

Ártéri szintek és paleo-medrek: ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén

HERNESZ Péter¹, KISS Tímea¹, SIPOS György¹

¹Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.,
herneszpeti@gmail.com, kisstim@gmail.com, gysipos@geo.u-szeged.hu

Floodplain levels and palaeo-channels: floodplain development along the Lower Tisza River

Abstract

Different floodplain levels developed along the Lower Tisza River, in connection with incisions since the Late Pleistocene. The present study aimed to classify the palaeo-channels based on their morphometry, to determine their bankfull discharge, to measure their OSL age, and to identify the floodplain levels based on their height. From the collected data-set we aimed to reconstruct the Late Pleistocene and Holocene development of the Lower Tisza Region.

Three phases of floodplain formation and two phases of incision were defined. However, significant time-span was found between the southern and northern parts of the region. The highest (C) morphological level was active from the beginning of the Late Pleniglacial (25.6±1.4 ka) in the southern part of the study area, thought in the middle and northern part of the study area the C-level was formed later (20.1±2.4–13.2±0.9 ka). At this time the Tisza had 4–5 times greater bankfull discharge ($Q_{bf}=8615 \text{ m}^3/\text{s}$). The first major incision started in the Ságvár–Lascaux interstadial (16.4±1.3 ka) around the Danube and Tisza confluence, but the incision reached the present-day confluence of the Maros River (ca. 175 km upstream) during the Late Glacial (13.1±1.2 ka). There is no great difference between the size of the paleo-channels on the C and B levels, so the incision was probably induced by tectonic activity. The B floodplain level was short-lived ca. 13 ka ago. During the last, but strongest incision phase (in south: 13.4±0.7 ka; north: 10.8±0.7 ka) the Tisza had smaller discharge ($Q_{mk}=3306 \text{ m}^3/\text{s}$), however the downstream divergence of the floodplain levels and the avulsions on the active floodplain (Level A) support the importance of the tectonic movements on the floodplain development. On the lowest, active A floodplain level 3,2±1,1–1,1±0,7 ka old meanders remained.

Keywords: floodplain development, incision, palaeo-discharge, OSL dating, Tisza

Összefoglalás

Az Alsó-Tisza menti ártéri területeken különböző magasságú ártéri szintek alakultak ki, amelyek felszínén változatos méretű kanyarulatok őrződtek meg. Célunk, hogy az egykori kanyarulatok morfológiai csoportosításával, vízhozamuk és koruk meghatározásával, valamint az egyes ártéri szintek lehatárolásával a folyóvízi fejlődés utolsó szakaszát rekonstruáljuk az Alsó-Tisza vidékén.

Eredményeink alapján az Alsó-Tisza mentén három ártérképződési és két bevágódási fázist lehet elkülöníteni, bár jelentős késéssel ért el a folyamatok a mintaterület északi részét. A legmagasabb C-szint a kutatási terület déli részén a késő-pleniglaciális kezdetén (25,6±1,4 ka) volt aktív ártér, ugyanakkor a középső és északi területeken 20,1±2,4–13,2±0,9 ezer éve. Ekkor a Tisza mederkitöltő vízhozama a mai érték 4–5-szöröse lehetett ($Q_{mk}=8615 \text{ m}^3/\text{s}$). Az első bevágódás a torkolat környékén már a Ságvár–Lascaux interstadiális végén megindulhatott, majd a mai Maros torkolatának környékét a késő-glaciálisban (13,1±1,2 ka) érte el. Mivel a C és B szinteken a kanyarulatok mérete hasonló, így a bevágódás nem köthető a vízhozam jelentős megváltozásához. A következő ártérképződési időszak (B szint) a déli területeken 13,0±1,3 ezer évig, míg a középső és északi részeken 10,8±0,7 ezer évig tartott, melyet egy újabb, ám a korábbinál erőteljesebb bevágódás zárt le. Ekkor már jóval kisebb volt a Tisza vízhozama ($Q_{mk}=3306 \text{ m}^3/\text{s}$). A csökkenés a kanyarulatok méretei és elhelyezkedése alapján fokozatosan történt meg. A torkolat felé divergáló ártéri szintek és az aktív ártér (A szint) formálódásában nagy szerepet játszó avulziók egyrészt a tektonikai hatások nagyobb jelentőségét, másrészt a Dunán lezajlott folyamatok hatását mutatják. A legalacsonyabb szinten (A) 3,2±1,1–1,1±0,7 ezer éves kanyarulatok őrződtek meg.

Tárgyszavak: ártérfejlődés, bevágódás, egykori vízhozam, OSL-kormeghatározás, Tisza

Bevezetés

A Tisza vízrendszerének kialakulása a pliocén végén kezdődött el, de a felszíni formakincs alapján csak a késő-pleniglaciális óta tartó időszak morfológiai és környezeti változásai tanulmányozhatók. Azonban az egységes felszínfejlődési kép megrajzolása nehézkes, mert a Tisza egyes szakaszai és mellékfolyói mentén az elkülöníthető bevágódási és feltöltődési fázisok száma eltérő, azaz a felszínfejlődést irányító klimatikus és tektonikai hatások változó mértékben hatottak.

A felszínfejlődés mozaikosságát jól mutatják az ártéri szintek, a maradványfelszínek és az eltérő méretű kanyarulatgenerációk. A Felső-Tisza mentén (BORSY et al. 1989, VASS 2014) és a Körös-medencében (NÁDOR et al. 2007) az ártér egységes, nem tagolódik szintekre, és rajta változatos méretű és korú kanyarulatgenerációk őrződtek meg. Ezek a területeken a folyamatos süllyedés felülírta az éghajlati ingadozások hatásait és főleg a feltöltés jellemezte a folyókat és ártereiket. Ugyanakkor a Közép-Tisza mentén az egymást követő bevágódások miatt négy ártéri szint alakult ki a késő-pleniglaciális óta (GÁBRIS & NÁDOR 2007, GÁBRIS et al. 2012), amelyek létrejötté elsősorban a klímaváltozásokhoz kapcsolódik, és csak a legfiatalabb, szubboreális korú bevágódást okozhatta tektonikus hatás (GÁBRIS & NÁDOR 2007).

A klímaváltozás és az emelkedés–süllyedés mellett a hirtelen meder-áthelyeződéseknek (avulzió) is fontos szerepe volt. Például a Tisza Körös-torkolat feletti szakaszán a morfológiai és hidrológiai folyamatokat, így az egykori medrek méretét is befolyásolta a Tisza áttevődése az Érmellék–Körös-medence vidékéről a Beregi-sík és a Bodrogköz irányába (kb. 14–16 ezer év, TIMÁR et al. 2005, NÁDOR et al. 2007). Ugyanakkor a Csongrádtól délre eső folyószakasz mentén a csaknem folyamatos süllyedés hatására jelentős mederátrendeződésre nincs bizonyíték (SOMOGYI 1961, RÓNAI 1985). Ezzel szemben a Dél-Alföldön a Maros gyakran változtatta folyásirányát hordalékkúpjának felszínén, így torkolata időről-időre áthelyeződött, ami a víz- és hordalékhozam révén befolyásolhatta a Tisza mederalakulását is (KISS et al. 2014a, b).

Az egységes felszínfejlődési kép megrajzolását az is nehezíti, hogy a pleisztocén végén és a holocén folyamán végbement bevágódás(ok), és az azok hatására kialakult ártéri szintek kiterjedése, magassága változó, ráadásul a változatos méretű paleo-medrek átfogó vizsgálata sem történt meg. Osztályozásuk és vízhozamuk meghatározása csak bizonyos területeken készült el (GÁBRIS 1985, 1986, POPOV et al. 2008, KATONA et al. 2012, HERNESZ et al. 2013, SÜMEGHY 2014), és kormeghatározás is csak néhány ponton történt (BORSY et al. 1989, FÉLEGYHÁZY & TÓTH 2003, SIPOS et al. 2009, KASSE et al. 2010, VASS & TÚRI 2010, KISS et al. 2012, SZABÓ et al. 2012, HERNESZ & KISS 2013).

Jelen kutatásban célunk a klasszikus értelemben vett Alsó-Tisza (Csongrád és a torkolat közötti szakasz) mentén kialakult ártéri szintek és felszíni képződményeik vizsgálata. A céljaink között szerepel az itt lévő paleo-medrek

