

**SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM**  
Természettudományi és Informatikai Kar  
**Földtudományok Doktori Iskola**  
Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

**KÉSŐ-PLEISZTOCÉN ÉS HOLOCÉN ÁRTÉRFEJLŐDÉS AZ  
ALSÓ-TISZA MENTÉN**

*Doktori (Ph.D.) értekezés*

**HERNESZ PÉTER**

*Témavezető:*  
Dr. Kiss Tímea

**Szeged  
2015**

## TARTALOMJEGYZÉK

<b>1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK.....</b>	<b>1</b>
<b>2. IRODALMI ELŐZMÉNYEK.....</b>	<b>5</b>
<b>2.1. Az árterek kialakulása és formakincse.....</b>	<b>5</b>
2.1.1. Az ártér fogalma.....	5
2.1.2. Az árterek osztályozási lehetőségei.....	6
2.1.3. Az ártereken zajló üledékképződési folyamatok.....	7
2.1.4. A klímaváltozás és a tektonika hatása az ártérfejlődésre .....	10
2.1.5. Az árterek formakincse .....	12
2.1.6. Paleo-medrek vízhozamának meghatározása.....	13
<b>2.2. A teraszképződés folyamata és kiváltó tényezői .....</b>	<b>15</b>
2.2.1. A teraszképződést kiváltó tényezők .....	15
2.2.2. A teraszképződés elméletének fejlődése a nemzetközi és a hazai szakirodalomban.....	18
2.2.3. A terasz és az ártéri szint elkülönítése .....	20
2.2.4. A magyarországi folyók mentén kialakult ártéri szintek vizsgálata.....	21
<b>2.3. A negyedidőszak végi környezeti változások és fluvialis folyamatok jellemzői         Közép-Kelet-Európában .....</b>	<b>22</b>
2.3.1. A késő-pleisztocén idején bekövetkezett környezeti és morfológiai változások a közép-kelet-európai vízgyűjtőkön .....	22
2.3.2. A holocén idején bekövetkezett környezeti és morfológiai változások a közép- és kelet-európai vízgyűjtőkön .....	25
<b>2.4. Az Alföld folyóhálózatának kialakulása és fejlődése a holocén végéig.....</b>	<b>28</b>
2.4.1. Pleisztocén és holocén tektonikai mozgások az Alföld területén .....	29
2.4.2. Az Alföld vízhálózatának változásai a felső-pleniglaciális végéig.....	31
2.4.3. A Tisza vízgyűjtő területén a késő-pleisztocén és a holocén idején bekövetkezett környezeti és morfológiai változások.....	32
<b>3. KUTATÁSI TERÜLET.....</b>	<b>37</b>
<b>3.1. A Tisza vízgyűjtőjének általános jellemzése .....</b>	<b>37</b>
<b>3.2. A mintaterület és mintavételi pontok bemutatása .....</b>	<b>40</b>
<b>4. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK .....</b>	<b>47</b>
<b>4.1. Geomorfológiai formák térképezése .....</b>	<b>47</b>
4.1.1. A kanyarulatok horizontális és vertikális morfometriai paramétereinek meghatározása .....	47
4.1.2. A kanyarulatok vízhozamának meghatározása .....	48
<b>4.2. Ártéri szintek és ártéri szigetek magasságviszonyainak meghatározása .....</b>	<b>49</b>
<b>4.3. Az üledékek szemcseösszetételi vizsgálata .....</b>	<b>49</b>

<b>4.4. OSL kormeghatározás .....</b>	<b>50</b>
<b>5. EREDMÉNYEK .....</b>	<b>52</b>
<b>5.1. Az Alsó-Tisza menti ártéri területek formakincse .....</b>	<b>52</b>
5.1.1. Az ártér geomorfológiai egységei .....	52
5.1.2. Az elhagyott kanyarulatok morfológiai alapú csoportosítása .....	54
5.1.3. A kanyarulatok vízhozama .....	57
5.1.4. Az ártéri szigetek geomorfológiai jellemzői .....	59
5.1.5. Az umlaufbergeek magassága és a morfológiai jellemzőik térbeli alakulása.....	61
5.1.6. Az ártéri formakincs további elemei .....	63
<b>5.2. Az Alsó-Tisza menti ártéri területek magassági viszonyai .....</b>	<b>66</b>
5.2.1. Az ártéri szintek magassági viszonyai a keresztshelvények alapján .....	66
5.2.2. Az ártéri szintek magasságának változása folyásirányban.....	69
<b>5.3. Az ártéri formák anyagának szemcseösszetételi vizsgálata.....</b>	<b>71</b>
5.3.1. A C-szint paleo-medreinek és övzátonyainak szemcseösszetételi jellemzői ....	71
5.3.2. Az első bevágódás idején képződött umlaufbergeek övzátonyainak szemcseösszetételi jellemzői .....	79
5.3.3. A B-szint, valamint a második bevágódás formáit felépítő anyagok szemcseösszetételi jellemzői .....	81
5.3.4. Az A-szint formáinak szemcseösszetételi jellemzői .....	83
<b>5.4. Az ártéri formák anyagának OSL kormeghatározása .....</b>	<b>89</b>
<b>6. ÖSSZEFOGLALÁS.....</b>	<b>92</b>
<b>6.1. Az Alsó-Tisza menti ártér fejlődéstörténete .....</b>	<b>92</b>
6.1.1. Felső-pleniglaciális.....	92
6.1.2. Késő-glaciális .....	96
6.1.1. Holocén .....	98
<b>6.2. Az Alsó-Tisza menti ártérfejlődés sajátosságai .....</b>	<b>103</b>
<b>7. IRODALOMJEGYZÉK .....</b>	<b>106</b>
<b>8. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS .....</b>	<b>119</b>
<b>9. SUMMARY.....</b>	<b>120</b>

## 1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK

A folyók mentén kialakuló természetes árterek általában hosszú fejlődés eredményeképpen jönnek létre, így formakincsükben tükrözik a formálódásuk idején bekövetkezett változásokat. Adott hidrológiai és éghajlati viszonyok között ugyanis az alluviális folyók olyan árteret alakítanak ki maguknak, amely a víz- és a hordalék szállításához a legmegfelelőbb feltételeket biztosítja (Wolman és Leopold 1957, Nanson és Croke 1992). Azonban a folyó energiaviszonyai és munkavégző képessége, valamint a lefolyási körülmények módosulhatnak, aminek következtében az ártérépülés folyamata is megváltozik. Az átalakuló víz- és hordalékhozam miatt az erózió és az akkumuláció mértéke, a folyó mintázata, a meder mérete is megváltozhat, ami egy újabb jellegű ártérépülési szakasz kezdetét jelenti (Leopold és Miller 1954, Vandenberghe 2003, Gábris 2007, 2013). Az új fázisban az aktív meder közelében fekvő korábbi formák jórészt megsemmisülnek a laterális erózió vagy az őket betemető friss üledékek miatt. Az ártér távolabbi részein viszont megőrződhetnek, így a folyó dinamikájában bekövetkezett változásokra az idősebb formák alapján következtetni lehet (Nanson és Croke 1992, Starkel 2007). Ennek köszönhetően a széles árterek vizsgálata kiválóan alkalmas a felszínfejlődés rekonstruálásához.

Amennyiben a környezeti változások átlépnek egy bizonyos küszöbértéket, a feltöltődés vagy bevágódás olyan mértékű is lehet, hogy az már különböző magasságú ártéri szintek illetve teraszok kialakulásához vezet (Pécsi 1959, Leopold et al. 1964, Bridge 2003, Vandenberghe 2003, Gábris 2013). Az ezeket felépítő üledékek összetétele és kora, a felszínükön megőrződött formakincs, valamint magasságuk térbeli alakulása alapján az ártérépülési és bevágódási fázisok morfológiai jellemzői azonosíthatók, így a fluviális folyamatok akár több tízezer évre visszamenőleg is felvázolhatók.

A Kárpát-medence folyóvízi fejlődéstörténetének 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 és 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 vízgyűjtőnként, de akár folyószakaszonként is eltérőek lehetnek.

A hazai fluviális kutatásokban nagy múltra tekint vissza a Duna teraszrendszerének vizsgálata, amely már a múlt század elején megkezdődött (Cholnoky 1925, Kéz 1934, 1939, 1942, Bulla 1941), majd az 1960-as évekre vált nagyjából ismertté kialakulásuk menete (Bulla 1956, Pécsi 1959). Ekkorra már az Alföld folyóvízhálózatának fejlődéstörténete is körvonalazódott (Somogyi 1962, 1967, Borsy et al. 1969), melyben a legnagyobb figyelmet a Duna és a Tisza irányváltásai kapták. Az utóbbi évtizedek kutatásaiban megjelenő új módszerek (pl. légifotó- vagy műholdkép-alapú geomorfológiai térképezés, pollenanalitikai vizsgálatok, geofizikai szelvényezés, radiokarbon és OSL kormeghatározás) alkalmazása viszont számos új és részletes eredménnyel szolgált, melyek jelentős része főként az utóbbi 20-30 ezer év folyóvízi fejlődéstörténetét pontosították. Az újabb módszereket alkalmazó kutatások ugyanakkor a Dunához képest nagyobb részletességgel érintették a Tisza vízrendszerét.

Számos olyan tanulmány látott napvilágot, melyek a Sajó-Hernád hordalékkúp (Nagy és Félégyházi 2001, Nagy 2002, Gábris és Nagy 2005), a Körös-medence (Nádor et al. 2007, 2011, Gábris és Nádor 2007, Petrovsky és Timár 2010) és a Maros hordalékkúpjának (Katona et al. 2012, Sümeghy és Kiss 2012, Sümeghy et al. 2013, Kiss et al. 2014a, Sümeghy



2014) pleisztocén végi és holocén fejlődését vizsgálták. Ám a mellékfolyókhoz hasonlóan a Tisza felsőbb szakaszain, a negyedidőszak végén lezajlott felszínformálással is több kutatás foglalkozott (Gábris et al. 2001, Timár et al. 2005, Gábris és Nádor 2007, Kasse et al. 2010, Cserkész-Nagy et al. 2012, Cserkész-Nagy 2014, Vass 2014). Ezek leginkább az ártéri üledékek és formák elemzése, valamint kormeghatározása alapján vázolták fel a folyóvízi folyamatokat irányító tényezőket, illetve azok morfológiai hatásait.

Ezzel szemben az Alsó-Tisza mentén megfigyelhető ártéri felszínek 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 az a jelentősebb folyók folyamatosan erre tartottak (Somogyi 1961, Borsy et al. 1969, Gábris és 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 Tisza alsó szakaszával kapcsolatos tanulmányok nagyrésze viszont több évtizede jelent meg és a vizsgálatok inkább logikai úton levezetettek, mint pontos mérésekkel alátámasztottak. A kutatási eredmények ráadásul számos ponton eltérnek egymástól, vagy ellentétes álláspont alakult ki a kutatók között.

Nem tisztázott például az Alsó-Tisza mentén kialakult morfológiai szintek száma. Az ártér 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 szakaszán feltételezte, Láng (1960) és Mezösi (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) még a legdélebbi, dunai torkolat feletti ártéri szakaszon is csupán egyetlen szintet különítettek el az aktív ártér felett.

Az ártéri szintek számához hasonlóan az azokat létrehozó bevágódás(ok) megindulását is eltérő időszakokra tették a kutatók. 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 térszínt – a Duna szerinte 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 Mezösi (1983) is a holocén kezdetére tették, ám szerintük ezt később egy újabb eróziós időszak követte a szubboreálisban, mely a mai ártér kialakulását eredményezte.

Ahogy nem alakult ki egységes álláspont a kutatók között az Alsó-Tisza mentén létrejött ártéri szintek számával és korával kapcsolatban, úgy ezek kialakulásának okairól is megoszlottak 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 mait, 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.

Bár néhány kutatás során már alkalmaztak modernebb módszereket (pl. abszolút kormeghatározás) is az Alsó-Tisza mentén végzett morfológiai vizsgálatoknál, ám ezek vagy csak egy-egy formára terjedtek ki (Sipos et al. 2009) vagy az ártérnek csupán kisebb szakaszát érintették (Popov et al. 2008, 2012). Továbbra is megválaszolatlan maradt ugyanakkor számos kulcsfontosságú kérdés az ártéri felszínfejlődéssel kapcsolatban. A korábban említett eltérő kutatói álláspontok (morfológiai szintek száma, kora) mellett továbbra sem tisztázott, hogy mekkora volt a klímaváltozások hatása a folyóvízi folyamatokra, és mennyiben befolyásolták 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?

Dolgozatom alapvető céljának tekintem a Tisza alsó, Csongrád és a torkolat közötti szakasza mentén kialakult ártér geomorfológiai alapú vizsgálatát, mely alapján a pleisztocén végi és holocén folyóvízi felszínfejlődést szeretném minél pontosabban rekonstruálni. A kutatáshoz többlépcsős vizsgálatot állítottam össze, amely során az alábbi célokat tűztem ki.

### **1. Az ártéri területek formakincsének elemzése**

A kutatás első lépéseként az ártéri területek fluviális formáit térképeztem fel a rendelkezésemre álló térképi és műholdas állományok segítségével. Mivel a korábbi kutatások ellentmondásos adatokat adtak a morfológiai térszínnek számára és kiterjedésére vonatkozóan, ezért célom az eróziós peremek alapján az ártéri szintek lehatárolása és felszíni formakincsük általános jellemzése. Külön figyelmet fordítottam az elhagyott kanyarulatok morfometriai elemzésére, mellyel az ártérépülési fázisokra jellemző hidrológiai viszonyokat szeretném rekonstruálni. Emellett az alacsonyabb térszínekből kiemelkedő ártéri szigetek részletes vizsgálatát is célul tűztem ki, melyek egy része a bevágódások idején formálódhatott (umlaufberge). A kutatás e fázisában vizsgálataim a következő kérdések köré csoportosultak:

- Az eróziós peremek alapján hány ártéri szint különböztethető meg az Alsó-Tisza mentén? Mi jellemző ezek térbeli kiterjedésére?
- A szintek kiterjedése alapján el lehet-e különíteni morfológiai egységeket a területen?
- Az elhagyott kanyarulatok milyen morfometriai tulajdonságokkal rendelkeznek? Besorolhatók-e ezek különböző medergenerációkba? Mekkora lehetett a vízhozamuk?
- Az ártéri szigeteknek milyen típusaik vannak? Mi jellemzi morfometriájukat (pl. terület, megnyúltság)? Mi jellemzi magassági viszonyaikat és morfológiai jellemzőik térbeli alakulását?
- Az ártéri formakincs további elemei milyen térbeli jellegzetességeket mutatnak az egyes szinteken, illetve különböző-e az ártér morfológiai egységeinek formakincse?

### **2. Az ártéri területek magassági viszonyainak vizsgálata**

A mintegy 180 km-es hosszúságú kutatási területen az ártéri szintek abszolút és egymáshoz viszonyított relatív magassága 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 elemeztem. Ezek alapján a következő kérdésekre vártam választ:

- A keresztshelvények alapján az egyes bevágódások milyen mértékű eróziót okoztak?
- A bevágódások mértéke változott-e a mintaterület morfológiai egységei között?
- Mi jellemző az egyes szintek esésére a hossz-shelvények alapján?

### **3. Az ártéri formák anyagának szemcseösszetételi elemzése**

Mivel az ártéri szintek felszínén elkülönített kanyarulatok méreteiben, övzátonyaik számában, valamint a szintek magassági viszonyaiban is különbségek mutatkoznak, így feltételezhetően az egyes ártérképződési fázisok és a bevágódások idején eltérő folyóvízi energia jellemezte a Tisza alsó szakaszát. Erre leginkább a lerakódott hordalék összetétele utalhat. A medrek és övzátonyok, valamint a bevágódások idején kialakult ártéri szigetek anyagából vett minták szemcseösszetételi elemzésével tehát azt szeretném megválaszolni, hogy a különböző morfológiai folyamatok idején milyen energiaviszonyok uralkodhattak. A kutatás e részénél a következő kérdések merültek föl:

- Kimutatható-e változás a hordalék szemcseösszetételében az egyes ártérképződési fázisok között?
- Mi jellemzi a bevágódások idején lerakódott üledékeket?
- Milyen mederkitöltő mélység jellemezte a kanyarulatokat?

### **4. Fejlődéstörténeti rekonstrukció**

Az Alsó-Tisza mentén zajlott ártérfejlődési folyamatok időbeliségét a folyóvízi formák anyagának OSL kormeghatározásával sikerült meghatározni, melyet összevettem 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). A morfológiai fejlődés felvázolásánál az alábbi kérdésekre kerestem a választ:

- Mikor voltak az ártérképződési fázisok az Alsó-Tisza mentén? Ezeket milyen hidrológiai és morfológiai folyamatok jellemezték?
- Mikor indultak el a bevágódások? Mi válthatta ki a nagyobb eróziót? Egy időben jelentkeztek-e a kutatási terület morfológiai egységeiben?
- Hogyan változott a Tisza kanyarulatainak mérete, vízhozama, hordalékának összetétele a vizsgált időszakban? Ez összekapcsolható-e az Alföldön kimutatott klimatikus változásokkal?
- Milyen mértékű lehetett a feltöltődés üteme az egyes ártérképződési fázisokban?
- Mennyire illeszthető az Alsó-Tisza mentén felvázolt ártérfejlődési kép a Kárpát-medence késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténetébe?

Bár a szabályozások óta az ártereknek csupán kis része formálódik aktívan, ráadásul a folyók nagyrészt rögzített mederben folynak, a rendszert korábban is irányító vagy befolyásoló folyamatok ma is hatnak (pl.: klímaváltozás által befolyásolt lefolyás és hordalékhozam módosulás, tektonikai mozgások). Az árterek, és kiemelten a különböző magasságú ártéri szintek vizsgálatának gyakorlati jelentőséget ad, hogy ezek a felszínek ma jórészt a mentett oldalon helyezkednek el, így rajtuk intenzív mezőgazdasági termelés folyik. A különböző szintek pontos kiterjedésének és magasságának meghatározása alapvető lehet például az öntözőrendszerek telepítésénél, vagy a belvízveszély meghatározásánál. A magasabb ártéri felszínek történelmi szempontú jelentőségét az adja, hogy az ember megtelepedésének elsődleges színhelyei voltak, így gazdag régészeti lelőhelyek találhatók felszínükön (pl. Ópusztaszer, Szegvár-Tűzköves). Az ártéri szintek és szigetek peremének pontos meghatározása ezért nagyban segítheti a régészeti kutatásokat is, támpontokat adhat a potenciális lelőhelyek megtalálásához.

