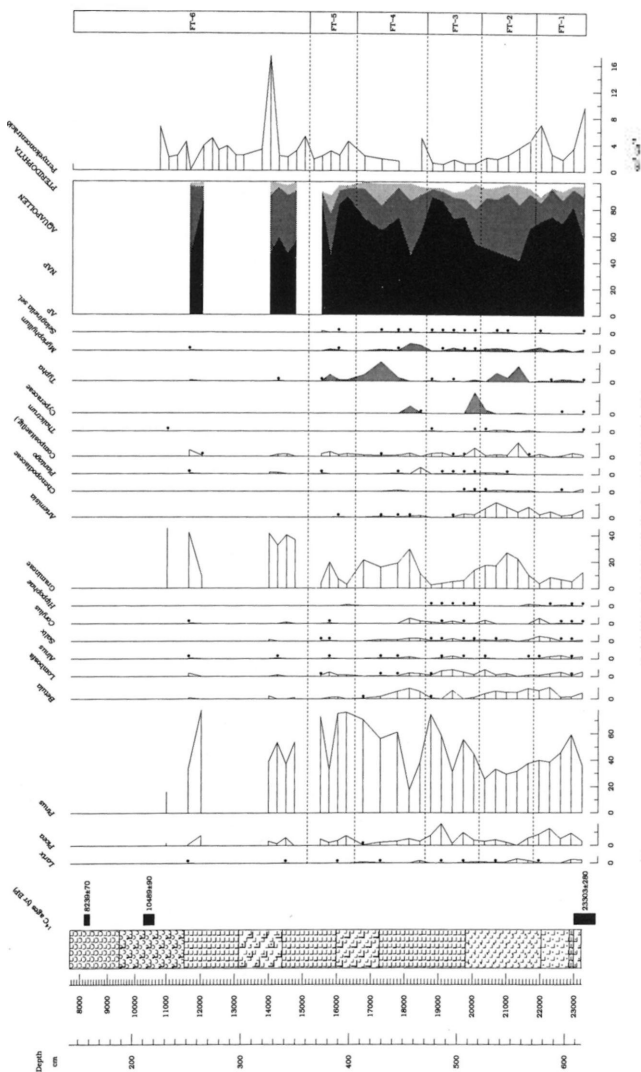
Fig. 5. Accumulation rate in the bed of the Fehér lake based on radiocarbon data

A meder méretei alapján az üledék pollentartalma döntően extralokális eredetű, így az üledékgyűjtő 20–1000 méteres körzetének vegetáció-összetételét tükrözi (JACOBSON & BRADSHAW 1981).

FT-1 zóna (620–570cm: 23 300–21 800 BP év)

A legalsó rétegekben a pollendiagram összetétele jelentős erdősültséget mutat a területen. A fás szárúak aránya 70% felett mozog és a 605 centiméteres rétegben 80% fölé emelkedik. A morotvát körülvevő erdőt két döntően *Pinus silvestris* (erdei fenyő) alkotta. A diagramban a *Pinus* fajokat összesítve ábrázoltuk a *Pinus cembra* (cirbolyafenyő) és a *Pinus mugo* (lápi fenyő) elkülönítésének bizonytalanságai és a pollenszemek rossz állapota miatt, de a mikroszkópi vizsgálatok alapján biztosan állíthatjuk, hogy mindkettő pollenje jelen volt az üledékben. Az erdei fenyőről köztudott, hogy nagyon jó pollentermelő képességgel rendelkezik, ezért általában túlréprezentált a pollendiagramokban, de 70% föléi aránya viszont bizonyítja a helyi eredet valószínűségét (PETERSON 1983). Az erdei fenyő mellett a *Picea abies* (lucfenyő) is jelen volt, 10% körüli értéke azt mutatja, hogy a környezet kellőképpen humid volt megtelepedéséhez, és ahol a talajadottságok megfelelőek voltak, sikeresen szaporodott.

A zóna alsóbb rétegeiben a *Larix* (vörösfenyő) is megjelenik. Ennek a hidegtűrő genusnak a fajai ma az Alpok és a Kárpátok magashegységi régióiban, valamint Közép-Szibéria északi területein alkotnak erdőségeket. Érdekes jelen-



6. ábra. A Fehér-tó pollenábrája

Fig. 6. Pollen diagram of Fehér Lake

ség a széleslevelű lombhullató fák szórványos megjelenése: *Betula* (nyír), *Quercus* (tölgy), *Carpinus* (gyertyán), *Acer* (juhar), *Populus* (nyár). Ezek szálanként lehetnek jelen az erdei fenyevesek lombkoronaszintjében (SHUGART et al. 1992). A nyírfá pollenek nagy része ebben a zónában a *Betula pubescens* fajhoz tartozik. Ez a faj ma a boreális övben szintén szálanként keveredik a *Pinus silvestris* és *Picea abies* alkotta erdőkbe, de a vizenyős területeken nyírlápokat képez.

Az időszakosan elárasztott területeken égerliget, míg közvetlen szomszédságában – az interfluviális platókon – *Salix* (fűz) és *Hippophae* (homoktövis) alkotta bokros növényzet tenyészett.

A fás szárúak pollenösszetétele alapján kevertlombú tajgaerdőket rekonstruálhatunk a meder környezetében, amely a recens pollenspektrumokkal való összevetés alapján, leginkább Ukrajna és a Balti-államok kevertlombú tajgaerdeivel mutatnak hasonlóságot (PETERSON 1983). Mivel az aeropalinológiai kutatások bebizonyították, hogy az egyes vegetációegységeken belül fellépő eltérések ellenére a pollen spektrumok karakterisztikus összetétele tisztán elkülöníthető a vele szomszédos vegetációegységek pollenspektrumaitól, és formáció szinten jellemzőek az adott egységre, ezért a recens vegetációövek pollenösszetételének ismerete jelentős segítséget nyújthat a fosszilis minták alapján történő vegetációrekonstrukcióban (LITCHI-FEDEROVICH & RICHI 1968; PETERSON 1983; BRADSHAW 1986). Ki kell azonban hangsúlyozzuk, hogy a pleisztocén és kora-holocén növényzeti együtteseknek legtöbbször nem létezik tökéletes analógiájuk a mai vegetációban, ezért a százalékos pollenösszetételben tapasztalt hasonlóságok alapján is csak nagyvonalú összefüggéseket állapíthatunk meg.

PETERSON 1983-as munkájában tavi üledékek, tőzegmohalápok és folyami üledékek felszíni rétegeiből vett minták alapján összegezte ÉK-Európa recens pollenspektrumait. A különböző vegetációzónákból vett recens pollenspektrumokat és a Fehér-tó FT-1 pollenzónájának átlagértékeit tüntettük föl. Jól látható a hasonlóság a kevertlombú tajga pollenösszetételével, egyedül a *Betula* százalékában van jelentősebb különbség, ami az emberi hatással magyarázható. Az elmúlt évszázadokban ugyanis a szelektív fakitermelés hatására az ÉK-európai kevertlombú tajga erdőkben a *Betula* fajok aránya jelentősen megemelkedett (PETERSON 1983). A lombhullató fajok aránya az FT-1 zónában valamivel alacsonyabb, ugyanakkor az Isopoll pollentérképről leolvasható (PETERSON 1983), hogy ez az érték a kevertlombú tajga északi határán 0,5%-ra esik vissza. A fűvek és a *Compositae* (fészkesvirágzatúak) aránya valamivel magasabb. Ezek az eltérések arra utalnak, hogy a Tiszántúl déli területeit ebben az időszokban erősen mozaikos növényzet jellemezte, ahol zárt lomberlejes tajga váltakozott szárazabb üröm-sztyeppekkel.

A lágyszárúak aránya alacsony, 13–20% között ingadozik. Fajösszetétele gazdag, a medrek közti nedvesebb területeken foltokban boreális magaskórós társulások – *Thalictrum* (borkóró), *Sanguisorba* (vértő), *Angelica* (angyalgyökér), *Campanula* (harangvirág) és *Filipendula* (legyezőfű) fajokkal – és arktikus lárterék helyezkedtek el – *Armeria maritima* (magas istác), *Selaginella selaginoides* (csipkeharaszt), *Pinguicula* (hízóka) fajokkal. A hordalékkúp szárazabb, plakór

helyzetben lévő részein kontinentális sztyeppvegetáció tenyészett fűfélékkel, ürömmel és heliofiton fészkesvirágzatúakkal (*Leontodon* fajok).

A frissen lefűződött folyómederben, az üledéktani vizsgálat által kimutatott átfolyások ellenére megkezdődött a vízi vegetáció kialakulása. *Myriophyllum verticillatum* (süllőhínár) és *Potamogeton* (békaszdőfő) fajok alkották a hínárvegetációt. A vízpartot kezdetben gyékényes övezte, a korszak végén a bokorfűzes a gyékényes rovására kiterjedt.

A pollenelemzés során a legalsó szintekből a *Picea abies* mellett a *Picea omorica* pollenjei is előkerültek 1–2% mennyiségben. Ez a faj jelenleg kizárólag a Dinári-hegységben fordul elő, jelenléte a balkáni flórahatast tükrözi. Magyarországi előfordulását a würmben, pollenelemzések alapján eddig a Brörup-interstadiáliból mutatták ki (JÁRAINÉ KOMLÓDI 1966).

#### FT-2 zóna (570–520cm: 21 800–20 250 BP év)

A fás szárúak aránya jelentősen csökken ebben a zónában. 575 centiméternél a pernyekonzentráció értéke csúcst mutat, ami az erdőtüzek gyakoribbá válását jelzi. Valószínűleg a szárazság fokozódása vezetett a tűlevelű erdő öngyulladásához, ami a környező területeken az erdei fenyő (*Pinus silvestris*), és elsősorban a lucfenyő (*Picea abies*) pusztulását okozta, utóbbi ugyanis vékonyabb kérge révén sokkal kevésbé ellenálló a tűzzel szemben. Az erdőtüz hatására keletkezett nyitott térszíneket a *Betula* gyorsan elfoglalta, amit százalékos arányának emelkedése jelez az előző zóna végén. A pázsitfűfélék mennyisége emelkedik és az üröm is ebben a zónában a leggyakoribb. Mindez az ariditás fokozódására és a hideg kontinentális sztyepp kiterjedésére utal. Megjelenik a heliofil füves puszták növénye a *Helianthemum* (napvirág). Ez a növény jellemző összetevője a késő-glaciális közép- és nyugat-európai pollenflórának. A recens pollenvizsgálatok azt mutatják, hogy a pollenspektrumban tapasztalható alacsony százaléka ellenére az üledékgyűjtő közelében gyakori az előfordulása (PROCTOR & LAMBERT 1960). Társulásaiban a pázsitfűfélék dominálnak, valamint gyakoriak bennük a *Leontodon* (oroszlánfő) fajok. Mindez jól egybevághat a Fehér-tó pollendiagramjában megfigyelhető változásokkal. A fészkesvirágzatúakon belül a *Taraxacum*-típus (valószínűleg *Leontodon*) aránya növekszik, a fűfélék és a *Helianthemum* arányának változása pedig egymással párhuzamos, ami jelzi közös előfordulásukat. Ugyanilyen változást más kutatók is tapasztaltak pleisztocén üledékek vizsgálatára során (WALKER 1970).

