

GeoLitera

HU ISSN 2060-7067

Geoszférák időszi kiadvány

HU ISSN 2062-2465

Kiadó

SZTE TTIK Földrajzi és Földtudományi Intézet

Sorozatszerkesztő

Pál-Molnár Elemér

A sorozat szerkesztőbizottsága

Geiger János
Hetényi Magdolna
Keveiné Bárány Ilona
Kovács Zoltán
M. Tóth Tivadar
Mezősi Gábor
Mészáros Rezső
Rakonczi János
Sümegei Pál
Unger János

A Geoszférák időszi kiadvány köteteinek grafikai terve Jacob Péter és Pál-Molnár Elemér munkája

Címlapfotó: A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumkőzetének vékonycsiszolati képe (+N, 40x)
(Almási et al., 19. oldal)

GEOSZFÉRÁK 2015

A Szegedi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskolájának eredményei

Szerkesztette
Unger János – Pál-Molnár Elemér

Geo
Litera

GeoLitera
SZTE TTIK Földrajzi és Földtudományi Intézet
Szeged, 2016

Szerzők

Almási Enikő Eszter
Batki Anikó
Bácsmegi Gábor
Bede Ádám
Csatári Bálint
Fabula Szabolcs
Farsang Andrea
Fejes Ildikó
Hernesz Péter
Kiss Tímea
Korom Annamária
Molnár Dávid
Pál-Molnár Elemér
Sümegei Pál
Timár Judit

© SZTE TTIK Földrajzi és Földtudományi Intézet, 2016
Minden jog fenntartva

Nyelvi lektor

Kosztolányi Éva

Nyomda

Innovariant Nyomdaipari Kft., Szeged
Felelős vezető Drágán György
6750 Algyő, Ipartelep 4.

GeoLitera

SZTE TTIK Földrajzi és Földtudományi Intézet
Felelős kiadó Pál-Molnár Elemér
6722 Szeged, Egyetem u. 2.
www.geolitera.hu

TARTALOMJEGYZÉK

Előszó	7
Almási Enikő Eszter, Pál-Molnár Elemér, Batki Anikó A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumközeteinek petrogenetikája	9
Bácsmegi Gábor, Sümegei Pál Geoarchológiai és környezettörténeti kutatások Karancsság–Alsó-rétek lelőhelyen	35
Bede Ádám, Sümegei Pál Régészeti geológiai és Tájökológiai vizsgálatok tiszántúli halmokon	59
Fabula Szabolcs, Timár Judit A fogyatékoság mint társadalmi-térbeli viszony földrajzi vizsgálata	89
Fejes Ildikó, Farsang Andrea A talaj- és talajvízrendszer komplex környezeti szempontú értékelése városi területen, Szeged példáján	113
Hernesz Péter, Kiss Tímea Késő pleisztocén és holocén ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén	139
Korom Annamária, Csatári Bálint A franciaországi kistérségi együttműködések szerepe a terület- és vidékfejlesztés rendszerében	159
Molnár Dávid, Sümegei Pál Dél-dunántúli és Kelet-horvátországi lösz-paleotalaj szelvények paleoökológiai rekonstrukciója malakológiai és üledéktani adatok segítségével	185
A kötet – 2015-ben PhD fokozatot szerzett – szerzői	209

KÉSŐ PLEISZTOCÉN ÉS HOLOCÉN ÁRTÉRFEJLŐDÉS AZ ALSÓ-TISZA MENTÉN

Hernesz Péter, Kiss Tímea

Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
e-mail: herneszpeti@gmail.com

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 vidéken.

Eredményeink alapján bebizonyosodott, hogy az Alsó-Tisza mentén kialakult három ártéri szint formálódását leginkább a dunai torkolat közelsége és a vízgyűjtő felső részétől való nagy távolság, valamint a klimatikus tényezők és a lokális tektonikai mozgások együttese határozta meg. Így a bevágódási és feltöltődési fázisok rendkívül összetett fejlődés eredményeképpen alakultak ki, nem köthetők egy-egy tényező közvetlen hatásához. A kutatási terület fejlődését két markáns bevágódás határozta meg, melyek a kormeghatározások alapján a torkolattól indultak, majd felvízi irányba haladva érték el a mintaterület középső és északi egységét.

1. Bevezetés, célkitűzések

A Kárpát-medence folyóvízi fejlődés-történetének kutatása már csaknem egy évszázados múltra tekint vissza, és a kutatók mindig a tudomány aktuális állása alapján magyarázták a folyamatokat (Gábris, 2007). Az itt kimutatott változások azonban több esetben eltérnek az Európa más tájain tapasztaltaktól, mely egyrészt a medence zárt jellegéből

adódó különleges klimatikus adottságoknak köszönhető (Willis et al., 2000; Kasse et al., 2010), másrészt pedig a pliocén óta csaknem folyamatos süllyedésnek, és az ehhez alkalmazkodó fluviális környezetnek tudható be (Gábris, Nádor, 2007). A vizsgálatokat tovább nehezítette, hogy a klimatikus és tektonikai hatások eltérő mértékben érvényesültek a Kárpát-medence különböző részein, így az ezekre adott folyóvízi válaszok

vízgyűjtőként, de akár folyószakaszonként is eltérőek lehetnek.

Az újabb módszereket alkalmazó kutatások a Dunához képest nagyobb részletességgel érintették a Tisza vízrendszerét, melynek felső részén (pl. Bodrogek, Sajó-Hernád hordalékkúpja, Közép-Tisza, Körös-medence, Maros hordalékkúpja) a késő pleisztocén és holocén felszínfejlődési folyamatok nagyrészt ismertek. Ezzel szemben az Alsó-Tisza mentén megfigyelhető ártéri felszínnek és a formakincs geomorfológiai szempontú elemzése és értékelése – az utóbbi idők technikailag fejlettebb módszerei ellenére – eddig nem történt meg. Ez a terület viszont kulcsfontosságú lehet az Alföld folyóvízi folyamatainak megértéséhez, hiszen a pliocén óta tartó süllyedés hatására a jelentősebb folyók folyamatosan erre tartottak (Somogyi, 1961; Borsy et al., 1969; Gábris, Nádor, 2007), a folyóvíz-hálózatban bekövetkező változások így ezt a térséget kevésbé érintették. A folyóvízi folyamatokat ugyanakkor meghatározta, hogy a területet nyugatról a Duna, keletről pedig a Maros hordalékkúpja határolja, így e két morfológiai egység közötti sávban viszonylag szűk tér állt a Tisza ártérképződési folyamatainak rendelkezésére. Ezen kívül a vízgyűjtőjének felső részén végbement változások mellett a torkolat közelsége miatt a Dunán zajlott morfológiai folyamatok is hatással lehettek az ártérfejlődésre. A korábbi kutatási eredmények számos ponton eltérnek egymástól, vagy ellentétes álláspont alakult ki a kutatók között.

Nem tisztázott például az Alsó-Tisza mentén kialakult morfológiai szintek száma, azok kora, valamint a bevágódások elindulását kiváltó fő morfológiai tényezők sem. Emellett továbbra sem tisztázott, hogy mekkora volt a klímaváltozások hatása a folyóvízi folyamatokra, és mennyiben befo-

lyásolták azokat a tektonikai mozgások? Nem világos az sem, hogy a Tisza alsó szakaszán jelentkező változások kapcsolatba hozhatók-e a Dunán zajlott változásokkal, és ha igen, annak hatása térben meddig terjedt ki?

A kutatás alapvető célja a Tisza alsó, Csongrád és a torkolat közötti szakasza mentén kialakult ártér geomorfológiai alapú vizsgálata, mely alapján a pleisztocén végi és holocén folyóvízi felszínfejlődést szeretnénk minél pontosabban rekonstruálni. Első lépésként az ártéri területek fluviális formáit térképeztük fel a rendelkezésre álló térképi és műholdas állományok segítségével. Külön figyelmet fordítottunk az elhagyott kanyarulatok morfológiai elemzésére, mellyel az ártérépülési fázisokra jellemző hidrológiai viszonyokat rekonstruáltuk. Emellett az alacsonyabb térszínű ártéri szigetek részletes vizsgálatát is célul tűztük ki, melyek egy része a bevágódások idején formálódhatott (*umlaufberge*).

Ezt követően a mintegy 180 km-es hosszúságú kutatási területen az ártéri szintek abszolút és egymáshoz viszonyított relatív magasságát elemeztük, mely nem egyenletesen változik folyásirányban, ami a kialakulásukat irányító folyamatok eltérő jellegére utalhat. Magasságuk térbeli alakulását nyugat-keleti irányú kereszt-szelvények, valamint észak-déli irányú hossz-szelvények alapján vizsgáltuk.

Az Alsó-Tisza mentén zajlott ártérfejlődési folyamatok időbeliségét a folyóvízi formák anyagának OSL-kormeghatározásával sikerült meghatározni, melyet összevetettünk a geomorfológiai vizsgálatok során kapott adatokkal (kanyarulatok mérete és vízhozama, üledékek szemcseösszetétele, ártéri szintek magassága és esése), valamint a szakirodalomból ismert környezeti tényezőkkel (pl. klíma- és növényzeti változások, löszképződés).

2. Kutatási terület

Vizsgálatainkat a Tisza Csongrád és a dunai torkolat között kialakult ártéri szintjein végeztük, amelyeknek felszínén a folyóvízi formakincs a meghatározó. Az észak-déli irányban mintegy 180 km hosszúságban elnyúló, 15–40 km szélességű kutatási terület kisebb része Magyarországhoz (1860 km²) és Romániához (145 km²), nagyobb része (4489 km²) pedig Szerbiához tartozik.