## 2. IRODALMI ELŐZMÉNYEK

Mivel célom az Alsó-Tisza mentén az ártérfejlődés vizsgálata, ezért az irodalmi előzmények első részében az ártérfejlődés sajátosságait tekintem át. Az ártér fogalmának különféle megközelítései után a különböző szempontú ártér-osztályozási rendszereket, az ártereket kialakító folyamatokat, valamint az ártéri formakincs legfontosabb elemeit szeretném bemutatni. Mivel természetes körülmények között általában klimatikus vagy tektonikai mozgásokhoz köthető az árterek formálódásának változása, e két folyamat hatásával kiemelten foglalkozom.

Az általam vizsgált területen több ártéri/terasz szint is előfordul, ezért a teraszképződés elindulását, a bevágódások és feltöltődések intenzitását befolyásoló tényezőket is részletesen elemzem. Ezt követően a közép-európai folyóknak a pleisztocén végén és a holocén idején bekövetkezett hidrodinamikai változásait tekintem át, hiszen ekkor hasonló folyamatok mehettek végbe a hazai folyókon is. Végül az Alföld folyóhálózatának kialakulását vázolom fel, amely elengedhetetlen az Alsó-Tisza mentén végbement folyóvízi felszínfejlődés megértéséhez.

### 2.1. Az árterek kialakulása és formakincse

#### 2.1.1. Az ártér fogalma

Az ártér meghatározása számos megközelítés szerint történhet, mivel a különböző jellegű vizsgálatok (pl.: hidrológiai, geomorfológiai, ökológiai stb.) általában más és más szempontok figyelembevételével adják meg az ártér definícióját. Elsősorban az árvízi elöntés lehetőségét veszi figyelembe a *hidrológiai* megközelítés, amely szerint azt a folyók mentén elterülő sávot lehet ártérnek tekinteni, amelyet bizonyos gyakorisággal elborítanak az árvizek (Schmudde 1968, Brown 1997). A felszín domborzati viszonyait veszi alapul a *topográfiai* lehatárolás, amely egyszerűen a folyók mentén elterülő sík felszínt tekinti ártérnek (Wolman és Leopold 1957, Marriott 2004, Lóczy 2013). Azt viszont nem veszi figyelembe ez a megközelítés, hogy az árterek ritkán tökéletes síkságok, ráadásul a változó méretű formák vagy a korábbi ártérépülési fázisok maradványfelszínei (pl.: ártéri szigetek) a mikrodomborzatban jelentős szintkülönbségeket okozhatnak (Lóczy 2013). *Geológiai* és *szedimentológiai* értelemben az ártér azt a meder mentén fekvő területet jelenti, amelyet folyóvízi üledékek borítanak (Hudson 2003). *Tájökológiai* szempontból az ártér olyan, a mederhez kapcsolódó, főként vizes élőhelyeket jelentő zóna, amely gyakran ökológiai folyosóként működik (Lóczy et al. 2012).

Mivel a felszínalakítási kutatások az árteret dinamikus folyamatok által létrehozott formaként értelmezik, így a *geomorfológiai* ártér-definíciók a felszínfejlődés jellegzetességeit is figyelembe veszik (Lóczy 2013). Nanson és Croke (1992) meghatározásában az ártér olyan, főként vízszintesen rétegzett üledékekből álló, a folyók mentén kialakult alluviális forma, melyet a medertől partélek választanak el. Kihangsúlyozzák, hogy a jelenlegi hidrológiai körülmények között lerakódott üledékek építik föl, tehát egyidős a most fennálló hidro-klimatikus feltételekkel. Leopold (1994) geomorfológiai szempontú ártér meghatározásánál kiemeli a kritikus vízállás esetén bekövetkező elöntés lehetőségének fontosságát is, míg Schumm (1968) és Marriott (2004) az árteret felépítő anyagok közül a konszolidálatlan üledékek elsődlegességét hangsúlyozzák. Marriott és Alexander (1999) szerint a Nanson és Croke (1992) által alkalmazott definíciót pontosítani kell, hiszen az árterek területén felhalmozódhatnak nem folyóvízi eredetű üledékek is (pl.: helyben képződött szerves anyag és eolikus üledékek). A felszínfejlődési kutatások szempontjából az árterek kialakulását eredményező folyamatoknak van a legnagyobb jelentősége, így a Nanson és Croke-féle

*genetikus* ártér-definíció a leginkább alkalmazott. Mivel már az ártér megfogalmazása is több megközelítés szerint történhet, a különböző ártértípusok osztályozása sem egységes.

### **2.1.2. Az árterek osztályozási lehetőségei**

Mivel az árterek formálódása alapvetően a kialakító folyó energiaviszonyaitól, hidrológiai és morfológiai tulajdonságaitól függ, ezért osztályozásuk nehezen választható külön a folyómedrek tipizálásától (Wolman és Leopold 1957, Lóczy et al. 2012). Ezt jól mutatja, hogy az egyes medertípusok elkülönítéséhez gyakran az árterek paramétereit (pl.: szélességi és domborzati viszonyok) is figyelembe veszik (Rosgen 1994, Orr et al. 2008). A korábban megjelent tanulmányok összesítése alapján Nanson és Croke (1992) az árterek osztályozásának három megközelítését határozták meg: (1) az ártéri felszínformákra épülő morfológiai osztályozások, (2) a más tudományágak (pl.: műszaki, biológiai) által kialakított specifikus csoportosítások és (3) a folyó energiája és az ártérképző folyamatok viszonyából kiinduló *genetikus* megközelítés.

A *morfológiai* alapú osztályozáshoz tartozik a felszínformák és a medermintázat alapján történő tipizálás. Petts és Foster (1985) az ártereknek három csoportját, így a meanderező, fonatos és anasztomizáló jellegű folyók ártereit különböztették meg. Hozzájuk hasonló megközelítés szerint Howard (1996) négy kategóriát állított föl: (1) erősen korlátozott (főleg hegyvidéki), nagy energiával rendelkező árterek, (2) fonatos, (3) meanderező és (4) avulzív vagy anasztomizáló medrekkel jellemezhető árterek. Lóczy (2013) viszont meglehetősen statikusnak tekinti azokat a morfológiai besorolási rendszereket, amelyek csak a meglévő formaegyüttest veszik figyelembe.

Az árterek osztályozásának *specifikus* megközelítései általában nem használnak egységes ismérveket, hiszen számos különféle, főként gyakorlati indíttatású rendszerezés létezik. Kellerhals et al. (1976) mérnöki szempontú értékelésükben geomorfológiai jellemzőket is használtak a kategóriák megállapításánál, amelyek közül a meder és az ártér összekapcsoltsága emelhető ki, melyet az árterek megújulási képessége miatt vettek figyelembe. Az ártér-helyreállítási célokkal történő vizsgálatok során Brierley és Fryirs (1997) „folyóstílus” kategóriákat (*River Styles*) állítottak föl, amelyek alapja a vízfolyás változó környezeti viszonyokra adott válasza és árterük helyreállíthatósága.

A leginkább geomorfológiai szempontú ártérosztályozás a *genetikus* megközelítés, mely a folyóvízi folyamatok és az árterek kapcsolatán alapul. Ennek kidolgozása Nanson és Croke (1992) nevéhez fűződik, akik a folyó energiája (mely az esés és a vízhozam függvénye) és a lerakott hordalék szemcsemérete közötti összefüggésekből indultak ki. Vizsgálataik szerint az árterek három fő típusa különíthető el: az A-típushoz a nagy energiájú, laza (nem kohézív) üledékekből felépülő árterek tartoznak, a B-típushoz a közepes energiájú, szintén laza üledékekből felépülő ártereket (pl. meanderező folyók árterei is főként ilyenek), míg a C-típushoz a kis energiájú, kötött (kohézív) anyagú ártereket sorolták. Ezeket további altípusokra osztották a morfológiai körülmények (pl.: völgy szélessége) és az ártérképző folyamatok aktivitása alapján. A Tisza alföldi szakasza közepes energiaviszonyokkal rendelkező, laza üledékekből felépülő árterek közé sorolható (B-típus), ahol Nanson és Croke két jelentősebb altípust különböztetett meg: a (1) fonatos mintázatú medrekkel rendelkező kavicsos, valamint (2) a meanderező medrek által kialakított homokos és iszapos ártereket.

Szintén geomorfológiai alapú, de több tényezőt is figyelembe vesz Lóczy et al. (2012) osztályozási rendszere, akik az árterek felosztásához olyan morfológiai jellemzőket vettek alapul, mint az ártér szélessége, az üledékek kötöttsége, a völgyi korlátozottság, a medermintázat és az esés. Ezek alapján számították ki az ún. hosszanti ártérszelvény indexet, melynek értékei szerint jellemezték a Kapos árterének teljes szakaszát. Hozzáteszik ugyanakkor, hogy az általuk felhasznált tényezők körét bővíteni kell (pl. vegetáció

jellemzőivel, emberi hatások mértékével) ahhoz, hogy más folyók esetében is alkalmazható legyen.

### **2.1.3. Az ártereken zajló üledékképződési folyamatok**

A folyóvízi vizsgálatok során az ártérformálódás mechanizmusa régóta tanulmányozott folyamat (Wolman és Leopold 1957, Morisawa 1985, Nanson és Croke 1992, Howard 1996, Knighton 1998, Marriott és Alexander 1999, Bridge 2003.). Az egyes folyamatok a különböző környezeti tényezők miatt eltérő súllyal rendelkeznek (Brierley és Hickin 1992, Miall 1996), így változatos ártértípusok jönnek létre. A mederben zajló oldalirányú üledékképződés (*lateral accretion*) és az ártéren jelentkező vízszintes üledék-felhalmozódás (*vertical accretion/overbank sedimentation*) a két legfontosabb folyamat, melyek az árterek formálásában részt vesznek (Wolman és Leopold 1957, Howard 1996). Morisawa (1985) szerint az árteret felépítő anyagok nagyjából 80%-a ezen két folyamathoz köthető. Nanson és Croke (1992) ezeken kívül a fonatos medrek feltöltődését (*braid-channel accretion*) is a meghatározó tényezők közé sorolták, valamint a ferde (*oblique accretion*), az „átellenes” (*counterpoint accretion*) és a holtág-feltöltődést (*abandoned-channel accretion*) említették meg, mint kisebb jelentőségű ártérformáló folyamatokat.

#### *Oldalirányú (laterális) üledékképződés*

A kanyarulatok belső ívén történő laterális feltöltődés (övezet épülés) és a külső ív folyamatos eróziója váltja ki a meder folyamatos áthelyeződését, ami a kanyarulatok fejlődéséhez, és végeredményben a meanderezéshez vezet (Leopold et al. 1964, Bridge 2003). A folyamat kiváltó tényezője a mederben kialakuló másodlagos áramlás, melyet a centrifugális erő hoz létre (Chen és Tang 2012). Ennek hatására a külső íven megemelkedik a vízszint, a nyíró erő megnövekedik, ami pedig a part és a meder erózióját eredményezi, miközben a belső íven ezzel ellentétes folyamatok alakulnak ki és lerakódik a hordalék (Howard 1996). A laterális feltöltődést korábban a legfontosabb ártérformáló folyamatnak tartották (Wolman és Leopold 1957), de később kimutatták, hogy sok esetben (pl.: kötött anyagú ártereknél) nem ez az elsődleges tényező (Magilligan 1992, Nicholas és Walling 1996). Leginkább a laza üledékekből felépülő, közepes energiájú árterekre (Nanson és Croke 1992 *B-típus*) jellemző, melyeknél a meanderező mintázat a leggyakoribb.

A kanyarulatok oldalirányú elmozdulása, azaz az övezetek épülése nem egyenletes sebességgel zajlik. Hickin (1974) szerint a meander görbületi sugarának ( $R$ ) és a meder szélességének ( $w$ ) aránya jelentősen befolyásolja. A kanyarulatok fejlődésének kezdeti szakaszában lassú az elmozdulás, majd az  $R/w$  érték csökkenésével az eróziós és akkumulációs folyamatok felgyorsulnak. A kritikus arányérték ( $R/w = 3,0$ ) elérése után ismét visszaesik a medervándorlás sebessége (Hickin 1974). A laterális vándorlást leginkább a vízhozam, az esés, a hordalék mennyisége, valamint a part és a meder anyagának erodálhatósága befolyásolja (Ackers 1982, Timár 2005, Nicoll és Hickin 2010), míg a vegetáció szerepe csupán másodlagos (Nanson és Hickin 1986). Ma már egyre erősebb antropogén hatás érvényesül az ártereken zajló mederfejlődésben, amit főként a folyószabályozások váltottak ki (Pinter és Heine 2005, Blanka et al. 2006, Kiss et al. 2008a). A rendszerek folyamatos átalakulását a megváltozó vízjárás és hordalékhozam is tükrözi (Kiss és Andrási 2011).

A meder elmozdulása, így az övezet-épülés vizsgálata során számos módszer alkalmazható. Legtöbbször korábbi térképek, légifotók és műholdképek alapján mérik a kanyarulatok fejlődési sebességét (Fiala és Kiss 2006, Magdaleno és Fernandez 2011), de a meder-keresztmetszvények elemzésével (Nagy et al. 2001, Thorne 2002, Fiala és Kiss 2006), dendro-geomorfológiai vizsgálatokkal (Strunk 1997, Kiss és Blanka 2012) és terepi

felmérésekkel (Sipos és Kiss 2008) is viszonylag pontos eredmények kaphatók. Mivel a meder laterális elmozdulását befolyásoló tényezők folyónként, folyószakaszonként, de az eltérő szedimentológiai viszonyok miatt még a meder két oldala között is eltérőek lehetnek, ezért a kanyarulatfejlődés sebessége térben erősen változó (Nicoll és Hickin 2010). A magyarországi folyók közül a legjelentősebb értékeket a Dunán mérték (16-50 m/év Somogyi 1974), ugyanakkor a Dráván (0,7-4,7 m/év; Kiss et al. 2013a), a Hernádon (1-5,5 m/év; Kozma 2008), és a Maroson (1,7-2,1 m/év; Sipos 2006) jóval kisebb ütemű kanyarulatfejlődést állapítottak meg. A Tisza középső szakaszán, Szolnok térségében Nagy et al. (2001) mérései alapján 1,8 métert mozdult el a meder évente, míg az Alsó-Tiszán, Mindszentnél 1,4-3,4 m-es átlagos kanyarulat-vándorlást mértünk (Kiss et al. 2012a).

#### *Függőleges irányú (vertikális) ártéri üledékképződés*

Árvizek idején a medrűkből kilépő folyók elárasztják az árteret, ahol egymás fölé települő üledékrétegek jönnek létre (Wolman és Leopold 1957, Balogh 1991, Brown 1997). Az ártéri üledékképződés részfolyamatai közül kisebb területeket érint a meder közvetlen közelében fekvő folyóhátak anyagának felhalmozódása és az ezek anyagából származó ártéri homokfoltok kialakulása. E folyamatok mechanizmusát az ártéri formakincs elemzésénél ismertetem (ld. 2.1.5. fejezet).

A folyóhátakon átlépő árvíz viszont az ártéri síkság nagy területeit árasztja el, ahol az általa szállított üledékek lerakódnak. Ennek az ártéri üledékképződésnek négy fázisát lehet megkülönböztetni (Balogh 1991), melyek eltérő jellegű üledékrétegeket hoznak létre. Első lépésben az ártérre kilépő víz nagyobb sebessége miatt eróziós folyamatok lépnek fel, melyek a nagyobb szemcséket (pl. durva homok) is képesek mozgatni. Az elárasztott ártéren viszont gyorsan csökken a víz sebessége, így már csak a lebegetett üledék (iszap és agyag) felhalmozódása válik lehetővé. A harmadik fázisban az apadó vízből már csak a legfinomabb szemcsék (agyag) ülepednek ki, végül a kiszáradó ártéri felszíneken lehetővé válik az üledékek átalakulása (pl. eolikus folyamatok, szikesedés).

E folyamatok által képződött ártéri üledékek általában finomabb szemcseösszetétellel rendelkeznek, mint a meder hordaléka, hiszen többnyire lebegtetve jutnak az ártérre, bár a folyóhátak anyaga jóval durvább, mint a medertől távolabb lerakódó hordalék (Oroszi et al. 2006). A függőleges irányú üledékképződés minden típusú ártér esetében előfordulhat, ahol a folyó kilép a medrűből, leginkább viszont a nagy energiával rendelkező, laza üledékű (Nanson és Croke-féle *A-típus*) és az alacsony energiájú, de kötött anyagokból felépülő ártereken (*C-típus*) uralkodik ez az üledékképződési folyamat. Walling és He (1998) szerint a szabályozott medrű folyóknál is a vertikális ártéri üledéklerakódás formálja leginkább az árteret, hiszen a laterális erózió és akkumuláció feltételei korlátozottak vagy megszűntek.

Az ártereken történő akkumuláció sem térben, sem időben nem egyenletes, dinamikáját számos tényező befolyásolja (Nicholas és Walling 1996, Sándor 2011). A vízgyűjtő egészének lefolyását és így a mederbe jutó hordalék mennyiségét az éghajlat változása és a területhasználat átalakulása módosíthatja leginkább (Kiss és Sándor 2009, Kiss et al. 2011, Stinchomb et al. 2012). Benedetti (2003) ezeken kívül kiemelte, hogy az árvizek gyakorisága és tartóssága a hosszú távú ártéri üledék felhalmozódásának fontos tényezői. Az egy-egy szakaszon fellépő akkumuláció mértékét az ártér morfológiai jellemzői, a medertől való távolság, az adott árvíz lebegtetett üledékének koncentrációja és a növényzet határozza meg (Nicholas és Walling 1996, Benedetti 2003, Wohl 2003, Kiss és Sándor 2009, Sándor 2011). A szabályozott folyók esetében a természetes árteret gáttal szűkítették össze, így a mesterségesen kialakított, gyakran igen keskeny hullámtér feltöltődése egyre komolyabb problémát jelent (pl.: csökkenő árvízvezető képesség, egyre magasabb árvízszintek) (Sándor 2011, Kiss et al. 2011).