A lombhullató fák pollenjei eltűnnek, majd csak a korszak végén jelennek meg újra. A kontinentalitás fokozódása következtében az összefüggő kevertlombú tajga felszakadozott és a recens pollenspektrumok alapján a mai ÉK-európaihoz hasonló tűlevelű erdőssztyepp alakult ki, melyben fenyő-nyír ligetek váltakoztak a boreális magaskórós növényzettel, heliofil, száraz füvespusztákkal és üröm-sztyeppekkel.

A vízparti vegetációban az *Alnus* (éger), a *Salix* és a *Hippophae* eltűnik, ugyanakkor a morotvatóban megjelennek a moszatok. A vízszint csökkenésére utal a *Zygnemataceae* család (járommoszatok) fajainak megjelenése. Ezek a zöldmoszatok sekély, maximum 2–3 m mély vizekben honosak, spóráképzésükhöz pe-

dig relatíve magas (10–15 °C-os) vegetációs periódusra jellemző hőmérsékletet igényelnek, ugyanakkor jól tűrik az időszakosan mozgó vizet, valamint a magas napi hőingást (VAN GEEL & VAN DER HAMMEN 1978). A spóráképzéshez szükséges vízhőmérsékletet nyár elején a sekély vizek még a szubarktikus övben is könnyen elérik, a napsugárzás ugyanis gyorsan emeli hőmérsékletüket.

A *Bryophyták* (mohák) aránya rendkívüli mértékben megnövekszik ebben a zónában. Mivel a pollendiagramban arányuk változása a fás vegetáció arányának változásával ellentétes irányú, feltételezhetjük, hogy az erdőtüzeket követően nyitottá vált felszíneket foglalták el.

A hőmérséklet csökkenését a *Larix* sp. folyamatos jelenléte mutatja. Ebben a zónában jelenik meg a legmagasabb arányban (3,3%), alacsony pollentermelése és rossz pollenmegtartása miatt feltehetőleg jóval nagyobb arányban volt jelen a vegetációban.

#### FT-3 zóna 520–470 cm: 20 250–18 600 BP év)

A fás vegetáció aránya jelentősen emelkedik és a boreális erdők újra kiterjednek ebben az időszakban. A *Picea abies* és a *Pinus silvestris* mennyisége növekszik, ugyanakkor a *Larix* és a *Betula* pollenjének aránya nagyon lecsökken. Mindez a csapadékmennyiség és a hőmérséklet emelkedését jelzi. A pernye-koncentráció végig alacsony, az erdőtüzek gyakorisága csökken, az erdők lombkoronája záródik, kiszorítva ezzel a fényigényes *Betula* fajokat. A pollenspektrum összetétele hasonló az FT-1 zónájához, a lombhullató fák aránya viszont magasabb. Megjelenik a *Fraxinus* (kőris) és a *Juglans* (dió). Az arborpollen aránya meghaladja a mintánkénti 50%-ot, sőt 472 cm-nél eléri a 88%-ot is.

Ebben a zónában tűnik fel a kevertlombú tajgaerdők és a partmenti ligeterdők cserjeszintjének jellemző faja a *Frangula alnus* (kutyabenge). Az *Alnus*, *Fraxinus* és az *Ulmus* jelenléte megerősíti a lombhullató fákból álló keményfás ligeterdők jelenlétét ebben a zónában.

Továbbra is jelen vannak a magaskórós társulások és a mezofil rétek növényei, arányuk azonban alacsony. A *Helianthemum* sp. eltűnik, ezzel jelezvén a szárazságtűrő heliofil füves vegetáció visszaszorulását. Újra megjelennek az *Ericaceae* (hangafélék) családjának képviselői és a *Pteridophyták* (páfrányok) aránya is emelkedik. Ezek a növények gyakoriak a kevertlombú tajgaerdők aljnövényzetében, jelenlétük szintén a kevertlombú tajga arányának emelkedésére utal.

A vízparti vegetációban a gyékényes visszaszorul, melyből a tó vízszintjének emelkedésére következtethetünk. Az algaflóra is átalakul. A *Pediastrum* sp. és a *Zygnemataceae* aránya csökken, és megjelennek a Dinoflagelláták (páncélos-ostorosok). Ezek a moszatok csak ebben a zónában jelentek meg, és nagy számban kerültek elő ezekből a rétegekből. A moszatflóra átalakulása szintén a vízi környezetben bekövetkezett változást támasztja alá.

A zóna százalékos megoszlását PETERSON (1983) recens pollenspektrumaival összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy ez a zóna hasonlít leginkább Ukrajna és a Balti-államok kevertlombú tajgaerdeinek pollenspektrumához. A széleslevelű mérsékeltövi lombosfák aránya emelkedik, a pollendiagram fajösszetétele

pedig gyarapodik az FT-1 zónával összehasonlítva, ami jelzi, hogy a klímafluktuáció mellett a hőmérséklet fokozatosan emelkedik a melegebb periódusokban.

#### FT-4 zóna (470–404 cm: 18 600–16 550 BP év)

A *Pinus silvestris* és a *Picea abies* aránya hirtelen csökken a zóna kezdetén, míg a *Betula* és a *Gramineae* (pázsitfűfélék) aránya emelkedik. Ezzel egyidejűleg a pernyekonzentráció kiugró csúcsot képez. Ezek a változások egy nagyméretű erdőtűzre utalnak, amely az FT-2 zónában leírtaknak megfelelően a fás vegetáció hirtelen csökkenését, valamint a pionír fafajok (*Betula*) előretörését eredményezte. Az erdei fenyő aránya a későbbiekben újra emelkedik, jelezvén a leégett erdőfoltok regenerálódását, viszont a *Picea abies* aránya tovább csökken és a pázsitfűfélék aránya is jelentős maradt. Ebből az éghajlat kontinentalitásának fokozódására következtethetünk. A melegkedvelő lombhullató fák pollenjei továbbra is jelen vannak, bár arányuk kissé csökken.

A fás szárú vegetáció képe az FT-2 zónához hasonló, aránya alapján mozaikos erdősztyeppeket rekonstruálhatunk, melyben az erdők aránya az erdőtüzet követően fokozatosan emelkedik és a zóna felső határán újra zárt kevertlombú tajgaerdő alakul ki. A lágyszárú vegetációt a szárazságtűrő heliofil elemek – *Helianthemum*, *Euphorbia*, *Gramineae* – arányának emelkedése jellemzi, ezek a hordalékkúp magasabban fekvő, homokos felszínein képeztek homokpuszta gyepeket. Az FT-2 zónával ellentétben az *Artemisia* pollenje ebben a zónában nagyon alacsony, amiből a hideg kontinentális ürm-sztyeppek visszaszorulására következtethetünk. A két szárazabb, kontinentálisabb éghajlatot tükröző zóna pollenspektrumát összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy míg az FT-2 zónában a hideg kontinentális ürm-sztyepp az uralkodó, addig az FT-4 zónában már a mérsékeltövi kontinentális füves puszta növényei dominálnak. Mindez a hőmérséklet fokozatos emelkedésére utal.

A vízi vegetációban megjelenik a *Pediastrum boryanum* és nyomokban a *Botryococcus braunii* is előfordul. A moszatok növekvő aránya az oligotróf tavi állapotból a mezotróf állapotba történő elmozdulást jelzi.

#### FT-5 zóna (404–360,5 cm: 16 550–15 100 BP év)

Az erdei fenyő és lucfenyő aránya emelkedik, a fás szárúak pollenösszetétele azonban alapjában véve megegyezik az előző zónában tapasztaltakkal. A pázsitfűfélék aránya csökken. Ezek alapján az erdővel borított területek arányának emelkedését rekonstruálhatjuk ebben a periódusban. A fás- és lágyszárú vegetáció összetétele megegyezik az FT-4 zónában leírtakkal. A fás szárú vegetáció arányának növekedése kisebb csapadékmennyiség növekedést jelez.

A vízparti vegetációban a gyékényes aránya csökken, újra megjelenik a *Potamogeton*, a *Myriophyllum* aránya viszont csökken. A moszatflórában is változás következik be. A *Pediastrum* és a *Botryococcus braunii* aránya emelkedik,

ami a víz hőmérsékletének emelkedését, a vízszint csökkenését és az eutrofikáció fokozódását jelzi.

A pollenkoncentráció ezekben a rétegekben nagyon lecsökkent, a zóna felső határán a 370–350 cm közötti rétegek sterilnek bizonyultak, így a pollendiagram ettől a ponttól kezdve hiányos. A pollensterilitást egyaránt okozhatta a meder időleges kiszáradása vagy parti üledék bemosódása. A geokémiai és szedimentológiai adatok pedig azt jelzik, hogy a tó vízszintjének ingadozása mellett jelentős mennyiségű eolikus poranyag is akkumulálódott a területen ebben az időszakban, és ezek a tényezők szintén nem kedveztek az üledék pollenmegőrző képességének.

A minták vizsgálata során mind a pollensteril, mind pedig a kiértékelhető rétegek esetében nagy mennyiségű formájukat veszített, lebomlott pollenszemmel találkoztunk 370 cm fölött, a jelenlevő taxonok száma ezzel párhuzamosan csökkent, amiből a szelektív fosszilizáció fokozódására következtethetünk. A vastag exinével rendelkező, ellenálló típusok feldűsultak az üledékben – *Pinus silvestris*, *Picea abies*, *Bryophyta*, *Compositae* (lig.) – míg a vékony falú, aerob körülmények közt gyorsan bomló pollenszemek lebomlottak. Ezért a 370–250 cm közötti rétegek pollenspektruma alapján a meder környéki vegetáció csak nagyvonalakban rekonstruálható.