A részletesen vizsgált formákat és a mintavételi pontokat a kutatási terület geomorfológiai térképezése után jelöltük ki. A Tisza mentén kialakult ártéri szintek elkülönítését, a bevágódások körülményeinek és idejének meghatározását olyan kulcsformák vizsgálata alapján végeztük el, mint a paleo-medrek és az ártéri szigetek. A Tisza mai futása mentén alacsony vízáltságnál feltáródott mederpartfalak rétegtani és szedimentológiai elemzésével pedig célunk az volt, hogy a fluviális folyamatokat, az üledékképződés körülményeit és ütemét részletesen feltárjuk. Kutatásaink során 16 helyről, összesen 41 mintavételi pontból gyűjtöttünk mintákat, közülük 21 pontban és 28 esetben történt OSL-kormeghatározás. Az OSL-mintagyűjtés helyszíneinek kiválasztása során arra törekedtünk, hogy minden elkülöníthető ártéri szintből és kanyarulat-generációból, valamint az ártérfejlődés vizsgálatához kulcsfontosságú formákból (pl.: a bevágódás során kialakult meander magokból) is történjen kormeghatározás, ami lehetővé teszi a felszínfejlődés minél pontosabb rekonstrukcióját.

3. Vizsgálati módszerek

A fejlődéstörténeti kérdések megválaszolásához különböző módszereket alkalmaztunk. Törekedtünk arra, hogy azonos

eljárásokat és adatgyűjtési módokat használjunk a kutatási terület egészén, azonban a rendelkezésre álló térképállományok eltérő méretaránya ezt nem minden esetben tette lehetővé.

3.1. Geomorfológiai formák térképezése

A vizsgálat első lépéseként a kutatási terület felszínformáit azonosítottuk, melyet topográfiai térképlapok alapján végeztünk ArcGIS 10 szoftver segítségével, illetve terepbejárások során pontosítottunk. A Magyarországhoz tartozó ártéri területeken az M = 1:10000 méretarányú EOTR-térképek, valamint az abból készített digitális domborzatmodellek alapján a formák határait viszonylag pontosan sikerült megállapítani, azonban a terület szerbiai részén csak M = 1:25000 méretarányú topográfiai térképeket tudtuk felhasználni a geomorfológiai adatgyűjtés során. Itt a formák azonosításához 90 m-es felbontású SRTM-felvételeket, valamint műholdfelvételeket (forrás: Google Earth) is felhasználtunk. A kisebb formák azonosításához korábbi munkák térképeit (pl. Andó, 1969; Blazovich, 1985), valamint az I. és II. katonai felméréseket is felhasználtunk, melyek a szabályozások előtti, még aktívan formálódó árteret ábrázolták. Összességében a mintaterületen 2168 formát különítettünk el, melyek döntő többsége (99%) a folyóvízi felszínformálódáshoz köthető, csupán néhány (28 db) eolikus eredetű a kutatási terület északi egységében.

3.1.1. A kanyarulatok horizontális és vertikális morfológiai paramétereinek meghatározása

Az Alsó-Tisza mentén összesen 438 egykori mederrészletet azonosítottunk, amelyek partéle és mérete nem azonos pontossággal állapítható meg, mivel a feltöltődöttségük különböző. Így összesen 261 kanyarulatnak sikerült meghatározni a horizontális

kanyarulati paramétereit.

A partvonalak által határolt terület és a középvonal hosszának hányadosából számoltuk ki a kanyarulat átlagos szélességét (W). A középvonal futása alapján a görbületi sugarat (R_c) is meghatároztuk, amely annak a kanyarulatba írható körnek a sugara, amely legalább három ponton érintkezik a középvonallal. A feltételezett inflexió pontok közötti, légvonalban mért távolsággal a húr hossz (H), míg a középvonal hosszával az ívhossz (L) állapítottuk meg. Az ívhossz és a húr hossz hányadosa alapján számítottuk ki a kanyarulatok fejlettségét (Lacza, 1982), amelyet a vízhozam-számításoknál használtunk fel.

3.1.2. A kanyarulatok vízhozamának meghatározása

Mivel az elhagyott medrek mérete Dury (1961) szerint a mederkitöltő vízhozammal mutatja a legszorosabb kapcsolatot, így ebben a kutatásban is elsősorban a Sümeghy (2014) által felállított egyenleteket használtuk a Tisza paleo-medreinek vízhozam-becsléséhez. A számítások során Gábrishoz (1986) és Sümeghyhez (2014) hasonlóan csak azokat a medreket vettük figyelembe, melyeknek az ív- és húr hossz hányadosa 1,4–2,0 közé esik, azaz fejlett kanyarulatoknak tekinthetők (Lacza, 1982). Ez alapján a vizsgált 281 meder közül 174 kanyarulat volt alkalmas a vízhozam-számítások elvégzésére. A kapott eredményeket összevetettük a jelenlegi folyók mederkitöltő, valamint közepes vízhozam-értékeivel, melyeket a Tisza szegeci, a Maros makói, és a Körös kunszentmártoni vízmérceadatai alapján (Vízrajzi Évkönyvek) határoztunk meg.

3.2. Ártéri szintek és ártéri szigetek magassági viszonyainak meghatározása

A különböző magasságban elhelyezkedő ártéri szintek és szigetek azonosításához

átlagosan 5–10 km-enként szerkesztettünk nyugat-keleti irányú keresztmetsvényeket a topográfiai térképek alapján. Az így kapott keresztmetszetek alapján jól kirajzolódtak a különböző ártéri szinteket elválasztó peremek, melyek legalább 1–2 méteres terelplecsőt jelentenek. Az ártéri szintek magasságának folyásirányban történő alakulását szintén a topográfiai térképek alapján vettük föl, de ahol a szintek csak kisebb foltokban jelentek meg, az adatfelvétel sűrűségét 0,5 km-re növeltük.

Az alacsonyabb térszínű területek kiemelkedő ártéri szigetek lehatárolását ugyan csak a topográfiai térképek ($M = 1:10\,000$ és $M = 1:25\,000$) alapján végeztük el. A digitalizálás után ArcGis 10 szoftver segítségével domborzatmodellt készítettünk a formákról, melynek felhasználásával a szigetek pereme és a rajtuk található formák is könnyen azonosíthatóvá váltak. A peremek megrajzolása után meghatároztuk a szigetek morfológiai paramétereit (terület, legnagyobb szélesség és hosszúság) és magassági viszonyaikat (abszolút magasság és az ártéri szintekhez viszonyított relatív magasság).

3.3. OSL-kormeghatározás

A kutatási területen az elhagyott kanyarulatok övzátóyaiból, valamint a Tisza és a Maros medrének partfalaiából vett üledék-mintákon optikailag stimulált lumineszcens (OSL) kormeghatározást végeztünk, amellyel a felszínfejlődés folyamatainak időbeliségét tártuk fel. A kormeghatározás során meg kell határozni a minták kvarc- és feldspat szemcséiben elnyelt lumineszcens jel nagyságát, melyből indirekt módon következtethetünk az elnyelt dózis nagyságára (egyenérték dózis). Ezen kívül a mintát egységnyi idő alatt érő dózis nagyságát (környezeti dózisteljesítmény) is mérni kell, és e két tényező hányadosából az eltemetődés kora, tehát az üledékképződés

ideje adható meg (Novothny, Ujházi, 2000).

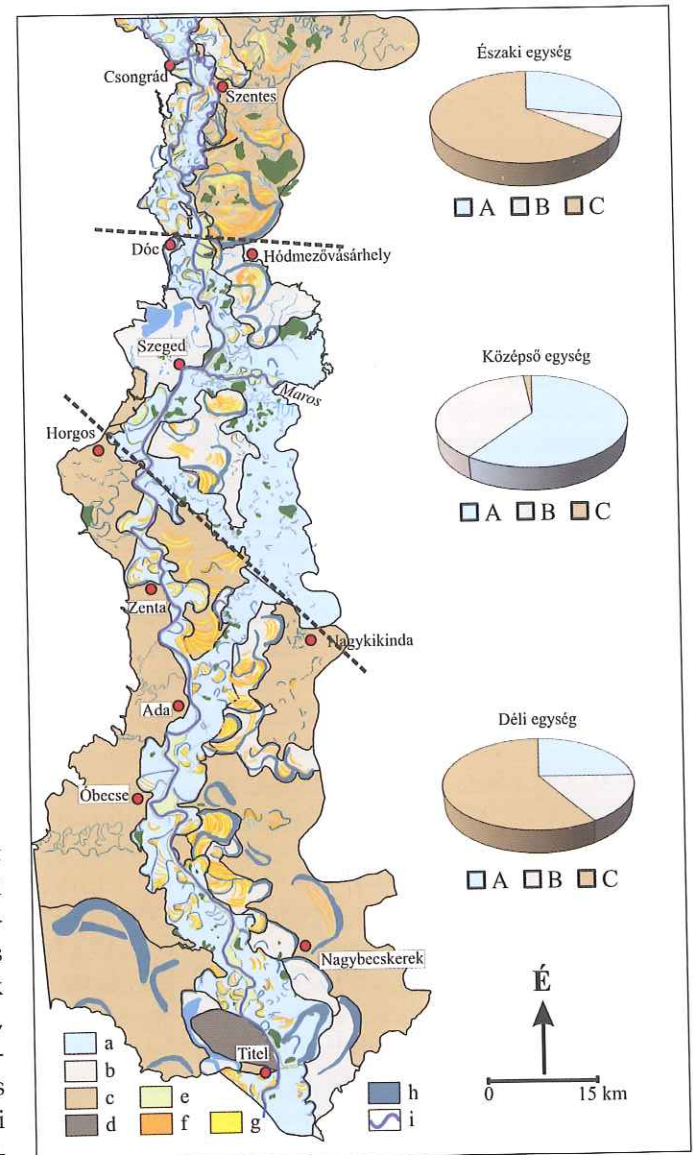
A mintavételezés során célunk volt, hogy az adott kanyarulathoz tartozó legidősebb és legfiatalabb övzátónyt is megmintázzuk, mellyel az adott kanyarulat aktivitási időszakát határoztuk meg. A partfalak esetében pedig a kulcsfontosságú rétegek (pl. paleo-talajok, zónahatárok) korának megállapítása volt az elsődleges cél, melyből az üledék-felhalmozódási körülmények egy-egy mozzanatára következtettünk. Az 21 mintavételi pontból gyűjtött összesen 29 db OSL-minta azonban vegyes szemcsőösszetétellel rendelkezett, így a feltárás során az agyagos-iszapos mintáknál a finomszemcsés (4–11 μm), míg homokos mintáknál a durvaszemcsés (90–150 és 150–220 μm) eljárást alkalmaztuk.