Az ártéri üledékek hosszú időszak alatt bekövetkező felhalmozódásának mértékét leginkább fúrások vagy alámosott magaspartok rétegsorának pollenanalitikai és szedimentológiai elemzésével végzik (Borsy et al. 1989, Félegyházi et al. 2004), melyet gyakran abszolút kormeghatározással ( $^{14}\text{C}$  és OSL) egészítenek ki (Knox 2006, Stinchomb et al. 2012). Mágneses szuszceptibilitás és  $^{137}\text{Cs}$  mérésekkel is kimutatható a feltöltődés üteme (Nicholas és Walling 1996, Sándor 2011), valamint a nehézfém-markerrétegek használata is célravezető (Sándor 2011). A rövid távú, egy-egy árvíz okozta feltöltődést legtöbbször csak terepi mérésekkel, üledékcsapdák kihelyezésével vagy geodéziai szintezéssel lehet vizsgálni (Benedetti 2003, Lóczy és Kiss 2008, Oroszi 2009, Sándor 2011, Vass 2014).

Magyarországon a hosszú távú (20-32 ezer év) ártérfeltöltődést a Felső-Tisza 0,2-0,8 mm/év üteműnek mérték (Borsy et al. 1989, Félegyházi et al. 2004). A szabályozások óta a Közép-Tisza történt akkumuláció ehhez képest egy nagyságrenddel gyorsabban (0,4-2 cm/év) ment végbe (Gábris et al. 2002, Sándor és Kiss 2006). Az Alsó-Tisza mentén folytatott vizsgálatok (Kiss et al. 2002) kimutatták, hogy a különböző hidrológiai tulajdonságokkal jellemezhető árvizek által lerakott üledékek vastagsága még ugyanazon a helyen is jelentősen eltérhet (2000. évi árvíz: 0,6 cm, 2001. évi árvíz: 0,1 cm).

#### *Egyéb üledékképződési folyamatok az ártéren*

A fonatos mintázatú folyók esetében az ártér formálódása eltérő jellegű, mint a meanderező vagy anasztomizáló medreknél (Chalov 2001), melyet a magasabb energiaszint és a nagyobb mennyiségű hordalék okoz. Sajátossága, hogy a mellékágak és a zátonyok folyamatos áthelyeződése, valamint az eróziós képesség gyors váltakozása igen összetett rétegzettségű és szemcseösszetételű felhalmozódást eredményez (Balogh 1991). A fonatos medrek akkréciója (*braid-channel accretion*) több folyamat által is bekövetkezhet (Nanson és Croke 1992). Ha a meder aktív ágai áthelyeződnek, akkor az elhagyott mederrész és a benne található zátonyok stabilizálódhatnak, feltöltődésük elindul és így az ártér részévé válnak (Chalov 2001). Szintén az ártér gyarapodását eredményezi, ha egy erőteljesebb (lokális) feltöltődést követő bevágódás hatására az egykori zátonyfelszínnek kiemelt térszínre (pl.: szigetté) alakulnak (Andrási és Kiss 2013). A rekord árvizek idején is formálódhatnak magasabb szintű felszínek, melyeket a kisebb és gyakoribb árvizek már nem érnek el (Nanson és Croke 1992).

Azoknál a meanderező mintázatú folyóknál, ahol a hordalék főként finom szemcseösszetételű (finom homok, iszap, agyag), a kanyarulatok belső ívén nem a durvább hordalékra jellemző laterális, hanem a kevésbé intenzív ferde akkréció (*oblique accretion*) válik meghatározóvá (Marren et al. 2006). A folyamat kialakulása főleg a kis energiával rendelkező, sok lebegtetett hordalékot szállító medreknél fordul elő, ahol a meder oldalirányú elmozdulása lassú (Page et al. 2003). Itt az épülő belső ív is viszonylag meredek parttal rendelkezik, melyre vékony, iszaptól és agyagtól álló, egymásra rakódó ferde üledékleplek rakódnak (Nanson és Croke 1992, Marren et al. 2006).

A szűk kanyarulatoknál fordul elő az „átellenes” üledék felhalmozódás (*counterpoint accretion*), mely a meanderek külső ívén, a pusztuló oldalon történő hordalék-lerakódást takarja (Nanson és Croke 1992, Zwolinsky 1992). Árvizek idején tapasztalható ez a folyamat, amikor a mederben áramló és a mederből az ártérre kilépő víz szétválási zónájában a lecsökkent energia miatt lerakódik a hordalék (Zwolinsky 1992). Az így kialakuló „átellenes” zátonyoknak általában homorú alakjuk van (a part vonalához igazodnak), az övzátonyoknál 1-2 m-rel alacsonyabb a felszínük, anyaguk jórészt finom szemcsés (iszap és agyag) (Nanson és Croke 1992.).

Az árterek felszínének általában kis részét teszik ki az elhagyott medrek, melyek feltöltődése (holtág-akkréció – *abandoned-channel accretion*) így a kevésbé jelentős ártérformáló folyamatok közé sorolható (Nanson és Croke 1992). Miután a lefűződött vagy



elhagyott medrekben a vízáramlás megszűnik, az állóvízben mocsári vagy tavi üledékképződési környezet alakul ki, ami nagy mennyiségű szerves anyag felhalmozódását is lehetővé teszi (Balogh 1991). Ezen kívül jelentős vastagságú ártéri üledék halmozódik föl bennünk, mivel inaktívvá válásuk után az ártér mélyebb fekvésű részét képezik, így az árvizek által szállított hordalékot könnyen fölfogják (Lóczy és Kiss 2008). Ennek köszönhetően feltöltődésük általában nagyobb ütemű, mint az árterek természetes felmagasodása (Félegyházi és Tóth 2003, Oroszi 2009; Vass 2014). A felszínfejlődéssel foglalkozó kutatásokban az elhagyott medrek az árterek egyik legfontosabb formáját alkotják (ld. 2.1.6. fejezet).

#### **2.1.4. A klímaváltozás és a tektonika hatása az ártérfejlődésre**

A folyóvízi rendszerek és ezen belül az árterek fejlődését erőteljesen befolyásolja a *klíma*, hiszen az éghajlati körülmények és az ezzel szorosan összefüggő növényzeti borítás határozza meg a víz- és hordalékhozamot, a hordalék szemcseösszetételét, ezek éves változásait, amely összességében a medermintázat alakulásában jelentkezik (Leopold és Wolman 1957). A klíma megváltozása a folyódinamikai folyamatok átalakulását eredményezheti, amely a korábbtól eltérő jellegű üledékképződésben vagy változó mértékű eróziós képességben jelentkezhet (Morisawa 1985, Bridge 2003). A változásokra adott folyóvízi válasz a vízgyűjtő méretétől függően viszont eltérő idő után jelentkezhet (Vandenbergh 2003, Benito et al. 2008). Owczarek et al. (2014) például kis vízgyűjtő területtel rendelkező, gleccservölgyekben futó folyók ártereit vizsgálva kimutatták, hogy az utóbbi évszázadok klimatikus ingadozásai már néhány év elteltével jelentősen megváltoztatták az ártérépülés jellegét. Ezzel szemben Busschers et al. (2007) szerint a Rajna alsó szakasza csupán több ezer évvel egy klímaváltozás után reagált erőteljesebb feltöltődéssel, amit a hordalékképződés elsődleges helyszínének, a vízgyűjtő felső részének jelentős távolságával hoztak összefüggésbe.

A megváltozó víz- és hordalékhozam miatt a két legfontosabb ártéralakító folyamat, a laterális és a vertikális üledékképződés üteme és jellege is jelentős mértékben átalakulhat, ezért a klímaváltozások ártérre gyakorolt hatását legtöbbször az üledékek elemzésével vizsgálják (Brooks 2003, Driese et al. 2005, Lewin et al. 2005, Benito et al. 2008, Hoffmann et al. 2008). Az övzátory-üledékek kormeghatározása alapján számította ki Brooks (2003) a laterális medervándorlás ütemét kanadai folyók mentén, amelynek maximális értéke a holocén legenyhébb időszakával esett egybe. Ekkor került ugyanis a legtöbb víz és hordalék a mederbe a belföldi jégtakaró visszahúzódása után. Benito et al. (2008) a spanyol folyók menti árterek magasabb helyzetű, tehát a nagyobb árvizek tetőzésekor lerakódott üledékek (*slack water deposit*) alapján határozták meg az árvizes időszakok gyakoriságát, melyek egyben a leggyorsabb ütemű ártéri üledékképződést eredményezték. Az ártéri paleo-talajok elemzésével Driese et al. (2005) a hűvös és nedves időszakokban lassú, de folyamatos ártéri üledékképződést állapítottak meg, mely stabil környezeti feltételek (tartós növényzeti borítás és alacsony lefolyás) mellett valósult meg.

Az erőteljesebb éghajlati átmenetek idején nemcsak az ártérképző folyamatok ütemének megváltozása, hanem a medermintázat átalakulása is bekövetkezhet (Huisink 2000, Bridge 2003, Busschers et al. 2007, Owczarek et al. 2014). Huisink (2000) Hollandiában (Vecht folyó) a késő-glaciális hidegebb és szárazabb időszakaiban sekély, nagy hordalékhozammal és energiával rendelkező fonatos mintázatot mutatott ki, ugyanakkor az enyhébb és nedvesebb holocén fázisokat az egyensúlyi állapotú, meanderező mintázat jellemezte. Hasonló változásokat mutattak ki például a Rajna (Erkens et al. 2009) és a Visztula (Starkel 2002) több szakaszán is. Owczarek et al. (2014) a jelenlegi felmelegedés hatásának tulajdonítja, hogy a korábban nagy energiájú, fonatos mintázatú periglaciális folyók bevágódtak és meanderező

mintázatot vettek fel, miközben az árvizek gyakorisága megnőtt és ezzel párhuzamosan az oldalazó erózió és az ártéri üledék-felhalmozódás üteme is felerősödött.

Míg a klímaingadozások általában a teljes vízgyűjtőn és a folyórendszer egészen átalakulásokat eredményeznek, addig a *tektonikai mozgások* gyakran csak egy-egy folyószakaszra vannak közvetlen hatással és nem érintik az egész vízrendszert (Holbrook és Schumm 1999, Bridge 2003, Timár 2003, Jain és Sinha 2005). A süllyedések és kiemelkedések hatása az árterek fejlődésében két módon jelentkezhet: longitudinálisan (a folyásiránnyal párhuzamosan) és laterálisan (a folyásirányra merőlegesen) (Holbrook és Schumm 1999, Jain és Sinha 2005). A longitudinálisan ható változások miatt a folyó és az ártér hossz-szelvényében következhet be deformáció: általában törések jelzik az eltérő tektonikai hatások alatt álló szakaszok helyét (Jain és Sinha 2005). Ez az esésviszonyok megváltozását jelenti, melynek következtében a nagyobb esésűvé váló folyószakaszok felett a bevágódás, míg alattuk a feltöltődés erősödik fel. Az átalakuló esésviszonyok a medermintázat megváltozásában is jelentkezhetnek (Leopold és Wolman 1957). Schumm és Khan (1972) terepasztalos vizsgálatai rámutattak arra, hogy azonos szemcseméretű hordalék esetén az esés növekedése az egyenes folyókon meanderek kialakulását eredményezi és küszöbérték elérése után. Az esés további növelésével a kanyarulatok mérete is folyamatosan nő, majd egy újabb küszöbérték meghaladása esetén hirtelen lecsökken és fonatos mintázat alakul ki.

A folyó hossz-szelvényében kimutatható, emelkedő szakaszokon az esés növekedésével együtt bevágódás lép fel, míg a kiemelkedő szakasztól felvízi és alvízi irányba erőteljes ártéri üledék-felhalmozódás jelentkezik (Holbrook és Schumm 1999). Egy-egy szakaszt érintő süllyedés viszont bevágódást okoz felvízi irányban és feltöltődést a süllyedő területeken (Holbrook és Schumm 1999, Bridge 2003).

A folyásirányra merőlegesen ható, laterális tektonikai mozgások miatt az ártér keresztmetszetében történik a deformáció (Bridge 2003). Amennyiben a kibillenés mértéke gyors, a meder hirtelen történő, jelentős áthelyeződése következhet be (*avulzió*), míg lassabb tektonikai mozgás esetén a meanderöv fokozatosan „csúszik” az ártér egyik oldalára, mely aszimmetrikus keresztmetszetű lesz (Holbrook és Schumm 1999, Bridge 2003). Timár et al. (2005) a Közép-Tisza mentén mutatták ki az ártér ilyen jellegű deformációját, mely a Tisza medrének fokozatos nyugatra tevődését okozta.

Elsősorban tektonikus eredetű bevágódások hatására jönnek létre az alacsonyabb térszínekből kiemelkedő ártéri szigetek egyik jellegzetes típusa, az *umlaufberge* vagy *meander magok*, amelyek egykori belenövő kényszerített meanderek kialakulásához köthetők. A meanderező mintázatot megőrző, de bevágódó folyók a kényszerített meanderek, melyeknek két típusát lehet megkülönböztetni (Morisawa 1985): bevésődő (*entrenched*) és belenövő (*ingrown*). Mindkét típus szorosan kapcsolódik a tektonikai változásokhoz, hiszen az allúviumon meanderező mintázat bevágódását a terület lassú felemelkedése okozza, amellyel a bevágódás lépést tart (Brooks 2003). A bevésődő kényszerített meanderek esetében a gyors bevágódás és a kemény alapkőzet a meghatározó, míg a belenövő kényszerített meanderek előfordulása olyan lassú emelkedésekhez kötött, ahol a folyó továbbra is képes oldalazó eróziót kifejteni, tehát az alapkőzet puhább. Lefűződés után ezek a bevágódott kanyarulatok körbefolyt tanúhegyet (umlaufberget) hagynak maguk után, melyek jóval a jelenlegi völgytalp fölé emelkedhetnek (Fairbridge 1968). Mivel a puha anyagba történő bevágódáskor a mélyülés mellett laterális erózió is fellép, ezért a völgy két oldala aszimmetrikus, kanyarutai és umlaufbergjei a lecsúszás jeleit mutatják (Twidale 1964). Belenövő kényszerített meanderek umlaufbergjei (ártéri szigetek) az Alsó-Tisza mentén is megtalálhatók. Ezeket az ártér egykori mocsaras felszínéből kiemelkedő térszíneket a korábbi munkák tanúsítéknak, árvízmentes hátnak vagy teraszszigetnek is nevezik (Andó 1969, Mezősi 1983). A nagyobbak régebbi megnevezése gorond, a kisebbeké ponk (Mátyus 1968).

### 2.1.5. Az árterek formakincse

A leginkább fejlett árterek az egyensúlyban lévő, meanderező mintázatú folyók mentén alakulnak ki, ahol jellegzetes formakincs jellemzi őket. Az ártéri formákról az utóbbi évtizedekben számos összefoglaló munka született (Bridge 2003, Goudie 2004, Charlton 2008), melyek részben a kialakító folyamatokhoz kapcsolódva, részben csak felsorolásszerűen mutatják be az egyes formákat. Véleményem szerint az árterek osztályozásához hasonlóan a formakincs vizsgálatát is célszerű a kialakulásuk alapján rendszerezni: (1) főleg az oldalazó üledékképződés által létrehozott mederformák és a hozzájuk kötődő ártéri formák, valamint (2) a függőleges irányú üledék-felhalmozódáshoz kapcsolódó ártéri formák.

A meder oldalazó mozgásával együtt járó oldalirányú üledékképződés hozza létre a kanyarulatok belső ívén kifejlődő **övezővályokat**, melyek a mederformák közé tartoznak. Jellegzetesen ívelt alakjuk a kanyarulat görbületi sugarához hasonló terjedelmű (Gábris et al. 2002). Leginkább mederkitöltő vagy annál valamivel magasabb (nem nagyvízi) vízállásnál formálódnak, a kanyarulatokban fellépő másodlagos (helikoidális jellegű) áramlásoknak köszönhetően (Charlton 2008, Chen és Tang 2012). Az egymást követő magasabb vízállások csaknem párhuzamos elrendeződésű övezővály-sort alakítanak ki, ám épülésük nem törvényszerű minden árvízi eseménynél. Jellegzetesen felfelé finomodó szemcseösszetétellel rendelkeznek (Balogh 1991), mely a víz csökkenő energiaszintjének köszönhető. Alsó részét viszonylag durva hordalék építi föl, melyre ferde rétegzettségű (általában homokos) üledékek rakódnak. A ferde rétegekre a legmagasabb vízállások idején vízszintes rétegződésű iszapos és agyagos üledékek kerülnek (Gábris et al. 2002). Az övezővályokat felépítő anyag szemcsemérete vízszintesen is változik: felvízi része durvább és stabilabb, majd folyásirányban egyre finomabb (Gábris 2003). Legnagyobb vertikális kiterjedésük a meder maximális mélységéhez hasonló.

Az egymást követő övezővályok között azokkal párhuzamoson futó, rendszerint keskenyebb **sarlólaposok** húzódnak, amelyek az árvizek vezetésében is szerepet játszanak (Gábris 2003). A szélesebb és mélyebb sarlólaposok a **surrantók**, amelyek a nagyobb árvizek alkalmával a főmeder áthelyeződését, így a kanyarulat lefűződését (*chute-cutoff*) idézhetik elő (Charlton 2008, Hooke 2007). Túlfejlett vagy átszakadó kanyarulatok esetében (kanyargósság > 3,5 Laczay 1982) a lefűződés a meander nyakánál történik meg (*neck-cutoff*). Mindkét folyamat során a folyó elhagyja a korábbi medrét, és kialakul a **holtág** vagy **morotva**, melyet a lefűződéskor az általában durva homokból felépülő **malágy** zár el az aktív medertől. Kialakulásukat a meder hirtelen áthelyeződése, az avulzió is előidézhetheti, bár ebben az esetben gyakran nem csak egy-egy kanyarulat, hanem akár hosszabb folyószakasz is inaktívvá válhat (Balogh 1991). A folyószabályozások egyik meghatározó eleme általában a kanyarulatok átvágása, mely szintén holtágak kialakulásához vezet. Az elhagyott medrek kezdetben nyílt vízfelülettel rendelkező tavakat alkotnak, majd fokozatosan feltöltődnek. Ennek ütemét számos tényező befolyásolhatja: az aktív medertől való távolság, az árvizek gyakorisága és tartóssága, valamint az ártérre kijutó hordalék mennyisége (Oroszi et al. 2006, Piegay et al. 2008). Mivel az egykori medrek az árterek mélyebben fekvő részét alkotják, az árvizek elvezetésében is gyakran játszanak fontos szerepet. Részben ezért, részben mert az aktív meder bevágódása miatt magasabb morfológiai szintre (ártéri szint vagy terasz) kerülhetnek, a paleo-medrek általában nem töltődnek fel a környező ártér szintjéig. Ennek köszönhetően akár több ezer év múlva is felismerhetőek maradnak (Nanson és Croke 1997). Az elhagyott medrek méretei (pl.: horizontális morфомetriai paraméterek és keresztmetszet), morfológiai és szedimentológiai jellemzői (pl.: mintázat, esés, hordalékának tulajdonságai, övezővályainak és partjainak relatív magassága) a lefűződés idején uralkodó fluviális folyamatokra utalnak, így a

paleo-hidrológiai számítások (Williams 1984, Gábris 1986, Sümeghy 2014) és az ártérfejlődési kutatások meghatározó elemeit képezik (Kalicki 1991, Erkens et al 2009).