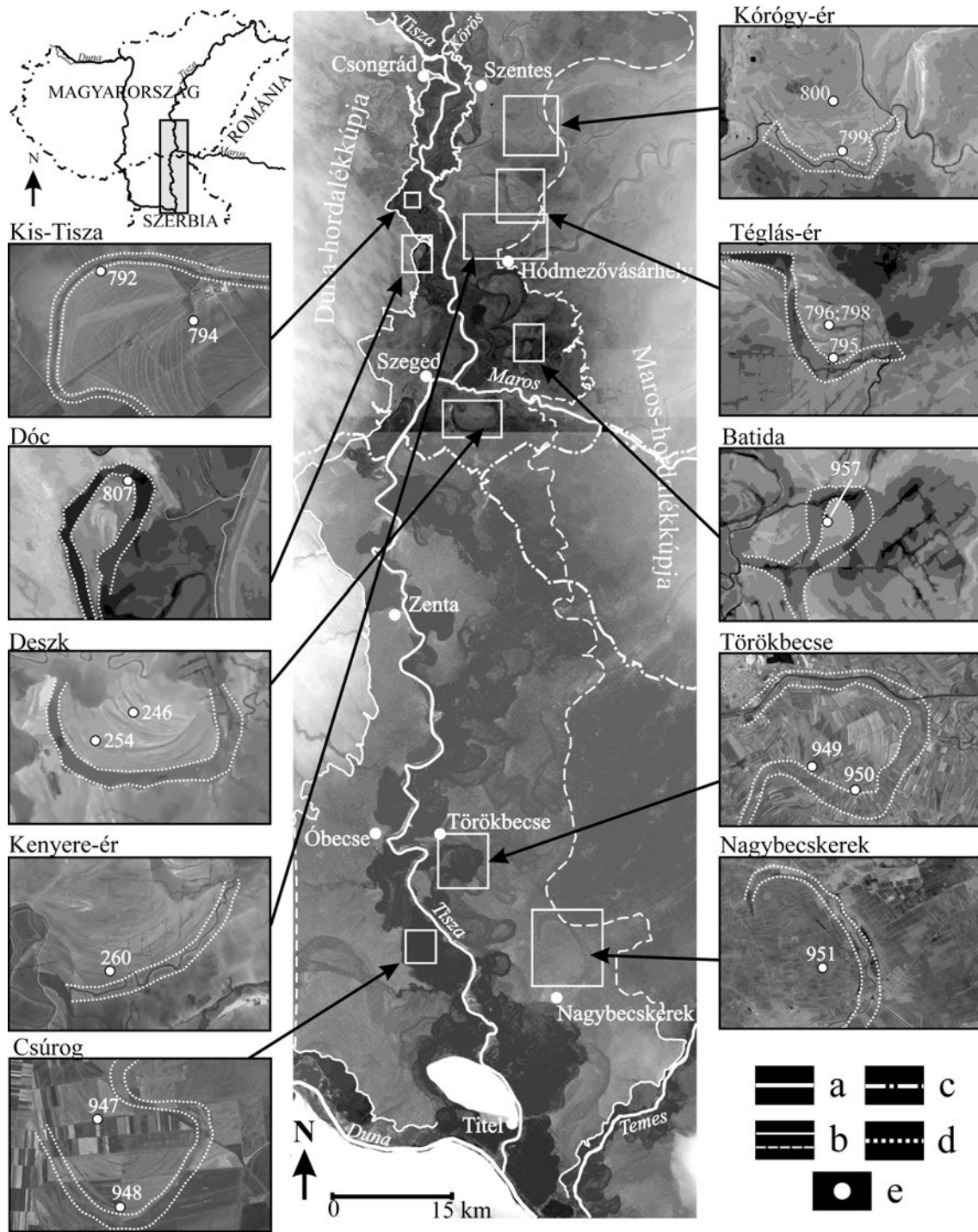
azonosítása, horizontális kanyarulati paramétereik alapján csoportosításuk és egykori mederkitöltő vízhozamuk kiszámítása. Az így elkülönített medergenerációk térbeliségét összevetve az ártér magassági viszonyaival célunk az, hogy az egyes szintekre (= ártérképződési időszakokra) jellemző hidrológiai és morfológiai folyamatokat rekonstruáljuk. A medrek övzátányainak kormeghatározásával pedig a különböző magasságú ártéri felszínek aktivitásának idejét, valamint az azokat létrehozó bevágódások korát határoztuk meg. Összességében arra is keressük a választ, hogy az Alsó-Tisza menti ártér felszínfejlődése mennyiben kapcsolható a teljes vízrendszert érintő klímaváltozásokhoz vagy a dunai torkolat közelségéhez, illetve mennyiben függött a helyi tektonikai mozgások hatásaitól.

A vizsgálati terület

Vizsgálatainkat az Alsó-Tisza Csongrád és Tittel közötti ártéri felszínein végeztük. A mintaterület észak-déli irányban kb. 180 km hosszan nyúlik el, míg szélessége csupán 15–40 km (1. ábra). Északi határánál a Tisza és a Körös ártere összekapcsolódik. Az ártéri felszín lehatárolását nehezítette, hogy a területhez nyugat felől a Duna, míg kelet felől a Maros hordalékkúpja simul, és formáik gyakran a tiszai formákat fedik be. Például a Duna–Tisza közti homokhátságról a homokmozgások idején a buckák benyomultak az ártérre, magasítva annak felszínét és eltemetve a folyóvízi formákat. Ugyanakkor a vizsgálati terület keleti peremén a Maros fiatalabb üledékei fedhették el a Tisza korábbi ártéri formáit, mivel a Maros hordalékkúpjának aktív épülése a holocénben is tartott (SÜMEGHY et al. 2013). Itt a hordalékkúp SÜMEGHY & KISS (2012) által meghatározott határvonalát vettük figyelembe.

A vizsgálati terület a pliocén óta az Alföld egyik legintenzívebben süllyedő fiókmedencéje volt, így a negyedidőszak nagy részén is ez jelentette a folyók erózióbázisát (SOMOGYI 1961, GÁBRIS & NÁDOR 2007). Ennek hatására mintegy 1800–2000 m vastagságú, folyamatos átmenettel rendelkező tavi–folyóvízi (pliocén), majd folyóvízi (pleisztocén) üledéksor halmozódott fel (NÁDOR & SZTANÓ 2011). Mivel a Duna már nagyjából a würm közepén felvette mai, észak–déli irányú folyásirányát (SOMOGYI 1961), így a kutatási terület késő-pleisztocén és holocén folyóvízi felszínfejlődése a Tisza vízrendszeréhez köthető.

A kutatási terület északi részén, a Körös-torkolat környékén NAGY (1954) és MÁTYUS (1968) két morfológiai szintet különböztetett meg. Hozzá hasonlóan SOMOGYI (1967) is úgy vélte, hogy Szegedtől északra már nem, vagy csak igen csökevényesen ismerhető fel a magasabb ártéri szint, így itt az aktív ártér felett csak az ármentes térszín különíthető el. MIHÁLTZ (1967) rétegtani adatokra támaszkodva úgy vélte, hogy egy 10–20 m-es bevágódás során vált kétosztatúvá az Alsó-Tisza menti ártér. Véleménye szerint ezt egyetlen felhalmozódási ciklushoz tartozó üledéksor töltötte fel, további bevágódás pedig nem szakította meg az akkumulációt. Bár SOMOGYI (1967) csak az ártér szerbiai



1. ábra. A vizsgálati terület az Alsó-Tisza menti ártér, ahol több kanyarulat körét meghatároztuk OSL mérésekkel.
 a = jelenlegi vízfolyások; b = ártéri felszín felső határa; c = országhatár; d = egykori kanyarulatok; e = OSL mintavételi pontok

Figure 1. The floodplain along the Lower Tisza River was studied, where several sites were chosen for OSL dating.
 a = active river; b = border of the study area; c = country border; d = bankline of a palaeo-channel; e = OSL sampling site

szakaszán feltételezte, LÁNG (1960) és MEZŐSI (1983) szerint már Szeged térségében is kimutatható az ármentes felszín és az aktív ártér között egy időszakosan elárasztott, magas ártéri szint is. Ezzel szemben POPOV et al. (2008, 2012) a még dunai torkolat feletti ártéri szakaszon is csupán egyetlen szintet különítettek el az aktív ártér felett.

Az ártéri szinteket létrehozó bevágódás(ok) megindulását a kutatók eltérő időszakokra teszik. Míg BORSY (1989)

már a késő-glaciálistól kezdődően bevágódást valószínűsített, addig SOMOGYI (1962) csak a pleisztocén és holocén határán feltételezte a folyók nagyobb erózióját. Ő a Tisza legdélebbi szakaszát kísérő ármentes térszint — a Duna színtje azonos korú teraszához hasonlóan — II/a számmal jelölte. POPOV et al. (2008, 2012) is a holocén kezdetére tették a pleisztocén terasz és a holocén ártér elkülönülését. Azonban NAGY (1954) és MIHÁLTZ (1967) óholocén korú

bevágódásról írtak, míg MÁTYUS (1968) a preboreális fázisra tette az ártéri szintek elkülönülésének idejét, bár ezt pontos mérésekkel ő sem támasztotta alá. Az első bevágódási fázist LÁNG (1960) és MEZŐSI (1983) is a holocén kezdetére tették, ám szerintük ezt később egy újabb eróziós időszak követte a szubboreálisban, mely a mai ártér kialakulását eredményezte.

Ahogy nincs egységes álláspont a kutatók között a Tisza alsó szakasza mentén létrejött ártéri szintek számával és korával kapcsolatban, úgy ezek kialakulásának okairól is megoszlanak a vélemények. LÁNG (1960) szerint a holocén kezdetén jelentkező felmelegedés idején és az erősen csapadékos szubboreális fázisban az Alföld folyóinak vízhozama legalább 50%-kal meghaladta a maikat, ami bevágódáshoz vezetett. Ugyancsak főleg klimatikus okokra vezette vissza a bevágódási és feltöltési időszakokat az Alsó-Tisza mentén SOMOGYI (1967), MEZŐSI (1983) és POPOV et al. (2008) is. Ezzel szemben a tektonikai mozgások fontosságára hívta fel a figyelmet MIHÁLTZ (1967), aki szerint a terület a pleisztocén végéig folyamatosan süllyedt. Ugyanakkor SOMOGYI (1967) feltételezése szerint a süllyedés már az utolsó interglaciálistól kezdődően erősen mérséklődött, majd meg is szűnt, mert véleménye szerint csak így magyarázható a Tisza bevágódása a pleisztocén üledékekbe. Ezzel szemben LÁNG (1960) a kéregmozgások folyamatosságát valószínűsítette a holocénben. BORSY (1989) szintén az erózióbázis süllyedésére vezette vissza a Tisza bevágódását.

Alkalmazott módszerek

A paleo-medrek azonosítását topográfiai térképlapok (Magyarország: M=1:10 000, Szerbia: M=1:25 000) alapján végeztük, illetve a szerbiai részen SRTM felvételeket (90 m-es felbontás) is felhasználtunk. Ez utóbbi alkalmazását az alacsony erdőszűlség is indokolta, ezért az SRTM jól tükrözi a felszín magassági viszonyait. A mintaterületen 417 db kanyarulatot azonosítottunk ArcGis 10. szoftverkörnyezetben. A közép vonal megrajzolását követően 281 esetben számítottuk ki a horizontális kanyarlati paramétereiket (W: szélesség; Rc: görbületi sugár; L: ívhossz és H: húr hossz), majd méretük alapján csoportosítottuk a medreket.

A paleo-medrek vízhozamának kiszámításához regionális érvényességű, az adott vízrendszerre kidolgozott képletekre van szükség, hiszen a vízgyűjtők közzetani és domborzati felépítése, klimatikus viszonyai és növényzeti borítottsága különböző, így a lefolyás mértéke is folyónként eltérő (WILLIAMS 1984). A Tisza vízrendszerére kidolgozott képletek (1. később *II. táblázat*) különböző paramétereket vesznek figyelembe és különböző jellegű vízhozamok kiszámítására alkalmasak. Mivel az elhagyott medrek mérete a mederkitöltő vízhozammal (Q_{mk}) mutatja a legszorosabb kapcsolatot (DURY 1961), így elsősorban a SÜMEGHY (2014) által felállított egyenleteket használtuk a Tisza paleo-medreinek vízhozam-bebecsléséhez. A számítások során GÁBRISHOZ (1985, 1986) és SÜMEGHYHEZ (2014) hasonlóan csak a fejlett kanyarulatokat vettük figyelembe ($L/H=1,4-$

2,0). Ennek alapján a vizsgált 281 kanyarulat közül 174 volt alkalmas a vízhozamszámítások elvégzésére. Fontos azonban megjegyezni, hogy az egyenletek pontos adatokat csak meghatározott mérettartományon belül adnak, ezért kiterjesztésük a nagyobb és kisebb paleo-medrekre alul- vagy felülbecslést eredményezhet, így ilyen esetekben a vízhozamszámítások csak hozzávetőleges értékeknek tekinthetők. A képletek ugyanakkor a mai mélységviszonyok mellett érvényesek, tapasztalataink szerint viszont a paleo-medrek általában sekélyebbek voltak. Ezért néhány kanyarulat jelenlegi keresztmetszetét nagy pontosságú RTK GPS segítségével is felmértük, míg mélységüket fúrásokkal állapítottuk meg, így lehetőség nyílt a vízhozam szélesség/mélység aránnyal való korrekciójára.