A fás szárú vegetációt feltehetőleg a *Pinus silvestris* és a *Picea abies* uralta lombegyes taja jellemezte, valamint kisebb arányban bekeveredtek a széleslevelű mérsékeltövi lombosfák. A pázsitfűfélék aránya emelkedett, de ez lehet a szelektív fosszilizáció eredménye is. A lágyszárú vegetáció összetételében a kontinentális homok- és löszpuszta gyepek, valamint a tóparti magaskórós és mezofil rétek voltak jellemzőek.

A tó feltöltődésének felgyorsulására illetve a fokozott eutrofizációra utal a mozsatok (*Pediastrum* sp., *Botryococcus braunii*) arányának gyors emelkedése. A morotvató vízszintje 1 méter alá csökkenhetett, a tavi rendszerben pedig erőteljes vízszintingadozások és időszakos folyóvízi átfolyások jelentkeztek, ahogyan azt az üledékrétegtani vizsgálatok eredményei is mutatják. Ez nem kedvezett a pollenszemek megőrződésének, a sekély tavakban ugyanis az üledék a hullámozás hatására állandó mozgásban van, így jobban érintkezik a levegő és a víz oxigéntartalmával, ami a vékony falú pollenszemek gyors lebomlásához vezet. A folyóvízi elöntés szintén felkavarja a felszíni üledékrétegeket, magasabb oldott oxigéntartalma pedig szintén fokozza a mikrobiális aktivitást. Ehhez hozzájárult még a víz lúgos pH-ja, valamint a XIX. században megindult és a XX. század 60-as, 70-es éveiben tetőző vízszabályozási, csatornázási munkálatok megindulását követő talajvízszint csökkenés, ami a felszínközeli rétegek kiszáradásának következtében, a 250 cm feletti üledékrétegek teljes pollen sterilitásához vezetett.

A pollendiagram százalékos fajösszetétele és a radiokarbon mérés eredményei alapján megállapíthatjuk, hogy a 620–250 cm közötti üledék fosszilis pollentartalma a pleisztocén utolsó szakaszában, a késő-würm során halmozódott fel. A Fehér-tó pollendiagramja a pleisztocén–holocén határra és a holocén korra már nem terjed ki, pollenfelhalmozódás valószínűleg ekkor is történt, de az üledék pollentartalma viszont az előbbieken felvázolt tényezők hatására utólag megsemmisült.



A késő-würm általunk érintett – kb. 23 000–14 000 BP évek közé eső – szakaszában a pollenösszetétel változása alapján periodikusan ismétlődő klímafluktuációt rekonstruáltunk, ami elsősorban a csapadékmennyiség periodikus csökkenésében és növekedésében nyilvánult meg. A hőmérséklet változásában fokozatos emelkedést feltételeztünk a vegetáció összetételének változása alapján, a ciklicitás elsősorban a téli hőmérséklet csökkenésében és emelkedésében jelentkezhetett, ami figyelembe véve a csapadékmennyiség alakulását, a szárazabb periódusokban fokozott kontinentalitáshoz, míg a csapadékosabb időszakokban a kontinentalitás csökkenéséhez vezetett.

A pollenanyagban kimutatott ciklikus változások alapján két alapvető vegetációtípus, ún. "paleoasszociáció": zártabb vegyeslombú tajga (amelyben a fásszárúak pollen-aránya nagyobb volt, mint 70%), illetve vegyeslombozatú tajgás erdősztyepp (ahol a fásszárú vegetáció pollen-aránya kisebb volt, mint 50%) váltakozott. A zártabb növényzeti állapotot felváltó nyíltabb paleovegetáció típus kialakulását mindig egy mikropertnye maximummal jellemezhető spontán tajgaégés, erdőtüz előzte meg. Ezek az adatok azt bizonyítják, hogy a ciklikus erdőtüzek (PAYETTE 1992) igen jelentős paleoökológiai folyamatok voltak a pleisztocén végi Kárpát-medencében kialakult tajgaerdőkben (SÜMEGI 1996).

#### *A kvartermalakoviológiai vizsgálat eredményei*

A malakoviológiai elemzések alapján 6 kvartermalakoviológiai zónát lehetett elkülöníteni a kardoskúti I. fúrásban. A malakoviológiailag értékelhető 6,3–1,5 m közötti szakaszból 40 faj (22 vízi gasztropoda faj, 14 szárazföldi gasztropoda faj, 4 Bivalvia faj) 3428 egyede került elő. A jelentős faj- és egyedszámú fauna igen részletes paleoökológiai elemzést tett lehetővé (1. és 2. táblázat, 7. és 8. ábra).

Az első kvartermalakoviológiai horizont 6,3–6,0 m (23 303–22 335 BP év) közötti szelvényszakaszban található. Ebben a szintben a kopoltyús fajok dominancia maximuma a jellemző. A késő-würm korú képződményekben igen ritka, rheofil, dél-délkelet és kelet-európai elterjedésű *Valvata naticina* faj jelenléte egyértelműen bizonyítja, hogy az üledék, áramló vízben, egy erős sodrású, tiszta folyóban halmozódott fel. A bemosott szárazföldi elemek között a legjelentősebb faunaelemnek a napjainkban dél és közép-európai elterjedésű *Granaria frumentum* faj bizonyult. Ez a faj a würm során a balkáni faunakör tagja volt (SÜMEGI & KROLOPP 1995; SÜMEGI 1996) és jelenléte a területen szorosan kapcsolódik más dél-magyarországi lelőhelyekhez (Madaras, Katymár, Lakitelek, Dunaszekcső), amelyek a radiokarbon elemzések alapján azonos kronológiai horizontban tartoznak 23 000 BP évek között (SÜMEGI 1996). A vízi és a szárazföldi faunában egyaránt megjelenő délkelet-európai faunaelemek egy mikrointerstadiális kialakulását jelzik, amelyet a korábbi kvartermalakoviológiai elemzések (SÜMEGI 1989; SÜMEGI & KROLOPP 1995) a *Vallonia costata* zonulába, a hazai felső-würm képződményekre kidolgozott bio- és ökosztratigráfiai rendszeren belüli egységbe soroltak. A *Vertigo antiwertigo* faj jelenléte ebben a szintben az eddig leírtakat támasztja alá.

6,1–5,3 m (22 335–19 854 BP év) között csak néhány molluszka héjtöredék került elő, értékelhető faunaelem nem. A malakoviológiai sterilitás a tavi és a fo-

## A fehér-tavi fúrásból előkerült molluszka fajok és paleoökológiai csoportosításuk

## Mollusc species from the core of the Fehér lake and their palaeoecological groups

I. táblázat – Table I.

Faj (species)	A	B	C
1. <i>Valvata cristata</i> Müller, 1774	A2	B1	C2
2. <i>Valvata piscinalis</i> (Müller, 1774)	A1	B1	C3
3. <i>Valvata pulchella</i> Studer, 1820	A2	B2	C3
4. <i>Valvata naticina</i> (Menke, 1845)	A1	B3	C4
5. <i>Bithynia tentaculata</i> (Linnaeus, 1758)	A2	B3	C2
6. <i>Bithynia leachi</i> (Sheppard, 1823)	A2	B2	C2
7. <i>Aplexa hypnorum</i> (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C1
8. <i>Lymnaea stagnalis</i> (Linnaeus, 1758)	A1	B1	C1
9. <i>Lymnaea palustris</i> (Müller, 1774)	A2	B1	C1
10. <i>Lymnaea truncatula</i> (Müller, 1774)	A3	B1	C1
11. <i>Planorbarius corneus</i> (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C3
12. <i>Planorbis planorbis</i> (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C2
13. <i>Anisus septemgyratus</i> (Rossmässler, 1835)	A2	B1	C4
14. <i>Anisus spirorbis</i> (Linnaeus, 1758)	A3	B1	C2
15. <i>Anisus leucostoma</i> (Millet, 1813)	A3	B2	C2
16. <i>Anisus vortex</i> (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C2
17. <i>Bathyomphalus contortus</i> (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C2
18. <i>Gyraulus riparius</i> (Westerlund, 1865)	A2	B2	C7
19. <i>Gyraulus albus</i> (Müller, 1774)	A2	B1	C1
20. <i>Gyraulus laevis</i> (Alder, 1838)	A2	B1	C1
21. <i>Armiger crista</i> (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C2
22. <i>Segmentina nitida</i> (Müller, 1774)	A2	B1	C2
23. <i>Sphaerium rivicola</i> (Lamarck, 1799)	A1	B1	C2
24. <i>Pisidium cf. obtusale</i> (Lamarck, 1818)	A3	B1	C2
25. <i>Pisidium cf. casertanum</i> (Poli, 1791)	A3	B1	C2
26. <i>Pisidium</i> sp.	A3	B1	C1
27. <i>Succinea putris</i> (Linnaeus, 1758)	A4	B2	C3
28. <i>Succinea oblonga</i> Draparnaud, 1801	A4	B2	C3
29. <i>Oxyloma elegans</i> Risso, 1823	A4	B2	C3
30. <i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller, 1774)	A5	B1	C1
31. <i>Granaria frumentum</i> (Draparnaud, 1801)	A5	B3	C5
32. <i>Vertigo antivertigo</i> (Draparnaud, 1801)	A5	B3	C5
33. <i>Pupilla muscorum</i> (Linnaeus, 1758)	A5	B1	C1
34. <i>Vallonia pulchella</i> (Müller, 1774)	A5	B1	C1
35. <i>Chondrula tridens</i> (Müller, 1774)	A5	B3	C5
36. <i>Limacidae</i>	A5	B1	C1
37. <i>Vitrea crystallina</i> (Müller, 1774)	A5	B1	C2
38. <i>Helicopsis striata</i> (Müller, 1774)	A5	B3	C5
39. <i>Perforatella bidentata</i> (Gmelin, 1788)	A4	B1	C2
40. <i>Cepaea vindobonensis</i> (Férussac, 1821)	A5	B3	C5

A= Paleoökológiai igény szerint (Paleoecological groups): A1 Mozgó vizet kedvelő fajok (Rheophilous species) A2 Állandó lassan mozgó vagy álló vizet kedvelő fajok (Ditch species) A3 Időszakos vízborítást kedvelő fajok (Slum species) A4 Vizparton élő, erősen higrophil fajok (Higrophilous species) A5 Mezofil, xerofil szárazföldi fajok (Mesophilous and xerophilous)

B= Paleoklimatológiai igény szerint (Paleoclimatological groups): B1 Nagy tűrőképességű fajok (Intermediate species) B2 Hidegtűrő fajok (Cold-resistant species) B3 Enyhébb klímát kedvelő fajok (Thermophilous species)