A mederből kilépő árvíz az ártér függőleges irányú felmagasításával (*vertikális akkréció*) hozza létre az ártéri formák másik csoportját. A mederhez legközelebb alakulnak ki a **folyóhátak** vagy parti hátak, melyek a folyó mindkét partját kísérhetik, de jellegzetesen a kanyarulatok külső ívén jönnek létre (Balogh 1991, Gábris et al. 2002). A folyóhátak kialakulása a mederből kilépő és hirtelen lecsökkenő sebességű árvízhez köthető, amely a legdurvább szemcseméretű hordalékot közvetlenül a meder mentén rakja le (Balogh 1991). A folyótól távolodva egyre finomabb szemcsék akkumulálódnak, egyre vékonyabb rétegekben, amely a folyóhátak aszimmetrikus keresztmetszetét okozza: a meder felőli részük meredek, míg az ártér felőli oldaluk igen enyhe lejtésű, keresztmetszetük pedig ék alakú lesz (Balogh 1991, Gábris 2003).

Méretüket és magasságukat a folyó paraméterei mellett a hordalék szemcseösszetétele és az akkumuláció sebessége határozza meg leginkább. Bridge (2003) szerint maximális szélességük a meder szélességének négyszeresét érheti el, legnagyobb magasságuk pedig valamivel a legmagasabb árvízszint alatt marad (Charlton 2008), azonban az Alsó-Tiszán végzett méréseink azt mutatják, hogy a sűrű növényzetű partokon a folyóhát szélessége jóval kisebb, hiszen a súrlódás erőteljesen csökkenti a vízsebességet (Kiss et al. 2012a).

Az emelkedő árvíz helyenként átszakítja a folyóhátakat és az így képződő kapukat és árkokat a magyar geomorfológiai kutatásokban **fokoknak** vagy lecsapoló medreknek nevezik (Gábris 2003). Ezeken keresztül áramlik az árvíz az ártér alacsonyabb részeire, majd apadás idején lecsapoló medreként vezetik vissza azt (Andrásfalvy 1975). A folyóhátak áttörésénél a fokokon kiáramló, nagy sebességű víz szétteríti a folyóhát durvább üledékeit, és ék vagy hordalékkúp formájú **ártéri homokfoltok**at hoz létre. Gábris (2003) keletkezésükre utalva fokdeltaként is nevezte ezeket a formákat. Kialakulásuk akár egyetlen árvízi esemény alatt is végbemehet, de több egymást követő árhullám során a folyóhátak mentén kialakuló, majd összeérő homokfoltok kiterjedése akár km-es nagyságrendűvé is növekedhet. Felépítésében a folyóhát durva üledékein kívül már a finomodó ártéri üledékek is részt vesznek (Bridge 2003, Charlton 2008).

Az aktív medertől legtávolabbi és legmélyebb fekvésű ártéri egységek az **ártéri lapályok** vagy **mocsarak**. Felszínük meglehetősen sík, néha tavak töltik ki őket. Az igen kis energiájú akkumulációs környezet eredményeképpen elsősorban iszap- és agyagrétegek rakódnak le vízszintes, síklemezes rétegződéssel (Balogh 1991). Többnyire sűrű vegetáció borítja a felszínüket, mely az ártér érdességét növelve tovább lassítja az víz sebességét.

Bridge (2003) a meanderövhöz tartozó formákat (beleértve az aktív és elhagyott medrek övzónáit, folyóhátakat, fokokat és ártéri homokfoltokat is) együttesen **alluviális hátként** (*alluvial ridge*) különíti el. Ez az elnevezés arra utal, hogy a meder közvetlen környezete, ahol a mederhordalék és a legdurvább lebegtetett hordalék halmozódik fel, általában kiemeltebb helyzetű, mint az ártér alacsonyabb, medertől távolabbi területei. Így az ártér keresztmetszete domború lesz.

#### **2.1.6. Paleo-medrek vízhozamának meghatározása**

A folyóvízi rendszerek rendkívül dinamikusan reagálnak a környezeti feltételek megváltozására. Ez a fluviális folyamatok módosulásait és a felszínformák változatosságát eredményezi, ezért a fluviális fejlődéstörténeti vizsgálatok leggyakrabban a formakincs elemzésén alapulnak. Az elhagyott medrek kulcsszerepet töltenek be ezekben a kutatásokban, hiszen méretük tükrözi az egykori vízhozamot, így a lefolyás mértékét (Gábris 1986, Macklin et al. 2006, Erkens et al. 2009), mintázatuk az egykori víz- és hordalékszállítás

mechanizmusát (energiaviszonyokat), morfológiai helyzetük pedig a kialakulásuk idején uralkodó folyóvízi környezet jellemzőit (Macklin et al. 2006).

A paleo-medrek azonosítását elsősorban térképek segítségével végzik (Gábris 1986, Kalicki 1991, Sümeghy 2014), de jól használhatók a légi- és műholdfelvételek (Nagy és Félegyházi 2001), valamint a különböző alapadatokat felhasználó domborzatmodellek is (DDM, SRTM, LIDAR; Timár et al. 2005, Brown et al. 2013).

Az egykori hidrológiai viszonyok rekonstrukciójának széles körben elterjedt módja a paleo-medrek vízhozamának meghatározása. Meanderező medrek esetében legtöbbször a különböző horizontális és vertikális mederparaméterek és a vízhozam közötti összefüggések alapján végzik el a számításokat (Leopold és Wolman 1957, Carlston 1965, Dury 1976, Gábris 1986, 1995, Sylvia és Galloway 2007, Timár és Gábris 2008, Sümeghy és Kiss 2011, Plotzki et al. 2013).

Carlston (1965) a szabadon fejlődő meanderek hullámhossza (L) és többféle vízhozam érték között állított fel összefüggéseket. Számításai alapján az enyhén mederkitöltő feletti vízhozam mutatja a legnagyobb korrelációt a kanyarulat hullámhosszával. Szerinte a könnyebben megadható átlagos éves vízhozam és az átlagos havi maximális vízhozam viszont kevésbé kapcsolódik össze a mederparaméterekkel. Hozzá hasonlóan Dury (1976) is kiemelte a hullámhossz fontosságát a paleo-hidrológiai számításoknál, de felhívta a figyelmet arra, hogy a szélesség alapján számított vízhozam-értékek gyakran félrevezető adatokat szolgáltatnak.

Osterkamp és Hedman (1982) nemcsak a kanyarulatok morfológiai jellemzőit, hanem a hordalék szemcseméretét és a meder anyagát is figyelembe vették a vízhozam számításoknál. Ebből kiindulva hét különböző mederanyaggal rendelkező (pl. agyagos-iszapos; homokos; kavicsos) medertípusra állítottak föl képleteket.

Williams (1984) összegezte a paleohidrológiai kutatások során használt összefüggéseket, elemezte azok alkalmazhatóságát és a fellépő hibalehetőségeket. Megállapításai szerint a számítások pontatlansága több tényezőre is visszavezethető: (1) az összefüggésekhez felhasznált adatok gyakran nem pontos méréseken alapulnak (pl.: meder mélysége és keresztmetszete), (2) az egyenletekben használt fogalmak és mértékegységek különböznek (pl.: mederkitöltő vagy átlagos vízhozam, maximális mélység vagy átlagos mélység) és (3) a képletek csak adott természetföldrajzi környezetre és adott folyóvízi viszonyok között alkalmazhatók.

Sidorchuk és Borisova (2000) a tájtypusok és a hidrológiai rendszerek közötti analógiából indultak ki a paleo-hidrológiai számításoknál, amely szerint az egykori és a jelenlegi, hasonló tájtypusok hasonló fluvialis körülményekkel is rendelkeztek. Így a paleo-medrek paramétereivel (hullámhossz, meder keresztmetszete és szélessége) megegyező aktív medrek alapján következtettek az egykori vízhozamra.

A nagyobb pontosság elérése érdekében Sylvia és Galloway (2006) három különböző képletet használtak fel a korábbi vízhozamok kiszámításához, melyekhez a meder hullámhosszát, görbületi sugarát és a szélesség/mélység arányt vették figyelembe. Felhívták ugyanakkor a figyelmet arra, hogy a meder szélessége akár rövid szakaszon belül is jelentősen változhat, ezért az ezzel összefüggő számítások eléggé pontatlanok.

Plotzki et al. (2013) olyan képleteket alkalmaztak a vízhozam-számításoknál, amelyek hasonló morfológiai és klimatikus környezetben, valamint hasonló paraméterekkel rendelkező medreknél kerültek kialakításra, mint az általuk vizsgált folyó. Ezzel a Williams (1984) által is hangsúlyozott regionális alkalmazhatóságot küszöbölték ki, így más vízrendszerekre kidolgozott képleteket is figyelembe tudtak venni. Ezeket később a vizsgált folyóra érvényesítették a kiszámított és a mért vízhozamok alapján. A számításokhoz olyan képleteket választottak, amelyekben a szélesség-vízhozam összefüggések kerültek felállításra, mert ez a paraméter szerintük – Dury (1976) valamint Sylvia és Galloway (2006) állításával ellentétben

– talán a legpontosabban mérhető. A kapott eredmények szórását a part anyagának változásához kötik: kötött anyagban sokkal lassabb a meder vándorlása, így más kanyarulati paraméterek alakulnak ki (Plotzki et al. 2013).

Magyarországon először Gábris (1985; 1986) alkalmazta a kanyarulati paraméterek és a vízhozam közötti összefüggéseket a paleo-hidrológiai számításokhoz. Bár felhívta a figyelmet arra, hogy a kanyarulatok méretének kialakításában három fő tényező (vízhozam, esés és a partok anyaga) játszik fontos szerepet, az Alföldön található elhagyott medrek vízhozamának számításainál csak a méretet vette figyelembe, hiszen a partok anyaga és az esés nem változik jelentősen. A mederparaméterek közül az ívhossz, a húr hossz és a kanyarulat tágassága (burkolóvonalak távolsága) között végzett regresszió-analízist (Gábris 1986). Timár és Gábris (2008) a meder hullámhossza és a közepes vízhozam között állítottak föl összefüggést szintén az alföldi folyókon végzett mérések alapján. Kiemelték, hogy a hullámhossz szakaszonként változhat, ami a hibalehetőségeket emeli. A becslésekhez a legkisebb hullámhossz értékeket vették figyelembe, és azt számolták ki, hogy az ártéri medreknek mekkora lehet a potenciális árvízvezető képessége (Timár és Gábris 2008).

Sümeghy és Kiss (2011) a Tisza vízrendszere alapján állítottak fel összefüggéseket a kanyarulati paraméterek (szélesség, görbületi sugár, ívhossz, húr hossz) és a mederkitöltő vízhozam között. Gábrishoz (1986) hasonlóan csak az érett kanyarulatok értékeit használták fel a számításokhoz, melyeket az 1930-as években mért (tehát a legkorábbi) vízhozam adatok és a III. katonai felmérés (tehát a kisvízi szabályozás előtti) kanyarulati paraméterek alapján végeztek el. A 0,7-0,8 korrelációs együtthatóval rendelkező egyenleteket a Maros hordalékkúpjának meanderező medreinél alkalmazták (Sümeghy és Kiss 2011, Kiss et al. 2014b). Ugyancsak a Maros egykori, de fonatos mintázattal rendelkező medrének vízhozamát becsülte meg Katona et al. (2012) a Manning-képlet felhasználásával, melyhez szükséges volt a meder keresztmetszetének ismerete is.

## **2.2. A teraszképződés folyamata és kiváltó tényezői**

Mivel dolgozatomban a Tisza hidrológiai és morfológiai változásait és a különböző ártéri szintek létrejöttének körülményeit vizsgálom, ezért ebben a fejezetben a teraszok kialakulásának okait, a teraszképződésre vonatkozó elméleteket, ezeknek a hazai kutatásokban történő alkalmazását vagy továbbfejlesztését tekintem át. A geomorfológiai küszöbértékek átlépése, így a bevágódás vagy feltöltődés megindulása számos ok miatt bekövetkezhet, melyeket részletesen is szeretnék elemezni. A magyar terminológiában éles különbséget tesznek a terasz és az ártéri szint között, ám a nemzetközi szakirodalomban ez a két fogalom gyakran összemosódik, ezért szeretném a fogalmak körüli problémákat részletesebben is körbejárni. A magyarországi folyók mentén az ártéri szintek kutatása kevésbé részletes, mint a teraszoké, így ennek rövid áttekintését is célul tűztem ki.

### **2.2.1. A teraszképződést kiváltó tényezők**

A teraszképződés és a *klímaváltozások* közötti kapcsolatot több kutatásban is részletesen vizsgálták (Cholnoky 1925, Kádár 1960, Pécsi 1959, Vandenberghe 1995, 2002, 2008, Gábris 1997, 2007, Maddy et al. 2001, Bridgeland és Westaway 2008, Erkens et al. 2009). Ennek oka, hogy az éghajlat hatása a folyóvízi rendszerekre igen összetett, hiszen a hőmérséklet és a csapadék megváltozása befolyásolja a vízhozamot és a vízgyűjtő és az ártér növényzeti borítottságát, melynek következtében átalakulnak a lefolyási viszonyok, megváltozik a partok erodálhatósága, valamint a rendelkezésre álló hordalék mennyisége és minősége is (Vandenberghe 2002). A klímaváltozások hatása legtöbbször a teljes vízgyűjtőn jelentkezik, az átalakuló feltételekre adott folyóvízi válaszok pedig általában már rövid idő elteltével

megjelennek (Bridgeland és Westaway 2008, Erkens et al. 2009). Ennek köszönhetően számos esetben az éghajlati ingadozások tekinthetők a teraszképződés legfőbb irányító tényezőjének (Maddy et al. 2001). A pleisztocén végi és holocén teraszok képződésének vizsgálatánál kimutatták, hogy a folyóvízi felszínalakító folyamatok megváltozásai leginkább az erőteljes klimatikus átmenetekhez köthetők és nem a hosszabb, kiegyenlített klímával rendelkező időszakokhoz (Vandenberghe 1995, 2008). A Maddy et al. (2001) és Gábris (1997, 2007) által felállított hasonló teraszfejlődési modellek szerint a glaciális fázisból az interglaciálisba történő átmenet kezdetén az egyre inkább elterjedő növényzet hatására csökken a hordalék mennyisége, miközben a megnövekedett lefolyás a vízhozam növekedését okozza. Ennek hatására bevágódik a folyó, ám a további melegedés miatt már a párolgás is növekedik, amelynek következtében az egyensúlyi állapotot jelentő oldalazó erózió fogja jellemezni a medret. Az enyhébb és nedvesebb szakaszból a hidegebb időszakba történő átmenet kezdetén szintén nő a lefolyás, mely a vízhozam megnövekedéséhez vezet, míg a mederbe jutó hordalék mennyisége a hőmérséklet csökkenésére lassabban reagáló vegetáció miatt nem változik. A nagyobb vízhozam a folyón ismét bevágódást idéz elő, ám az egyre inkább visszahúzódó növényzet miatt megnő a bemosódó hordalék mennyisége is, mely egy idő után már újabb feltöltődést eredményez. Bevágódás tehát mindkét klimatikus átmenet idején felléphet, de Gábris (2007) szerint a hideg és száraz szakaszból az enyhébb és nedvesebb szakaszba való átmenet alatt tartósabban és erőteljesebben jelentkezik.

Ugyanakkor Pécsi (1959), Bridgeland (2000), és Olszak (2008) szerint a teraszsorozatok kialakításához a klímaváltozások hatása önmagában nem mindig elégséges tényező, szükséges a *tektonikai mozgások* megléte is, így a teraszrendszerek általában nemcsak a klímaciklusokat, hanem a kéregmozgás periódusait is tükrözik. Bridgeland (2000) északnyugat-európai folyók vizsgálatai alapján arra a következtetésre jutott, hogy teraszok csak olyan területeken jöttek létre, ahol bizonyos mértékű tektonikai emelkedés történt a negyedidőszak folyamán, így az erózió volt a meghatározó. Szerinte a teraszoknak a jelenlegi meder fölötti magasságából következtetni lehet a létrejöttük óta eltelt időszak tektonikai mozgásainak mértékére. A fokozatosan süllyedő területeken viszont nem jönnek létre teraszok a feltöltődés miatt, bár Vandenberghe et al. (2011) véleménye alapján a feltöltődés ütemében a teraszképződéshez hasonló ciklusosságot is ki lehet mutatni, melynek alapja az akkumuláció szüneteiben elinduló talajképződés. A tektonikai mozgások azonban – ellentétben a klimatikus változásokkal – gyakran csak egy-egy folyószakaszra vannak közvetlen hatással és nem érintik az egész vízrendszert (Cheetam et al. 2010). Erre jó példa a Rajna vízrendszere, amelynek középhegységi szakaszán a jól fejlett teraszrendszer részben a tektonikai mozgások eredményeképpen jött létre, míg alsó, alföldi szakaszán a folyamatos süllyedés hatására hiányoznak a teraszszintek (Bridgeland 2000). A süllyedő és emelkedő területek határzónája képezi a töréspontot: a középhegységi szakasz teraszai eddig erősen konvergálnak, míg a süllyedő területen az eltemetett, a teraszok anyagával megegyező korú üledékek divergenciát mutatnak. Ezt a jelenséget írta le Pécsi (1959) a Duna teraszainak vizsgálata alapján.