Az ártér magassági viszonyainak meghatározását és az ártéri szintek elkülönítését a fent említett topográfiai térképek és SRTM felvételek alapján végeztük. Kelet-nyugati keresztmetszelvek rajzolásával azonosítottuk a markáns (>1,5–2 m) eróziós peremeket, majd magasságuk alapján különítettük el az egyes ártéri szinteket.

A mintaterület paleo-medreinek övzátányából vett mintákon optikailag stimulált lumineszcens (OSL) kormeghatározást alkalmaztunk. Nyolc kanyarulatból együttesen 14 mintavételi pontban gyűjtöttünk mintát, 85–545 cm közötti mélységekből. A mintavételezés során célunk volt, hogy az adott kanyarulathoz tartozó legidősebb és legfiatalabb övzátányt is megmintázzuk, mellyel az adott kanyarulat aktivitási időszakát határoztuk meg. A minták feltárása során finom és durvaszemcsés eljárást is alkalmaztunk. Folyóvízi környezetből származó minták esetében a két módszer eltérő korokat adhat, melynek oka, hogy a finomabb frakciójú szemcsék természetes fény általi nullázódása nem garantált, ami idősebb kort eredményezhet. A két módszer közötti eltérés ugyanakkor SIPOS et al. (2009) vizsgálatai alapján nem jelentős. Az közetliszt és agyag minták 4–11 μm közötti frakcióját desztillált vizes, majd acetonos üleptés segítségével választottuk le, míg a homokos minták 90–150 μm közötti szemcséit szitálással. A kvarc szemcsék elkülönítését a finomszemcsés esetében hexa-fluoro-szilícium savas maratással, míg a durvaszemcsés eljárásnál nehézfolyadékos szeparálással és hidrogén-fluoridos maratással végeztük. A mérésekhez a finomabb frakciót üleptéssel acélkorongokra vittük fel, a durvaszemcsés mintákat pedig acélkorongokra szórtuk.

A méréseket az SZTE OSL Laboratóriumában végeztük RISO DA-15 típusú automatizált TL/OSL rendszerű műszerrel, mely $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ sugárforrással van felszerelve. A tesztmérések alapján az OSL méréseket 200–220 °C-os előmelegítés mellett hajtottuk végre. A finomszemcsés minták esetében 18–24 korongot, a durvaszemcsés eljárásnál 48–72 korongot állítottunk elő. A minták ekvivalens dózissal az egymintás regenerációs dózis (SAR) protokoll szerint végeztük (WINTLE & MURRAY 2006). A kapott és a korrigált OSL adatokat RISO Anylast 3.24 szoftverrel számítottuk ki. A dózisteljesítmény kiszámításához a minták környezetéből vett, majd kiszáritott üledékek gamma spektroszkópiás elemzéséből származó ^{232}Th (ppm), ^{238}U (ppm) és ^{40}K

(%) koncentrációt vettük figyelembe (ADAMIEC & AITKEN 1998), illetve az *in situ* nedvességtartalmat.

Eredmények

A paleo-medrek osztályozása

A mintaterületen azonosított 417 mederrészlet mind-egyike meanderező mintázatú. Közülük 281 kanyarulat maradt meg olyan épségben, hogy horizontális kanyarulati paramétereik lemérhetőek voltak. A paramétereiket eloszlási görbéken ábrázoltuk, és a görbék töréspontjai alapján csoportokba soroltuk a kanyarulatokat (I. táblázat, 2. ábra A). Az osztályozás elsősorban a görbületi sugár eloszlási görbéjén alapszik, és az osztályközök pontos megállapításához vettük figyelembe a másik három paramétert.

I. táblázat. Az azonosított kanyarulatok csoportjainak főbb jellemzői

Table I. The morphometric features of the classes of palaeochannels

Csoport	Kanyarulati paraméter (m)			
	ív hossz	húrhossz	görbületi sugár	átlagos szélesség
I.	<1550	<955	<450	<120
II.	1550–2540	955–1525	450–710	120–185
III.	2540–4800	1525–2950	710–1355	185–425
IV.	>5126	>2695	>1355	>425
Tisza napjainkban	2064	1145	502	172

A legkisebb kanyarulatok (109 db) a mai Tiszánál kisebb méretekkkel rendelkeznek ($L_{\text{atl}}=1015$ m, $H_{\text{atl}}=588$ m, $R_{c\text{atl}}=275$ m, $W_{\text{atl}}=80$). A mintaterület 19%-án (1250 km²), három régióban fordulnak elő: a Körös és a Kurca mentén, a Maros hordalékkúpjának délnyugati előterében egy 60–70 km hosszúságú és 10–15 km szélességű sávban, illetve a Duna hordalékkúpjáról érkező kisebb vízfolyások mentén (pl.: Csík-ér, Ferenc-csatorna).

A II. csoportba sorolható 75 kanyarulat mérete a Tisza jelenlegi (szabályozások előtti) paramétereirehöz hasonló, illetve azoknál valamivel nagyobb ($L_{\text{atl}}=2040$ m, $H_{\text{atl}}=1220$ m, $R_{c\text{atl}}=580$ m, $W_{\text{atl}}=152$). A mintaterület felszínének 20%-án (1310 km²) fordulnak elő, elsősorban a Tisza jelenlegi futásvonala menti szűk (3–10 km-es) sávban. Ezen kívül még a terület északi részén, a Körös ártere és Maros hordalékkúpja között található ebbe a csoportba tartozó medrek.

Jóval nagyobbak viszont a III. csoportba tartozó kanyarulatok (71 db), hiszen átlagos ívhosszuk (3475 m) és húrhosszuk (2100 m) 1,5–2-szer nagyobb, mint a Tisza jelenlegi értékei. Ezeknek a kanyarulatoknak az átlagos görbületi sugara (995 m) és közepes szélessége (269 m) is jóval magasabb. Nem összefüggő területeken maradtak fenn, hanem a II. csoporthoz tartozó kanyarulatok sávja mentén fordulnak elő vagy a legnagyobb medrekhez illeszkednek. Gyakoribbak a Zentától délre lévő területen, míg ettől északabbra, a mintaterület felső kétharmadán csupán egy-egy kanyarulat képviseli ezt a csoportot. Így összességében ezek a kanyarulatok a kutatási terület legkisebb részét (8%, 495 km²) fedik le.

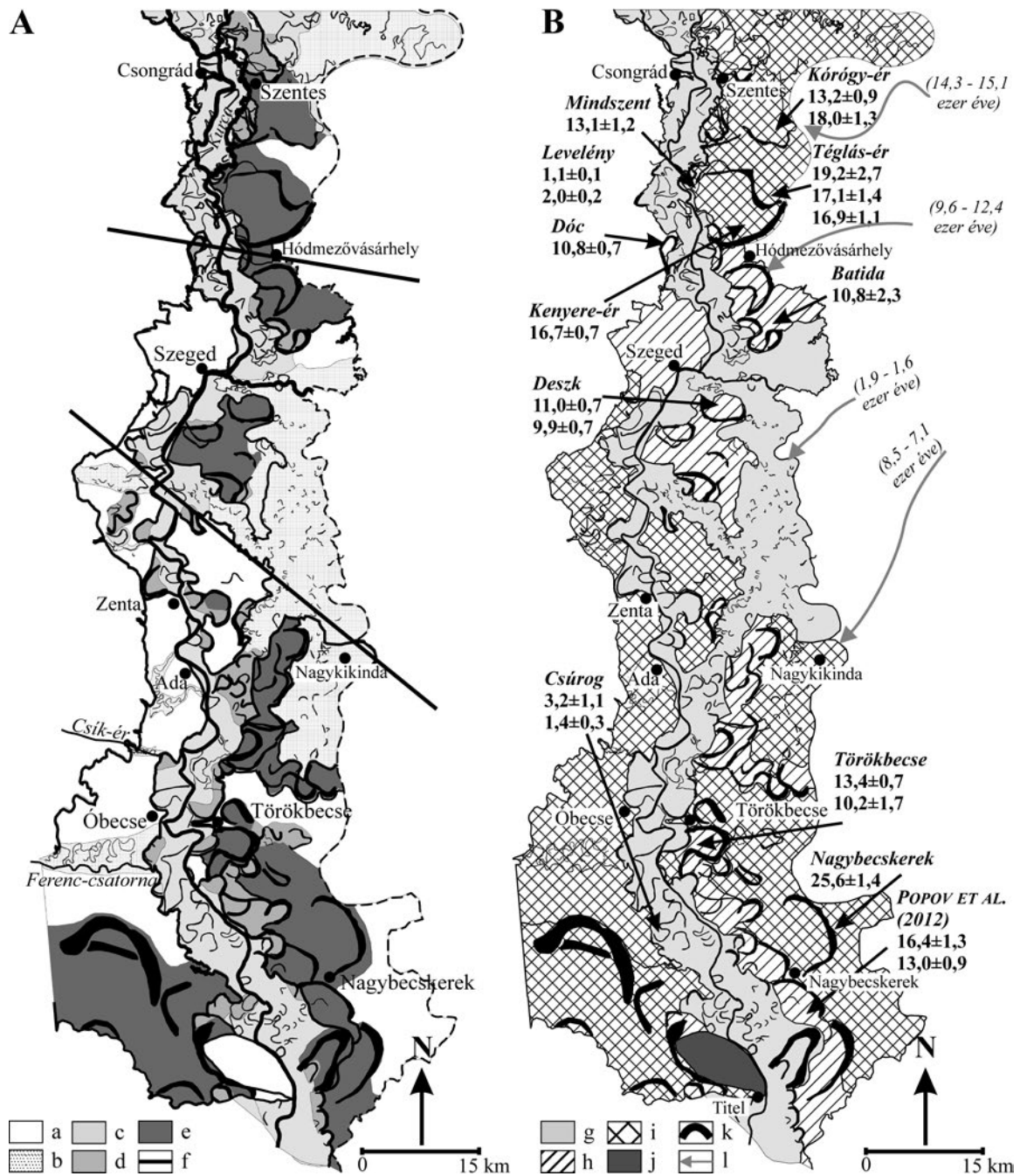
A legnagyobb kanyarulatok csoportjába csupán 24 paleo-meder sorolható. Méreteik a mai Tisza paramétereit legalább 4–5-ször meghaladják ($L_{\text{atl}}=6430$ m, $H_{\text{atl}}=4325$ m, $R_{c\text{atl}}=2140$ m, $W_{\text{atl}}=560$ m). A mintaterület felszínének 28%-án (1835 km²) meghatározóak ezek a formák. Szembetűnő, hogy a Tisza jelenlegi vonalától nyugatra csupán a kutatási terület legdélebbi részén található meg, bár itt a nagyméretű kanyarulatok létrehozásában már a Duna is szerepet játszhatott. A Tisza mai futásától keletre ugyanakkor nagy területeken jellemzőek ezek a medrek, csupán a Csongrád–Szentés vonaltól északra, illetve a Maros hordalékkúpjának előterében hiányoznak. E medergeneráció előfordulása alapján tehát a Tisza folyamatosan nyugatra tevődik, melyet TIMÁR et al. (2005) a Közép-Tisza mentén is kimutattak, és az Alföld egyenlőtlen süllyedésének, nyugatkeleti irányú billenésének tulajdonítottak.