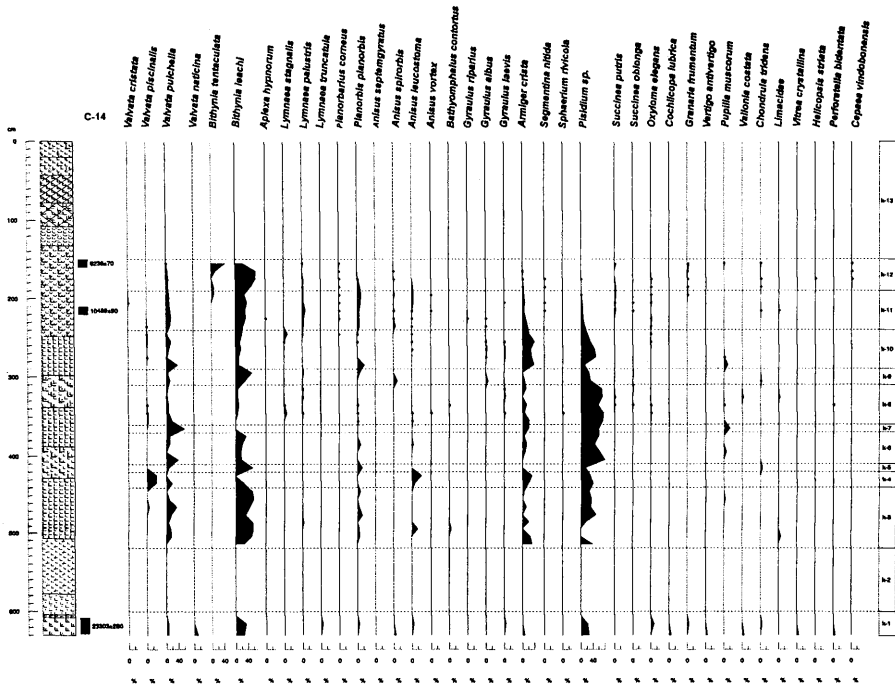
C= Recens elterjedés alapján (Biogeographical groups): C1 Holarktikus fajok (Holarctic species) C2 Palearktikus fajok (Palearctic species) C3 Euroszibériai fajok (Eurosiberian species) C4 Kelet-európai fajok (Eastern European species) C5 Közép és DDK-európai fajok (Central and SSE European species)

Molluszka fajok eloszlása a fehér-tavi szelvényben

Distribution of Mollusc species within sequence of Fehér lake

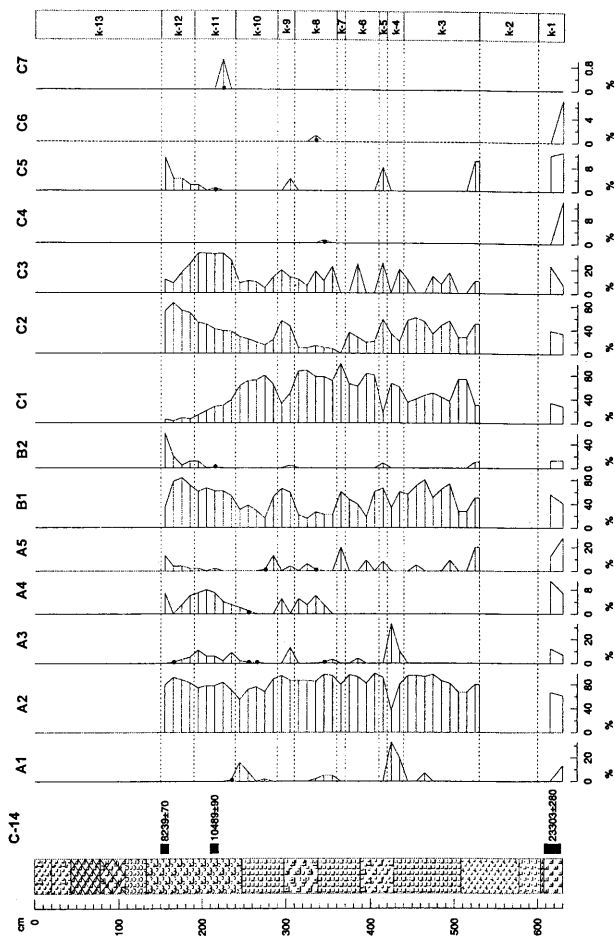
II. táblázat – Table II

Faj/Méter	1,5-1,6	1,6-1,7	1,7-1,8	1,8-1,9	1,9-2,0	2,0-2,1	2,1-2,2	2,2-2,3	2,3-2,4	2,4-2,5	2,5-2,6	2,6-2,7	2,7-2,8	2,8-2,9	2,9-3,0	3,0-3,1	3,1-3,2	3,2-3,3	3,3-3,4	3,4-3,5	3,5-3,6	3,6-3,7	3,7-3,8	3,8-3,9	3,9-4,0	4,0-4,1	4,1-4,2	4,2-4,3	4,3-4,4	4,4-4,5	4,5-4,6	4,6-4,7	4,7-4,8	4,8-4,9	4,9-5,0	5,0-5,1	5,1-5,2	5,2-5,3	5,3-5,4	5,4-5,5	5,5-5,6	5,6-5,7														
Valvata cristata																																																								
Valvata piscinalis	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*							
Valvata pulchella																																																								
Valvata naticina																																																								
Bithynia tentaculata	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*							
Bithynia leachi	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*							
Aplexa hypnorum	*																																																							
Lymnaea stagnalis																																																								
Lymnaea palustris	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*						
Lymnaea truncatula																																																								
Planorbium corneum	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*						
Planorbium planorbis																																																								
Anisus septemgyratus																																																								
Anisus spiroboris	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*					
Anisus leucostoma																																																								
Anisus vortex	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*					
Bathymphalus contortus																																																								
Gyraulus riparius																																																								
Gyraulus albus																																																								
Gyraulus laevis																																																								
Armiger crista	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*				
Segmentina nitida																																																								
Sphaerium rivicola																																																								
Pisidium cf. obtusale																																																								
Pisidium cf. casertanum																																																								
Pisidium sp.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			
Succinea putris	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Succinea oblonga																																																								
Oxyloma elegans	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			
Cochlicopa lubrica																																																								
Granaria frumentum	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Vertigo antvertigo																																																								
Pupilla muscorum	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			
Vallonia pulchella																																																								
Chondrula tridens	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			
Limacidae																																																								
Vitrea crystallina																																																								
Helicopsis striata																																																								
Perforatella bidentata																																																								
Cepaea vindobonensis	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		



7. ábra. A molluska fajok dominanciája a fehér-tavi szelvényben

Fig. 7. Dominance of Mollusc species from the sequence of Fehér lake



8. ábra. A kvatermalakológiai paleoökológiai csoportok dominanciája a fehér-tavi szelvényben

Fig. 8. Dominance of quaternary palaeoecological groups in the profile of Fehér lake

lyóvízi élettér közötti átmeneti zónában, a morotvatavak kialakulásának kezdetén, az eddig vizsgált szinte valamennyi folyómederben kialakult. Ennek oka, hogy a két élettér oxigénellátottság szempontjából jelentős mértékben különbözik egymástól, ezért a folyóvízi fauna több eleme kipuhtul a tavi állapot kialakulásakor, majd a tavi rendszer stabilizálódását követően szétterjednek az álló- vagy lassan mozgó vízre jellemző elemek. Ugyanez a folyamat figyelhető meg a kardoskúti szelvényben is, ahol 5,3 métertől egyre növekvő egyedszám-ban jelentkeztek a különböző kopoltyús és tüdős csigafajok.

A második kvartermalakológiai zóna 5,3–4,5 m (19 854–17 173 BP év) között fejlődött ki. A faunában az álló vagy lassan mozgó vízben élő fajok dominálnak. A rheofil, áramló vizet kedvelő elemek teljesen hiányoznak ebből a szelvény-szakaszból. Ezek a változások egy morotvató kialakulását jelzik, összhangban a szedimentológiai vizsgálatok eredményeivel. A fauna összetétele alapján a maximális vízmélysége a tónak 3 méter lehetett, és a tó vize tiszta, oligotróf jellegű volt, kevés vízinövényt tartalmazhatott. Már ebben a szintben is megfigyelhető a palearktikus elterjedésű *Bithynia leachi* és az eurosibériai *Valvata pulchella* fajok ciklikus arányváltozásai, amely szinte az egész szelvényt végigkíséri. Feltételezhető, hogy a két faj ciklikus változása a vízmélység ritmikus változásával függ össze, mert a két faj optimális vízborítási igénye között jelentős különbség van. Valószínűleg a *V. pulchella* faj dominanciájának maximumai a 2 méternél mélyebb vízborítást, míg a *Bithynia leachi* dominanciacsúcsai a 1,5–2,0 méter közötti vízborítást jelzik. Ezt támasztja alá a *B. leachi* arányának növekedésével szoros korrelációt mutató *Planorbis planorbis* és *Armiger crista* fajok arányának növekedése is. Ez utóbbi fajoknak a vízborítási optimális igénye is 1,5 és 2 méter közötti (MEIER 1985). Ebben a szintben is előkerült a bemosott szárazföldi anyagban a *G. frumentum*. Az eddigi radiokarbon és kvartermalakológiai adatok alapján – a fajnak a legfiatalabb megjelenése a késő-würmben, 20 000 BP évre tehető a Kárpát-medencében. Az üledékesi ráta alapján számított kronológiai adat azt jelzi, hogy ebből a szintből előkerült *G. frumentum* egyedek ehhez a legfiatalabb szinthez tartoznak.

A harmadik kvartermalakológiai horizont 4,5–3,4 m (17 173–14 270 BP év) között fejlődött ki. Ezt a szintet a *Pisidium* fajok kiugró dominanciája jellemzi. A kagylóanyagban igen jelentős a törött héjak aránya és a *P. obtusale* faj közte a *P. obtusale lapponicum* hidegtűrő alak dominanciája. A Mollusca fauna összetétele, a *Valvata piscinalis* és a *Gyraulus laevis* megjelenése következtében nagyon hasonlít a SPARKS & WEST (1972) által a würm végi és késő-glaciális kezdetén megjelent löszfaunával párhuzamosított vízi malakofaunához. Ez a nagy tűrőképességű fajokból álló faunaasszociáció igen jellemző a magyarországi löszképződés utolsó periódusának tavi fáciesére (SÜMEGI in LÓKI et al. 1995). Úgy a kvartermalakológiai adatok jó egyezést mutatnak a tavi üledékrendszerben szedimentológiai és geokémiai adatok alapján kimutatott poranyag akkumulálódással.