A kutatások viszont rendszerint kiemelik, hogy a tektonikai és a klimatikus hatások legtöbbször egyszerre okozzák a teraszképződéshez vezető mechanizmus-változásokat. Gábris (1997) ennek négy alapesetét írta le, melyek közül az emelkedő területeken klimatikus okok miatt elinduló bevágódás, illetve a süllyedő területeken szintén éghajlati okok miatt kialakuló feltöltődés egymás hatását erősítik föl, ami nagy szintkülönbségű teraszok létrejöttéhez vezet. Ezzel szemben az emelkedő szakaszon jelentkező akkumuláció és a süllyedő szakaszon fellépő erózió esetében a felszínformáló erők egymással ellentétes irányban hatnak, amely vagy kis szintkülönbségű teraszok kialakulásához, vagy ritmusos belső szerkezetű feltöltődéshez vezet.

A teraszképződést erőteljesen képes befolyásolni az *erózióbázis szintjének* változása is (Schumm 1993, Bridgeland 2000, Litchfield és Berryman 2005, Cheetam et al. 2010),

amelynek hatása függ a szintváltozás sebességétől, irányától, valamint az adott folyó eróziós és akkumulációs képességétől (Schumm 1993). A negyedidőszakban a folyók erózióbázis szintjének változását elsősorban a tengerszint csökkenése vagy emelkedése jelentette, az azonban nehezen állapítható meg, hogy a meddig érvényesült ennek hatása felvízi irányban (Litchfield és Berryman 2005). Bridgeland (2000) szerint mivel az északnyugat-európai partvidéken a kontinentális self pereme messze esik a jelenlegi partvidéktől, a tenger szintjének csökkenése vagy emelkedése nem okozott jelentős esésváltozást a folyóknál, így azok felszínformáló tevékenységét sem befolyásolta döntően. Litchfield és Berryman (2005) új-zélandi folyók vizsgálatánál abból indultak ki, hogy a tengerszint változásának hatása térben addig érvényesült, ameddig az utolsó glaciális maximum idején aktív ártér és a jelenlegi ártér szintje között különbség áll fenn. Eredményeik alapján a legalacsonyabb tengerszint okozta bevágódás a mai partvonalától csaknem 50 km-es távolságig hatott. Cheetam et al. (2010) ugyanakkor kiemelik, hogy a sziklás mederszakaszok és sziklazátonyok akadályt képezhetnek a tengerszint-változásokhoz köthető bevágódások felvízi irányban történő haladásához.

Bár leginkább csak a holocén második felében jellemző, az *emberi tevékenység* teraszképződésre gyakorolt hatását több helyen is kimutatták (Bridgeland 2000, Dambeck és Thiemayer 2002, Erkens et al. 2011). Például Dambeck és Thiemayer (2002) a Rajna mentén folytatott fejlődéstörténeti vizsgálataik során a holocén atlantikus fázisában megnövekedett víz- és hordalékhozamot mutattak ki, melyet a pollenvizsgálatok alapján nem lehetett klímaváltozáshoz kötni. Feltételezésük szerint az erdőterületek irtása és a korai mezőgazdaság megjelenése vezetett a lefolyás növekedéséhez és egyben a párolgás csökkenéséhez, melyhez fokozódó erózió társult. Ennek hatására az ártér jelentős részét a vízgűjtőről bemosódó, a talajokból származó fekete agyagréteg fedte be, mely jól elkülöníthető réteget alkot. Dambeck és Thiemayer (2002) szerint ugyanakkor a folyók felszínalakító tevékenységét befolyásoló emberi hatások a klimatikus változások vagy tektonikai mozgások következményeihez képest nem jelentősek, sőt ezek a hordalék mennyiségének ingadozásaiban jórészt ki is merülnek.

A teraszok kialakulását elindíthatja a rendszerben található *belső küszöbértékek* túllépése is, mely akár teljesen független lehet a külső tényezőktől (Vandenberghe 1995, Erkens et al. 2009, Cheetam et al. 2010). Erre például szolgálhatnak a hordalékkúpok csúcsán létrejövő teraszok, amelyek változatlan környezeti feltételek miatt alakulhatnak ki, egyszerűen a hordalékkúpon irányt-változtató folyó esésének megnövekedése hatására (Rachocki 1981). Cheetam et al. (2010) ausztráliai folyók mentén kimutatták, hogy a késő-pleisztocén és holocén teraszképződés elsősorban az olyan geomorfológiai küszöbértékek meghaladását követő erózióknak és akkumulációnak köszönhető, mint az esés, a meder stabilitása, a lokálisan rendelkezésre álló hordalék mennyisége vagy a kanyarulatok szinusztizálása. A határértékek átlépése részben a rendszer belső folyamataihoz (pl.: kanyarulatok átszakadása, avulzió), részben pedig extrém eseményekhez köthető (pl.: rekord árvizek). Hozzájuk hasonlóan Erkens et al. (2011) a Rajna németországi szakaszán azt állapították meg, hogy a holocén teraszok kialakulását már nem lehet a klimatikus ingadozásokkal magyarázni, sokkal inkább a lokális hatásoknak tudhatók be a bevágódások. Vizsgálataik alapján egy-egy jelentősebb kanyarulat-átszakadás során az esés egy rövid szakaszon a duplájára nő, mely az erózió felerősödéséhez, akár a mintázat megváltozásához is vezethet. Vandenberghe (1995) szerint a belső küszöbértékek átlépéséhez köthető folyóvízi reakciók leggyakrabban csak száz, esetleg ezer éves időléptékben mérhetők.

Élénk vitát váltott ki a magyar geomorfológusok körében Kádár (1960) felvetése, aki a teraszok egy különleges változatának, a meander-teraszoknak a kifomálódását vizsgálta terepasztalos kísérletekkel. A *Cholnoky*-féle folyószakaszjelleg-elméletet továbbfejlesztve arra a következtetésre jutott, hogy a meander-teraszok kialakulásához sem tektonikai mozgásra, sem klimatikus változásokra nincs szükség, hiszen azokat a meanderező folyók



természetes dinamizmusa formálja ki. Ez a dinamizmus szerinte egyfajta *egyensúlyi állapot körüli ingadozást* jelent, mely enyhe feltöltődésekhez vagy bevágódásokhoz vezethet. Erre példaként említette kanyarulatok kiegyenesedésekor vagy lefűződésekor létrejövő enyhe bevágódást, melynek hatására a korábbi kanyarulat övzatonyai meander-teraszt képeznek. Kádár (1960) ezt a teraszképződési elméletet az akkor már részletesen vizsgált Duna-teraszokra is kivetítette. Somogyi (1960) és Kretzoi (1960) szerint viszont ez a folyamat semmiképpen sem lehetett elegendő az ármentes teraszok kialakításához. Hozzájuk hasonlóan Pécsi (1959, 1960) is úgy vélte, hogy a meanderezés és az ahhoz kapcsolódó enyhe bevágódások legfeljebb a holocén során végbement kisebb bevágódások alátámasztására alkalmazható elmélet, mely a nem „valódi terasz”-ként jellemzett ártéri szinteket, illetve azok kisebb egységeit létrehozhatta, de semmiképpen sem alkalmazható a magasabb helyzetű völgyi teraszokra. Ugyanakkor Somogyi (1961), ellentétben Pécsivel (1959), a holocén szinteket sem tekintette a Kádár (1960) által fölvetett meander-terasz típusához tartozó felszíneknek, mert az azokat felépítő hordalék és az aktív ártér üledékeinek eltérő az ásvány- és közettani felépítése, tehát nem azonos folyamat eredményeképpen jöhettek létre.

A geomorfológia folyamatok rendszerszemléletű megközelítését már korábban is fölvetették (Schumm 1973), melyet a folyóvízi felszínformáló folyamatok vizsgálatánál, így a teraszképződés folyamatainak magyarázatánál napjainkban is gyakran alkalmaznak (Vandenberghe 1995, Phillips 2006, Gábris 2007, 2013, Erkens et al. 2009, Cheetam et al. 2010). Ennek alapja, hogy az egymás hatásával ellentétes folyóvízi folyamatok között (így az ezeket befolyásoló erők között is) egyensúly alakul ki, melynek köszönhetően a folyó hosszabb-rövidebb ideig egyensúlyi állapotban van. Gábris (2007) szerint ez az egyensúly jellegét tekintve dinamikus, hiszen az aktív folyamatok – ez esetben az erózió és az akkumuláció – között fennálló stabilitást takarja, ugyanakkor a tartós feltöltést vagy bevágódást végző folyókat is ez jellemzi.

A teraszformálódás folyamatában a stabil, egyensúlyi időszakok az ártérépülés periódusait jelentik, melyeket hirtelen bekövetkező, ugrásszerű változások szakíthatnak meg (Gábris 2007, Cheetam et al. 2010). Ezek a rendszer küszöbértékeinek vagy határviszonyainak elérésekor következnek be (Schumm 1973, Phillips 2006), melyek egyrészt a külső környezeti változások hatására (pl.: klímaváltozás, tektonikai mozgások vagy tengerszint-változás), másrészt a rendszer belső folyamatainak (pl.: kanyargósság, esés vagy rendelkezésre álló hordalék mennyisége) átalakulása miatt fordulhatnak elő (Schumm 1973). A külső tényezők által elért küszöbértékek meghaladása általában nagyobb léptékű, hosszabb ideig tartó, és akár az egész vízgyűjtőn jelentkező változásokat is eredményezhet (Maddy et al. 2001). Ezzel szemben a belső küszöbértékek átlépésével többnyire kisebb tér- és időbeli kiterjedésű bevágódások vagy feltöltődések mennek végbe, melyeket a lokális tényezők (pl.: alapkőzet vagy a völgy morfológiája) erősen befolyásolhatnak (Vandenberghe 1995, Erkens et al. 2009). A küszöbértékek elérésekor a rövid ideig tartó, de intenzív morfológiai változások hatására megy végbe a teraszt kialakító bevágódás, melyet követően a folyóvízi rendszerben zajló folyamatok újra az egyensúlyi állapot elérése felé irányulnak, mellyel megkezdődik az újabb ártérépülési fázis (Vandenberghe 2008).

### **2.2.2. A teraszképződés elméletének fejlődése a nemzetközi és a hazai szakirodalomban**

A teraszok kialakulása a folyók felszínformáló tevékenységének időbeli változásaival magyarázható. A korábbi elméletek főként egyetlen tényező erőteljes szerepét hangsúlyozták a bevágódások és feltöltődések kiváltó okaként, melyek közül leginkább a klímaváltozásokat és a tektonikai mozgásokat emelték ki (Pécsi 1959). Általában e két megközelítéssel összefüggésben tárgyalták az erózióbázis szintváltozásainak szerepét a teraszok kialakulásával kapcsolatban, mellyel leggyakrabban a tengerszint emelkedésének vagy

csökkenésének hatását vizsgálták (Foster et al. 2009). Ám azt, hogy a két legfontosabb tényező közül melyiknek volt nagyobb jelentősége egy-egy teraszrendszer létrejöttében, az hosszú évtizedek vitáinak alapját jelentette mind a hazai, mind a külföldi kutatók körében (Pécsi 1959, Gábris 1997, Bridgeland 2000). Azonban véleményem szerint az egyik vagy másik teraszképződést kiváltó tényező szerepe térben és időben is változhat. Fontosnak tartom megemlíteni, hogy dolgozatomban az ártéri szintek és teraszok korának – Gábrishoz (2007) hasonlóan – nem a térszint felépítő üledékek felhalmozódását, hanem a szintkülönbséget kialakító bevágódást tekintem.

A teraszképződést *tektonikai* okokkal alátámasztó elméletek elsősorban az eséskülönbség változásaiból eredeztetik a folyók morfológiai folyamataiban bekövetkező átalakulásokat (Gábris 1997). A terasz kutatásokat alapvetően határozta meg Davis (in Bulla 1956) felvetése az eróziós ciklusokról, melyet a holocén idején létrejött New England-i teraszok kialakulásának magyarázatára is alkalmazott. Szerinte a teraszrendszert felépítő, a teljes völgyet kitöltő folyóvízi hordalékanyag felhalmozódása a glaciális időszak(ok)ban történt, majd ezt követően a bevágódási ciklusokat tektonikai mozgások indították el. A bevágódásokat újra enyhe feltöltődés követte, majd a már „középszakasz” jellegű folyók formálták az új, alacsonyabb szintű árteret, melybe egy újabb emelkedés hatására vágódott be ismét a folyó. Bár hangsúlyozta, hogy megállapításait nem tekinti általános érvényűnek, ciklustanát később számos kutató átvette. Lobeck (in Pécsi 1959) hozzá hasonlóan magyarázta a teraszok kialakulását, Cotton (1952) pedig szintén a tektonikai mozgásokat határozta meg, mint alapvető teraszképző tényezőt, melyhez számos terasztípus kialakulását kötötte.

A másik elmélet szerint elsősorban az *éghajlati* ingadozásokkal magyarázhatók a vízhozamban és a hordalék mennyiségében bekövetkező változások, melyek hatására a folyó eróziós vagy akkumulációs tevékenysége megváltozik, ami a teraszok kialakulását eredményezi. Ennek a felfogásnak a kidolgozása Soergel (in Pécsi 1959) nevéhez fűződik, aki a közép-európai folyóvölgyekben kialakult teraszrendszerek formálódását a glaciális fázisokhoz kötötte. A teraszokat felépítő folyóvízi üledék a hűvösebb és hidegebb glaciális időszakokban halmozódott föl, majd az enyhébb és nedvesebb periódusokban (interglaciális) történt meg a bevágódás. A klíma és a tengerszint-változások kapcsolatára Zeuner (1945) hívta fel a figyelmet, aki a folyók alsó szakaszain létrejött teraszok kialakulását az eljegesedésekhez kötődő tengerszint-csökkenésekhez vezette vissza. Fisk (1951) ugyanezt az elgondolást alkalmazva kimutatta, hogy a pleisztocén glaciális és interglaciális periódusok, illetve a Mississippi alsó szakaszán létrejött teraszok száma egyezést mutat.

A nemzetközi szakirodalomban megjelenő legfontosabb elméleteket használták fel a kutatók a hazai teraszok kialakulásának magyarázatához is. A magyarországi folyók – elsősorban a Duna – mentén kialakult teraszok vizsgálata is csaknem egy évszázadra nyúlik vissza, és a kutatók mindig a tudomány akkori állása alapján állították fel az elméleteiket. Cholnoky (1925) vizsgálta elsőként részletesen a magyar folyók teraszait és elképzeléseit főleg a davisai ciklustan alapozta meg: a tektonikai folyamatokat tekintette a legfontosabb teraszképző tényezőnek, így az általa megállapított két pleisztocén teraszhoz egy-egy kéregmozgási periódust kapcsolt. Nem vetette ugyanakkor el a klímaváltozások hatását sem, melyek a folyók (általa felvázolt) szakaszjellegének megváltozását idézhetik elő. Az 1930-as évektől kezdve, főként Kéz (1934, 1939, 1942) és Bulla (1941, 1956) kutatásai nyomán egyre erőteljesebb szerepet kapott az éghajlatváltozások jelentőségének hangsúlyozása a hazai teraszmorfológiai kutatásokban. Kéz (1934) a Duna középhegységi szakaszán öt teraszt azonosított, melyek kialakulását egyoldalúan a pleisztocén klímaingadozások hatásával magyarázta, miközben a kéregmozgásoknak nem tulajdonított jelentős szerepet. Szintén inkább az éghajlati tényezők fontosságát hangsúlyozta Láng (1949) is, aki szerint a tektonikai mozgások legfeljebb csak völgy- és terasz aszimmetriát okozhattak. Bulla (1941) kutatásai

alapján már hat terasz elkülönítése vált lehetővé a Duna mentén, melyeket számos más folyónál is azonosított, rámutatva ezzel arra, hogy a főfolyón fellépő fluviális változások a mellékfolyók morfológiai folyamatait is meghatározzák. A teraszképződést kezdetben Kézhez (1934, 1942) hasonlóan a pleisztocén glaciális-interglaciális periódusaihoz kötve, döntően klimatikus okokkal támasztotta alá (Bulla 1941), majd egyre inkább a tektonika és klíma együttes szerepét emelte ki (Bulla 1956). Megkérdőjelezte azt a korábban általánosan elfogadott álláspontot, miszerint a pleisztocén glaciális időszakokkal egy-egy terasz kialakulását kellene azonosítani, hiszen a teraszképződést befolyásoló egyéb tényezők (pl.: tektonika) folyószakaszonként változhatnak.

Az addigi morfológiai kutatásokat és saját eredményeit is összefoglalva Pécsi (1959) végleg elvetette a teraszok kialakulásával kapcsolatban az egyetlen kiváltó tényezőre összpontosító elméleteket és Bullához (1956) hasonlóan a tektonika és a klíma együttes hatásának tudta be a teraszok formálódását. Vizsgálatai során már nyolc teraszt különített el a Duna mentén, részletesen elemezve az azokat felépítő üledékeket, formálódásuk körülményeit és korát. Ez utóbbit abszolút kormeghatározási módszerek hiányában főleg paleontológiai vizsgálatok alapján határozta meg, illetve foglalta össze a korábbi kutatások adatai is felhasználva, így számos bizonytalanságot hordozott. Mégis a Pécsi (1959) által felvázolt elmélet jelentette a későbbi évtizedekben a magyar terasz kutatás alapjait.

Mivel a magyar folyók teraszképződési okaira vonatkozó viták az 1960-as évekre nagyvonalakban nyugvópontra jutottak, a későbbi kutatások inkább a korábbi eredmények részletesebb tárgyalására, pontosítására, esetleg kismértékű módosítására irányultak. A pontosabb kormeghatározási módszerek alkalmazásával lehetőség nyílt a Magyarországon lévő teraszok korának pontosabb meghatározására (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2005), valamint a globális pleisztocén kronosztratigráfiába történő beillesztésükre is (Gábris 2007).

### **2.2.3. A terasz és az ártéri szint elkülönítése**

A magyar geomorfológiai kutatók csak azt a térszint tekintik egy folyó teraszának, amelyeket már a legmagasabb árhullámok sem érnek el, és az adott folyó hozta létre a felszínt (Bulla 1941, Pécsi 1959, Gábris 1997). Azonban ha a bevágódás kisebb, mint a folyó vízszintingadozásának mértéke, akkor olyan ártéri szintek jönnek létre, amelyeket az árvizek még elönthetnek (Pécsi 1959). Az ártér(i) szint) és a terasz közötti különbséget a magyar szakirodalomban tehát a jelenlegi vízjátékhoz viszonyított relatív magasság jelenti, mely egyben az ártéri szintek megkülönböztetésének is az alapját jelenti (pl.: magas és alacsony ártér; Gábris 2007).