A mintaterület középső és déli egységeiben nagy területekről (a mintaterület 25%-áról, 1600 km²) szinte teljesen hiányoznak a paleo-medrek, ugyanakkor övzatonny-maradványok kirajzolódnak a műholdfelvételeken. Mindez utalhat arra, hogy itt a fluvialis tevékenységet követően más folyamatok (pl.: lözsképződés) a felszín kiegyenlítődségét okozták.

A kanyarulatok vízhozama

A kanyarulatok közepes vízhozamát a különböző képletek segítségével kiszámítottuk (II. táblázat), majd eredményeinket összevetettük a Tisza jelenlegi közepes vízhozam-értékeivel. A legkisebb kanyarulatok (2. ábra A, I. csoport) átlagos mederkitöltő vízhozama 565 m³/s körüli. Ez az érték jóval kisebb a Tisza Szegednél mért jelenlegi mederkitöltő (1970 m³/s) vízhozamánál, inkább a Tisza mellékfolyóinak vízhozam-értékeihez hasonló (Maros $Q_{\text{mk}}: 680$ m³/s; Körös $Q_{\text{mk}}: 450$ m³/s). A közepes méretű kanyarulatok (II. csoport) átlagos mederkitöltő vízhozama (2007 m³/s) megfelel a Tisza mai értékeinek, míg a nagyméretű kanyarulatok (III. csoport) mederkitöltő vízállásnál átlagosan 3306 m³/s vizet szállíthattak. Ez az utóbbi érték a Tisza mai vízhozamának a másfélszerese, míg a Maros hasonló értékének csaknem hatszorosa. Az Alsó-Tisza mentén található legnagyobb paleo-medrek (IV. csoport) mederkitöltő vízhozama (8615 m³/s) ugyanakkor a mai Tisza értékeit is 4–5-szörösen is meghaladta. Az adatokat korrigáltuk a meder szélesség/mélység arányával. A nagyobb kanyarulatok (III. és IV. csoport) átlagosan háromszor szélesebbek voltak, mint a szabályozások előtti Tisza meder, ugyanakkor 64%-kal sekélyebbek. Ezért a kiszámított vízhozamértékeket e két csoport esetében a szélesség/mélység aránnyal korrigáltuk, így képletek alapján számított vízhozamot 21,3%-kal csökkentettük.

A fenti adatokat SÜMEGHY (2014) képleteit felhasználva számítottuk ki. A GÁBRIS (1995) féle egyenletek alapján közepes vízhozam az I. és a II. kanyarulatok esetében 25–37%-kal kisebb, mint a mederkitöltő vízhozam, ugyanakkor a nagyobb méretű paleo-medreknél (III. és IV. csoport) 1,9–



2. ábra. A különböző morfológiai csoportokba tartozó kanyarulatok előfordulása (A) és az Alsó-Tisza mentén elkülöníthető ártéri szintek kiterjedése és a vizsgált medrek kora (B).

a = kanyarulatmentes területek; Kanyarulatok morfológiai csoportjai b = I. csoport; c = II. csoport; d = III. csoport; e = IV. csoport; f = jelenlegi vízfolyások; g = A-szint/ aktív ártér; h = B-szint; i = C-szint; j = Titeli-lösszfennsík; k = egykori kanyarulatok; l = Maros egykori futásvonalai SÜMEGHY (2014) alapján

Figure 2. Spatial distribution of the morphometric categories of the palaeochannels (A), the extension of the floodplain levels along the Lower Tisza and the OSL age of the paleochannels (B).

a = channel-free area; Morphometric classes of the meanders: b = class I; c = class II; d = class III; e = class IV; f = active channel; g = level A/active floodplain; h = level B; i = level C; j = Titel Loess Plateau; k = palaeo-channel; l = the former flow directions of the Maros River, after SÜMEGHY (2014)

5,4-szer magasabbak. A jelentős felülbecslés valószínűleg azért következett be, mert a nagyméretű medrek kanyarlati paramétereinél az összefüggés a jelentős méretbeli különbség miatt nem alkalmazható. A TIMÁR & GÁBRIS (2008) képletei alapján számított értékek még alacsonyabb közepes vízhozamot mutatnak minden kanyarlatcsoport esetében (II. táblázat).

Az ártér magassági viszonyai

Az Alsó-Tisza menti ártér területén húzódó markáns eróziós peremek (szintkülönbség: 2–9 m) három ártéri szintet különítenek el, amelyek magassági viszonyaikban, kiterjedésükben és morfológiai tulajdonságaikban is jelentősen különböznek (2. ábra B).

II. táblázat. A különböző képletekkel kiszámított vízhozam-értékek; *: W/D aránnyal korrigált vízhozam

Table II. The discharge values calculated by regional equations; * discharge corrected by W/D ratio

Szerző	Egyenlet	Számított átlagos vízhozam csoportonként (m ³ /s)			
		I.	II.	III.	IV.
SÜMEGHY (2014)	$Q_{mk} = 0,0004 \times Rc^2 + 2,6724 \times Rc - 64,676$	680	1435	2407	5810
	$Q_{bk} = 0,00006 \times L2 + 0,846 \times L - 407,41$	564	3217	7619	24250
	$Q_{mk} = -0,0004 \times H2 + 2,4607 \times H - 864,37$	450	1370	2233	2660
	átlag	565	2007	3306*	8615*
GÁBRIS (1995)	$H = 80,3 \times K \times Q^{0,86}$	351	1538	6322	46645
TIMÁR & GÁBRIS (2008)	$Q_m = 0,0009 \times (L/2)^{1,8}$	238	686	1652	5199

A legmagasabb térszín (C) az Alsó-Tisza menti ártéri területeknek csaknem a felét alkotja (47,4%, 3070 km²). Magassága folyásirányban 84–86 m-ről 80–82 m-re csökken. Ezt az ártéri szintet a szabályozások előtt feltehetően a legmagasabb árvizek sem érték el, amit bizonyítanak a peremén sorakozó régészeti lelőhelyek (pl. Szegvár–Tűzköves) és a települések. Ez a szint a mintaterület északi felében összefüggően csak az északkeleti peremterületen maradt fenn, délebbre a Maros hordalékkúpja és a Duna–Tisza közének eolikus formái temették be. A déli egységben a C szint az ártér mindkét oldalán csaknem folyamatosan fut, bár Zenta környékén a fiatalabb medrek oldalazó eróziója szinte teljesen megsemmisítette. A C szinthez soroltuk azokat a szigetszerű formákat is, amelyek a B vagy az A ártéri szintből emelkednek, de tetejük a C szinttel esik egybe. Ezek a szigetszerű formák lehetnek minden oldalról körbe erodáltak (pl. Szentes és Csongrád között), vagy a B és C szint közötti bevágódás során létrejött meandermagok (pl. Szegvárnál).

A C szint felszínén található kanyarulatok az I. és a IV. csoportba tartoznak (2. ábra A). A legkisebb kanyarulatok (I. csoport) három helyen fordulnak elő: (1) a C térszín északi részén, ahol valószínűleg a Körös korábbi medrei lehetnek, (2) Nagyikindától délre, ahol a Maros lépett a Tisza árterére, illetve (3) a nyugati részen, ahol a Duna–Tisza közéről érkező kisebb vízfolyások maradványai őrződtek meg a felszínen. A C szinten található legnagyobb medrek (IV. csoport) leginkább Szentes és Hódmezővásárhely, valamint a Törökbecse–Óbecse vonaltól délre maradtak meg. Ugyanakkor ezen a morfológiai felszínen nagy területekről hiányoznak a paleo-medrek, tehát ezek a felszínek lehettek a fennmaradt legidősebb ártéri területek.

A C szintnél átlagosan 1,5–3 m-rel alacsonyabb B szint változatos kiterjedésű foltokban maradt fenn. A mintaterületnek ez csupán 17,8%-át (1160 km²) alkotja. Míg Szentes térségében még 82–83 m magasságban található, addig Szegednél már 79,5–80,5 méteren, míg Nagybecskerek környékén 77–78 méteren. A C szinthez viszonyított magasságkülönbsége dél felé nő, hiszen míg a mintaterület északi részén 2 m körüli a különbség, addig a középső részen már 2,5–3 m, míg a torkolat közelében már 3–4 m. Ezt a térszintet a legmagasabb árvizek még előlthették, ugyanis a települések csak a B szint magasabb térszínein jöttek létre (pl.

Dóc, Maroslele). A B szint a kutatási terület északi és déli részén viszonylag keskeny (4–7 km) sávban fordul elő, jellegzetesen a Tisza vonalától keletre, míg a mintaterület középső részén kiszélesedik (10–15 km). A B szint magasságával egyező magasságú meandermagok (pl. Dóc, Batida) a B és A szint közötti bevágódás idején jöttek létre.

A B szinten található kanyarulatok legtöbbször a III. és IV. csoportba sorolható. A nagyméretű medrek (III. csoport) a kutatási terület északi és déli részén tagolják ezt a szintet, a legalacsonyabb A szinthez közel eső területeken. A legnagyobb kanyarulatok (IV. csoport) Hódmezővásárhely és a torkolat között megmaradt felszínen fordulnak elő, ahol a C szinten található medrek szomszédságában ismerhetők fel. Ugyanakkor a Szegedtől nyugatra lévő (170 km²) területen elhagyott medrek nem, csak fokok és ártéri mocsarak jellemzik a B szint felszínét.