4. Eredmények

4.1. Az ártér geomorfológiai egységei

Eredményeink szerint az Alsó-Tisza menti ártéri területeken főként észak-déli futású, markáns eróziós peremek húzódnak, melyek magassági viszonyaikban, kiterjedésükben és morfológiai tulajdonságaikban is jelentősen különböző ártéri szinteket választanak el egymástól (Hernes et al., 2015). A peremek magassága változó, de legalább 1,5–2 m-es szintkülönbséget jelen-

tenek, bár néhol 8–9 m-es magasságkülönbség is előfordul. Együttes hosszuk 1590 km-t tesz ki, így változatossá teszik a kutatási terület felszínét. Összességében három térszint különítenek el (1. ábra).



1. ábra – A kutatási terület geomorfológiai térképe az elkülönített morfológiai egységek határaival, valamint az ártéri szintek egységenkénti területarányával a. A-szint; b. B-szint; c. C-szint; d. Titeli-lőszfennsík; e. hullámtér; f. övzátó; g. sarlólapos; h. elhagyott kanyarulat; i. aktív folyó

A legalacsonyabb, *A-szint* elsősorban a mai folyókat kíséri és a szabályozások megkezdéséig rendszeresen elöntötték az árvizek, így ez tekinthető a mai alacsony ártérnek. Területe 2160 km², mely a kutatási terület egészének egyharmada. Csaknem teljes hosszában markáns perem (3–6 m) határolja, különösen a nyugati oldalon, ahol többnyire közvetlenül a legmagasabb térszínhez kapcsolódik. A *B-szint* folyamatosan nem, csupán változatos kiterjedésű foltokban maradt fenn, így a teljes területnek csupán 17,8%-át (1160 km²) alkotja. Míg az *A-szint*től elválasztó peremei markánsak (3–5 m), addig a legmagasabb, *C-szint*tel határos peremek általában kevésbé kifejezettek (1,5–2 m). A legmagasabb térszín (*C*) az Alsó-Tisza menti ártéri területeknek csaknem a felét alkotja (47,4%, 3070 km²). Ez az ártéri szint a mintaterület északi felében csak az északkeleti peremterületen maradt fenn, délebbre a Maros hordalékkúpja és nyugaton a Duna–Tisza közének eolikus formái temették be.

Az ártéri szintek szélességviszonyai, az eróziós peremek futása és kifejezettsége, valamint a formakincs alapján a kutatási terület három egységre osztható (Hernesz et al., 2015). A legkisebb területű (984 km²), északi rész Dóc–Hódmezővásárhely vonaláig tart. Dél felé fokozatosan keskenyedik az ártéri szintek együttes szélessége (átlag: 24,3 km). Területének mintegy 2/3-t a *C-szint* teszi ki. Az egység déli határát ott húztuk meg, ahol a *C-szint* nagyobb kiterjedésű, összefüggő egysége elvégződik. A kutatási terület középső egysége (1424 km²) a Dóc–Hódmezővásárhely vonaltól a Horgos–Nagykikinda vonaláig húzódik. Itt az ártér szélessége átlagosan 21,2 km, ugyanakkor valamivel szűkebb északon. Területének legnagyobb része a legalacsonyabb ártéri szinthez sorolható (*A szint*: 59,7%), amelynek futása nem egységes, hiszen Szegedtől délre kettéválk. A déli egységben (3941 km²) az ártér kiszé-

lesedik (átlag: 36,5 km), felszínének nagy hányada pedig ismét a *C-szint*hez sorolható (60,2%). A déli egység alsó harmadában a Duna és a Tisza ártere összekapcsolódik, az észak–déli futású eróziós peremek viszont jelzik, hogy az ártérfejlődés utolsó időszakában a Tisza szerepe meghatározó volt (Hernesz et al., 2015).

4.2. Az elhagyott kanyarulatok morfológiai alapú csoportosítása

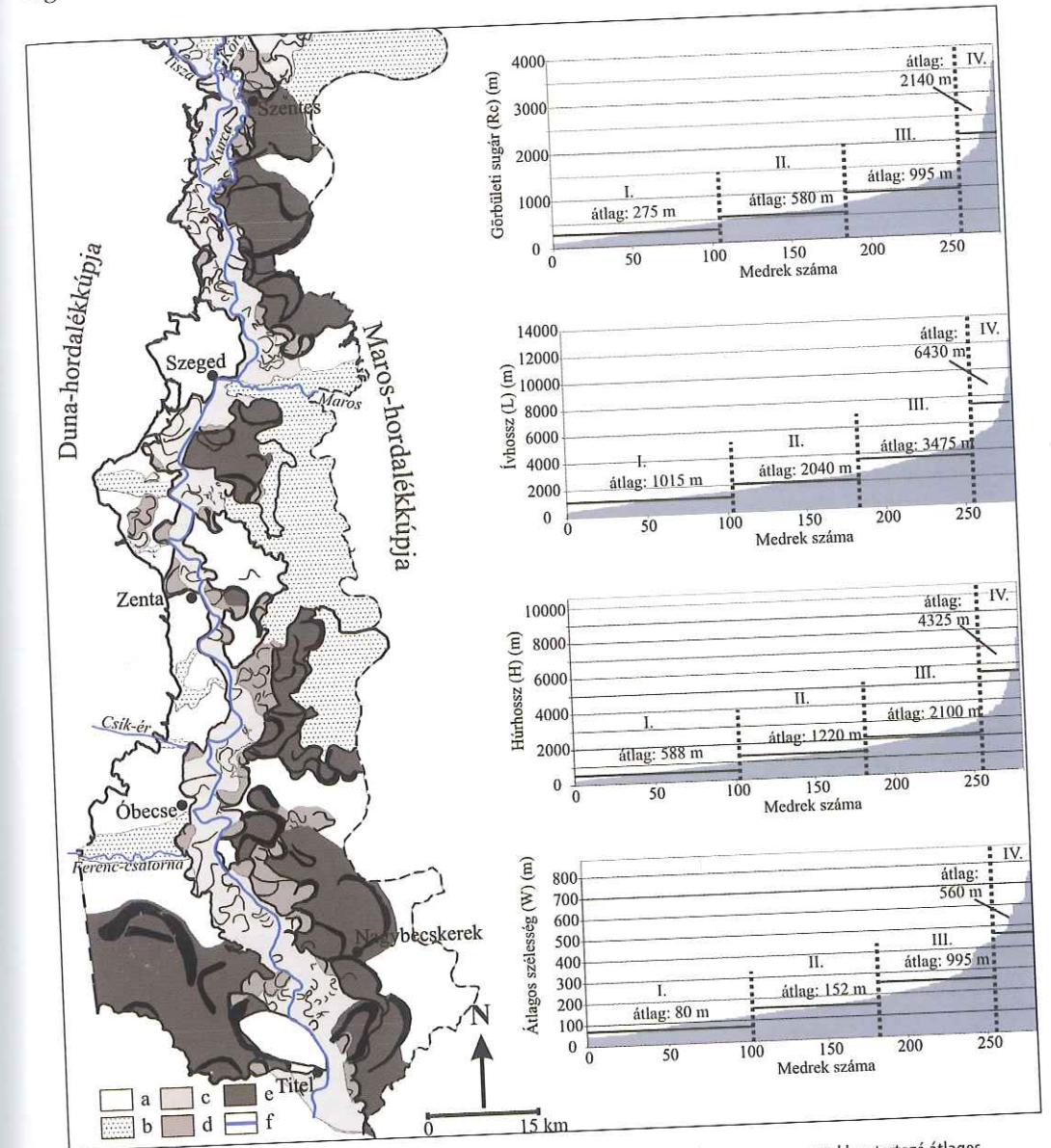
A mintaterületen összesen 438 elhagyott mederrészletet azonosítottunk (Kiss, Hernesz, 2011), amelyek nagyrészt meanderező mintázattal rendelkeznek, bár néhány egyenes medertörédek is megtalálható (2. ábra). A megvizsgált kanyarulatok közül 281 maradt meg olyan épségben, hogy horizontális kanyarlati paramétereik (R_{c} , L , H , $W_{\text{átl}}$) lemérhetőek voltak. A paramétereket eloszlási görbéken ábrázoltuk, és a görbék töréspontjai alapján csoportokba soroltuk a kanyarulatokat (1. táblázat). Az osztályozás elsősorban a görbületi sugár eloszlási görbéjén alapszik, és az osztályközök pontos megállapításához vettük figyelembe a másik három paramétert (Hernesz et al., 2015).