A külföldi szakirodalom ezzel szemben nem tekinti mérvadónak az adott térszín ármentességét, így nem is különül el élesen az ártéri szint és a terasz meghatározása. Leopold és Miller (1954) az aktív ártér fölé csupán 1-2 m-rel magasodó szintet is terasznak tekintik, miközben az még árvízi elöntést kaphat. Hozzájuk hasonlóan Hsieh és Kneupfer (2001) alacsony teraszoknak (*low terrace*) nevezik a legalacsonyabb szinteket, bár ezeket az áradások még elboríthatják. Előfordul olyan kutatás is, ahol a mai mederhez legközelebb eső, aktív árteret is teraszként határozzák meg (Foster et al. 2009). Schirmer et al. (2005) ártéri teraszoknak (*floodplain terrace*) nevezik a Rajna-mentén kialakult ártér alsó, gyakran elöntött szintjeit és tulajdonképpen minden holocén korú ártéri szintet ebbe a kategóriába sorolnak. Bár csak az ármentes térszíneket tekinti terasznak Morisawa (1985), ám ennél kisebb magasságú szinteket nem különböztetett meg.

A terasz- és az ártérfejlődési kutatásoknál használt egységes terminológia hiánya miatt a külföldi szakirodalomban az alacsonyabb terasz-szintek elkülönítésére további megnevezésekkel is találkozhatunk. Az angliai Trent folyó mentén például a Brown et al. (2013) által elkülönített négy szint közül a legalsót alacsony ártérnek (*lower floodplain*)

nevezik, melyet két átmeneti felszín (*intermediary surface*) választ el a felső, már valódi teraszként jellemzett térszíntől. Leshchinsky et al. (2011) erre az aktív ártér fölé emelkedő első szintre a magas ártér (*upper floodplain*), sőt a növényzettel összefüggésben kialakult „réti-ártér” (*meadow-floodplain*) elnevezéseket is megemlíti. Dolecki (1999) alacsony és magas „ártéri teraszokat” (*flood-terrace*) különböztetett meg a Bug lengyelországi szakasza mentén, melyeket az árvízi elöntés gyakorisága különböztet meg egymástól.

Az ártéri szintek és teraszok elkülönítésénél viszont nemcsak az árvízi elöntés lehetősége, tehát a relatív magasság vehető figyelembe, hanem gyakran a felszínformák jellege és térbeli eloszlása is. Dambeck és Thiemeyer (2002) a Rajna paleo-medreit medergenerációkra osztották, melyekkel egy-egy ártéri teraszt azonosítottak. Később Erkens et al. (2009) ugyanezen a mintaterületen az egyes generációk közötti szintkülönbséget, azaz a bevágódás mértékét igen kicsinek, csupán deciméteres nagyságrendűnek adták meg, tehát itt a magasságkülönbségek kevéssé számítottak a terasz-szintek elkülönítésénél. Szintén az elhagyott medrek méretbeli különbségei és térbeli eloszlása volt a meghatározó Starkel (2002), valamint Kalicki (1991) vizsgálatai során, akik a lengyel folyók mentén kialakult árterek fejlődési fázisait vizsgálták.

#### **2.2.4. A magyarországi folyók mentén kialakult ártéri szintek vizsgálata**

A csaknem egy évszázados magyar terasz kutatás korai szakaszában az ártéri szintek kialakulásához vezető folyamatok tisztázása és ezek kora ritkán került a figyelem középpontjába, hiszen a teraszoktól általában nem különítették el őket, valószínűsíthetően azért, mert akkoriban – pontos térképek hiányában – még nem voltak megfelelő magassági adataik ezekről a térszínekről. Cholnoky (1924) az Alföld felszínének elemzése során három morfológiai szintet különböztetett meg, melyek közül a legalsó, alluviális szintet a folyók elhagyott medrei hálózák be. Ide sorolta az összes egykori ártéri felszínt, tehát a magasabban fekvő, esetleges teraszfelszíneket is. A Duna szintje fölötti 4-6 m-es magasságban határozta meg a legalacsonyabb teraszfelszínt Kéz (1934, 1939), ám az ennél alacsonyabb térszínnek felosztásáról nem írt. Bulla (1941) ugyanakkor már utalt az ártéri szintekre is, hiszen a folyók mentén kialakult alsó szintet morfológiai értelemben nem tekintette igazi terasznak, mert az árvizek a felszínét elöntötték.

Bár a teraszrendszer kifermálódásának okaival kapcsolatban eltért (ld. 2.2.1. fejezet), az utolsó bevágódás(ok) korát illetően viszont már egységesebb volt a kutatók álláspontja a múlt század első felében. Kéz (1934) „óalluviális” teraszként írta le a legfiatalabb ármentes felszínt, mely a Duna „újalluviális” árterét kíséri. Ezeket már holocén korúnak tartotta, hasonlóan Bullához (1941) és Lánghoz (1949), akik az utolsó jelentős bevágódást szintén óholocén korúnak írták le. Nem tettek viszont említést a legfiatalabb ármentes teraszfelszín (ma ez a II/a sz. terasz) kialakulását követő további bevágódási fázisokról, így a különböző, már nem ármentes felszínek kialakulásáról sem.

A magyar folyók mentén kialakult teraszokról és ártéri szintekről jelentősen bővültek az ismeretek az 1950-es évektől, elsősorban Pécsi Márton munkásságának köszönhetően. A Duna árterén kezdetben két, alacsony magasságú, tehát nem ármentes felszínt különített el (Pécsi 1953). Közülük a magasabb helyzetű az I. számú terasz, melyet már Bulla (1941) is kimutatott. Kifermálódásának idejére vonatkozóan viszont Pécsi (1959) már az újholocént tartotta valószínűbbnek. Ettől 1-3 m-rel alacsonyabban, a Duna „0”-pontjához viszonyított 5-6 m-es magasságban egy szintén újholocén korúnak tartott szint is elkülöníthetővé vált, amit később magas ártérként definiált. Ez a kettős osztat később kibővült a már közepes árvizek során is víz alá kerülő alacsony ártérrel (Pécsi 1959), melynek kialakulása és aktív fejlődése a holocén utolsó fázisában, tulajdonképpen a szabályozásokig tartott. Egy későbbi tanulmányában (Pécsi 1968) ugyanakkor már azt vetette föl, hogy a Duna mentén megfigyelt

ártéri szintek kialakulása a különböző magasságú és tartósságú árvizekhez köthetők, tehát szingenetikus képződmények, melyek között jelentős korkülönbség nincs. Hozzá hasonlóan Somogyi (1962) a Duna menti I. sz. terasz kivésését a holocén végére, a szubboreális fázisra tette, a magas és az alacsony ártér különválását pedig igen fiatal, szubatlantikus korúnak vélte. A későbbi ártérfejlődési kutatásoknak ez a hármas felosztás – I. sz. terasz, magas és alacsony ártér – képezte az alapját, a bevágódások és feltöltődések idejére vonatkozóan viszont a korábbi feltevések módosultak a pontosabb kormeghatározási módszerek miatt.

Gábris (1995) a magyar folyók mentén az I. sz. teraszt kialakító bevágódást Pécsinél (1959) és Somogyinál (1962) korábbra, a boreális-atlanti átmenet idejére határozta meg, míg a magas és alacsony árteret a korábbiakhoz hasonlóan szubboreális végi, szubatlantikus korú felszínnek tartotta. A legutóbbi eredmények (Gábris et al. 2012) a pleisztocén-holocén határára teszik a I. sz. teraszt létrehozó bevágódást, a magas ártér kiformalódását pedig továbbra is a szubboreális fázis idejére határozták meg. Ezt követően vette kezdetét az alacsony ártér fejlődése.

### **2.3. A negyedidőszak végi környezeti változások és fluviális folyamatok jellemzői Közép-Kelet-Európában**

A jelentősebb klímaváltozások általában jól kimutatható morfológiai változásokat okoztak a folyóvízi környezetben (Kasse et al. 2003). Bár a Kárpát-medence klimatikus viszonyai a pleisztocén végén és a holocén idején részben eltérhettek a Kárpátokon kívüli területekhez képest (Willis et al. 2000, Gábris és Nádor 2007), a jelentősebb éghajlati ingadozások hasonló morfológiai változásokat indíthattak el a folyókon. A Tisza hidrológiai rendszerében lezajlott morfológiai változások és folyamatok így összevethetők más kelet-közép-európai folyókon tapasztaltakkal, ezért dolgozatomban a felső-pleniglaciális óta a térségben bekövetkezett fluviális változásokat is áttekintem.

#### **2.3.1. A késő-pleisztocén idején bekövetkezett környezeti és morfológiai változások a közép-kelet-európai vízgyűjtőkön**

##### *Felső-pleniglaciális (28-14,6 ezer év)*

A würm eljegesedés utolsó, egyben leghidegebb és legszárazabb időszaka volt a felső-pleniglaciális, melyben további hideg-száraz (stadiális) és enyhe-nedves (interstadiális) szakaszok váltakoztak (Sümegi et al. 1998, Starkel et al. 2007, Gábris et al. 2012). Ebben az időszakban a Kelet-Közép-Európa északi részét is beborító jégtakaró elérte maximális kiterjedését, a tőle délre és keletre fekvő jégmentes területeken pedig periglaciális éghajlat uralkodott (Starkel et al. 2007). A jéggel nem fedett északi tájakon folyamatos, a Kárpátoktól délre, délnyugatra pedig sporadikus permafrost volt jellemző (Vandenberghe et al. 2014). A térség nagy részét száraz sztyepp borította, bár az árterek mentén a hideg periódusokban is nagyobb nedvesséigényű sztyepp uralkodott (Magyari et al. 2014). A Kárpátoktól északra fekvő, hidegebb és szárazabb klímájú területeken a stadiálisok alatt gyér tundra-vegetáció volt jellemző, míg az interstadiálisok idején itt is a kontinentális sztyepp, esetleg elszórt tűlevelű fás vegetáció terjedt el (Starkel et al. 2007). Willis és Andel (2004) ugyanakkor kimutatták, hogy a közép- és kelet-európai tájakon a tűlevelű tajgaerdők foltjai a leghidegebb időszakokban is jelen voltak, Magyari et al. (2014) pedig még lombhullató fajok (pl.: tölgy, bükk) folyamatos jelenlétét is bizonyították a Keleti-Kárpátok területén.

A felső-pleniglaciális kezdetét jelentő klimatikus átmenet alatt enyhén bevágódtak a folyók (Mol et al. 2000), melynek bizonyítékát például a Visztula és a Warta mentén is kimutatták (Starkel et al. 2007). Az egyre jelentősebb lehűlés miatt viszont erőteljesen

visszahúzódott a fás vegetáció és csökkent a csapadék mennyisége (Feurdean et al. 2014), mely által a folyók eróziós tevékenysége is mérséklődött.

A felső-pleniglaciális idején, illetve annak leghidegebb periódusát jelentő *utolsó glaciális maximum* (23-19 ezer év) alatt több közép- és kelet-európai folyó vízgyűjtőjének egy részét is (pl.: Visztula, Dnyeper) belföldi jégta­karó borította. A jégta­karó kiterjedése déli irányban viszonylag jól meghatározható (Starkel et al. 2007), míg kelet és délkelet felé határát inkább csak hozzávetőlegesen állapították meg (Panin et al. 2014). Ekkor zajlott Közép-Európa területén az utolsó, de az egyik legintenzívebb löszképződési fázis, mely a hideg-száraz periglaciális éghajlathoz köthető (Frechen et al. 1999). A lösz képződése térben nem volt egyenletes, hiszen míg Csehország és Magyarország területén 5 m-nél is vastagabb löszköteg képződött 27-18 ezer éve (0,6-1 mm/év Frechen et al. 1999, Novothny et al. 2011), addig Szerbia területén csupán 3,9 m vastag löszréteg alakult ki (0,6 mm/év Fuchs et al. 2008), mely a valamivel enyhébb és nedvesebb éghajlati viszonyokkal magyarázható (Markovic et al. 2008). Az intenzív löszképződés elsősorban a Kárpát-medence térségében és a déli területeken (pl.: Tisza, Moldova, Teleorman folyók vízgyűjtőjén) határozta meg jelentősen a folyók hordalékának mennyiségét és minőségét (Kasse et al. 2010), ezzel szemben az északabbra és keletebbre fekvő területeken a folyók (Odera, Visztula, Warta, Dnyeper) nagy mennyiségű homokos hordalékot szállítottak (Starkel et al. 2007). A durvább hordalék eredete a száraz és hideg klímán kialakuló eolikus folyamatokra vezethető vissza, melyek által az állandóan fagyott talajra télen nagy mennyiségű homok rakódott, amelyet a kissé csapadékosabb tavasz és nyár során a folyók áthalmoztak (Kasse et al. 2003).

A gyér vegetáció és az állandóan fagyott talaj miatt a viszonylag kis mennyiségű csapadék ellenére is a felszíni lefolyás erőteljes volt, így a folyók jelentős vízhozammal rendelkeztek (Borisova et al. 2006, Starkel et al. 2007, Panin et al. 2014). Ugyanakkor a nagyobb eróziós képesség, a löszképződés és az eolikus folyamatok hatására a folyók nagy mennyiségű hordalékot is szállítottak, mely erőteljes feltöltődést és fonatos mintázat kialakulását eredményezte a felső-pleniglaciális leghidegebb időszakában (kb. 25-19 ezer éve). Ekkor fonatos mintázatot mutattak ki a Visztula és az Odera vízrendszerében (Starkel et al. 2007), a Dnyeper (Panin et al. 2014), a Dnyeszter (Huhmann et al. 2004) és az Al-Duna (Benecke et al. 2013) mentén is. A feltöltődés mértéke több folyó esetében is elérte a 15-20 métert (pl.: Visztula és Dnyeszter), a lerakódott hordalék legnagyobb része pedig durva szemcsefrakcióval rendelkezett, mely a megnövekedett energiaviszonyokat tükrözi (Huhmann et al. 2004).

Az utolsó hidegmaximumot egy rövid, enyhébb klímával rendelkező interstadiális követte (*Ságvár-Lascaux interstadiális*, 19-16,5 ezer év), mely során az északi területeket borító, kiterjedt belföldi jégta­karó olvadásnak indult (Vandenberghe et al. 2014). Ez jelentősen megnövelte a kelet-európai folyók (pl.: Dnyeper) vízhozamát, amelyek így extrém méretekk­kel rendelkező, fonatos mintázatú medreket alakítottak ki (Panin et al. 2014). Ugyanakkor ez az enyhébb és csapadékosabb időszak, az elterjedő növényzet és a megváltozó lefolyási viszonyok néhány folyó esetében a mintázat átalakulását is eredményezték, így a korábban fonatos folyókon jelentős méretű meanderek alakultak ki (Panin et al. 2014). Az extrém felszíni lefolyást mutatja, hogy a paleo-medrek méretei alapján Borisova et al. (2006) a mainál 7-10-szer nagyobb vízhozamot becsültek két kisebb kelet-európai folyó (Szejm, Szvapa) esetében. Ez a megnövekedett folyóvízi aktivitás mintegy 2-3 m-es bevágódást is eredményezett az utolsó glaciális maximum idején felhalmozódott durva üledékekbe. A felső-pleniglaciális utolsó stadiálisában (*Dryas I.*, 16,5-14,6 ezer éve) ismét komolyabb lehűlés következett be, mely a permafrost újbóli elterjedését okozta (Borisova et al. 2006), a folyókon pedig ismét a fonatos mintázat vált meghatározóvá (Starkel et al. 2007, Gábris et al. 2012). Ebben a hideg periódusban volt az utolsó jelentősebb löszképződés Közép- és Kelet-Európa területén (Frechen et al. 1999, Sümegi et al. 2014).

### *Késő-Glaciális (14,6-11,6 ezer év)*

A késő-glaciális során a klíma erőteljes ingadozások mellett bár, de fokozatosan enyhült, amely az északi területeken felhalmozódott belföldi jégtakaró, valamint a magashegységekben (Alpok és Kárpátok egy része) kialakult gleccserek visszahúzódásához vezetett (Huhmann et al. 2004). Ezzel együtt a permafrost is erőteljes olvadásnak indult (Sidorchuk et al. 2001), mely a zárt vegetáció előretörésével együtt jelentős változásokat okozott a lefolyásban és a hordalékképződésben, így a folyóvízi folyamatok jellegében is (Howard et al. 2004, Huhmann et al. 2004, Starkel et al. 2007). Közép- és Kelet-Európában a késő-glaciális klimatikus periódusai többé-kevésbé egyidejűleg jelentkeztek az Észak- és Nyugat-Európában kimutatott éghajlati ingadozásokkal, bár kevésbé voltak markánsak, mely az erőteljesebb kontinentális hatásnak tudható be (Feurdean et al. 2014).