A legalacsonyabb, A szint elsősorban a mai Tiszát, a Köröst és Marost kíséri 6–15 km-es szélességben, és a szabályozások megkezdéséig rendszeresen elöntötték az árvizek. Területe 2160 km², mely a kutatási terület egészének egyharmadát (33,3%) teszi ki. Csaknem teljes hosszában markáns perem (3–6 m) határolja, különösen a nyugati oldalon, ahol többnyire közvetlenül a C térszínhez kapcsolódik. A mintaterület északi részén magassága 80–81 m, majd a középső részen 77–78 m, míg a déli területeken már csak 72–74 m tszf magasságon fekszik. A magasabb, B és C szintekhez viszonyított szintkülönbsége a torkolat felé haladva emelkedik: északon (Szentes környékén) a B szintnél 2–3 m-rel, a C szintnél pedig 4–5 m-rel alacsonyabb, míg délen (Nagybecskerek környékén) már 3–4 m, illetve 7–8 m a különbség. A mintaterület északi határától Szegedig az A szint csupán egy keskeny (5–7 km széles) sávot alkot, mely néhány helyen (pl. Csongrád és Szentes között) erősen összehúzóul (<2,5 km). Folyamatosságát ezen a szakaszon kis területű ártéri szigetek szakítják meg (pl. Mindszentnél). A mintaterület középső részén az A szint kiszélesedik (12–18 km), és két sávra különül, amelyek két nagy ártéri szigetet fognak közre. Itt a megnövekedett szélességet a Maros és a Tisza árterének összekapcsolódása okozza. Az Ada–Nagyikinda vonaltól délre ismét egységesebbé (8–12 km) válik az A szint, és helyenként szűkületek is jellemzik (<4,5 km).

Az alacsony ártér területén minden méretű kanyarulat-csoport megtalálható. A legkisebb kanyarulatok (I. csoport) főként a mellékfolyók (Körös, Kurca, Maros) jelenlegi medre mentén, illetve a Maros hordalékkúpjának délnyugati előterében jelennek meg nagy számban. Ezek egy része a szabályozások idején levágott kanyarulat. Ugyancsak számos, a Tisza jelenlegi paramétereivel megegyező méretű kanyarulat (II. csoport) helyezkedik el az alacsony ártér középső sávjában, a folyó jelenlegi medre mentén. Ezek részben természetes úton, részben pedig szintén a 19. századi szabályozások idején létrejött holtágak kanyarulatjai. Az A szinten kevés kanyarulat tartozik a nagy medrek közé (III. csoport), és ezek leginkább a szint peremei mentén, a magasabb térszínhez közelebb helyezkednek el. Csupán egyetlen, a legnagyobb kanyarulatokhoz (IV. csoport) tartozó paleo-meder található az A szinten közvetlenül a torkolat felett, így kialakításában már a Duna is szerepet játszott.

Közvetlenül a Tisza torkolatától északra, a Duna és a Tisza által közrezárt területen található a *Titeli-löszfennsík*, mely egyik szinthez sem sorolható, hiszen az A szintnél 45–50 m-rel magasabb képződmény. Korábban a Szerémségi-löszfennsík folytatását képezte, melyről a folyóvízi eróziós folyamatok választották le. Ennek megfelelően több mint 50 m-es vastagságban lösz- és paleotalaj-rétegek építik fel (POPOV et al. 2008).

A kanyarulatok OSL kora és a fluviális formálódás fázisai

A legidősebb kanyarulat 25,6±1,4 ezer éves, míg a legfiatalabb 1,1±0,1 ezer éves, tehát az Alsó-Tisza menti

ártéri területek fejlődése a késő-pleniglaciálistól rekonstruálható (III. táblázat).

A legmagasabb, C szint medrei közül a legnagyobb kanyarulatokból háromnak a korát határoztuk meg (2. ábra B). A legidősebb a mintaterület déli részén, Nagybecskerek-től északra elhelyezkedő kanyarulat idősebb övzátónya 25,6±1,4 ezer éves, tehát a késő-pleniglaciális idején, az utolsó glaciális maximumot (LGM) megelőző interstadiálisban formálódott. Ettől jóval fiatalabb, de ugyancsak késő-pleniglaciális korú a Téglás-ér menti kanyarulat, melynek legidősebb övzátónya 19,2±2,7 ezer éve, míg a legfiatalabb 16,9±1,1 ezer éve jött létre. Az idősebb övzátónyot fedő 2–2,5 m vastag futóhomokrétteg 17,1±1,4 ezer éve rakódott le. A Téglás-értől északabba, Szentestől délkeletre elhelyezkedő Kórógy-ér menti paleo-meder fiatalabb, övzátóny-sora 18,0±1,3 – 13,2±0,9 ezer éve alakult ki. A SIPOS et al. (2009) által ugyancsak ezen a szinten vizsgált Kenyere-ér kanyarulata hasonló korú (16,7±0,7 ka). Ugyanennek a kenyere-éri kanyarulatrendszernek az övzátónysorát tárja fel a jelenlegi Tisza partfala Mindszent közelében, amelynek kora 13,1±1,2 ezer év (HERNESZ & KISS 2013). Tehát az OSL kormeghatározások alapján a legfelső, C szint a késő-pleniglaciálisban és a késő-glaciálisban volt aktív ártér. Az ekkor képződött medrek a mai Tiszánál 4–5-ször nagyobbak voltak, és a mainál jóval nagyobb vízhozamot (átlagos $Q_{mk} = 8615 \text{ m}^3/\text{s}$) szállíthattak. A C szinten található, nagyméretű medrek kialakításában viszont a Maros által szállított vízmennyiség is szerepet játszott, mely ekkor a hordalékkúpjának északi-északnyugati részét építette, így torkolata a mainál kb. 30–50 km-rel északabba lehetett (SÜMEGHY et al. 2014).

A késő-pleniglaciálisban a Kárpát-medence klimatikus

III. táblázat. Az Alsó-Tisza mentén a paleo-medrek övzátónyaiból gyűjtött minták főbb jellemzői

Table III. Main features of the collected OSL-samples

Mintavételi hely	Minta száma	Mélység (cm)	Ártéri szint	Kanyarulat-csoport	w (%)	U (ppm)	²³² Th (ppm)	K (%)	D* (gy/ka)	D _e (gy)	Kor (90-150 μm)	Kor (4-11 μm)
Kórógy-ér	OSZ799	225	C	IV	17±2	2,24±0,22	9,67±0,97	1,82±0,09	3,50±0,24	46,28±0,92		13,2±0,9
	OSZ800	545			33±3	2,27±0,22	9,05±0,91	1,75±0,09	2,87±0,17	51,84±1,83		18,0±1,3
Téglás-ér	OSZ795	95	C	IV	4±1	1,63±0,16	5,96±0,59	1,05±0,06	1,95±0,09	33,43±2,55	17,1±1,4	
	OSZ796	425			2±1	1,43±0,09	5,27±0,38	1,02±0,05	1,86±0,09	35,63±0,94	19,2±2,7	
	OSZ798	135			25±3	2,08±0,20	8,14±0,81	1,65±0,08	2,87±0,17	48,56±0,87		16,9±1,1
Kenyere-ér*	OSZ260	260	C	IV	16±5	2,25±0,15	8,20±0,82	1,57±0,07	2,37±0,08	39,56 ±0,88	16,7 ±0,7	
Nagybecskerek	OSZ951	275	C	IV	14±1	1,58±0,10	5,90±0,44	1,26±0,06	1,88±0,05	48,36±2,01		25,6±1,4
Deszk*	OSZ254	380	B	IV	18±2	2,41±0,19	8,34±0,94	1,37±0,07	3,33±0,17	36,77±1,18	11,0±0,7	
	OSZ246	130	B	IV	6±1	1,73±0,15	6,28±0,74	1,11±0,06	2,80±0,14	27,68±1,22		9,9±0,7
Törökbecse	OSZ949	185	B/A	IV	6±1	1,98±0,20	7,05±0,70	1,05±0,05	2,04±0,06	27,42±1,23	13,4±0,7	
	OSZ950	215			16±2	2,69±0,27	10,3±1,03	1,80±0,09	2,79±0,08	28,43±4,72	10,2±1,7	
Dóc	OSZ807	135	B/A	III	5±1	1,09±0,11	3,21±0,32	0,80±0,04	1,37±0,04	29,42±1,64	10,8±0,7	
Batida	OSZ957	325	B/A	III	6±1	0,96±0,07	3,44±0,27	1,13 ± 0,05	1,56±0,04	16,89±3,62	10,8±2,3	
Csürog	OSZ947	155	A	II	18±2	1,92±0,19	7,36±0,74	1,08±0,05	1,85±0,05	6,00±2,02	3,2±1,1	
	OSZ948	215			30±3	1,85±0,19	6,80±0,68	1,27±0,06	1,75±0,05	2,52±0,53	1,4±0,3	
Levelény	OSZ792	85	A	II	7±1	2,04±0,20	9,36±0,93	1,46±0,08	2,57±0,12	2,82±0,23	1,1±0,10	
	OSZ794	175			14±2	2,58±0,25	9,77±0,97	1,59±0,08	3,55±0,25	7,27±0,26		2,0±0,2

w: nedvességtartalom (%); U (ppm), Th (ppm), K (%): környezeti dózis értékek; D*: dózisteljesítmény; D_e: egyenérték dózis (*SIPOS et al. 2009)

W: moisture content (%); environmental dose rates of U (ppm), Th (ppm), K (%); D*: dose rate; D_e: equivalent dose (*SIPOS et al. 2009)

és környezeti viszonyai gyakran és jelentősen megváltoztak. A középső- és a késő-pleniglaciális közötti interstadiális végén jelentős lehűlés következett be (NÁDOR et al. 2007, 2011, CSERKÉSZ-NAGY 2014, FÁBIÁN et al. 2014), amelynek hatására a fás vegetáció erőteljesen visszahúzódott és a felnyílt, szétszórt tűlevelű erdőfoltok mellett már a tundra jellegű növényzet is megjelent (WILLIS & ANDEL 2004, NÁDOR et al. 2011). Ezt követően (25–23 ezer éve) egy valamivel enyhébb interstadiális következett, melyben a csapadék mennyisége is megnőtt és a boreális erdők ismét kiterjedtebbé váltak (GÁBRIS & NÁDOR 2007, CSERKÉSZ-NAGY 2014). A nagybecskereki kanyarulat formálódása tehát a mainál jóval hidegebb és szárazabb klimatikus viszonyok mellett ment végbe. A késő-pleniglaciális kezdetén a hirtelen gyérülő vegetáció miatt erőteljesen megnövekedett a lefolyás mértéke, mely a kevesebb csapadék ellenére is hozzájárulhatott a nagyméretű kanyarulatok és a tekintélyes mederkitöltő vízhozam kialakulásához.