A legkisebb kanyarulatok, azaz az I. morfológiai csoport tagjai (109 db) a mai Tiszánál kisebb mérettel rendelkeznek ($L_{\text{átl}} = 1015$ m, $R_{\text{c átl}} = 275$ m). 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) paramétereire hasonló, illetve azoknál valamivel nagyobb ($L_{\text{átl}} = 2040$ m, $R_{\text{c átl}} = 580$ m). A mintaterület felszínének

20%-án (1310 km²) fordulnak elő, elsősorban a Tisza jelenlegi vonala menti szűk (3–10 km-es) sávban. Jóval nagyobbak viszont a III. csoportba tartozó kanyarulatok (71 db), hiszen átlagos ívhosszuk (3475 m) és húr hosszuk (3475 m) és húr hosszuk

(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



2. ábra – A különböző morfológiai csoportokba tartozó kanyarulatok előfordulása és az egyes csoportokhoz tartozó átlagos morfológiai paraméterek a. kanyarulatmentes terület; b. I. csoport; c. II. csoport; d. III. csoport; e. IV. csoport; f. jelenlegi vízfolyás.

1. táblázat – A vizsgált kanyarulatok morfológiai csoportjainak főbb jellemzői

Csoport	Kanyarulati paraméter (m)			
	ív hossz	húr hossz	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

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 részén (8%, 495 km²) találhatóak.

A legnagyobb kanyarulatok csoportjába csupán 24 kanyarulat sorolható. Méreteik a mai Tisza paramétereit legalább 4-5-ször meghaladják ($L_{\text{ait}} = 6430$ m, $R_{\text{c,ait}} = 2140$ 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 Tiszától keletre ugyanakkor nagy területeken jellemzőek ezek a medrek, csupán a Csongrád–Szentés vonaltól északra, illetve a Maros hordalékkúpjának előterében hiányoznak.

4.3. A kanyarulatok vízhozama

Az elhagyott kanyarulatok mederkitöltő vízhozamának becsléséhez elsősorban Sümeghy (2014) képleteit alkalmaztuk, de felhasználtuk a Gábris (1995), illetve Timár, Gábris (2008) által meghatározott közepes

vízhozam kiszámítására alkalmas képleteket is. Ezt követően pedig más folyók vízrendszerében felállított, tehát nem regionális érvényességű képleteket (Wolman, Leopold, 1957; Dury, 1976; Williams, 1984; Mackey, 1993) is alkalmaztunk a Tisza egykori medreire vonatkozóan (2. táblázat).

A Sümeghy (2014) egyenletei alapján kapott eredmények szerint a legkisebb medrek átlagos mederkitöltő vízhozama 565 m³/s körül alakult. Ez az érték jóval kisebb a Tisza Szegednél mért mederkitöltő (1970 m³/s) vízhozamánál, inkább a Tisza mellékfolyóinak vízhozam-értékeihez hasonló (Maros Q_{mk} : 680 m³/s; Körös Q_{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 4087 m³/s vizet szállíthattak. Ez az utóbbi érték a Tisza mai vízhozamának a kétszerese, míg a Maros hasonló értékének csaknem hatszorosa. Az Alsó-Tisza mentén található legnagyobb paleo-medrek (IV. csoport) mederkitöltő vízhozama (10907 m³/s) ugyanakkor a mai Tisza értékeit is 5-6-szorosan is meghaladta. A kiszámított adatok pontosságát ugyanakkor árnyalja, hogy a nagyobb medrek esetében (III. és IV. csoport) az átlagos kanyarulati paraméterek meghaladják az egyenletek alkalmazhatósági határértékeit.

A Gábris (1995) egyenlete alapján ki-

számított közepes vízhozam az I. medergeneráció esetében 351 m³/s, ami a Tisza mai közepes vízhozamától (KöQ: 830 m³/s) lényegesen elmarad, ugyanakkor a Maros (KöQ: 161 m³/s) és a Körös (KöQ: 110 m³/s) hasonló értékeit jóval meghaladja. A Timár, Gábris (2008) képletei alapján számított értékek az előzőnél jóval alacsonyabb közepes vízhozamot mutatnak minden kanyarulat-csoport esetében (2. táblázat).

A Dury-féle (1976) egyenlet átlagosan mintegy 33%-kal felül, míg Mackey (1993) képlete nagyjából 50%-kal alulbecsli a mederkitöltő vízhozamot. Ugyanakkor Wolman, Leopold (1957) képlete a kisebb medreknél (I. és II. kategória) több mint 40%-kal alacsonyabb értékeket adott, mint a Sümeghy-féle regionális érvényességű képlet, a legnagyobb medreknél (IV. kategória) viszont csaknem 50%-kal magasabb vízhozamokat eredményezett.

4.4. Az ártéri szigetek geomorfológiai jellemzői

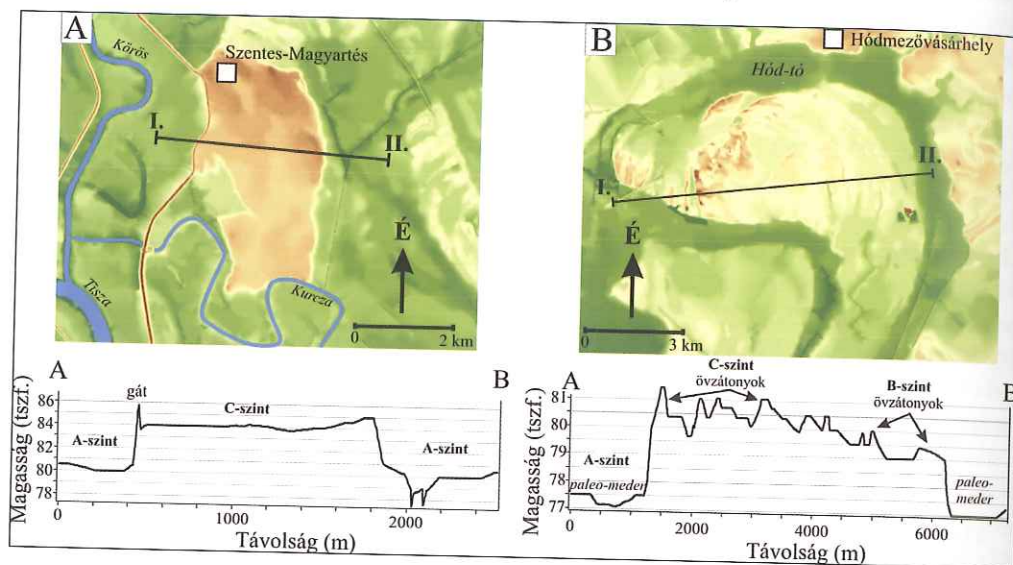
A kutatási területen összesen 39 db a környezeténél magasabb térszintet képviselő szigetek, amelyek a szomszédos, alacsonyabb felszínekből szigetszerűen emelkednek ki (Kiss et al., 2012). Az ártéri szigetek morfológiai szempontból két csoportra oszthatók: (1) valódi ártéri szigetek és (2) az elhagyott kanyarulatok bevágódása során kialakult ártéri szigetek (*umlaufberge*).

A valódi ártéri szigetek egy korábbi ártérképződési fázis maradványai lehetnek, általában több oldalról is alámasták őket az egykori kanyarulatok vagy az aktív medrek, így peremeik szinte minden oldalon élesek, homorú vonalakkal állnak (3. ábra). Az erőteljes és több esetben ma is tartó erózió miatt többnyire éles peremmel rendelkeznek, így környezetükből markánsan emelkednek ki. Kiterjedésük átlagosan 2,3 km². Morfológiai viszonyaikra

2. táblázat – A különböző képletekkel kiszámított vízhozam-értékek * a hullámhossz (λ) meghatározásának nehézségei miatt a húr hossz kétszeresét vettük alapul

Szerző(k)	Egyenlet	Alkalmazhatósági tartomány	R ²	Számított átlagos vízhozam csoportonként (m ³ /s)				
				I.	II.	III.	IV.	
Sümeghy (2014)	$Q_{\text{mk}} = 0,0004 \times R_{\text{c}}^2 + 2,6724 \times R_{\text{c}} - 64,676$	$R_{\text{c}} = 129 - 587$ m	0,70	680	1435	2407	5810	
	$Q_{\text{mk}} = 0,00006 \times L^2 + 0,846 \times L - 407,41$	$L = 725 - 2538$ m	0,81	564	3217	7619	24250	
	$Q_{\text{mk}} = -0,0004 \times H^2 + 2,4607 \times H - 864,37$	$H = 412 - 1289$ m	0,82	450	1370	2233	2660	
átlag				0,78	565	2007	4086	10907
Gábris (1995)	$H = 80,3 \times K\ddot{O}Q^{0,36}$	$K\ddot{O}Q_{\text{paleo}} = 1 - 3650$ m ³ /s	0,89	351	1538	6322	46645	
Timár, Gábris (2008)	$Q_{\text{ait}} = 0,0009 \times (\lambda/2)^{1,8}$	$\lambda/2_{\text{ait}} = 613 - 1688$ m	–	238	686	1652	5199	
Williams (1984)	$Q_{\text{ait}} = 0,025 \times R_{\text{c}}^{1,8}$	$R_{\text{c}} = 8 - 169$ m	0,81	348	540	718	1138	
Wolman, Leopold (1957)*	$\lambda = 65,2 \times Q_{\text{mk}}^{0,5}$	Nem ismert	–	388	1182	3217	12813	
Dury (1976)	$L = 59 \times Q_{\text{mk}}^{0,48}$	$Q_{\text{mk}} = 3,3 - 4106$ m ³ /s	0,87	610	1958	5565	23612	
Mackey (1993)*	$\lambda = 72,16 \times Q_{\text{mk}}^{0,49}$	Nem ismert	–	236	756	2066	7713	

jellemző az erőteljes megnyúltság, mely magyarázható kialakulásuk körülményeivel, hiszen általában két vagy több meanderöv között maradtak fent. Felszínükön az egykori ártéri formák (pl. övzátanyok, sarlólaposok) ma már csak nehezen kivehetők (3.A ábra).