A negyedik kvartermalakológiai zóna 3,4–3,0 m (14 270–12 980 BP év) között található. Igen jelentős változások mutathatók ki a faunában. A *Pisidium* fajok aránya erőteljesen lecsökken és a kopoltyús csigafajok dominanciája ugrássze-

rűen, megnő. Ez a szint az élővíz beáramlással, az oxigéndúsabb folyóvízi fácies ismételt kialakulásával mutat összefüggést.

Az ötödik kvartermalakovológiai horizont 3,0–2,2 (12 980–10 498 BP év) méter között húzódik. A *Pisidiumok* arányának ugrásszerű növekedése mellett az *Armiger crista* faj 30%-ot is meghaladó dominancia-maximuma alakult ki ebben a szintben. Ez az erőteljes faunaváltozás a vízi élettér teljes átalakulásának kezdetét jelzi, hiszen az *Armiger crista* faj ilyen aránynövekedése közvetlenül a vízi élettér bentonikus eutrofizációjának a kezdetén alakul ki (FÉNYES 1983). A fauna összetételének változása azt is jelzi, hogy egy sekélyebb vízű, mintegy 1–1,5 méteres vízborítású élettér alakulhatott ki a területen.

A hatodik kvartermalakovológiai zóna 2,2–1,5 m (10 490–8 239 BP év) között fejlődött ki. A *Lymnaea palustris*, *Planorbis planorbis* és különösen az *Anisus spirorbis*, *A. leucostoma* fajok dominanciánövekedése alapján az előző szinthez képest egy sekélyebb, maximum 1 méteres vízborítás alakulhatott csak ki ebben a szintben. Az eutróf vizeket kedvelő elemek megjelenése (*Valvata cristata*, *Planorbis cornutus*, *Segmentina nitida*) és aránynövekedése alapján a korábban oligotróf vízi élettér mezotróf tóvá alakult. A bemosott jelentős mennyiségű szárazföldi elem között a vízparti környezetre jellemző borostyánkőcsigák (*Succinea putris*, *S. oblonga*, *Oxyloma elegans*) dominálnak (DOMOKOS 1984).

A *Bithynia tentaculata*, a *Granaria frumentum*, a *Cepaea vindobonensis* megjelenése (SÜMEGI 1989; SÜMEGI in KERTÉSZ 1994) a *Valvata pulchella* faj visszaszorulása alapján ez a malakovológiai szint a pleisztocén–holocén határán fejlődhetett ki. A hidegtűrő, a pleisztocénban elterjedt holarktikus, eurosibériai, illetve ÉK-európai elterjedésű és az enyhébb klímát kedvelő, holocén során szétterjedt DK-európai elterjedésű molluszka fajok a kora-holocén végén egy kihalt paleoasszociációt alkottak. A radiokarbon adatokkal datált kvartermalakovológiai szelvény alapján, ez a kihalt fauna asszociációkból álló horizont mintegy 9 000–12 000 BP évvel ezelőtt alakulhatott ki a Kárpát-medencében (SÜMEGI 1989; SÜMEGI & KROLOPP 1995; SÜMEGI in WILLIS et al. 1995, 1996 és KERTÉSZ et al. 1994).

A tavi rendszer eutrofizációs folyamatában a bemosott szervesanyag mellett a fokozatosan felmelegedő környezet is szerepet játszhatott. Az *Anisus spirorbis* faj dominanciánövekedése a víz  $\text{NaHCO}_3$  tartalmának növekedését, a lúgosabb, sósabb, szikes jellegű vízi környezet kialakulását jelzi a recens vizsgálatok (SZABÓ 1990) alapján. Az *Anisus spirorbis* megjelenése és arányának növekedése szinkronban van a szuszpenzióban mért pH 10-es értéket meghaladó növekedésével, a lúgosabb vízi környezet kialakulásával.

## Összefoglalás

A geomorfológiai, üledéktani és kronológiai elemzések alapján a kardoskúti Fehér-tó egy késő-würm korú folyómederben alakult ki. A kronológiai elemzések azt mutatják, hogy az élővíz állapot vagy folyóvízi stádium 23 000–25 000 BP évek között jöhetett létre. A folyóvízi stádium megszűnése, a folyómeder lefűződése után, még a pleisztocén során egy speciális, hosszán elnyúló

mederágban tavi állapot fejlődött ki. Ekkor a tavi üledék mellett igen jelentős eolikus szállítással, allogén poranyag halmozódott fel egy tisztavízű, alföldi környezetben viszonylag mély, 3 m maximális vízmélységű tóban. A folyóvízi és a tavi stádiumban a medret vegyeslombú tajga vette körül, de a ciklikus tajgatűz kialakulása miatt időszakosan ez a tajgaállapot felszakadt és sztyeppés tajga alakult ki. A malakofauna összetétele alapján a területen ebben a periódusban erőteljes paleobalkáni, délkelet-európai faunisztikai hatás érvényesült. A kvartermalakológiai adatok azt jelzik, hogy a balkáni faunakör würmkori, északi határa a Kárpát-medence déli részén (Dél-Dunántúl, Duna–Tisza közének déli része, Körös–Maros köze) húzódott (SÜMEGI & KROLOPP 1995; SÜMEGI 1996). A balkáni hatás az egykori vegetáció összetételében is visszatükröződik, a napjainkban csak a Dinári-hegység területén élő *Picea omorica* megjelenése alapján. A kardoskúti terület is ehhez a régióhoz tartozott. A 20 000–23 000 BP évek között kialakult mikrointerstadiálisba intenzív mállás játszódott le és podzol vagy podzolos talaj fejlődött ki a területen, elsősorban a nyers, szilikátokban gazdagabb öntésfelszíneken.

A mikrointerstadiális lezárulását követően a leszakadt folyómederágban létrejött tavi rendszerben fokozatos, lassú ún. minerorganikus üledék-felhalmozódás indult meg, de az időnkénti lövív elöntések következtében, folyóvízi homokbetelepülések jelentkeztek. Az ismétlődő folyóvízi elöntés a legjelentősebb áradásokkal függhetett össze, amikor a levált mederág és élő meder között folyóvízi kapcsolat alakult ki, de a folyóvízi elöntések energiája és intenzitása a felszín felé csökkenő tendenciát mutatott. A speciális morotvatóban egy olyan, a mai Német–Lengyel síkság tavaira jellemző malakofauna jött létre, amelyet a korábbi paleoökológiai munkák (SPARKS & WEST 1972) a löszfauna vízi megfelelőjének tartottak. Hasonló összetételű molluszka faunákat a késő-würm korú infúziós löszökben tártak fel (SZÓNOKY 1963; KROLOPP & SZÓNOKY 1982, 1984, 1989; KROLOPP et al. 1996). A tó vízborítása nem volt állandó, hanem időszakos ingadozást mutatott, vize tiszta, hideg, karbonátban gazdag és enyhén lúgos volt. A tavat sztyeppés tajga, illetve zárt vegyeslombú tajga övezte mintegy 14 000–20 000 BP évek között. A pollenadatok azt mutatják, hogy a késő-pleniglaciálisban a Fehér-tó környékén a vízenyős területeken kiterjedt *Larix decidua*, *Pinus cembra* és *Betula pubescens* alkotta ritkás erdők alakulhattak ki, míg a pangó vizes területektől távolabb területeken *Larix decidua*–*Pinus silvestris* erdőfoltok boríthatták. Ezek a tajgaerdők a spontán tajgaégések gyakorisága (PAYETTE 1992) miatt sohasem záródhattak.

A ÉK-európai kevertlombú boreális erdőekkel a legnagyobb hasonlóságot az FT-1, FT-3 és FT-5 pollenzónák mutatják, míg a FT-2 és FT-4 pollenzóna nyitottabb vegetációtípusával ÉK-európai borális öv túlevelű erdőssztyepp zónájával mutat párhuzamot. Ugyanakkor a kevertlombú boreális erdőben a széleslevelű lombosfák jelentősebb aránya és a *Larix decidua* pollenje nem mutatható ki. A kardoskúti pollendiagramban a *Gramineae* és az *Artemisia* százaléka is jelentősebb a recens boreális erdőssztyepp/vegyeslombú tajga határán kialakult pollenspektruménál. Ezek az eltérések arra utalnak, hogy a terület növényzete rendkívül mozaikos lehetett és a boreális övben jelenleg jól elhatárolható



és jól elkülönülő zónákba tömörülő növényzeti formációk itt kis területen, egymást felváltva helyezkedhettek el. Ez a tény változatos mikrodomborzatra, víz-ellátásra és szerteágazó élőhelytípusokra utal. Hasonló mozaikos vegetációt és változásokat modellezett a molluszkfauna alapján SÜMEGI & KROLOPP (1995), SÜMEGI (1996), KROLOPP et al. (1996) a Kárpát-medence több késő-würm korú löszterületén.

Az alacsonyabb AP %-ot mutató boreális erdőssztyepp a Közép-Ázsia északi részén kialakult ún. "keleti típusú" és az Uráltól nyugatra kialakult ún. "nyugati típusú" boreális erdőssztyepp keveredését mutatja, a *Larix decidua* pollenszázá-léka pedig az extrémén kontinentális viszonyok érvényesülését a vízfolyásoktól távolabbi területeken és a temperáltabb boreális klíma hatását és a zártabb erdők kialakulását a folyóvízhez közelebbi területeken. Ezek a palinológiai adatok megerősítik SÜMEGI (1996) würm kori vegetációra vonatkozó rekonstrukciós modelljét. Ez a modell az Altáj előterében kialakult, hidrológiai, hidrográfiai, domborzati okok következtében tájakra bomló eurázsiai vegetációs zónák rendkívül mozaikos növényzetét tekinti a würmkori Kárpát-medence recens analógiájának. A modell szerint az eltérő környezeti igényű és elterjedésű fajok együttélését az eltérő környezeti adottságokkal rendelkező, egymás mellett mozaikosan elhelyezkedő élőhelyek okozták. Ezek a mozaikok nem statikus egységek voltak, hanem a klimatikus változásoknak megfelelően kiterjedtek vagy összehúzódtak, vagyis az időben zajló ciklikus éghajlati változásoknak megfelelően térben fluktuáltak.