Az utolsó glaciális maximum idején a hőmérséklet és a csapadék ismét erőteljesen csökkent (BORSY et al. 1989, GÁBRIS & NÁDOR 2007), melynek hatására a Kárpát-medence nagy részén ismét megjelent a permafrost (FÁBIÁN et al. 2014) és hidegkedvelő fajokból álló sztyepp, helyenként pedig zárt tajga alkotta a növényzetet (NÁDOR et al. 2007). A löszképződés az utolsó glaciális maximum végén (~19 ezer éve) érte el a legnagyobb intenzitását (>1200–1400 g/m²/év; SÜMEGI et al. 2014). A gyér vegetáció miatt továbbra is nagy lefolyás jellemezte a vízgyűjtőket, sőt a nagyobb kiterjedésű permafrost következtében a vízhozam és az eróziós képesség még növekedhetett is. Ezt mutatja a téglás-éri kanyarulat is, mely horizontális kanyarulati paraméterei alapján a nagybecskereki mederhez hasonlóan a legnagyobb medrek közé sorolható (IV. csoport).

Az Alsó-Tisza mentén kimutatott eredményekhez képest más jellegű folyamatok jellemezték a Tisza felső szakaszait és mellékfolyóit. BORSY et al. (1989) szerint alacsony vízhozamú, kis görbületű sugarú medrek alakultak ki ekkor a Bodroghözben, bár ezek tiszai eredetét nem sikerült igazolni. GÁBRIS & NAGY (2005) az utolsó glaciális maximum idejéből származó, fonatos mintázatú medreket írtak le a Sajó–Hernád hordalékkúpján, amit a gyér vegetáció miatt a folyókba jutó nagyobb mennyiségű hordalékkal magyaráztak. A Körös-medencében és a Maros-hordalékkúpján ilyen korú folyóvízi felszínformálás nyomait nem sikerült azonosítani. Mindez azt mutatja, hogy a klíma erőteljes lehűlése és a felnyíló vegetáció hatása leginkább a Tisza nagyobb esésű felső szakaszain és mellékfolyóin éreztette morfológiai hatását.

Az utolsó glaciális maximumhoz képest jelentős felmelegedést és több csapadékot hozó Ságvár–Lascaux interstadiálisban (NÁDOR et al. 2007, GÁBRIS et al. 2012) az Alföld déli részén némileg szárazabb és melegebb klíma uralkodott, mint az északi és nyugati területeken (SÜMEGI et al. 1998). Erősen kiterjedt a fás vegetáció, az erdős sztyepp és a zárt erdők keveréke volt a meghatározó (NÁDOR et al. 2007), miközben a löszképződés az interstadiális elején még továbbra is nagy intenzitással zajlott (1000–1200

g/m²/év), majd fokozatosan csökkent (SÜMEGI et al. 2014). Bár az interstadiális idején formálódó kanyarulatok horizontális paraméterei (IV. medergeneráció) és a vízhozam-értékek nem mutatnak nagyobb változásokat az utolsó glaciális maximumhoz képest, korábbi vizsgálataink alapján (KISS et al. 2012) a Tisza hordaléka jelentősen finomodott. Egyrészt az egyre sűrűbb és zártabb vegetáció (GÁBRIS & NÁDOR 2007) hatására kevesebb hordalék jutott a mederbe, másrészt pedig a löszképződés nagy intenzitású, ekkor már 3–4 ezer éve tartó folyamata (SÜMEGI et al. 2014) már a folyók hordalékának finomodásában is megmutatkozott.

A kanyarulatok formálódása során az idősebb, magasabb helyzetű övzátányok szárazra került felszínén homokmozgás indult meg, melyet a Téglás-ér menti kanyarulat legidősebb övzátányánál azonosítottunk. Valószínűleg ugyanezt a homokmozgást mutatta ki DOMOKOS & KROLOPP (1997) a téglás-éri meder egy másik kanyarulatához tartozó övzátányán (Mindszent: Koszorús-halom) is. Ők azonban a futóhomok képződését 18 ezer évnél korábbra tették, bár pontos kormeghatározást nem végeztek. Az interstadiális enyhébb és nedvesebb klímáján a futóhomok mozgása csak egy rövid, szárazabb periódussal magyarázható, és nagy valószínűséggel csak lokális folyamatról van szó.

A kormeghatározások azt mutatják, hogy a kutatási terület középső és északi részén a késő-glaciális idején (Körögy-ér: 13,2±0,9 ka; Mindszent: 13,1±1,2 ka), a Bölling–Alleröd interstadiálisban indulhatott meg az a bevágódás, mely a B szint kialakulásához vezetett. Ez összefüggésben állhat azzal, hogy a Bölling–Alleröd interstadiális kezdetén enyhébb és nedvesebb klíma alakult ki (BORSY et al. 1989, GÁBRIS & NÁDOR 2007), mely a növényzet záródását okozta.

A késő-glaciális kezdetén bevágódást azonosítottak a Közép-Tiszán is (GÁBRIS & NAGY 2005, GÁBRIS & NÁDOR 2007), amelyet a mintázat jelentős átalakulása követett. A zártabb növénytakaró és a több csapadék miatt megnövekedett a vízhozam, amely a hordalékhozam csökkenése miatt meanderező mintázatot eredményezett. A Körös-medencében ekkor alakultak ki a legnagyobb meanderek, melyek még az Érmelléken áthaladó Tiszához tartoztak (NÁDOR et al. 2011). Bevágódás zajlott a Dunán is, hiszen GÁBRIS (2007) szerint a késő-glaciális kezdetén jelentkező felmelegedés hatására a folyó II/a teraszának a Ságvár–Lascaux interstadiálisban megkezdett formálódása tovább folytatódott. Az Alsó-Tiszán ekkor kimutatott nagyméretű meanderek és a jelentős vízhozam megegyezik a Közép-Tiszán és a Körös-medencében tapasztaltakkal.

A B szint ártérképződési időszakában alakult ki a deszki kanyarulat, melynek kora 11,0±0,7–9,9±0,7 ezer év (SIPOS et al. 2009). Az erre a szintre jellemző medrek továbbra is a mai Tisza méreteinél 4–5-ször nagyobbak voltak (átlagos $Q_{mk} = 8615 \text{ m}^3/\text{s}$), így a C- és a B szintek közötti bevágódás megindulása nem köthető egyértelműen a vízhozam megváltozásához. Fontos azonban megemlíteni, hogy a B szint területén csak Hódmezővásárhelytől délre található meg a nagyméretű paleo-medrek. Ez azzal magyarázható, hogy a

holocén kezdetén (kb. 12,5–9,5 ezer éve) a mainál kétszer-háromszor nagyobb vízhozamú Maros torkolata Hódmezővásárhelynél volt (SÜMEGYHÉY et al. 2013), és a Maros jelentősen (kb. 2000 m³/s-mal) megemelte a Tisza vízhozamát. Az egykori Maros-torkolattól északra viszont a mai Tisza méreteit csupán 1,5–2-szeresen meghaladó medrek találhatóak (átlagos $Q_{mk} = 3306 \text{ m}^3/\text{s}$).

A legalacsonyabb ártéri szintet (A) kialakító újabb bevágódás kezdetét az A szintből kiemelkedő, a B szinttel azonos magassággal rendelkező meandermagok (umlaufberge) övzátányainak kora jelzi. Ugyanis az umlaufberge legfelső övzátányára még a B szint formálódásának utolsó vagy a bevágódás első időszakát képviseli, míg a legalsó övzátány képződése a bevágódás végét mutatja. A meandermagok közül a kutatási terület déli részén található törökbecsei erőziós sziget kora 13,4±0,7–10,2±1,7 ezer év, a középső részen fekvő batidai kanyarulat alsó övzátányáé pedig 10,8±2,3 ezer év. Hozzájuk hasonló korú a Hódmezővásárhelytől nyugatra található dóci umlaufberg is, melynek utolsó övzátányára 10,8±0,7 ezer éve formálódott. Ekkor viszont már jóval kisebb vízhozamot szállítottak a folyók, hiszen a bevágódáskor képződött kanyarulatok már a Maros torkolatától délre is a mai Tiszánál csak 1,5–2-szer voltak nagyobbak (átlagos $Q_{mk} = 3306 \text{ m}^3/\text{s}$).

A lecsökkent vízhozam kialakulását segíthették a preboreális fázisban uralkodó klimatikus viszonyok. A pleisztocén–holocén határán az éghajlat a száraz és hideg Dryas III-ból hirtelen váltott át a nedves és enyhe preboreális fázisra (GÁBRIS & NÁDOR 2007). SÜMEGYHÉY et al. (2008) szerint az erdők kiterjedése a korábbi klimatikus átmenetekhez képest gyorsabban nőtt, miközben az Alföld területén erdős sztyepp, a magasabb területeken pedig lomebegyes tajgaterdők alakultak ki (JÁRAINÉ-KOMLÓDI 2000). A hirtelen kiterjedő növényzet csökkentette a felszíni lefolyás mértékét, melyet a kisebb vízhozamú medrek bizonyítanak (III. csoport). Ez a folyók bevágódását indította el, melyet a Közép-Tiszán (KASSE et al. 2010) azonosítottak.

Vizsgálataink alapján tehát a B szint aktivitása csak rövid ideig tartott (délen: 16,4±1,3–13,0±0,9 ka; POPOV et al. 2012; északon 13,1±1,2–10,8±0,7 ka), ugyanis délen 13,4±0,7 ezer éve már megkezdődött az A szint kialakulása (törökbecsei meandermag fiatal övzátány), ugyanakkor a kutatási terület középső és északi részén ez csak 10,8±0,7 ezer éve indult meg. Mindez azt mutatja, hogy a B és A szintek közötti bevágódás is a torkolat felől lassan haladt felvízi irányba.