3. ábra – A Sentes–Magyartés mellett található valódi ártéri sziget (A), valamint a Hód-tó kanyarulata által formált umlaufberg domborzata és keresztmetszélete (alaptérkép: 1: 10000)

Az ártéri szigetek másik csoportja belenövő kényszerített meanderekhez köthető, melyek a mai Tiszánál jóval nagyobb vízhozamot szállíthattak. A viszonylag lassú bevágódás és a folyamatos oldalazó erózió miatt ezek pereme a kanyarulatok csúcsa felőli oldalon kevésbé éles, mint a valódi ártéri szigeteké (3.B ábra).

Az ártéri szigetek másik nagy csoportjába az elhagyott kanyarulatokhoz kötődő umlaufberge kerültek. Ezek általában nagyobb területtel rendelkeznek (átlagosan 4,8 km²), mint a kisebb valódi ártéri szigetek. Morfometriai viszonyaikra a kisebb mértékű megnyúltság jellemző. Felszínükön 1–2 m-es magasságot

elérő szintkülönbségek fordulnak elő, jelezve a korábbi övzátanyok és sarlólaposok helyét (3.A ábra). Ugyanakkor az övzátanyok magassága az egykori kanyarulat csúcsa felé fokozatosan csökken, utalva a bevágódás irányára és fokozatosságára.

4.5. Az Alsó-Tisza menti ártéri területek magassági viszonyai

A kutatási területen az előző fejezetekben bemutatott ártéri szintek abszolút és egymáshoz viszonyított relatív magassága nem egyenletesen változik folyásirányban, ami a kialakulásukat irányító folyamatok jellegére utalhat. A szintek magassági viszonyainak térbeli alakulását nyugat-keleti irányú keresztmetsvények, valamint észak-déli irányú hossz-szelvények alapján elemeztük. Ezek alapján választ vártunk arra, hogy a szinteket elkülönítő bevágódások milyen mértékű eróziót okoztak, illetve hogy ennek mértéke változott-e a mintaterület morfológiai egységei között?

4.5.1. Az ártéri szintek magassági viszonyai a keresztmetszvények alapján

A keresztmetszvények alapján megállapítható, hogy a C-szinten található elhagyott kanyarulatok a B-szintig, míg a B-szint medrei az A-szint magasságáig töltődtek föl. Mindez azt mutatja, hogy az első (C/B-szinteket elválasztó) bevágódás után a C-szint mélyebb fekvésű kanyarulatai továbbra is alacsony ártérként funkcionáltak, felszínének nagy része viszont már a B-szint magas árterét képezte (Hernesz et al., 2015). Hasonló változások mentek végbe a B- és A-szintek közötti bevágódás idején is: ennek eredményeképpen a B-szint képezte az A-szint magas árterét, medreit viszont az A-szint rendszeres árvizei töltötték föl. Ekkor a C-szint felszínét már a legnagyobb árvizek sem érhették el, így az már teljesen ármentessé válhatott. A két bevágódás tehát hasonló morfológiai változásokat okozott, mértéküket viszont az egyes szintek magasságának folyásirányban történő elemzésével lehet megbecsülni.

4.5.2. Az ártéri szintek magasságának változása folyásirányban

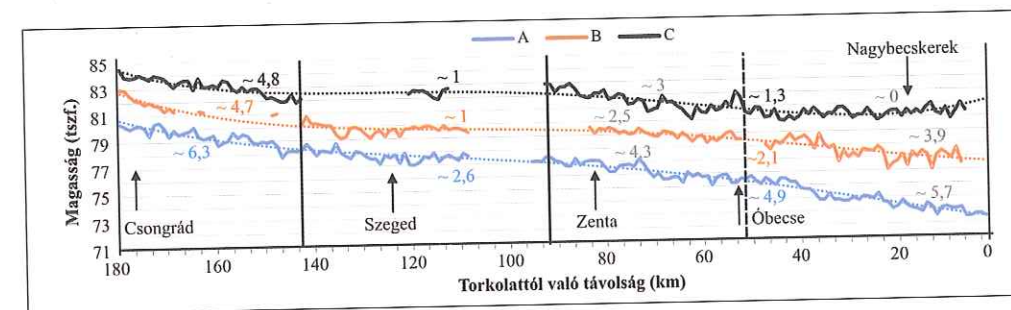
A legalacsonyabb ártéri szint (A) a kutatási terület északi részén 80 m tszf magasságban fekszik, a torkolat környékén viszont már 73 m alatt van a magassága. Így az aktív ártér (A-szint) átlagos esése 4 cm/km, ami valamivel magasabb a Tisza alföldi

szakaszán mért átlagos vízszint esésének (2,5–3,7 cm/km; Lászlóffy, 1982). Az ártér esése azonban közel sem egyenletes (4. ábra): az északi egységben az esés nagyobb (6,3 cm/km), majd a középső egységben jelentősen mérséklődik (2,6 cm/km), míg a déli egységben ismét nő (4,9 cm/km).

A B-szint lejtése hasonló jellegzetességeket mutat, bár kevésbé jelentősek a különbségek az egyes morfológiai egységek között. A kutatási terület egészén a B-szint átlagos esése jóval kisebb (2,9 cm/km), mint az A-szinté. Az északi egységben viszont ennél a térszínnél is nagyobb esés jellemző (4,7 cm/km), ami a középső egységben erőteljesen csökken (1 cm/km), majd délen ismét megnövekszik (2,1 cm/km), ez azonban jóval elmarad az alacsony ártérnél tapasztaltaktól.

A legmagasabb C-szint az északi és a középső egységekben hasonló eséssel rendelkezik, mint a B-szint (északi egység: 4,8 cm/km; középső egység: 1 cm/km), bár ez a B-szinthez tartozó kis kiterjedésű térszínnek kevés magasságadata miatt bizonytalan. A déli egységben viszont – az alacsonyabb ártéri szintekkel ellentétben – esése délen is mérsékelt marad (1,3 cm/km).

Az esésben és a relatív magasságban bekövetkező változások a terület tektonikai mozgásaira vagy az erózióbázis (Duna) bevágódására utalhatnak. Ezek alapján a kutatási terület középső egységében



4. ábra – Az ártéri szintek magasságának és esésének változása Csongrád és a torkolat között

(nagyjából a Maros mai torkolata környékén) lehetett egy környezetéhez képest süllyedő terület, amely az ártéri szintek esésének csökkenését okozta. A süllyedés valószínűleg hosszútávon jellemezte ezt a területet, melynek következtében az északi egységben mindhárom szint esetében fokozatos hátravágódás jelentkezett, amit a jelentős esés bizonyít. A déli egységben az A- és B-szintek megnövekedett esése is ilyen hátravágódás következtében alakulhatott ki. Az ezt kiváltó süllyedés viszont a Tisza torkolatától délre, esetleg a Duna mentén indulhatott el (Herneszt et al., 2015). A hátravágódás fokozatosan haladhatott felvízi irányba, melyet a két alsóbb szint divergens futása bizonyít. A süllyedés azonban még nem lehetett aktív a legmagasabb szint kialakulása idején, ugyanis annak esése gyakorlatilag megszűnik a déli szakaszon. A B-szint aktivitása alatt kezdődhetett a torkolati szakaszon a hátravágódás folyamata, mely az A-szint kialakulásakor tovább fokozódott.

4.6. Az ártéri formák anyagának OSL-kormeghatározása

Az OSL-kormeghatározások alapján a legidősebb minta $25,6 \pm 1,4$ ezer évesnek adódott, míg a legfiatalabb csupán $0,25 \pm 0,03$ ezer éve rakódott le. Ennek tükrében az Alsó-Tisza mentén lezajlott fluviális folyamatok a felső pleniglaciális kezdetétől egészen a holocén végéig, a 19. századi folyószabályozásokig rekonstruálhatóvá váltak (Herneszt et al., 2015).

A kapott adatok alapján általánosságban megállapítható, hogy a felső pleniglaciális kezdete óta két, hosszabb ideig tartó ártérképződési fázis mutatható ki az Alsó-Tisza mentén, melyek a legmagasabb C- és a legalacsonyabb A-szint formálódásához köthetők. A közöttük elhelyezkedő B-szint aktivitása és a szinteket elválasztó bevágódások

megindulása nagyjából a pleisztocén végén és a holocén elején, mintegy 4–6 ezer év alatt játszódott le. Ezek az ártérképződési ciklusok viszont nem egy időben, a bevágódások pedig nem egyenlő mértékben jelentkeztek a kutatási terület egységeiben, ami jelzi, hogy a mintegy 180 km-es hosszúságú folyószakaszon az ártérfejlődést befolyásoló tényezők eltérő súlyúak voltak a vizsgált időszakban. A bevágódások és az ártérfejlődés rekonstruálását összekötöttük az eddig bemutatott eredményeinkkel, így az 5. fejezetben összefoglalva mutatjuk be az Alsó-Tisza menti ártér felszínfejlődését.