A ciklikus tér és időbeli változások következtében az európai, köztük a kárpáti endemikus és dél-kelet-európai, valamint a boreális és az észak-ázsiai elterjedésű fajok átfedő areával rendelkeznek a Kárpát-medencében a késő-würmben, így kihalt paleoasszociációk jöttek létre (SÜMEGI 1996). Ezt támasztja alá a kardoskúti pollenanalitikai vizsgálatok eredménye is, hiszen az eltérő eurázsiai vegetációtípusok keveredése, a késő-würm korú vegetáció fajgazdagsága, az AP és a NAP %-os aránya nem párhuzamosítható egyetlen recens vegetációzóna pollenátlagáival (PETERSON 1983) sem. Ahhoz, hogy a Fehér-tó körüli felső-pleniglaciális növényzet recens párhuzamait jobban felderítsük további felszíni pollenanalitikai mintavételekre van szükség, elsősorban Belső-Ázsiában. Az Altáj-hegység peremterületein, a Kulunda-, Baraba-sztyepp, Felső-Ob-menti hátság, Vaszjugan-hegység, a Szurgut-alföld találkozásánál, illetve a Mongóliában kialakult mozaikos vegetációjú erdőssztyepek recens pollenspektruma-inak feldolgozását követően valószínűleg pontosabb növényzeti rekonstrukciót készíthetünk a magyarországi késő-würm korú szelvények palinológiai feldolgozása során.

A ciklikus erdőtüzek kialakulása, a nyitottabb és zártabb vegetáció periodikus váltakozása, az enyhébb klímát kedvelő DK-európai molluszkfauna fajok ismétlődő megjelenése rövid idejű (1 000–3 000 év) klimatikus események hatására bekövetkező környezetváltozást jeleznek. Ezeket a rövidebb idejű klímaeseményeket a hazai löszszelvényekben (GÁBORI & GÁBORI 1957; GÁBORI-CSÁNK 1978; T. DOBOSI & VÖRÖS 1986, 1987; PÉCSI 1975, 1993; SÜMEGI 1989, 1995, 1996; SÜMEGI & KROLOPP 1995; SÜMEGI et al. 1991, 1992) a fosszilis talajok, humuszos szintek

kifejlődése, gerinces paleontológiai, régészeti és kvartermalacológiai adatok alapján már korábban is felismerték. Sőt a kimutatott rövid idejű lehüléseknek, mikrostadiálisoknak (vagy a legújabb nemzetközi elnevezés alapján a Heinrich-féle eventeknek) nemcsak regionális, hanem globális kiterjesztése is lehetséges az amerikai kontinensen végzett pollenanalitikai (HEUSSER 1972) és az atlanti óceáni fúrások klíma értékelése nyomán (BOND et al. 1992, 1993).

A 20 000–21 000 és 16 000–17 000 BP éveknél kimutatott rövid időtartalmú felmelegedéseknek, az ún. "mikrointerstadiálisoknak" nemcsak regionális, Kárpát-medencei, hanem globális kiterjesztése is lehetséges az észak-amerikai kontinens (HEUSSER 1973; GRIMM et al. 1993), a dél-európai (BOTTEMA 1974, PEREZ-OBOL & JULIA 1994, FOLLIERI et al. 1988; MAGRI 1989) és a kardoskúti pollenanalitikai adatok alapján. 16 000–17 000 BP évek között a kardoskúti, a floridai (GRIMM et al. 1993), a spanyolországi (PEREZ-OBOL & JULIA 1994), az olaszországi (FOLLIERI et al. 1988; MAGRI 1989), a görögországi (BOTTEMA 1974) radio-karbon adatokkal datált pollenszelvényekben a *Pinus* pollen arányának ugrásszerű növekedése, beerdősülési szint kialakulása figyelhető meg. Hasonló vegetációs változások rekonstruálhatók a keleméri Nagy-Mohos láp pollen elemzése alapján is (MAGYARI et al. 1999). Ezek az adatok azt jelzik, hogy a Föld pályaelem változásai alapján számított Milankovitch-Bacsák ciklusokon (MILANKOVITCH 1941; BACSÁK 1955; BERGER 1978) belül olyan rövidebb időintervallumú felmelegedéseket és lehüléseket lehet elkülöníteni, amelyek nem egyeztethetők össze a csillagászati-matematikai modellel. Feltételezzük, hogy a fentebb jelzett szelvények részletes elemzésével, a Milankovitch-Bacsák időskálánál finomabb felbontású rendszer alakítható ki a rövid idejű felmelegedések és lehülések rekonstrukciója alapján.

Ezek a pollenadatok nagyon jó egyezést mutatnak a kárpát-medencei és adriai lösz-szelvények molluszka faunáiban kimutatható változásokkal, az erdei faunaelemek (*Vestia turgida*, *Cochlodina laminata*, *Discus perspectivus*, *Discus ruderratus*, *Clausilia dubia*, *Macrogastra ventricosa*, *Semilimax kotulai*, *S. semilimax*) és az erdők szegélytársulásaiban élő fajok (*Vitrina pellucida*, *Punctum pygmaeum*, *Vitrea crystallina*) 16 000–18 000 BP év közötti előretörésével (SÜMEGI & KROLOPP 1995, SÜMEGI 1996; SÜMEGI et al. 1999).

A késő-würm végén, a késő-glaciális során, a feltöltődés előrehaladtával egyre sekélyebb vízű állapot alakult ki a Fehér-tó medrében. Fokozatosan megszűnt a porakkumuláció és a feltételezhetően emelkedő hőmérséklet miatt intenzív mállás indult meg a tó környezetében, majd növényzeti változás és faunakicserélődés játszódott le a területen, a pleisztocén elemek visszaszorultak (*Valvata pulchella*, *Bithynia leachi*, *Gyraulus riparius*), a holocénban szétterjedt fajok (*Bithynia tentaculata*, *Granaria frumentum*, *Cepaea vindobonensis*) pedig megjelentek a vizsgált területen. Sajnos az utólagos vízmozgások és az üledékréteg kiszáradása miatt a pollenanyag megsemmisült, így a növényzeti váltásról csak áttételes adataink vannak.

A közép-európai és dél-kelet európai elemek megjelenése és elterjedése a malakofaunában az eddigi adatok alapján mintegy 10 000–12 000 BP évvel ezelőtt indult meg Magyarországon (SÜMEGI 1996; SÜMEGI & KROLOPP 1995) a sárréti (WILLIS et

al. 1996), járszági (KERTÉSZ et al. 1994), duna-tisza közti (HERTELENDI et al. 1993), hajdúsági (SÜMEGI 1995) és nyírségi (WILLIS et al. 1995) szelvények alapján és ezt erősíti meg Kardoskúton ebből a szintből mért  $10\,498 \pm 90$  BP év is. A környezeti változással egyidőben erőteljes geokémiai változás is történt az üledékösszetben. Ez a változás a tó környezetében lejátszódott talajosodási folyamatok változásával mutat összefüggést. Ugyanakkor az átalakult, sekélyebb és melegebb vizű tóban és környékén erőteljes vízszint ingadozások indultak meg. A tóban és környékén bekövetkezett változásokat jól jelzi a szuszpenzióból mért pH erőteljes emelkedése és az *Anisus spirorbis* faj dominanciájának növekedése. Ezek a változások arra utalnak, hogy a tó környezetében kialakult infúziós löszterületeken szikesedési folyamatok is megindulhattak már a pleisztocén végén, a holocén kezdetén.

A holocén fauna dominánssá válása, a *Cepaea vindobonensis* faj megjelenése a radiokarbon adat alapján 8 000–9 000 BP évek között történt meg a területen és ez az adat jó egyezést mutat a többi, kora-holocén, radiokarbon adatokkal datált kvartermalakológiai adattal, a *Cepaea vindobonensis* zonula kifejlődésével (SÜMEGI 1989, 1995)

A tavi környezetben a pernyeadatok és az üledékföldtani-geokémiai elemzések alapján még egy erőteljes hatást lehetett kimutatni mintegy 1,3 méteren, amikor a terület megőrizte az első erőteljes emberi hatásokat is. Az eddig magyarországi paleoökológiai és radiokarbon adatok alapján (WILLIS et al. 1995, 1996, 1997) az égetéses erdőirtás megjelenése és elterjedése Magyarországon a mediterrán kulturális gyökerekkel rendelkező neolitik közösségek megjelenéséhez köthető. Ezeknek a neolitik közösségeknek a megjelenése és meglepedése az eddigi régészeti és radiokarbon adatok alapján 6 000 CAL BC év között kezdődött el (HERTELENDI et al. 1996). A kora-neolitik közösségek megjelenésétől és környezetre gyakorolt hatástól kezdődően a tavi üledékben folyamatos emberi hatásokat lehetett kimutatni. Ebből arra következtettünk, hogy a tó környéke 7 000–8 000 BP évtől lakott és művelt volt.

Az emberi hatást követően a tó feltöltődése felgyorsult és mocsári–tavi–mocsári stádiumokon keresztül jutott el mai állapotáig, amikor előbb a mocsári állapot stabilizálódott, legalábbis a tó keleti részén, majd ez a mocsárrendszer is kiszáradt és szikesedésnek indult. A felszínközeli szikesedési nyomok alapján ez az állapot rendkívül fiatal, történelmi időkhöz köthető.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondunk KOZÁK János és TÓTH Csaba egyetemi hallgatóknak a kardoskúti fúrásoknál végzett segítségért. A terepi munka és a laboratóriumi feltárás anyagi feltételeinek előteremtéséért a Körös–Maros Nemzeti Park Igazgatóságának, TIRJÁK László igazgatónak és KALIVODA Béla osztályvezetőnek tartozunk köszönettel. Köszönettel tartozunk dr. MOLNÁR Bélának és dr. CSERNY Tibornak opponensi munkájukért, hasznos tanácsaikért és javaslaikért.