Korábban a legtöbb szerző két interstadiális határozott meg a késő-glaciálisban (Bölling és Alleröd), azonban néhány helyen nem mutatható ki a köztük lévő stadiális (*Dryas II*), így a két melegebb időszakot gyakran összevonva, *Bölling-Alleröd* (14,6-12,8 ezer év) szakaszként különítik el. Az interstadiális kezdetén Közép- és Kelet-Európában a tundra, valamint a száraz kontinentális sztyepp erőteljes visszahúzódása indult meg, miközben a túlelű tajga egyre inkább elterjedt észak felé (Starkel et al. 2013). A felmelegedés hatására kisebb foltokban már a Kárpátoktól északra is megjelentek a lombhullató fafajok (pl.: nyár, fűz; Nalepka 1991, Feurdean et al. 2014). A Kárpát-medencétől délebbre fekvő területeken pedig már egyértelműen a lombhullató, bár még nem összefüggő erdőségek uralták a felszínt (Willis et al. 2000). A felső-pleniglaciális idején felhalmozódott jég visszahúzódása, valamint a nagyobb mennyiségű csapadék a korábbi interstadiálisokhoz hasonlóan a folyók vízhozamának növekedését okozta (Sidorchuk et al. 2001). Ugyanakkor a felszíni lefolyás jelentős csökkenését eredményezte a permafrost olvadása és a gyorsan terjedő, egyre zártabb vegetáció, ami miatt a mederbe jutó hordalék mennyisége csökkent (Huhmann et al. 2004, Howard et al. 2004, Starkel et al. 2007). Ennek ellenére Borisova et al. (2006) a maihoz képest még mindig 1,5-2-szeres felszíni lefolyási értékkel számoltak, ami a nagyobb vízhozamokban mutatkozott meg. Az így megváltozó energiaviszonyok számos folyó esetében a hideg-száraz klímán kialakult fonatos mintázat átalakulását okozták, és a továbbra is jelentős vízhozam miatt igen nagy kanyarulatokat fejlesztő, meanderező mintázat kialakulása vált lehetővé. Ilyen mintázatváltozást írtak le például a Visztula és a Warta mentén (Starkel et al. 1996, 2007), ahol a Bölling-Alleröd interstadiálisban kialakult paleo-medrek 3-4-szer nagyobb vízhozamot szállítottak a maihoz képest (Starkel et al. 1996). Ehhez hasonlóan Sidorchuk et al. (2001) a kelet-európai folyók ebben az időszakban elhagyott meandereire 1,5-3-szor nagyobb vízhozamot számoltak, míg a valamivel csapadékosabb Román-alföldön a mintázatváltozást követően több mint ötszörös meander-méretek alakultak ki a maihoz képest (Howard et al. 2004). A meanderező mintázat kialakulása mellett a hordalék szemcseméretének csökkenése is jelzi az energiaviszonyok csökkenését, melyet a Vltava (Homolová et al. 2012) és a Visztula (Kalicki 2000) mentén is igazoltak. A folyók víz- és hordalékhozamában bekövetkezett változások, valamint a mintázat átalakulása az interstadiális folyamán eltérő mértékű bevágódásokat okozott (Starkel et al. 2007), amely például a Dnyeszter mentén 10-15 m (Huhmann et al. 2004), míg a romániai Teleorman folyó mentén csupán 1-2 m volt (Howard et al. 2004). A meanderező mintázat kialakulásával a finomabb szemcséjű ártéri üledékek (iszap és agyag) felhalmozódása is megindult, sőt a Dnyeper árterein a Bölling-Alleröd interstadiálisban az ártéri akkumuláció mértéke (1 mm/év) az elmúlt 15 ezer év maximumát jelentette (Borisova et al. 2006).

Az interstadiális rövid ideig megszakító, és nem túl markáns éghajlati változásokat okozó *Dryas II.* (bizonytalan korbeosztás; Gábris 2003) stadiális leginkább csak pollenanalitikai adatok és az eolikus homokmozgások aktivitása alapján mutatható ki.

Borisova et al. (2006) a hidegkedvelő fajok (pl.: nyír, éger) terjedése mellett a nagyobb vízigényű flóraelemek (pl.: fűzek, gyékény) megnövekedett arányát mutatták ki, ami hűvös, ám továbbra is viszonylag csapadékos klímára utal. Kasse (2002) és Starkel et al. (2007) ugyanakkor a homokmozgások megindulását valószínűsítették a Dryas II. idején, mely a gyérülő növényzethez és a szárazabb klímához kötöttek.

Jóval erőteljesebb éghajlati és morfológiai változásokat hozott a késő-glaciális utolsó hideg időszaka, a *Dryas III.* (12,5-11,6 ezer év), melyet hirtelen bekövetkezett, jelentős hőmérsékletcsökkenés és kevesebb csapadék jellemzett (Starkel et al. 2013). A nagyjából 3-5 °C-os lehűlés Közép-Európa szerte gyors változásokat okozott a vegetáció összetételében, melyet az ismét egyre inkább felnyíló erdős vegetáció mellett a hidegtűrő fajok (elsősorban a fűfélék) elterjedése jellemzett (Feurdean et al. 2014). Mindezek mellett a permafrost ismét nagyobb területen vált meghatározóvá (Borisova et al. 2006). A hőmérséklet visszaesése főleg a téli hónapok idején okozott számottevő lehűlést, fokozva a klíma kontinentális jellegét (Feurdean et al. 2014). A lehűléshez képest a csapadék mennyiségének csökkenése valamivel később jelentkezett, hiszen Hosek et al. (2014) szerint a Dryas III. kezdete még nedves volt, majd a második felében vált igazán szárazzá. A felnyíló vegetáció és a kevés csapadék az eolikus homokmozgások megindulását tette lehetővé (Kasse 2002, Starkel et al. 2007).

A hirtelen bekövetkezett erőteljes klimatikus váltás miatt a folyók morfológiai viszonyai is jelentősen átalakultak. A megnövekedett lefolyás kezdetben enyhe bevágódást indított el a folyókon (Howard et al. 2004), illetve a vegetáció gyérülése miatt egyre nagyobb lett a mederbe jutó hordalék mennyisége. Borisova et al. (2006) szerint a hideg-száraz klíma és a permafrost terjedése miatt a Dryas III. idején nagyjából akkora volt a lefolyás mértéke a vízgyűjtőkön, mint a jóval csapadékosabb Bölling-Alleröd interglaciális alatt. A megnövekedett energiaviszonyok és hordalékmenyiség miatt több folyó mintázata ismét fonatossá alakult, mely a Visztula (Starkel et al. 1991, Starkel 2002) és a Dnyeszter (Huhmann et al. 2004) mentén is kimutatható. Számos folyó esetében viszont nem alakult át a mintázat, hanem a Bölling-Allerödben kialakult meanderező mintázat maradt a meghatározó. Így például a lengyelországi Warta (Kasse et al. 2010) vagy a romániai Teleorman (Howard et al. 2004) folyókat a Dryas III. idején is jelentős méretű kanyarulatok jellemezték. Ugyanakkor a megváltozó energiaviszonyokat jelzi, hogy ezeknél a folyóknál is a hordalék jelentős durvulását lehet kimutatni (Kalicki 2000). A viszonylag nagy lefolyás és a jelentős mennyiségű hordalék erőteljes akkumulációt eredményezett, így a Dryas III. leghidegebb fázisában feltöltődés jellemezte a folyókat (Huhmann et al. 2004, Starkel et al. 2007). Az időszak utolsó 300 évében viszont Starkel (2002) már enyhe felmelegedést és a vegetáció kismértékű terjedését valószínűsítette, melyre a csökkenő mederméretekből következtetett.

### **2.3.2. A holocén idején bekövetkezett környezeti és morfológiai változások a közép- és kelet-európai vízgyűjtőkön**

A késő-glaciális és egyben a pleisztocén végét, valamint a holocén kezdetét erőteljes felmelegedés jelzi. Bár a holocén folyamán is kimutathatók éghajlati ingadozások, azok folyórendszerekre gyakorolt hatása nem érte el a korábbi klimatikus átmenetek idején bekövetkezett morfológiai változások mértékét (Borisova et al. 2006). Az enyhébb és jóval kiegyenlítettebb klíma hatására a permafrost fokozatosan visszahúzódott a mai kiterjedési területeire (Sidorchuk et al. 2001), jelentősen csökkentve ezzel a lefolyás mértékét. Ezt a hatást a vegetáció záródása tovább erősítette, így a több csapadék ellenére is egyre kisebb víz- és hordalékhozammal rendelkeztek a folyók (Starkel et al. 1991, 2007, Howard et al. 2004, Huhmann et al. 2004, Panin et al. 2014). A holocén folyamán lezajlott kisebb éghajlati ingadozások főként a növényzet összetételében okoztak jelentős változásokat, így az egyes fázisok főként pollenanalitikai vizsgálatok alapján különíthetők el. A hidrológiai és a



morfológiai viszonyokban bekövetkezett kisebb változások ugyanakkor eltérő módon jelentkeztek az egyes folyók vízrendszerében, így gyakran különböző számú és jellegű fluviális periódust tudtak elkülöníteni a kutatók. A változatosságot tovább erősítette a holocén második felétől egyre erőteljesebben jelentkező antropogén hatás, mely akár vízgyűjtőnként is különböző mértékben hatott.

A holocén első, *preboreális* (11,6-10,2 ezer év) fázisának kezdetén a hőmérséklet igen gyorsan változott. Starkel (2002) és Feurdean et al. (2014) szerint ugrásszerűen, nagyjából 70-80 év alatt zajlott le az az erőteljes felmelegedés, mely a júliusi átlaghőmérséklet mintegy 5 °C-os emelkedését váltotta ki. Ez a mainál is melegebb hőmérsékleti körülményeket hozott létre a preboreális végére, melyet jól mutat, hogy a Déli-Kárpátokban ekkor a nyári átlaghőmérséklet 2,8 °C-kal haladta meg a mai értéket (Magyari et al. 2012). A klímaváltozást a vegetáció gyors átalakulása követte, mely során a tűlevelű erdők és a hidegkedvelő fajok (pl.: éger, nyír) visszahúzódtak, miközben a lombhullató erdők kiterjedtebbé váltak (Magyari et al. 2014, Feurdean et al. 2014). A preboreális kezdetén még csapadékosabb volt a klíma (Huhmann et al. 2004), majd Borisova et al. (2006) pollenvizsgálatai alapján a szárazságtűrő fajok magasabb aránya mutatható ki, mely a fokozatos szárazodás következménye. Feurdean et al. (2014) szerint a preboreális fázis második felében a mai csapadékmennyiségnek csupán a harmada hullott a közép- és kelet-európai térségében.

A holocén kezdetét jelentő, erőteljes klimatikus átmenetre a folyóvízi rendszerek viszonylag gyorsan reagáltak (Starkel 2002). A preboreális elején a még jelentős mennyiségű csapadék miatt átmenetileg megnőtt a vízhozam, ugyanakkor az elterjedő növényzet miatt a hordalék mennyisége fokozatosan csökkent (Huhmann et al. 2004). Ez az energiaviszonyok növekedéséhez, majd bevágódáshoz vezetett, melynek mértéke a Visztula mentén 2-3 métert (Starkel et al. 1991), a Dnyeszter mentén 1-2 métert tett ki (Huhmann et al. 2004). A visszahúzódo permafrost és a záródó növényzet a beszivárgást és a párolgást növelve a lefolyás csökkenését idézték elő. Részben ennek, részben pedig az egyre kevesebb csapadéknak köszönhetően a folyók vízhozama jelentősen visszaesett a preboreális folyamán. A hidrológiai körülmények és a hordalék mennyiségének változása a Dryas III. idején kialakult fonatos, illetve a nagyméretű kanyarulatokat fejlesztő meanderező mintázat átalakulását eredményezték (Starkel et al. 1991, 2007, Kasse et al. 2010). A lengyelországi folyók (pl.: Visztula, Wisloka, Odera, Warta) preboreális korú meanderező medreinek mérete a késő-glaciális medrekhez képest jelentősen lecsökkent és vízhozamuk a korábbi harmadára mérséklődött (Starkel 2002, Starkel et al. 2007). Hasonló folyamatok mentek végbe a Dnyeszter mentén is, ahol a glaciális idején kialakult fonatos medrek egyre kisebb kanyarulatokat fejlesztő, meanderező mintázatot vettek fel (Huhmann et al. 2004). Mivel az éghajlati változások gyakran kis területen belül is különböző mértékben jelentkeztek, az azokra adott folyóvízi válasz akár egy-egy vízgyűjtőn belül is eltérő morfológiájú medreket eredményezett. Például a Dnyeper mellékfolyói mentén (Szejm, Szvapa) a preboreálisban alakultak ki a legkisebb méretű paleo-medrek, így ekkor szállították a legkisebb vízhozamot a holocén folyamán (Borisova et al. 2006). Ugyanakkor a Dnyeper felső szakaszán a medrek méretei még mindig jóval meghaladták a mai meder paramétereit (Panin et al. 2014). Ennek oka, hogy a vízgyűjtő északi részén a permafrost jelenléte jóval tovább tartotta magasan a lefolyás értékét, mely a nagyobb vízhozam fennmaradását segítette elő.

A medermintázat átalakulásával a folyóvízi folyamatok jellege is megváltozott a holocén kezdetén. A klimatikus átmenetet követően hirtelen lecsökkent az árterek feltöltődésének üteme, valamint a lerakódott üledék finomabb szemcseösszetételűvé vált (Kalicki 2000, Starkel 2002), ami a folyók energiaviszonyainak jelentős csökkenését jelzi. A finomabb szemcseösszetétellel rendelkező ártéri üledékrétegek éles átmenettel települtek a korábbi hidegebb fázisokban (felső-pleniglaciális, Dryas-ok) lerakódott durvább üledékekre, mely a

változások gyors jellegét tükrözi (Kalicki 2000). Ekkor az üledékek szervesanyag-tartalma jelentősen megnőtt, mely a vegetáció térnyerését mutatja (Borisova et al. 2006).

A *boreális* fázis (10,2-8,2 ezer év) elején továbbra is száraz és enyhe klíma uralta a közép- és kelet-európai térség jelentős részét, melynek hatására a melegkedvelő fajok már a Kárpátoktól északra is megjelentek (Starkel et al. 2006). A kevés csapadék és a lokálisan felnyíló vegetáció miatt az eolikus homokmozgások megindulása több helyen is kimutatható (Borisova et al. 2006, Gábris et al. 2012), míg a folyóvízi aktivitás továbbra is alacsony szinten maradt. Ezt a Visztula mentén ekkor lefűződött paleo-medrek kis mérete is alátámasztja (Kalicki 1991). A holocén kezdetétől a boreális fázis közepéig általában a lassú és igen finom szemcseösszetételű üledékek rakódtak le a folyók mentén. A Dnyeper vízgyűjtőjében (Szejm és Szvapa folyók mentén) például mintegy 20 cm-es vastagságú fekete agyagréteg képződött, melynek akkumulációs rátája mindössze 0,09 mm/év volt (Borisova et al. 2006). Ugyanebben az időszakban rakódtak le a Visztula árterén a legfinomabb szemcseösszetételű (iszap és agyag), magas szerves-anyagtartalmú és enyhén talajosodott rétegek is (Kalicki 2000). A boreális fázis végén viszont jóval csapadékosabbá és hűvösebbé vált az éghajlat, melyet rövid (évtizedes/évszázados nagyságrendű), ám erőteljes klimatikus ingadozások tettek változatossá (Starkel 1999). A gyorsan változó lefolyási körülményeknek és extrém árvízi eseményeknek köszönhetően a meder hirtelen áthelyeződései (avulziók) egyre gyakoribbá váltak, a kanyarulatok mérete pedig növekedett (Starkel et al. 2006).

Hasonlóan a boreális fázis végéhez, az *atlantikus* fázisban (8,2-5,8 ezer év) is csapadékos és enyhe klíma jellemezte a térséget, melyhez sűrű növényzet társult (Stacke et al. 2014). Bár Borisova et al. (2004) a fázis elején még a szárazságtűrő fajok magasabb arányát mutatták ki a Kelet-Európai-síkság nyugati részén, mely a kontinentális jellegre utal, az időszak közepén és végén már a mezofil fajok pollenjeinek ugrásszerű növekedését tapasztalták ott is. Eközben Közép-Európában már a mérsékelt lombhullató erdők uralták az alacsonyabb fekvésű területeket (Notabaert és Verstraeten 2010), a hegyvidékeken pedig egyre magasabbra húzódott a fahatár (Starkel et al. 2013). Az atlantikus fázis vége tekinthető a holocén klíma-optimumnak, mely során a legenyhébb és leginkább óceáni jellegű környezeti feltételek uralkodtak a közép- és kelet-európai régióban (Kalis 2003, Borisova et al. 2006, Chiriloaei et al. 2012). Az enyhe és csapadékos klímának köszönhetően a lefolyás mértéke megnövekedett a vízgyűjtőkön, így a folyóvízi aktivitás is erőteljesebbé vált, ami a fázis második felében lehetett a legintenzívebb (Gebica et al. 2013, Stacke et al. 2014). A vízhozam és a medrek méreteinek növekedését mutatta ki Kalicki (1991) a Visztula esetében. Vizsgálatai alapján az atlantikus fázis utolsó 500 évében rakódott le a legdurvább szemcseösszetételű holocén ártéri üledékréteg. Hasonló mértékben megnövekedett energiaviszonyokat feltételezett a Dnyeszter mentén Huhmann et al. (2004) és Gebica et al. (2013), a Dnyeper mentén pedig Panin et al. (2014). A nagyobb vízhozam és a sűrű növényzet miatt a folyók eróziós képessége is megnövekedett, amely bevágódást okozott például a csehországi Becva (Stacke et al. 2014) és a romániai Teleorman folyók mentén (Howard et al. 2004).

Az atlantikus fázis második felében jellemző nedves és enyhe klíma a *szubboreális* (5,8-2,8 ezer év) elején is meghatározó maradt (Stacke et al. 2014), ám a hőmérséklet és a csapadék csökkenése mutatható ki az időszak középső részén, majd ismét melegebbé vált az éghajlat a fázis végében (Starkel et al. 2007). Az enyhe, majd hűvösebb, ám mindvégig nedves éghajlat kedvezett az erdők záródásának, így Borisova et al. (2006) szerint a szubboreálisban mutatható ki legnagyobb arányban a fás szárú növények jelenléte. A Kárpátok területén a lombhullató fajok (elsősorban a bükk és a gyertyán) szintén ekkor érték el legnagyobb kiterjedésüket (Farcas et al. 2013). Az időszak kezdetén és végén jellemző csapadékos éghajlati feltételeknek köszönhetően a folyók vízhozama magas volt, mellyel párhuzamosan az energiaviszonyaik is megnövekedtek. A záródott vegetáció azonban korlátozta a hordalékképződést, melynek következtében az eróziós képesség növekedése és

bevágódás jelentkezett. A szubboreális kezdetén mintegy 2 métert vágódott be például a Visztula medre, melynek hatására megszűntek az avulziók és az oldalazó erózió vált meghatározóvá (Kalicki 1991). A romániai Teleorman folyón Howard et al. (2004) három eróziós időszakot különítettek el a szubboreális folyamán, melyeket a csapadékosabb és hűvösebb időszakokhoz kötöttek. A döntően meanderező folyók mentén az intenzív árvizes periódusokban ugyanakkor a finom ártéri üledékrétegek felhalmozódása is fölgyorsult, melynek mértéke a Visztula esetében 0,4 mm/év (Kalicki 1991), a Dnyeper árterén pedig 0,3 mm/év volt (Borisova et al. 2006). A szubboreális fázis végétől egyre erőteljesebben jelentek meg az emberi beavatkozások (pl.: erdőirtás, legeltetés) morfológiai hatásai a folyók mentén, mely elsősorban a hordalékviszonyok megváltozásában mutatkozott meg (Notabaert és Verstraeten 2010, Starkel et al. 2006).