5. Az Alsó-Tisza menti ártér fejlődéstörténete

5.1. Felső pleniglaciális

A mai ártérnél 3–9 méterrel magasabban elhelyezkedő C-szinten található kanyarulatok a legkisebb (I. csoport) és a legnagyobb (IV. csoport) medergenerációkhoz tartoznak. Mivel a kisméretű medrek főként a jelenlegi mellékfolyók mentén találhatók, így a szint képződése során a IV. medergeneráció tagjai voltak aktívak. Közülük a kormeghatározások szerint a legidősebb kanyarulat a kutatási terület déli egységében található nagybecskereki meder, melynek legidősebb övzátónya $25,6 \pm 1,4$ ezer éves, tehát a felső pleniglaciális első felében volt aktív. A kanyarulat méretei alapján becsült mederkitöltő vízhozama $10800 \text{ m}^3/\text{s}$ körül alakult. Mivel a kanyarulat a C-szint felszínén található, így ez az adat arra utal, hogy ez az ártéri szint már a felső pleniglaciális kezdetétől (~28 ezer év) aktív lehetett (Herneszt et al., 2015).

Az utolsó glaciális maximum idejéből két minta származik. Az északi egységben található a szegvári eróziós sziget, mely-

nek magjából vett minta $20,1 \pm 2,4$ ezer éve rakódott le. Ez a minta az umlaufberg anyagát kiformáló folyóvízi tevékenység üledékeit reprezentálja, tehát a C-szinttel egy időben alakult ki. Ezt támasztja alá az is, hogy a szintén az északi egységben található Téglás-ér menti kanyarulat legidősebb övzátónya is ekkor, $19,2 \pm 2,7$ ezer éve formálódott ki.

A szegvári umlaufberget építő Tiszának még továbbra is ebben az ártérképződési fázisban képződött üledékei már a Ságvár-Lascaux interstadiális idején, $18,1 \pm 2,4$ ezer éve rakódtak le. Ugyancsak az északi egységben található a Kórógy-ér menti kanyarulat, melynek legidősebb övzátónya is ebben az időszakban alakult ki, hiszen anyagának kora $18,0 \pm 1,3$ ezer év.

A Téglás-ér menti kanyarulat legidősebb övzátónyát borító 2–2,5 m-es vastagságú, feltehetően eolikus homokréteg kialakulása is a Ságvár-Lascaux interstadiálisra tehető, OSL-kora ugyanis $17,1 \pm 1,4$ ezer éves. Az eolikus tevékenységgel szinte egy időben ($16,9 \pm 1,1$ ezer év) formálódott ki a kanyarulat legfiatalabb övzátónya. Az Alsó-Tisza mentén ekkor kialakult medrek továbbra is igen nagyok voltak (IV. csoport), melyet a Téglás-ér menti kanyarulaton kívül a Kórógy-ér menti és a Kenyere-ér menti kanyarulat paraméterei is mutatnak. A vízhozam némileg csökkent a Kórógy-ér esetében ($12400 \text{ m}^3/\text{s}$) a téglás-éri mederhez viszonyítva, viszont a kenyere-éri medernél a vízhozam-számításokra nem volt lehetőség annak csaknem egyenes futása miatt.

A felső pleniglaciális utolsó hidegebb periódusából, a Dryas I. idejéből származó mintát nem sikerült gyűjtenünk az Alsó-Tisza mentén, de Popov et al. (2012) adatai alapján következtetni lehet az ekkor lezajlott folyamatokra. A kutatási terület déli egységében a B-szint homokanyagának kormeghatározását végezték el, amely $15,9 \pm 1,2$ – $14,8 \pm 1,1$ ezer év között rakó-

dott le. Ez alapján megállapítható, hogy az első bevágódás (a C- és B-szintek közötti) a Ságvár-Lascaux interstadiális végén vagy a Dryas I. elején kezdődött a Tisza torkolata környékén, hiszen a Dryas I. nagy részében már a B-szint formálódása zajlott.

A felső pleniglaciális végén jelentkező éghajlati és vegetációs változások (ld. Ságvár-Lascaux interstadiális, Dryas I.) is elindíthatták ezt az eróziós fázist (ahogy az a Tisza felső szakaszain is kimutatható – Kasse et al., 2010), de a bevágódás az Alsó-Tisza menti kutatási terület középső és északi egységében ekkor még nem azonosítható.

5.2. Késő glaciális

A késő glaciális kezdetén, a Bölling-Alleröd interstadiálisban rakódtak le az északi egységben a szegvári umlaufberg idős övzátónyát fedő ártéri üledékek $14,4 \pm 1,3$ ezer éve, melyek itt még mindig a C-szint aktív időszakához köthetők. A kutatási terület északi egységében tehát a C- és B-szintek közötti bevágódás ekkor még nem indult meg, miközben a déli egységben már a mai B-szint volt az aktív ártér. Északon a C-szint további formálódását bizonyítja az is, hogy a Kórógy-ér menti kanyarulat legfiatalabb övzátónya is a Bölling-Alleröd interstadiálisban alakult ki ($13,2 \pm 0,9$ ezer éve). A szegvári eróziós szigetről származó OSL-korok alapján a C-szint ártér feltöltődési üteme $0,44 \text{ mm}/\text{év}$ volt.

Szintén a C-szint aktív időszakához köthető a Mindszent melletti Kisrévi-kanyarulat alsó, övzátóny-rétegeket tartalmazó zónája is, mely ugyancsak a Bölling-Alleröd interstadiálisban alakult ki. Kora a partfal déli szakaszán $13,1 \pm 1,2$ ezer év, az egykori meder alján talált homok pedig $13,0 \pm 1,1$ ezer éves.

Miközben a kutatási terület északi és középső részén még a C-szint formálódása zajlott, addig a déli egységben már egy újabb

bevágódás vette kezdetét, mely a B- és az A-szintek elkülönülését eredményezte. Ezt jelzi a Törökbecsétől délre elhelyezkedő umlaufberg, amely az A-szintből emelkedik ki. Az eróziós sziget felszínén található, a B-szinttel azonos magasságú övzátony kora $13,4 \pm 0,7$ ezer év, mely a Bölling-Alleröd interstadiálisra esik.

A Bölling-Alleröd interstadiális végén és a Dryas III. elején már a kutatási terület középső és északi egységében is megindult a C- és B-szintek közötti bevágódás. Ezt a két egység határán elhelyezkedő dóci umlaufberg jelzi, mely az eróziós fázis idején formálódott ki. Legfiatalabb övzátonyának kora $12,8 \pm 0,8$ ezer év.

A késő glaciális végén a Tisza vízrendszerében kimutatott csökkenő vízhozam már az Alsó-Tisza mentén vizsgált paleo-medrek méreteiben is megmutatkozott. Erre jó példa a dóci umlaufberghez tartozó kanyarulat, amely már jóval kisebb, mint a C-szintre jellemző medrek (Hernesz et al., 2015). Horizontális kanyarulat paraméterei alapján a III. csoportba sorolható. A mederkitöltő vízhozama is jelentős visszaesést mutat ($7480 \text{ m}^3/\text{s}$). Ugyanakkor megnövekedett a Tisza eróziós képessége, amelyet a bevágódáskor lerakódott üledékek magasabb átlagos d_{90} -értéke ($0,113 \text{ mm}$) jelez. A bevágódás viszonylag gyorsan mehetett végbe, amelyet az umlaufberg felszínén kialakult, mindössze 3 tagból álló övzátony-sor bizonyít.

5.3. Holocén

A késő glaciális végén az északi egységben jelentkező, a C- és B-szinteket elválasztó bevágódás a holocén preboreális fázisának elején is tartott, melyet a batidai eróziós sziget hegy kialakulása, illetve legfiatalabb övzátonyának kora ($11,4 \pm 2,0$ ezer év) alapján feltételezhetünk. Az ezt kiformaló kanyarulat mind méreteit tekintve (III. csoport),

mind pedig vízhozamában ($8240 \text{ m}^3/\text{s}$) hasonló nagyságú, mint a dóci kanyarulat.

Miközben a B-szint formálódása a déli egységben már a Dryas I. idején megindult (Popov et al., 2012), addig a középső és északi egységekben csak a holocén preboreális fázisában kezdődhetett meg. Ezt mutatja a deszki kanyarulat övzátonyainak kora is, melyet Sipos et al. (2009) adatai alapján ismerünk. A kanyarulat legidősebb övzátonya $11,0 \pm 0,7$ ezer éve alakult ki, míg a legfiatalabb $9,9 \pm 0,7$ ezer éve, tehát már a boreális fázis kezdetén. Ekkor ismét megnőtt a Tisza vízhozama, és a kanyarulat paraméterei alapján a deszki meder ismét a IV. csoportba sorolható (Q_{mk} : $15300 \text{ m}^3/\text{s}$). Mindez azt mutatja, hogy az Alsó-Tisza mentén a Dryas III idején megindult vízhozam-csökkenés a preboreálisban átmenetileg szünetelt, így ismét nagy medrek formálódhattak.

A B-szint formálódása a középső és az északi egységben tehát a boreális fázis kezdetén még tartott, miközben a déli egységben már az A-szint képződése folyt. A két ártéri szintet elválasztó bevágódás legkorábban a boreális fázis második felében juthatott el a kutatási terület északi részére. Ezt támasztja alá az is, hogy a Maros jelentős futásvonalbeli átrendeződése is ekkor zajlott: $8,5 \pm 1,1$ ezer éve egy avulzió révén délnek fordult, és hordalékkúpjának déli részét kezdte építeni (Kiss et al., 2014). Az irányváltás háttérében nagy valószínűséggel az áll, hogy a Tisza újabb bevágódása a Maros erózióbázisának erőteljes süllyedését is jelentette, amely kiváltotta medrének áthelyeződését. Az Alsó-Tisza mentén boreális korú medret nem sikerült azonosítani, így ez a drasztikus vízhozam-csökkenés itt nem bizonyítható.