## Irodalom – References

- BACSAK, Gy. 1955: Pliozän- und Pleistozänzeitalter im Licht der himmelsmechanik. – *Acta Geologica Hungarica*, 3, 305–346.
- BANNER J. 1943: Településtörténeti kutatások Hódmezővásárhely-Fehértó partján – *Dolgozatok a Szegedi Egyetem Régiségtudományi Intézetéből*, 19, 195–201.
- BENNETT, K. D. 1992: PSIMPOLL – A quickBasic program that generates PostScript page description of pollen diagrams. INQUA Commission for the study of the Holocene: working group on data handling methods. – *Newsletter*, 8, 11–12.
- BERGER, A. 1978: Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. – *Quaternary Research*, 9, 239–267.
- BIRKS, H. J. B. & BIRKS, H. H. 1980: Quaternary Palaeoecology. Edward Arnold, 289 p. London.
- BIRKS, H. J. B. & GORDON, A. D. 1985: Numerical methods in Quaternary Pollen Analysis. Academic Press, 876 p. London.
- BLAZSOVICH, L. 1985: A Körös-Tisza-Maros köz középkori településrendje. Dél-alföldi Századok, Békéscsaba, 281 p. Szeged.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., MCMANUS, J., LABEYRIE, L. & ANDREWS, J. 1992: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. – *Nature*, 360, 245–249.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHANSEN, S., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., JOUZEL, J. & BONANI, G. 1993: Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature*, 365, 245–249.
- BORSY Z., MOLNÁR B. & SOMOGY S. 1969: Az alluviális medencesíkságok morfológiai fejlődéstörténete Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények*, 17, 237–254.
- BOTTEMA, S. 1974: Late Quaternary vegetation history of northwestern Greece. PhD Thesis, University of Groningen 86 p.
- BRADSHAW, R. H. W. 1986: Modern pollen representation factors for woods in South-East England. – *J. Ecology*, 123–130.
- BUTZER, K. W. 1976: *Geomorphology of the Earth*. Harper and Row 520 p. New York.
- BUTZER K. W. 1982: *Archeology as Human Ecology*. – Cambridge University Press, p. 357.
- CLARK, J. D. G. 1988: Praxite motion and the theory of charcoal analysis, source area, transport, deposition and sampling. – *Quaternary Research*, 30, 67–80.
- CLARK, R. L. 1982: Point count estimation of charcoal in pollen preparations and thin sections in sediments. – *Pollen et Spores*, 24, 523–535.
- CWYNAR, L. C. 1979: An in expensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments. – *Canadian J. Earth Sciences*, 16, 1115–1120.
- DÁNIÉL, P., KOVÁCS, B., GYÖRI, Z. & SÜMEGI, P. 1996: New complex geochemical investigation method for lake sediments – Abstracts of IV. Soil and Sediment Contaminant Analysis Workshop. Lausanne, Svájc 36 p.
- DIMBLEY, G. W. 1976: *Climate, Soil and Man*. – Philosophical Transactions of the Royal Society, 275, 197–208.
- T. DOBOSI, V. VÖRÖS, I. 1986: Chronological revision of the Pilisszántó-Rock-shelter II. – *Folia Archeologica*, 37, 25–43.
- T. DOBOSI, V. VÖRÖS, I. 1987: Chronological revision of the Pilisszántó-Rock-shelter I. – *Folia Archeologica*, 38, 7–58.
- DOMOKOS, T. 1984: Adatok a kardskúti Fehér-tó holocén Mollusca faunájának vizsgálatához. – *Alföldi Tanulmányok*, 8, 59–80.
- ENGSTRÖM, D. R. & WRIGHT, H. E. 1984: Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. 11–69. – In: HAWORTH, E. Y. & LUND, J. W. G. (Eds): *Lake Sediments and Environmental History*. University of Leicester, Leicester, p. 485.
- FALL, P. L. 1987: Pollen taphonomy in a canyon stream. – *Quaternary Research*, 28, 393–406.
- FÉNYES J. 1983: A Duna-Tisza közti tőzeges tavak fejlődéstörténete Mollusca fauna vizsgálatok alapján. – *Alföldi Tanulmányok*, 7, 7–26.

- FOLLIERI, M., MAGRI, D. & SADORI, L. 1988: 250 000-year pollen diagram from Valle di Castiglione (Rome). – *Pollen et Spores*, **30**, 329–356.
- FÖLDVÁRI, A. 1956: "Hydroareolit" kőzetek a magyarországi negyedkor lerakódásaiban – *Földtani Közlöny*, **86**, 356–360.
- GÁBORI, M. & GÁBORINÉ CSÁNK, V. 1957: Les stations de loess paléolithiques de Hongrie. – *Acta Archeologica Hungarica*, **8**, 3–116.
- GÁBORINÉ CSÁNK, V. 1978: Une oscillation climatique á la fin du Würm en Hongrie. – *Acta Archeologica Hungarica*, **30**, 3–11.
- GLOER, P., MEIER-BROOK, C. & OSTERMANN, O. 1983: Süßwasser Mollusken Nord- und Mitteleuropas. Dejn, Hamburg.
- GREGUSS, P. 1948: A középeurópai fák és cserjék meghatározása szövettani alapon. – *Szegedi Egyetem Közleményei*, **3**, 1–250.
- GRIMM, E. C., JACOBSON, G. L., WATTS, W. A., HANSEN, B. C. S. & MAASCH, K. A. 1993: A 50 000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich Events. – *Science*, **261**, 198–200.
- HALL, S. A. 1989: Pollen analysis and paleoecology of alluvium. – *Quaternary Research*, **31**, 435–438.
- HERTELENDI, E., CSONGOR, É., ZÁBORSZKY, L., MOLNÁR, I., GÁL, I., GYÖRFFY, M. & NAGY, S. 1989: Counting system for high precision C-14 dating. – *Radiocarbon*, **31**, 399–408.
- HERTELENDI, E., SÜMEGI, P. & SZŐÖR, Gy. 1992: Geochronologic and Paleoclimatic characterization of Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain. – *Radiocarbon*, **34**, 833–839.
- HERTELENDI, E., LÓKI J. & SÜMEGI P. 1993: A Háy-tanya melletti feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Acta Geographica Debrecina*, **30–31**, 65–75.
- HERTELENDI, E., KALICZ, N., RACZKY, P., HORVÁTH, F., VERES, M., SVINGOR, É., FUTÓ, I. & BARTOSIEWICZ, L. 1996: Re-evolution of the Neolithic in eastern Hungary based on calibrated radiocarbon dates. – *Radiocarbon*, **37**, 239–244.
- HEUSSER, C. J. 1972: Climatic records of the Last Ice Age for Pacific Mid-latitudes in the Americas. – *Abstracts of 9th INQUA Congress, New Zealand*, 150–151.
- JACOBSON, G. L. & BRADSHAW, R. H. W. 1981: The selection of sites for palaeovegetational studies. – *Quaternary Research*, **16**, 80–96.
- JÁRAI-KOMLÓDI M. 1966: Adatok az Alföld negyedkori klíma-és vegetációtörténetéhez. I. – *Botanikai Közlemények*, **53**, 191–200.
- KERNEY, M. P., CAMERON, R. A. D. & JUNGBLUTH, J. H. 1983: Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. P. Parey, Hamburg-Berlin 384 p.
- KERTÉSZ, R., SÜMEGI, P., KOZÁK, M., BRAUN, M., FÉLEGYHÁZI, E. & HERTELENDI, E. 1994. Archeological and Paleoecological study of an Early Holocene settlement in the Jászság Area. – *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina*, **32**, 5–49.
- KISS, I. 1959: A kardoskúti-pusztaközponti Fehértó mikrovegetációja. – *Szegedi Pedagógiai Főiskola Évkönyve*, 23–56.
- KISS, I. 1963: Vízfeltörések vizsgálata Orosháza környéki szikes területeken, különös tekintettel a talajállapot és a növényzet változásaira. – *Szegedi Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei*, 43–82.
- KISS, I. 1971: Szikes területek felpúposodásainak és padkásodásának vizsgálata, tekintettel a növényzeti kép és algavegetáció kialakulására. – *Szegedi Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei*, **6**, 33–657.
- KRETZOI, M. & KROLOPP, E. 1972: A Nagyalföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján. – *Földrajzi Értesítő*, **21**, 133–156.
- KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1992: A magyarországi löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. 247–263. – In: SZŐÖR, Gy. (Ed.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Bizottsága, Debrecen, p. 263.
- KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1995: Palaeoecological reconstruction of the Late Pleistocene, based on Loess Malacofauna in Hungary. – *GeoJournal*, **36**, 213–222.
- KROLOPP, E., SÜMEGI, P., KUTI, L., HERTELENDI, E. & KORDOS, L. 1996: Szeged környéki löszképződésének keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. – *Földtani Közlöny*, **125**, 309–361.

- KROLOPP, E. & SZÓNOKY, M. 1982: Az Ős-Körös körösladányi rétegsorának paleoökológiai és ősföldrajzi vizsgálata. – *Alföldi Tanulmányok*, 6, 7–23.
- KROLOPP, E. & SZÓNOKY, M. 1984: A Kettős-Körös völgye két jellegzetes fáciesének üledéktani és paleoökológiai összehasonlítása. – *Alföldi Tanulmányok*, 8, 43–57.
- KROLOPP, E. & SZÓNOKY, M. 1989: Nagykunsági felszínközeli negyedidőszaki képződmények üledéktani és paleoökológiai vizsgálata. – *Alföldi Tanulmányok*, 13, 25–46.
- LITCHI-FEDEROVICH, S. & RITCHIE, J. C. 1968: Recent pollen assemblages from the western interior of Canada. – *Review Palaeobotany and Palynology*, 7, 297–344.
- LOŽEK, V. 1964: Quartermollusken der Tschechoslowakei, *Rozprawy stavu ústavu geologického*, 31, 374 p. Praga.
- LÓKI, J., SÜMEGI, P. & HERTELENDI, E. 1994: Az abonyi téglagyári feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina*, 32, 51–66.
- MAGRI, D. 1989: Interpreting long-term exponential growth of plant populations in a 250 000-year pollen record from Valle di Castiglione (Rome). – *New Phytologist*, 112, 123–128.
- MAGYARI, E., RUDNER, E., JAKAB, G. & SÜMEGI, P. 1999: Palynological and plant macrofossil data on Late Pleistocene short-term climatic oscillations in North-East Hungary. – *Acta Paleobotanica*, (in press)
- MARIN, M. 1966: The Herpetofauna of the Fehértó near Kardoskút. – *Vertebrata Hungarica* 8, 94–103.
- MÁRTON, P., PÉCSI, M., SZEBÉNYI, L. & WAGNER, M. 1979: Alluvial Loess (Infusion Loess) on the Great Hungarian Plain – *Acta Geol. Hungarica*, 15, 539–556.
- MEGYERI, J. 1963: Vergleichende hydrofaunistische Untersuchungen an zwei Natrongewasser – *Acta Biologica, Szeged*. 9, 207–218.
- MEHRA O. P. & JACKSON M. L. 1960: Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. – *Clays and Clay Minerals*, 7, 317–327.
- MEIER, T. 1985: The pre-Weichselian nonmarine molluscan fauna from Maastricht-Belvedere (Southern Limburg, the Netherlands) – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 39, 75–103.
- MILANKOVITCH, M. M. 1941: Canon of insolation and the Ice-age problem. Beograd, Königlich Serbische Akademie. English translation and published for the US Department of Commerce and the National Science Foundation. Washington 1965) 633 p.
- MOLNÁR, B. 1960: Pliocén és pleisztocén leholdási területek az Alföldön. – *Földtani Közlöny*, 90, 403–413.
- MOLNÁR, B. 1966: A magyarországi folyók homoküledékeinek nehézsóanyag-összetétel vizsgálata. – *Hidrológiai Közöly*, 44, 347–355.
- MOLNÁR, B. 1967: A Dél-Alföld feltöltődésének ritmusai és vízföldtani jelentőségük. – *Hidrológiai Közöly*, 46, 537–552.
- MOLNÁR, B. 1973: Az Alföld harmadidőszak-végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. – *Földtani Közöly*, 103, 294–310.
- MOLNÁR, B. & MUCSI, M. 1966: A kardoskúti Fehér-tó vízföldtani viszonyai. – *Hidrológiai Közöly*, 46, 413–420.
- MOLNÁR, B. & SZÓNOKY, M. 1976: On the origin and geohistorical evolution of Natron-lakes of the Bugac Region. – *Móra Ferenc Múzeum Évkönyve 1975/76/1*. 257–270, Szeged.
- MOLNÁR, Zs. & BÜR, M. 1995: A kardoskúti Fehér-tó Természetvédelmi terület kezelési tervet alapozó botanikai felmérése és természetvédelmi értékelése. MTA ÖBKI, 40 p, Vácrátót.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. 1991: Pollen Analysis. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 216 p.
- NAGY, I., SZICETI, J. 1984: Hódmezővásárhely története I., 410 p. Hódmezővásárhely.
- OLASZ, E. 1959: Elpusztult XI-XVI. századi falvak Kardoskút, Tótkomlós és Békéssámon környékén. Szántó-Kovács János Múzeum Évkönyve 11–14.
- OLDFIELD, F. 1978: Lakes and heir drainage basin as units of sediment-based ecological study. – *Progress in Physical Geography*, 1, 460–504.
- PAYETTE, S. 1992: Fire as a controlling process in the North American boreal forest, 144-169. In: SHUGART, H. & LEEMAN, S. R. & BONAN, G.B. (eds): A system analysis of the global boreal forest. Cambridge University Press, 702 p. Cambridge.