Az A szint ártérképződése már a holocén elején (10,8±0,7 ka) megindult, fejlődése pedig a szabályozások megkezdéséig tartott. A területén található változatos méretű kanyarulatok ezért a holocén során zajlott vízhozam-változásokat tükrözik. A legnagyobb kanyarulatokhoz (IV. csoport) tartozó egyetlen paleo-meder a dunai torkolat közelében található, így kialakulásában a Duna hatása is érvényesülhetett. A mai Tiszától távolabb helyezkednek el azok a kanyarulatok (III. csoport), melyek mérete hasonlít a B és A szintek közötti bevágódáskor jellemző paleo-medrek méretéhez (átlagos $Q_{mk} = 3306 \text{ m}^3/\text{s}$). Elhelyezkedésük és

méretük alapján valószínűleg a holocén középső részében alakultak ki, de kormeghatározásuk nem történt meg. Mindez azt mutatja, hogy ezt a bevágódást sem a vízhozam megváltozása okozhatta. Ugyanakkor Tisza vízhozamának fokozatos csökkenését mutatják az A szint központi sávjában, a folyó mai futásvonala mentén elhelyezkedő medrek (II. csoport), amelyek vízhozama (átlagos $Q_{mk} = 2007 \text{ m}^3/\text{s}$) már a Tisza mai értékéhez hasonló. Ennek a kanyarulatgenerációnak egy tagja található Csúrognál, az idősebb és a fiatalabb övzátányok kora alapján 3,2±1,1 és 1,4±0,3 ezer éve volt aktív. Ugyancsak közéjük sorolható a 2,0±0,2–1,1±0,7 ezer éve formálódó levelényi kanyarulat (Kis-Tisza) is. A kormeghatározások tehát azt mutatják, hogy a szub-boreális második felétől (3,2±1,1 ka) kialakult a Tisza jelenlegi vízhozama.

Az A szint formálódásában nagy szerepet játszhattak a hirtelen bekövetkező mederátthelyeződések (avulziók), melyek kialakulása a nagyon kis eséssel rendelkező, süllyedő területeken gyakoribb (COHEN et al. 2002). A mintaterület középső részén (Szeged–Nagykikinda között) az igen jelentős (15–20 km) avulziók következtében különült két sávra az A szint, melyek között a magasabb térszín (B és C szint) ártéri szigeteket alkotnak. Ettől északra és délre is előfordultak mederátthelyeződések, hiszen a csúrogi (1,4±0,3 ka) és a levelényi kanyarulat (1,1±0,7) lefűződése is avulzió következménye. Ezeknek a paleo-medreknek a hossza viszont már jóval kisebb (4–5 km), ami a középső területek aktívabb tektonikai mozgásával hozható összefüggésbe.

Az A szint északi részén található legkisebb medrek (I. csoport) főleg a Körös és a Kurca mentén fordulnak elő, így azok lefűződött, vagy a szabályozások idején mesterségesen levágott fiatal kanyarulatok lehetnek. A Maros-hordalékkúp előterében található a Maros középső- és késő-holocén medrei, melyek a folyásirány-változások nyomán alakultak ki (2. ábra).

Összegzés

A Tisza alsó, 260 km-es szakasza mentén csaknem 6500 km²-es területen tanulmányozhatók a felszínen az egykori és jelenlegi ártéri formák. Összesen 281 kanyarulat horizontális paramétereit határoztuk meg, majd a kanyarulatokat méreteik alapján csoportosítottuk. A fejlett kanyarok mederkitöltő vízhozamát regionális érvényességű képletek segítségével határoztuk meg, amelyet a szélesség/mélység adatokkal korrigáltunk. A különböző méretű kanyarulatok elhelyezkedését összevetettük az ártér magassági viszonyai-val, míg az övzátányokból vett minták korát OSL módszerrel határoztuk meg. A kapott adatok alapján az Alsó-Tisza vidék késő-pleisztocén–holocén fejlődését rekonstruáltuk.

Eredményeink alapján az Alsó-Tisza mentén három ártérképződési és két bevágódási fázist lehet elkülöníteni, ugyanakkor ezek kora térben jelentős különbségeket mutat. A legmagasabb morfológiai szint (C szint) a kutatási terület

déli részén a késő-pleniglaciális kezdetén (25,6±1,4 ka) volt aktív ártér, míg a középső és északi területeken 20,1±2,4–13,2±0,9 ezer éve, tehát a Bölling–Alleröd interstadiális idejéig tartott a C szint ártérképződési időszaka. Ekkor a Tisza a mainál jóval nagyobb horizontális kanyarulat paraméterekkel rendelkező meandereket fejlesztett IV. csoport), és mederkitöltő vízhozama a mai érték 4–5-szöröse lehetett ($Q_{mk}=8615 \text{ m}^3/\text{s}$). Medrei ugyanakkor a mainál sekélyebbek voltak, hordalékának jelentős része pedig az intenzív löszképződésből származott (SÜMEGI et al. 2014). A kevés csapadék és a gyér vegetáció hatására a magasabbra került övzatonfelszíneken lokálisan megindulhatott a futóhomok képződése (pl.: Téglás-ér, 19,2±2,7–17,1±1,4). Hasonló korú homokmozgásokat a Közép-Tisza magasabb ártéri szintjein is kimutattak (KASSE et al. 2010).

A B és C szintek közötti bevágódás megindulása a déli területeken összekapcsolható POPOV et al. (2012) adataival, melyek szerint a B szintet felépítő üledékek 16,4±1,3–13,0±0,9 ezer éve rakódtak le. Így a torkolat környékén már a Ságvár–Lascaux interstadiálisban (16,4±1,3 ka) megindulhatott a bevágódás, ami a kutatási terület középső és északi részét a késő-glaciális (13,1±1,2 ka) idején érte el. Bár az időszak jelentős klimatikus változásai (BORSY 1989, GÁBRIS & NÁDOR 2007) is okozhatták a megnövekedett eróziós képességet, viszont a kanyarulatok folyamatosan nagy mérete (és vízhozama) ezt nem támasztja alá. Valószínűbb, hogy a Duna II/a teraszának a Ságvár–Lascaux interstadiálisban megindult bevágódása (GÁBRIS 2007) miatt a Tisza erózióbázisa is lejjebb került, így hátravágódás indult meg felvízi irányba. Erre utal a C és B szintek közötti magasságkülönbség növekedése is a torkolat felé (1–2 m-ről 3–4 m-re).

A következő ártérképződési időszak (B szint) a déli területeken 13,0±1,3 ezer évig, míg a középső és északi részeken 10,8±0,7 ezer évig tartott. Ekkor a Tisza továbbra is a mainál 4–5-ször nagyobb vízhozammal rendelkezett (átlagos $Q_{mk}=8615 \text{ m}^3/\text{s}$).

Bár a B és az A szintek elkülönülése idején (délen: 13,4±0,7 ka; északon: 10,8±0,7 ka) már lecsökkent a Tisza vízhozama (átlagos $Q_{mk}=3306 \text{ m}^3/\text{s}$), a bevágódást ez esetben sem a klímaváltozás irányíthatta. Erre utal, hogy azonos méretű kanyarulatok (III. csoport) formálódtak a bevágódáskor kialakult umlaufbergekhöz kapcsolódóan, illetve az A szint ártérképződésének kezdeti időszakában, így ekkor is leginkább a Dunán bekövetkezett morfológiai változások írhatták felül az esetleges klímaváltozások következményeit. GÁBRIS (2007) szerint ugyanis a II/a terasz formálódása a késő-glaciális kezdetén jelentkező klímaváltozások idején is felgyorsulhatott. A bevágódás az előzőhöz hasonlóan, viszonylag lassan, mintegy 3–4 ezer évig haladt észak felé. Ezt támasztja alá, hogy a Maros jelentős

irányváltása is ezt követően (8,5±0,9 ezer éve) következett be, amikor az erózióbázisának (Tisza ártér) süllyedése miatt lecsúszott a hordalékkúpjáról és délnek fordult (KISS et al. 2014a). A hátravágódás hatását ezen kívül az egyes szintek egymáshoz viszonyított divergens futása mutatja, hiszen az A és B szint közötti szintkülönbsége is a torkolat felé növekszik (2–3 m-ről 3–4 m-re).

Az A szint formálódása a holocén jelentős részét felöleli, mely során a Tisza kanyarulatainak mérete és vízhozama fokozatosan csökkent a mai értékekre (átlagos $Q_{mk}=2007 \text{ m}^3/\text{s}$). Az ártér formálódásában az avulziók szerepe jelentős lehetett, mely a kis esés és a kevésbé beágyazott, sekély medrek következménye lehet.

Összevetve az eredményeket a Tisza árterével foglalkozó korábbi kutatásokkal megállapítható, hogy (1) az Alsó-Tisza mentén nem két (POPOV et al. 2008), hanem három morfológiai szint is elkülöníthető, amelyek egyre kifejezettebbé válnak dél felé haladva, (2) a paleo-medrek méretei alapján nem hirtelen, hanem fokozatosan csökkent a Tisza vízhozama a holocénben, és (3) a bevágódások viszonylag lassan, felvízi irányban haladtak, melyeket elsősorban a Dunán zajlott morfológiai változások irányítottak. A klimatikus tényezők által kiváltott, a Tisza felső szakaszairól induló morfológiai változások csupán kisebb hatással lehetnek az Alsó-Tisza eróziós tevékenységére. A folyó egyes szakaszain az ártérfejlődésre ható tényezők eltérő súlya miatt lehetséges az, hogy míg a Felső-Tisza mentén nem található különböző magasságú ártéri szintek (VASS 2014), addig a Közép-Tisza négy (KASSE et al. 2010), az Alsó-Tisza mentén pedig három szint alakult ki.

A két bevágódás (3,5–8 m) már teljesen ármentessé tette a legmagasabb, C morfológiai szintet, mely így már terasznak tekinthető. Ezt már SOMOGYI (1962) is felvetette, hiszen a Duna II/a teraszával egykorúnak vélte az Alsó-Tiszát kísérő ármentes térszint. GÁBRIS (2007) a Ságvár–Lascaux és a Bölling interstadiálisok között (19–14 ezer éve) bekövetkezett jelentős klímaingadozásoknak tulajdonítja a Duna II/a teraszának kialakulását, ami tehát korban is a Tisza mentén kialakult ármentes térszinnel kapcsolható össze.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 100761 számú pályázata és a HUORO/0901/266/2.2.2/01 számú pályázata, és a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatták. A vizsgálatok továbbá az Európai Unió és Magyarország támogatásával a TÁMOP 4.2.42A/2-11-1-2012-0001 „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program” c. kiemelt projekt keretei között valósultak meg.