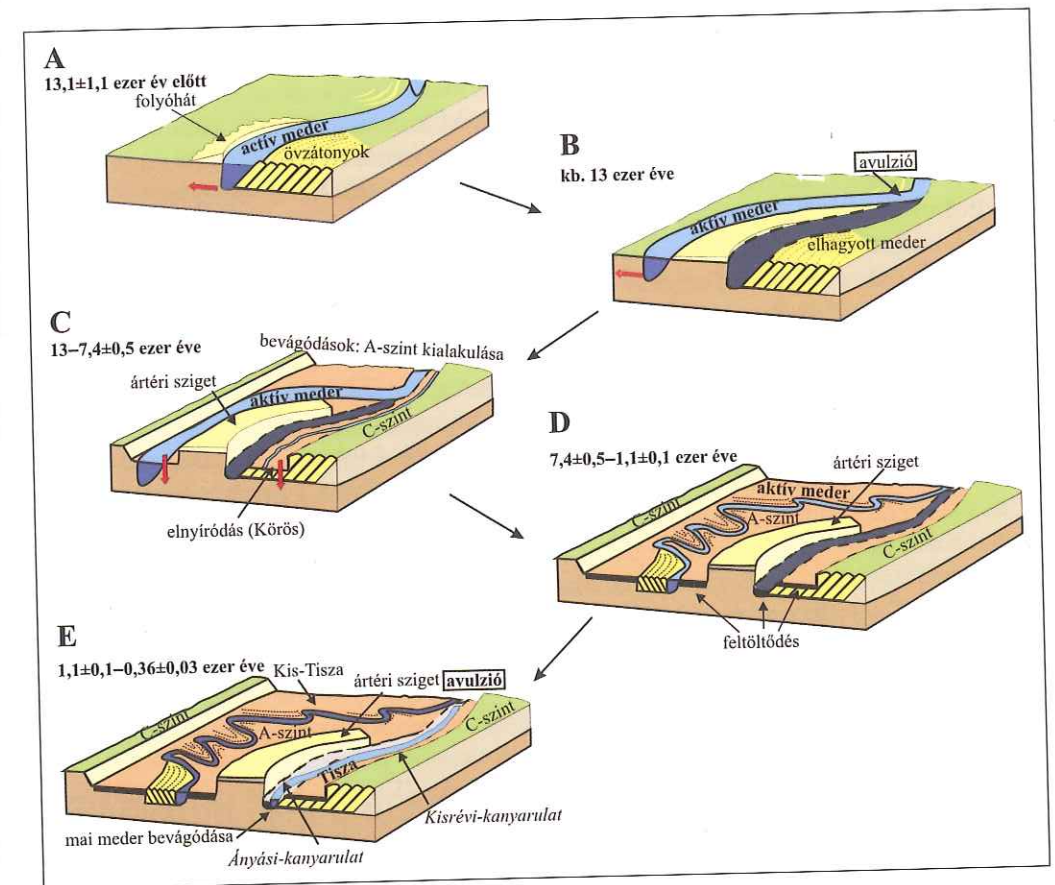
A középső és az északi egységben a B- és A-szintek közötti bevágódás boreális korát támasztja alá az is, hogy az atlantikus fázis első feléből származó minták

már az A-szint ártérképződési ciklusába tartoznak. A Mindszent melletti Kisrévi-kanyarulat partfalának felső zónáját alkotó, vízszintes (ártéri) üledékek legalsó rétegéből származó minta $8,0 \pm 0,8$ ezer éve, az atlantikus fázis elején rakódott le. Némileg fiatalabb az Ányási-kanyarulat legalsó rétege ($7,4 \pm 0,5$ ezer év), amely szintén az A-szint ártérképződési fázisában alakult ki. A feltöltődést olyan időszak követte az atlantikus fázis második felében, amikor a folyóvízi akkumuláció lelassult, és szervesanyagban gazdagabb, talajosodott réteg keletkezett a Kisrévi- és az Ányási-kanyarulatnál is. Ennek a paleo-talajnak az OSL-

kora a Kisrévi-kanyarulatnál $7,0 \pm 0,6$ ezer év, de az Ányási-kanyarulatnál is hasonló kor adódott az alatta ($7,4 \pm 0,5$ ezer év) és a felette lévő OSL-minták kora alapján ($5,2 \pm 0,4$ ezer év).

Az A-szint feltöltődése a szubboreális fázisban is folytatódott. Az Ányási-kanyarulat partfalában, a paleo-talaj feletti világosabb iszapos réteg $5,2 \pm 0,4$ ezer éve, a szubboreális fázis elején alakult ki.

A hidrológiai viszonyok a szubatlantikus fázisban sem mutatnak jelentős változásokat, ekkor továbbra is a II. csoporthoz tartozó kanyarulatok formálódtak. Közéjük tartozik az északi egységben található



5. ábra – Az északi egység Mindszent–Ópusztaszer közötti szakaszának fejlődéstörténeti vázlata a késő glaciálisról napjainkig

Kis-Tisza, melynek legidősebb övzátónya $2,0 \pm 0,2$ ezer éves, míg a legfiatalabb csupán $1,1 \pm 0,1$ ezer éve alakult ki. Ugyanekkor ($1,4 \pm 0,3$ ezer éve) jött létre a csúrogi kanyarulat legfiatalabb övzátónya is. Csúrognál is intenzív ártér-átdolgozás történetelt ebben az időszakban, bár az itteni meder mentén kevesebb (28 db) övzátóny jött létre. A Kis-Tisza, valamint a csúrogi paleo-meder az A-szint nyugati pereméhez közel, a mai Tiszától 3–5 km-es távolságban futnak. Fiatal koruk, valamint morfológiai helyzetük arra enged következtetni, hogy a Tisza nem folyamatos ártér-átdolgozással, hanem a meder hirtelen áthelyeződésével (avulzió) került a mai helyére mindkét esetben. Ezt az északi egységben található Kis-Tiszánál az is alátámasztja, hogy a paleo-meder kanyarulatai, valamint az aktív meder futása között két valódi ártéri sziget található, melyeket nem pusztított el a folyóvízi erózió. A Tisza mai medrének partfalaiból vett minták (Kisrévi-kanyarulat; Ányási-kanyarulat), valamint a Kis-Tisza övzátónyainak vizsgálata alapján a holocén ártérfejlődés jellegzetességeit sikerült részletesen is rekonstruálni (Hernes, Kiss, 2013; 5. ábra).

A Kisrévi-kanyarulat partfalának alsó zónájában az övzátónyokat létrehozó meder az OSL-korok alapján $13,0 \pm 1,1$ ezer évig, a Bölling-Alleröd interstadiálisig formálódott aktívan (5.A ábra), majd a kanyarulat áthelyeződött (5.B ábra). Ezt követően történt meg a C- és B-szintek közötti, majd pedig a B- és A-szintek közötti bevágódás, bár ezek formái később megsemmisültek. A bevágódás következtében az elhagyott kanyarulat külső ívén ártéri szigetek képződtek, míg a korábbi medrében egy kisebb folyó „bele nem illő” (misfit jellegű) medre jelent meg (5.C ábra). Véleményünk szerint a Körös egykori elvonszolódott medre (ma Kurca) futhatott benne, mely ma is az avulziós pont környékén egyesül a Tiszával.

A Tisza bevágódása során ez a mellékfolyó is bevágódott, aminek eredményeképpen az egykori övzátónyok felszíne elnyíródott (ld. Kisrévi-kanyarulat partfalának alsó zónája). Ez a mellékfolyó nem követhet hosszú ideig ezt a futásvonalat, hiszen holocén atlantikus fázisának elején már finomszemű ártéri üledékek rakódtak le a Kisrévi-kanyarulat ($8,0 \pm 0,8$ ezer év) és az Ányási-kanyarulat ($7,4 \pm 0,5$ ezer év) partfalában is.

A holocén további részében a Bölling-Alleröd kori hatalmas Tisza-meder fokozatosan feltöltődött, miközben az aktív meder (Kis-Tisza) továbbra is az A-szint nyugati oldalát formálta, miközben vízhozama fokozatosan csökkent (5.D ábra). Az OSL-korok alapján még mintegy $1,1 \pm 0,1$ évvel ezelőtt is a mai Kis-Tisza volt az aktív főmeder, mely több helyen (pl. Ópusztaszernél) az A-szint nyugati peremét mosta alá. Ez is szerepet játszott abban, hogy a Honfoglalást követően a település a térség egyik meghatározó központjává vált (Blazovich, 1985). Az Ányási-kanyarulat partfalában 260–245 cm-es mélységben található az első homokrég. A réteg alatt és felett található iszapos üledékek kora $0,25 \pm 0,03$ és $0,36 \pm 0,04$ ezer év. A szelvényben (és a Tisza mai futásvonala mentén) a homokfrakció megjelenése tehát legkorábban a 17–18. századra tehető. A folyó a korábbi kanyarulatának medrét foglalta el az $1,1 \pm 0,1$ és $0,36 \pm 0,04$ ezer év közötti időszakban (5.E ábra), mely az A-szint felszínéhez képest továbbra is mélyebben feküdt.

6. Az Alsó-Tisza menti ártérfejlődés sajátosságai

Az Alsó-Tisza mentén a felső pleniglaciális kezdete óta három ártérképződési időszak

mutatható ki, amelyek során eltérő hidrológiai és morfológiai viszonyok uralkodtak. Az időszak hosszabb-rövidebb klímaváltozásai csak kisebb mértékben éreztették hatásukat ezen a folyószakaszon. Ezt leginkább az mutatja, hogy a Tisza mintázata egyszer sem alakult át, mindvégig meanderező maradt, csupán a kanyarulatok mérete változott. Eközben a mellékfolyókon (pl. Sajó, Körös és Maros) több esetben is tapasztalható volt mintázatváltozás. Azonban ezek a mellékfolyók gyakran változtatták futásvonalukat, jóval nagyobb eséssel (hordalékkúpok) és kisebb vízgyűjtővel rendelkeznek, így a klímaváltozások (vagy tektonikai mozgások) hatása rövid időn belül megmutatkozhatott a fluvialis folyamatokban.