- PÉCSI, M. 1975: Lithostratigraphical subdivision of the loess sequences in Hungary. – *Földrajzi Közlemények*, **23**, 228–239.
- PÉCSI, M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. Akadémia Kiadó, 375 p. Budapest.
- PEREZ-OBIOI, R. & JULIA, R. 1994: Climatic change on the Iberian peninsula recorded in a 30 000-yr pollen record from Lake Banyoles. – *Quaternary Research*, **41**, 91–98.
- PETERSON, G.M. 1983: Recent pollen spectra from zonal vegetation in the Western USSR. – *Quaternary Science Review*, 281–321.
- PROCTOR, H. I.-LAMBERT B. G. 1960: Pollen spectra from recent Helianthemum communities. Cambridge Scientific Publications, 240 p. Cambridge.
- RABENHORST, M. C. & WILDING, R. L. 1984: Rapid method to obtain carbonate free residues from limestone and petrocalcic materials. – *Soil Science Society American Journal* **48**, 216–219.
- RAILLE, M. 1992: Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, 327 p. Marseille.
- RÓNAI, A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. *Földtani Intézet Évkönyve*, **56/1**, 421 p.
- RÓNAI, A. 1983: Az Alföld földtani atlasza. Orosháza, MÁFI Kiadvány, 19 p. Budapest.
- RÓNAI, A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica*, **21**, 446 p.
- SCHERF, E. 1929: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talaj kialakulással, különös tekintettel a sziktalajképződésre. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1925–1928-ról*, 265–273.
- SCHUMM, I. 1974: Implication of complex response of drainage for Quaternary alluvial stratigraphy. – *Nature*, **243**, 199–200.
- SHUGART, H., LEEMANS, R. & BONAN, G. B. 1992: A system analysis of the global boreal forest. Cambridge University Press, 702 p. Cambridge.
- SPARKS, B. W. 1961: The ecological interpretation of Quaternary non-marine Mollusca. – *Proceedings of the Linnean Society of London*, **172**, 71–80.
- SPARKS, B. W. & WEST, R. G. 1972: The ice age in Britain. – Meuthen Press, 471 p. London.
- STOCKMARR, J. 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – *Pollen et Spores*, **13**, 614–621.
- SÜMEGYI J. 1944: Tiszántúl. – Magyar Tájak földtani leírása **6.** kötet 251 p.
- SÜMEGI, P. 1989: A Hajdúság felső-pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (öslénytani, üledékföldtani, geokémiai) vizsgálatok alapján. – Egyetemi doktori értekezés, 96 p. Debrecen.
- SÜMEGI, P. 1995: Quartermalacological analysis of Late Pleistocene loess sediments of the Great Hungarian Plain. – *Malacological Newsletter*, Suppl. **1**, 79–111.
- SÜMEGI P. 1996: Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító ökoszervezeti rekonstrukciója és rétegtani értékelése. – Kandidátusi értekezés, 120 p. Debrecen.
- SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója malakofauna alapján. – *Földtani Közöny*, **125**, 125–148.
- SÜMEGI, P., SZÓÓR, Gy. & HERTELENDI, E. 1991: Palaeoenvironmental reconstruction of the last period of the Upper Würm in Hungary, based on malacological and radiocarbon data. – *Soosiana*, **19**, 5–12.
- SÜMEGI P., KROLOPP E. & HERTELENDI E. 1998: A Ságvár-Lascaux interstadiális ökoszervezeti rekonstrukciója. – *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina*, 165–180.
- SÜMEGI P., LÓKI J., HERTELENDI E. & SZÓÓR Gy. 1992. A tiszalparti magaspart rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Alföldi Tanulmányok*, **14**, 75–87.
- SZABÓ, S. 1990: Malacological observation on the Háromszögi-tó 1978 to 1989. – *Malakológiai Tájékoztató*, **9**, 31–33.
- SZÉKYNÉ FUX V. & SZEPESI K. 1959: Az "alföldi" lösz szerepe a szikes talajképződésben. – *Földtani Közöny*, **89**, 53–64.
- SZEPESHÁZY K. 1979: Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. – *Általános Földtani Szemle*, **12**, 121–178.
- SZÓNOKY M. 1963: A szegedi téglagyári löszszelvény finomrétegtani felbontása. – *Földtani Közöny*, **93**, 235–243.

- TROELS-SMITH, J. 1955: Karakterisering af lose jordater. Danmarks Geologiske Undersogelse, ser. IV. (10) 73 p.
- VENDEL M. 1959: A közethatározás módszertana. Akadémia Kiadó, 754 p. Budapest.
- WALKER, D. 1970: Direction and rate in some British postglacial hydroseres. 117–139. – In: WALKER, D. & WEST, R. G. (eds): Studies in the Vegetational History of the British Isles. University Press, 117–139, Cambridge
- VAN GEEL, B. & VAN DER HAMMEN, T. 1978: Zygnemataceae in Quaternary Colombian sediments. – *Review Paleobotany and Palynology*, **25**, 377–392.
- WILLIS, K. J., SÜMEGLI, P., BRAUN, M. & TÓTH, A. 1995: The Late Quaternary Environmental History of Bátorliget, N.E. Hungary. – *Palaeoclimatology, Palaeoecology, Palaeogeography*, **118**, 25–47.
- WILLIS, K. J., SÜMEGLI, P., BRAUN, M. & TÓTH, A. 1996: Flora, fauna and human changes in the Western part of Hungary at lateglacial/postglacial transition. – Manuscript to Quaternary Research, University of Cambridge 37 p.
- WILLIS, K. J., BRAUN, M., SÜMEGLI, P. & TÓTH, A. 1997: Does soil change cause vegetation change or vice versa? A temporary perspective from N Hungary. – *Ecology*, **78**, 70–80.
- ZÓLYOMI B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkortól. – *MTA Biol. Oszt. Közleményei*, **1**, 491–530.

A kézirat beérkezett: 1998. 06. 04

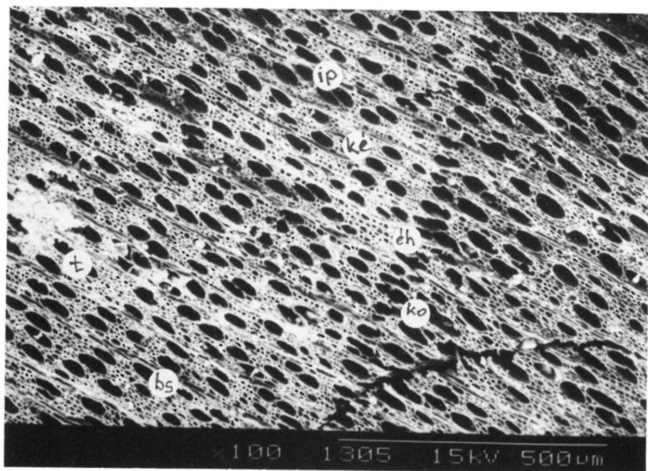
## Táblamagyarázat – Explanation of plate

### I. tábla – Plate I

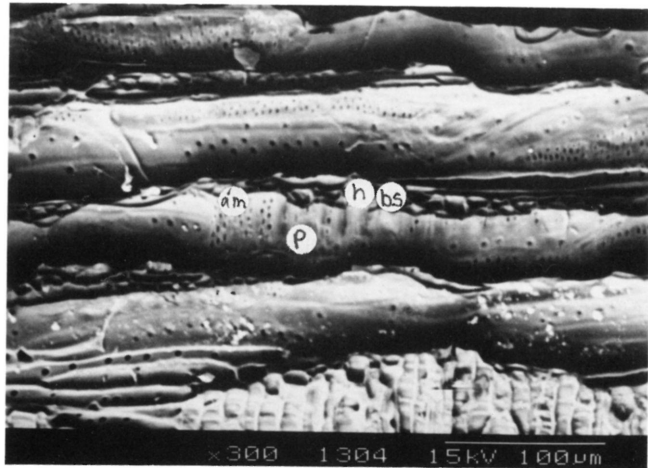
1. A fehér-tóból előkerült *Salix* sp. faszén radiális metszete. ip: ikerpórus, ké: kései pászta, éh: évgyűrű határ, ko: korai pászta, t: trachea, bs: bélsugár  
*Radial section of Salix sp. macroscopic charcoal from Fehér lake at Kardoskút. ip: twin porouses, ké: late wood, éh: border of growth ring, ko: early wood; t: vessel, bs: ray*
2. A Fehér-tóból előkerült *Salix* sp. faszén keresztmetszete. ám: áttörés, p: pórus, h: harántracheida. bs: bélsugár  
*The cross-section of Salix sp. macroscopic charcoal from Fehér lake at Kardoskút. ám: wood field, p: porous, h: tangential trachea, bs: ray*



I. Tábla – Plate I



1



2