Irodalom — References

- ADAMIEC, G. & AITKEN, M. 1998: Dose-rate conversion factors: update. — *Ancient TL* **16/2**, 37–49.
- BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. — *Földrajzi Értesítő* **38**, 211–224.
- BORSY, Z., FÉLEGYHÁZI, E. & CSONGOR, É. 1989: A Bodroghöz kialakulása és vízhálózatának változásai. — *Alföldi Tanulmányok*, Békéscsaba, 65–81.
- COHEN, K. M., STOUTHAMER, E. & BERENDSEN, H. J. A. 2002: Fluvial deposits as a record for Late Quaternary neotectonic activity in the Rhine–Meuse delta, the Netherlands. — *Geologie en Mijnbouw, Netherlands Journal of Geosciences* **81/3–4**, 389–405.
- CSEKÉSZ-NAGY, Á. 2014: Egy Tisza-völgyi pleisztocén folyó rekonstrukciója ultranagy felbontású szejzmikus szelvények alapján. — *Kézirat*, Doktori (Ph.D.) értekezés, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 1–140.
- Domokos T. & Krolopp E. 1998: A Mindszent melletti Koszorú-halom és Szöllő-part negyedidőszaki képződményei és Mollusca-faunájuk. — *A Mátra Múzeum Közleményei* **22**, 25–41.
- DURY, G. H. 1961: Bankfull discharge: an example of its statistical relationships. — *International Association of Scientific Hydrology* **6/3**, 48–55.
- FÁBIÁN, S. Á., KOVÁCS, J., VARGA, G., SIPOS, G., HORVÁTH, Z., THAMÓ-BOZSÓ, E. & TÓTH, G. 2014: Distribution of relict permafrost features in the Pannonian Basin, Hungary. — *Boreas* **43**, 722–732.
- FÉLEGYHÁZI E. & TÓTH Cs. 2003: A Halas-fenék lefűződött medermaradvány üledékanyagának szedimentológiai, mikromineralógiai és palinológiai vizsgálata. — *Acta Geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* **36**, 21–30.
- GÁBRIS Gy. 1985: Az Alföld holocén paleohidrologiai vázlata. — *Földrajzi Értesítő* **34/4**, 391–409.
- GÁBRIS Gy. 1986: Alföldi folyóink holocén vízhozamai. — *Alföldi Tanulmányok* **10**, 35–48.
- GÁBRIS Gy. 1995: A paleohidrologiai kutatások újabb eredményei. — *Földrajzi Értesítő* **44/1–2**, 101–109.
- GÁBRIS Gy. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatokat és folyóvízi teraszok példáján. — *Földtani Közlemények* **137**, 515–540.
- GÁBRIS, Gy. & NAGY, B. 2005: Climate and tectonically controlled river style changes on the Sajó–Hernád alluvial fan (Hungary). — In: HARVEY, A. M., MATHER, A. E. & STOKES, M. (eds): *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, *Special Publications* **251**, 61–67.
- GÁBRIS, Gy., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á. & RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. 2012: Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. — *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences* **91**, 111–128.
- HERNESZ P. & KISS T. 2013: A Tisza meder partfalának vizsgálata: késő-pleisztocén és holocén folyóvízi folyamatok az Alsó-Tiszán. — *Hidrologiai Közlemények* **93/2**, 13–19.
- HERNESZ, P., KISS, T., & SIPOS, Gy. 2013: Late-Glacial and Holocene floodplain development along the lower section of the Tisza River, Hungary. — Carpatho–Balkan–Dinaric Conference on Geomorphology, Stara Lesna, Slovakia.
- JÁRAINÉ-KOMLÓDI M. 2000: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. — *Tilia* **9**, 5–59.
- KASSE, C., BOHNCKE, S. J. P., VANDENBERGHE, J. & GÁBRIS, Gy. 2010: Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). — *Proceedings of the Geologists' Association* **121**, 180–194.
- KATONA, O., SIPOS, Gy., ONACA, A. & ARDELEAN, F. 2012: Reconstruction of paleo-hydrology and fluvial architecture at the Orosháza paleo-channel of River Maros, Hungary. — *Journal of Environmental Geography* **5/1–2**, 29–38.
- KISS, T., HERNESZ, P. & SIPOS, Gy. 2012: Meander cores on the floodplain – the early Holocene development of the low-floodplain along the Lower Tisza Region, Hungary. — *Journal of Environmental Geography* **5/1–2**, 1–10.
- KISS, T., HERNESZ, P., SÜMEGHY, B., GYÖRGYÖVICS, K. & SIPOS, Gy. 2014a: The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system – Fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. — *Quaternary International* 1–14. In press.
- KISS, T., SÜMEGHY, B. & SIPOS, Gy. 2014b: Late Quaternary paleo-drainage reconstruction of the Maros River Alluvial Fan. — *Geomorphology* **204**, 49–60.
- LÁNG S. 1960: A Délkelet-Alföld felszíne. — *Földrajzi Közlemények* **84**, 31–43.
- MÁTYUS J. 1968: Szeged földrajzi energiái és felszíne. — *Földrajzi Értesítő* **17**, 161–182.
- MEZŐSI G. 1983: Szeged geomorfológiai vázlata. — *Alföldi Tanulmányok* **7**, 59–74.
- MIHÁLTZ I. 1967: A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana. — *Földtani Közlemények* **97**, 294–307.
- NAGY M. 1954: Talajföldrajzi megfigyelések a Tiszazugban. — *Földrajzi Értesítő* **3**, 507–542.
- NÁDOR, A. & SZTANÓ, O. 2011: Lateral and vertical variability of channel belt stacking density as a function of subsidence and sediment supply: field evidence from the intramontaine Körös Basin, Hungary. — *SEPM Spec. Publ.* **97**, 375–392.
- NÁDOR, A., SINHA, R., MAGYARI, Á., TANDON, S.K., MEDZIHRADESKY, Zs, BABINSZKI, E., THAMÓ-BOZSÓ, E., UNGER, Z. & SINGH, A. 2011: Late Quaternary (Weichselian) alluvial history and neotectonic control on fluvial landscape development in the southern Körös plain, Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **299**, 1–14.
- NÁDOR, A., THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2007: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). — *Sedimentary Geology* **202**, 174–192.
- POPOV, D., MARKOVIC, S. M. & STRBAC, D. 2008: Generations of meanders in Serbian part of Tisa valley. — *Serbian Geographical Institute Jovan Cvijic (Collection of Papers)* **58**, 29–42.
- POPOV, D., VANDENBERGHE, D. A. G. & MARKOVIC, S. B. 2012: Luminescence dating of fluvial deposits in Vojvodina, N Serbia: First results. — *Quaternary Geochronology* **13**, 42–51.
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. — *Geologica Hungarica, series Geologica* **21**, 446 p.
- SIPOS Gy., KISS T., KOROKNAI L. & HORVÁTH Zs. 2009: Pleisztocén és holocén medrek vizsgálata az Alsó-Tiszavidéken. — In: *100 éves a Jégkorszak. Tudományos Konferencia*, PTE TTK Földrajzi Intézet.

- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. – *Földrajzi Közlemények* **85**, 25–50.
- SOMOGYI, S. 1962: A holocén időszakra vonatkozó kutatások földrajzi (hidromorfológiai), értékelése. – *Földrajzi Értesítő* **11**, 185–202.
- SOMOGYI S. 1967: Ősföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. – *Földrajzi Értesítő* **16**, 319–337.
- SÜMEGHY B. 2014: A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. – *Kézirat*, Doktori (Ph.D.) értekezés, SZTE Földtudományok Doktori Iskola, Szeged, 1–106.
- SÜMEGHY, B. & KISS, T. 2012: Morphological and hydrological characteristics of paleo-channels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. – *Journal of Environmental Geography* **5/1–2**, 11–19.
- SÜMEGHY B., KISS T., SIPOS Gy. & TÓTH O. 2013: A Maros hordalékkúp felszíni képződményeinek geomorfológiája és kora. – *Földtani Közlöny* **143/3**, 265–278.
- SÜMEGI, P., JUHÁSZ, I., MAGYARI, E., JAKAB, G., RUDNER, E., SZÁNTÓ, Zs. & MOLNÁR, M. 2008: A keleméri Mohos-tavak fejlődéstörténetének rekonstrukciója paleobotanikai vizsgálatok alapján. – *ANP füzetek* **4**, 35–57.
- SÜMEGI, P., KROLOPP, E. & HERTELENDI, E. 1998: A Ságvár-Lascaux interstadiális paleoökológiai rekonstrukciója. – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* **34**, 165–180.
- SÜMEGI, P., NÁFRÁDI, K., MOLNÁR, D. & SÁVAI, Sz. 2014: Results of paleoecological studies in the loess region of Szeged-Óthalom (SE Hungary). – *Quaternary International* 1–13. In press.
- SZABÓ, J., VASS, R. & TÓTH, Cs. 2012: Examination of fluvial development on study areas of Upper-Tisza region. – *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* **7/4**, 241–253.
- TIMÁR, G. & GÁBRIS, Gy. 2008: Estimation of water conductivity of natural flood channels on the Tisza flood-plain, the Great Hungarian Plan. – *Geomorphology* **98**, 250–261.
- TIMÁR, G., SÜMEGI, P. & HORVÁTH, F. 2005: Late Quaternary dynamics of the Tisza River: evidence of climatic and tectonic controls. – *Tectonophysics* **410**, 97–110.
- VASS R. & TURI Z. 2010: Morfometriai vizsgálatok a Felső-Tisza Vásárosnamény és a Túr torkolata közötti szakaszán. – In: LÓKI J. (szerk): *Interdiszciplinaritás a természet és társadalomtudományokban*. Tiszteletkötet Szabó József geográfus professzor 70. születésnapjára. Debreceni Egyetem, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék. 337–343.
- VASS R. 2014: Ártérfejlődési vizsgálatok felső-tiszai mintaterületeken. – *Kézirat*, Doktori (Ph.D.) értekezés, DE Földtudományok Doktori Iskola, Debrecen, 1–184.
- WILLIAMS, G. P. 1984: Paleohydrological Equations for Rivers. – In: COSTA J. E., FLEISHER P. J. (eds): *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin, 343–367.
- WILLIS, K. J. & ANDEL, T. H. 2004: Trees or no trees? The environments of central and eastern Europe during the Last Glaciation. – *Quaternary Science Reviews* **23**, 2369–2387.
- WINTLE, A. G. & MURRAY, A. S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single – aliquot regeneration dating protocols. – *Radiation Measurements* **41**, 369–391.

Kézirat beérkezett: 2015. 01. 27.