Az Alsó-Tisza futása az utóbbi 20–25 ezer évben csaknem változatlan maradt, esése pedig az ártéri szintek alapján végig kis mértékű lehetett (2–7 cm/km). A vízgyűjtő felső részeinek nagy távolsága miatt csak a hordalék szemcseösszetételében mutathatók ki változások, amelyet azonban a löszképződés is jelentősen befolyásolhatott. Az ártéri szintek felszínén található kanyarulatok méretei, és az azokból becsült vízhozam-adatak azt mutatják, hogy a Tisza mederkitöltő vízhozama a felső pleniglaciális, valamint a késő glaciális időszakban a mai érték 4–5-szörösét tette ki. A késő glaciális végétől, valamint a preboreális fázistól kezdődően kezdtek kialakulni a kisebb, de a mai Tisza vízhozamánál még mindig 2–4-szeres vízhozamot szállító medrek. A preboreális második felében jelentkező átmeneti emelkedés után a holocén további részén a vízhozam fokozatos csökkenése figyelhető meg. A szubboreális fázisban már a mai aktív kanyarulatokhoz hasonló méretű medrek képződtek.

Az Alsó-Tisza menti ártéri területek fejlődését két markáns bevágódás határozta meg, melyek elindulását és térbeli terjedé-

sét számos tényező befolyásolta. A kormeghatározások alapján mindkét eróziós fázis a torkolattól indult, majd felvízi irányba haladva érték el a mintaterület középső és északi egységét. Kiváltójuk így az erózióbázis szintjének (Duna) süllyedése lehetett. Bár a Duna II/a teraszának kialakulása csupán egy bevágódási fázishoz köthető, Gábris (2007) szerint ennek időtartama több ezer évig (a Ságvár-Lascaux interstadiálisól a késő glaciálisig) is eltarthatott. Az Al-Duna mentén a bevágódást tektonikai mozgások is felerősíthették, bár erről pontos információkkal nem rendelkezünk.

A C/B-szintek közötti első bevágódás a Ságvár-Lascaux interstadiális végén indult el, és kb. 3–4 ezer év alatt futott végig az Alsó-Tiszán, átlagosan 2–3 m-es szintkülönbséget hozva létre. Valamivel gyorsabban ment végbe a déli egységben a bevágódás, hiszen az ekkor kialakult umlaufberg felületén itt kevesebb övzátóny alakult ki (2–3 db), mint északon (3–7 db). Ennek oka meglátásunk szerint az, hogy a hátravágódás folyamata felvízi irányba fokozatosan veszített energiájából és egyre kevésbé vált meghatározóvá a laterális erózióval szemben.

A Bölling-Allerödben elinduló, a B/A-szinteket elválasztó második bevágódás valamivel lassabban, mintegy 4–5 ezer év alatt haladt végig a kutatási területen. Hatása ugyanakkor erőteljesebb volt, hiszen 3–4 m-es szintkülönbséget és markáns eróziós peremet hozott létre. Ez az eróziós fázis az előzővel ellentétben az északi és a középső egységben haladhatott valamivel gyorsabban (5–7 db övzátóny/umlaufberg), míg délen jóval több övzátóny formálódott ki az umlaufberg felületén (8–15 db). A középső és az északi egységben a bevágódás megindulása egybeesik a holocén elején bekövetkezett erőteljes klímaváltozással, melynek morfológiai hatását a Tisza felsőbb szakaszain is kimutatták. Ez va-

lőszínűleg felerősítette az akkor elinduló hátravágódást az ártérnek ezen a szakaszán (Hernesz et al., 2015).

Az ártéri szintek magassági viszonyai, valamint esésük alapján az Alsó-Tisza menti ártérfejlődésre a tektonikai mozgások is hatással lehettek. Ez leginkább a középső egységben, a mai Maros torkolata környékén mutatkozik meg, ahol a szintek esése lényegesen lecsökkent. A lassú süllyedés folyamatosságát jelzi, hogy ettől északra mindhárom szint nagyobb eséssel rendelkezik (lokális felerősödő hátravágódás), futásuk pedig párhuzamos. A középső egységben az A-szint kettéválását okozó avulziók kialakulása is alátámasztja süllyedés aktivitását a holocén első felében, amely a recens tektonikai mozgások alapján ma is tart (Joó, 1992). A déli egységben az A- és B-szintek növekvő esése jelzi, hogy kialakulásuk idején itt jelentősen csökkent az erózióbázis szintje. Ám ezt vélhetően nem süllyedés, hanem a Duna bevágódása okozta (Gábris, 2007), mely a Tisza hátravágódását indította el. Ezt a B- és A-szintek divergens futása is alátámasztja.

A bevágódások tehát leginkább a Dunán lezajlott folyamatok tekintetében kapcsolhatók össze a klímaváltozásokkal. A Tisza felső szakaszairól induló morfológiai változások csupán kisebb hatással lehettek az Alsó-Tisza eróziós tevékenységére, s ez a hatás leginkább a hordalék jellemzőinek meghatározásában lehetett. A két bevágódási fázis révén (2-4, illetve 3-5 m) a legmagasabb ártéri szint (C) már teljesen ármentessé vált, így ez a térszín már terasznak tekinthető a Csongrádtól délre fekvő teljes szakasz mentén. A B-szintet a legnagyobb árvizek még elérhették, különösen az északi és a középső egységben, így ezt a jelenlegi Tisza magas ártérének nevezhetjük. Az A-szint pedig a szabályozásokig a Tisza aktív, alacsony árterét jelentette.

Irodalomjegyzék

- Andó, M. (1969): Az Alsó-Tiszavidék. In: Pécsi, M. (Ed.): A tiszai Alföld. Magyarország tájféldrajza sorozat. Akadémiai Kiadó, Budapest, 142–158.
- Blazovich, L. (1985): A Körös–Tisza–Maros-középkori településrendje. Dél-Alföldi Évszázadok 1., Békéscsaba–Szeged, 207 p.
- Borsy, Z., Molnár, B., Somogyi, S. (1969): Az alluviális medencesíkok morfológiai fejlődéstörténete. Földrajzi Közlemények, **17**, 237–254.
- Dury, G.H. (1961): Bankfull discharge: an example of its statistical relationships. International Association of Scientific Hydrology, **6**, 48–55.
- Dury, G.H. (1976): Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. Journal of Hydrology, **30**, 219–245.
- Gábris, Gy. (1986): Alföldi folyóink holocén vízhozamai. Alföldi Tanulmányok, **10**, 35–48.
- Gábris, Gy. (1995): A folyóvízi felszínalakítás módosulásai a hazai későglaciális-holocén ökoszisztéma változásainak tükrében. Földrajzi Közlemények, **119**, 3–10.
- Gábris, Gy. (2007): Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatokról és folyóvízi teraszokról példáján. Földtani Közlemények, **137**, 515–540.
- Gábris, Gy., Nádor, A. (2007): Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and newsynthesis. Quaternary Science Reviews, **26**, 2758–2782.
- Hernesz, P., Kiss, T. (2013): A Tisza meder partfalának vizsgálata: késő pleisztocén és holocén folyóvízi folyamatok az Alsó-Tiszán. Hidrológiai Közlemények, **93**, 13–19.
- Hernesz, P., Kiss, T., Sipos, Gy. (2015): Ártéri szintek és paleo-medrek: ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén. Földtani Közlemények, **145**, 1–18.
- Joó, I. (1992): Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. Tectonophysics, **266**, 287–300.
- 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.

- Kiss, T., Hernesz, P. (2011): Az Alsó-Tisza-vidék ártérének geomorfológiai jellegzetességei és kora. Földrajzi Közlemények, **135**, 261–275.
- Kiss, T., Hernesz, P., Sipos, Gy. (2012): Meander cores on the floodplain – an early Holocene development of the low floodplain along the lower Tisza region, Hungary. Journal of Environmental Geography, **5**, 1–10.
- Kiss, T., Hernesz, P., Sümeghy, B., Györgyövcics, K., Sipos, Gy. (2014): Evolution of the fluvial system of the Great Hungarian Plain – fluvial processes in a subsiding area since the beginning of the Weichselian. Quaternary Science Review, **10**, 235–255.
- Lacza, I. (1982): A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. Vízügyi Közlemények, **64**, 235–255.
- Lászlóffy, W. (1982): A Tisza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 610 p.
- Mackey, S.D. (1993): Theoretical modeling of alluvial architecture. PhD thesis, State University of New York, Binghamton, 255 p.
- Novothy, Á., Újházy, K. (2000): A termo- és optikai lumineszcens kor meghatározás elméleti alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. Földrajzi Értesítő, **49**, 165–187.
- 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.
- 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.
- Sümeghy, B. (2014): A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. Doktori (Ph.D.) értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 109 p.
- Timár, G., Gábris, Gy. (2008): Estimation of water conductivity of natural flood channels on the Tisza flood-plain, the Great Hungarian Plain. Geomorphology, **98**, 250–261.
- 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., Rudner, E., Sümeghy, P. (2000): The full-glacial forests of central and southeastern Europe. Quaternary Research, **53**, 203–213.
- Wolman, M.G., Leopold, L.B. (1957): River Flood Plains: Some observation on their formation. U.S. Geological Survey Professional Papers **282/C**, 87–107.