A holocén utolsó fázisa a szárazabb, ugyanakkor kissé melegebb klímát hozó *szubatlantikus* fázis (2,8-0 ezer év), melynek kezdetén a még csapadékosabb éghajlat miatt az erdőségek kiterjedése elérte maximumát a kevésbé humid területeken is (pl.: Román-alföld, Howard et al. 2004). A fokozatosan csökkenő csapadék miatt később kissé visszaszorult a vegetáció, melynek jellegét és fajösszetételét egyre erősebben befolyásolta az ember (Kalicki 1991, Huhmann et al. 2004, Notabaert és Verstraeten 2010). A szubatlantikus során, legfőképpen annak közepétől előforduló kisebb klímaingadozások morfológiai hatását már a legtöbb közép- és kelet-európai vízgyűjtő területén felülírták az emberi hatások (pl.: intenzív mezőgazdaság, erdőirtások stb.). Mivel a természetes és az antropogén folyamatok folyónként és szakaszonként is más-más arányban hatottak a felszínfejlődésre, a folyóvízi folyamatok jellegében is nagy különbségek mutathatók ki. Stacke et al. (2014) szerint a szubatlantikus kezdetén elsősorban az ártéri üledék-felhalmozódás volt a meghatározó a csehországi Becva mentén, majd a fázis közepén megnövekedett vízhozam és energiaviszonyok durvább üledékek lerakódását eredményezték. Borisova et al. (2006) valamint Panin et al. (2014) vizsgálatai ugyanakkor csökkenő árvízi hajlamot és szinte megszűnő ártéri akkumulációt, erőteljes talajfejlődést mutattak ki a Dnyeper vízgyűjtőjén a szubatlantikus szárazabb, középső részében.

A szubatlantikus fázis végén a közép- és kelet-európai folyók mentén erőteljes feltöltődés ment végbe, melyet kimutattak például csehországi Becva (Stacke et al. 2014), a lengyelországi Visztula (Kalicki 2000, Macklin et al. 2006), az ukrainai Dnyeszter (Gebica et al. 2013), Dnyeper (Panin et al. 2014) és a romániai Moldova (Chiriloaeia et al. 2012) vízrendszerében is. Az ekkor fellépő akkumulációt elsősorban a mezőgazdaság széleskörű elterjedése váltotta ki. Az intenzív tájhasználat nagyobb lefolyást és talajeróziót eredményezett, ami a hordalék mennyiségének növekedését idézte elő, ez pedig a medrek sekélyebbé válását, néhány helyen anasztomizáló szakaszok megjelenését tette lehetővé (Huhmann et al. 2004). A kevésbé beágyazott medrek avulziója a nagyobb árvizek idején viszonylag gyakran végbemehetett (Chiriloaei et al. 2012).

## **2.4. Az Alföld folyóhálózatának kialakulása és fejlődése a holocén végéig**

A pleisztocén végén és a holocén elején lezajlott fluvialis, morfológiai és tektonikai változások csak a negyedidőszak korábbi folyamataival összefüggésben értelmezhetők. Így ezek vizsgálatához a Kárpát-medence geológiai fejlődését, valamint az alföldi tektonikai mozgások mértékét, tér- és időbeli jellegzetességeit vázlatosan ismertetem. Az emelkedések és süllyedések következtében a folyórendszerek többször jelentős átalakulásokon mentek keresztül, melyeknek alapjai ugyan már évtizedek óta ismertek (pl. Pécsi 1959, Somogyi 1962, 1967, Rónai 1985, Borsy et al. 1989), ám a közelmúltban alkalmazott újabb módszereknek köszönhetően számos további részlet tisztázódott (pl. Thamó-Bozsó et al. 2007, Gábris és Nádor 2007, Nádor et al. 2007, Cserkész et al. 2012, Kiss et al. 2013b,

Sümeghy et al. 2013, Kiss et al. 2014a). Az eddigi eredmények összefoglalásával a pleisztocén végére létrejött folyóhálózat kialakulását szeretném bemutatni.

A Tisza vízrendszerében az utóbbi, nagyjából húszezer évben bekövetkezett morfológiai és környezeti változások jórészt már a felszíni formakincs alapján tanulmányozhatóak (Borsy et al. 1989, Gábris et al. 2001, Gábris és Nádor 2007, Kiss et al. 2013b). Ezek kutatási eredményeinek bemutatását is célul tűztem ki, melyeket az Alsó-Tisza mentén végbement folyamatokkal kívánok összevetni. Mivel a folyók víz- és hordalékhozamát, mintázatát és a vízgyűjtő növényzeti tulajdonságait alapvetően a klimatikus viszonyok határozzák meg, ezért célszerűnek láttam az egyes klímaperiódusok alapján elemezni a folyóvízi folyamatokat. Az időszakok felosztásánál Gábris és Nádor (2007) korbeosztását (cal BP) vettem alapul.

#### **2.4.1. Pleisztocén és holocén tektonikai mozgások az Alföld területén**

A Kárpát-medence kialakulásának kezdete a kora- és középső-miocén idejére tehető, amikor felgyűrődött a Kárpátok (Csontos et al. 1992, Bada et al. 1999). A középső-miocén végétől a kéreg megnyúlásának következtében süllyedés zajlott le, melyet tengerelöntés követett (Rónai 1985). Az így létrejött medence kezdetben még kapcsolatban állt a világtengerrel, majd a környező területek emelkedése miatt elszigetelődött, és kialakult a fokozatosan kiédesedő Pannon-tó (Rónai 1985, Horváth 1993, Magyar et al. 1999). A feltöltődés mértéke a miocén végétől meghaladta a süllyedés sebességét, és így a nyílt víz visszaszorulásával, majd eltűnésével párhuzamosan mocsári-folyóvízi környezet alakult ki (Magyar et al. 1999, Juhász et al. 2004). Rónai (1985) szerint a tavi üledékképződés legtovább a mai Hármas-Körös torkolata környékén zajlott, bár más szerzők szerint a Pannon-beltő legutolsó maradványai (kb. 4,5-6,5 millió éve) a déli országhatár mentén maradtak fenn (Magyar et al. 1999, Gábris és Nádor 2007). A pliocén végén a kompressziós hatások eredményeként a medence peremterületein és a Dunántúl nagy részén intenzív kiemelkedés zajlott, míg a medence központi részén lévő Alföldön továbbra is jelentős süllyedések formálták a felszínt (Horváth és Cloething 1996, Kercsmár et al. 2012).

A negyedidőszak tektonikai mozgásai során az Alföldön három jelentősebb fiókmedence alakult ki (Jászsági-medence, Körös-medence, Dél-Tisza-völgy) és számos, rövidebb ideig aktív süllyedés jött létre (Kalocsa-Bajai süllyedés, Beregi-síkság, Bodrogsík, Érmellék).

Az Északi-középhegység előterében a *Jászsági-süllyedés* (vagy Jászság-Borsodi-ártér-Sajó-menti árok) volt a pleisztocén nagy részén az észak-alföldi süllyedések központja (Gábris et al. 2001), melyben mintegy 430 m negyedkori üledék halmozódott föl. Az üledékek legnagyobb része iszap és agyag, közöttük nagyobb vastagságú homok vagy kavicsréteg nem alakult ki, ezért korábban arra következtettek, hogy hosszú időn át mélyártér volt (Rónai 1985). Ám a terület süllyedése a Körös-medencéhez hasonlóan nem volt egyenletes: az alacsonyabb tektonikai aktivitással jellemezhető időszakokban az északról és északkeletről érkező folyók keresztülfolytak rajta, míg a gyorsabban süllyedő időszakokban a főbb folyókat magához vonzotta, azok a süllyedés tengelyében haladva üledéket raktak le (Gábris és Nádor 2007). A medrek morfológiája alapján a terület intenzíven süllyedt  $43-47 \pm 4,6$  ezer éve, amikor a mai Tisza méreteit is meghaladó, meanderező folyó (paleo-Bodrog?) haladt erre Cserkész et al. (2012). Ennek jelenétét a Ságvár-Lascaux interstadiális idején is kimutatták (Gábris és Nádor 2007). Mivel a késő-glaciális idején a süllyedésen áthaladó paleo-Bodrog medrét foglalta el a Tisza (ami azóta is ezt az irányt követi), ezért valószínű, hogy a pleisztocén végén és a holocénben is végig aktív süllyedéssel lehetett számolni (Gábris és Nádor 2007).

A *Körös-medence* szintén az Alföld egyik folyamatosan süllyedő, nagy mélységű részmedencéje. Benne több mint 500 m vastagságú, ciklikusságot mutató folyóvízi üledéksor halmozódott fel a negyedidőszak folyamán (Rónai 1985, Nádor et al. 2007; 2011,

Gábris és Nádor 2007, Thamó-Bozsó et al. 2007, Petrovszki és Timár 2010, Kericsmár et al. 2012). A Körös-medence sem süllyedt egyenletesen, hiszen kb. 14 ezer évvel ezelőttig az északi és északkeleti rész süllyedt a legnagyobb mértékben, míg a medence déli részén 0,5-1 mm/év volt a folyóvízi feltöltés mértéke a felső-pleniglaciális végén és a késő-glaciális idején (Nádor et al. 2007). A Körös-medence keleti és délkeleti pereme az utolsó glaciális maximumot követően megemelkedett, amit a durvább üledék és a megváltozott folyómintázat tükröz (Nádor et al. 2011). Ez összefüggésben állhat az Érmellék és Bihar-hegység hasonló jellegű mozgásával. Azonban a tektonizmus ma is aktív, ami Petrovszki és Timár (2010) szerint befolyásolja a medencén áthaladó folyók kanyargósságát.

A negyedidőszak folyamán az Alföld legmélyebb, legintenzívebb süllyedést mutató fiókmedencéje a Csongrád-Szentes vonaltól délre fekvő *Alsó-Tisza-vidék*, amely a Maros torkolata környékén, illetve attól délre kiszélesedik (Somogyi 1961, Mike 1991). A pleisztocén nagy részén ez jelentette az Alföld erózióbázisát, így minden jelentősebb folyó (beleértve az Ós-Dunát is) részt vett feltöltésében. Kavicsos homok, homok és iszapos agyag váltakozása jellemzi a negyedidőszaki üledéksort, mely a süllyedés központjában 700 métert meghaladó vastagságú (Rónai 1985). A pleisztocén végén a süllyedés folyamatos volt, csupán intenzitása mutathatott kisebb ingadozásokat (Miháltz 1967, Mezösi 1983, Rónai 1985).

A rövidebb ideig süllyedő, fiatalabb részmedencék közül az Alföld délnyugati peremén észak-déli irányba elnyúló *Kalocsa-Bajai süllyedés* aktivitásának megindulása a késő-pleisztocénre tehető, és valószínűleg a kora-holocén ideje alatt is süllyedőben volt, amikor a Duna kierodálta a Dunamenti-síkság területét (Pécsi 1968).

Az Alföld északkeleti részén fekvő kisebb fiókmedencék (Beregi-síkság és Bodroglók) süllyedésének felerősödése legkorábban a felső-pleniglaciális idejére vagy a késő-glaciális elejére tehető (Borsy et al. 1989). A *Beregi-síkság* utóbbi 32 ezer évben történt süllyedése az ártér-akkumuláció mértéke alapján 0,33 mm/év volt (Félegyházi et al. 2004), azonban a kevés koradat és a hosszú időintervallum miatt ez az érték leginkább a tektonikailag aktívabb és kevésbé aktív időszakok eltérő felhalmozódási ütemének átlaga. A Beregi-síkságtól északnyugatra fekvő *Bodroglók* süllyedésének felerősödése akkor következhetett be, amikor a Tisza erre fordult. Ezt Borsy (1989) kb. 20 ezer évvel ezelőttre tette, azonban a későbbi kutatások csak 14-18 ezer éve számolnak itt erősebb süllyedéssel (Timár et al. 2005, Nádor et al. 2007, 2011). A tektonikai mozgások térbeli változatosságát jelzi, hogy a terület északkeleti részén 0,2 mm/év, míg a déli és középső területein 0,8 mm/év volt az átlagos üledék-felhalmozódás üteme (Borsy 1989).

Az Alföld keleti peremén, az *Érmellék* ez elmúlt kb. 50-14 ezer évben volt aktívan süllyedő terület (Nádor et al. 2011, Kericsmár et al. 2012), azonban itt csekély vastagságú (15-20 m) negyedkori üledékréteg rakódott csak le (Rónai 1985). A süllyedés nem volt egyenletes (Thamó-Bozsó et al. 2007), és egyezést mutat a szomszédos Bihar-hegység emelkedési szakaszaival (Kericsmár et al. 2012). A süllyedés a késő-glaciális elején ért véget (kb. 14-16 ezer éve), amelynek hatására a lassabban süllyedő Érmellékből az intenzívebb süllyedést mutató Bodroglókba helyeződött át a Tisza (Nádor et al. 2007).

A pleisztocén végén aktív tektonikai mozgásokat mutató részmedencék süllyedése – az Érmellék kivételével – a holocén folyamán is folytatódott, jórészt jelenleg is tart (Joó 1992). Az Alföld területének leginkább süllyedő (-3-4 mm/év) részei napjainkban is a három nagy fiókmedence területére esnek (Körös-medence déli része, Jászsági-medence és a Dél-Tisza-völgy). A kiugró értékeknél viszont szerepe lehet a kompresszióknak is, hiszen ezeken a területeken jelentős szénhidrogén és rétegvíz kitermelés folyik (Timár 2003). A fiatalabb és kisebb területű medencék (Beregi-síkság, Bodroglók) ma 1-1,5 mm/év süllyedést mutatnak, ami hasonló a kutatók által a negyedidőszakban becsült értékekhez.

Általában a környezetükhöz képest gyorsabban süllyedő medencék helyi erózióbázisként szolgáltak, területüket intenzív folyóvízi feltöltődés jellemezte, mely lépést tartott a süllyedés

mértékével (Borsy 1989, Mike 1991, Timár et al. 2005, Gábris and Nádor 2007), míg a lassabban süllyedő peremterületeken jelentős méretű hordalékkúpok alakultak ki (Rónai 1985, Borsy 1989, Püspöki et al. 2013). Ugyanakkor a süllyedések-emelkedések irányították a folyóhálózat futását is, illetve a folyók hossz tengelye mentén a fluviális akkumuláció-erózió átmeneti zónájában teraszképződéshez vezettek.

#### ***2.4.2. Az Alföld vízhálózatának változásai a felső-pleniglaciális végéig***

A vízhálózat fejlődésének feltárása több ezer sekélyfúrás és több tucat mélyfúrás (100-1500 m) üledékföldtani elemzése alapján történt (Borsy et al. 1982, Rónai 1985, Mike 1991, Franyó és Lóki 2001, Püspöki et al. 2013), illetve a felszínen lévő medrek morfológiájának és korának meghatározásával (Borsy et al. 1969, 1989, Gábris 1995, Gábris et al. 2001) pontosították az eredményeket.

A Duna a pliocén végén (Pécsi 1959) vagy a pleisztocén elején (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2005) a felemelkedések miatt foglalta el nyugat-keleti folyásirányát és a Visegrádi-szoroson át jutott az Alföldre (Pécsi 1959, Gábris és Nádor 2007). A korai és középső pleisztocénben a Duna mai vonalától keletebbre futott a Dél-Tisza-völgy süllyedéke felé. Futását a Jászsági-süllyedék aktivitása is befolyásolta, így időnként keletebbre tevődött, de végül a mai Alsó-Tisza környékén egyesült a Tiszával (Gábris és Nádor 2007). A középhegységéből kilépve hatalmas kiterjedésű hordalékkúpot épített az Alföld nyugati részén, melynek formálódásához dunántúli mellékfolyói (Sió, Sárvíz) is hozzájárultak (Somogyi 1967). Feltételezhetően a würm végén a Duna-Tisza köze északi-középső része megemelkedett, így a Duna egyre inkább dél felé tolódott a hordalékkúpján és közvetlenül Szeged felé folyt (Borsy 1989). Majd a Kalocsa–Baja közötti süllyedék aktivizálódása miatt a Duna délre fordult, és felvette mai észak-déli futását (Somogyi 1961, Borsy et al. 1969). A rövidebb útvonal miatt a Duna bevágódott a Duna-Tisza-közi hordalékkúp csúcsi részébe, létrehozva a fiatalabb terasz- és ártérfelszíneket. A korábban holocén korúnak meghatározott (Pécsi 1959), a II/a teraszt létrehozó bevágódás az újabb radiokarbon adatok szerint jóval idősebb lehet. Maga a teraszanyag több tízezer éven keresztül akkumulálódott a felső-pleniglaciálisban, majd az utolsó glaciális maximumot követő meleg Ságvár-Lascaux és Bölling-Alleröd interstadiálisok vezettek a Duna bevágódásához és a terasz kialakulásához kb. 12-19 ezer éve (Gábris 2006; Gábris et al. 2012). Nemcsak terasz-képződéshez vezetett a bevágódás, hanem a jelenlegi Duna-menti síkság is ekkor erodálódott ki, közel 5-20 métert vágódott a Duna a korábbi hordalékkúpba és 20-30 km szélesen hozott létre árteret (Pécsi 1996).

A Tisza a Kárpátokból kilépve a folyamatosan süllyedő Körös-medence irányába folyt, majd a mai Hármaskörös torkolata környékén érte el a Dunát (Somogyi 1967, Borsy 1989, Gábris és Nádor 2007). Mivel a Dél-Tisza-völgy süllyedt a legintenzívebben a pleisztocén folyamán, így az északnyugatról érkező Duna, a Körös-medencéből kilépő Tisza, az északról jövő Bodrog (Gábris et al. 2001) és a kelet felől a hordalékkúpját építő Maros is erre tartott (Kiss et al. 2013b). Az Alföldre belépő folyók a peremterületeken jelentős nagyságú hordalékkúpokat alakítottak ki, amelyek közül a legnagyobb a Tisza, a Szamos és a Bodrog által épített Nyírség (Borsy 1989). A würm elején (Borsy 1989) vagy közepén (46±4 - 39±4 ezer éve; Thamó-Bozsó et al. 2007) az erőteljesen süllyedő Érmellék magához vonzotta a Tiszát, így délkeletebbre tevődött, lecsúszott hordalékkúpjáról és egy 10-15 km széles eróziós felszínt alakított ki. Innen jutott a Körös-medencébe, majd a Dél-Tisza-völgy süllyedéke irányába (Thamó-Bozsó et al. 2007). Ezt az irány később elhagyta, amit a Bodrogtól fölerősödő süllyedése és a Nyírség-Érmellék relatív emelkedése (lassabb süllyedése) válthatott ki. Ennek a jelentős avulciónak a kora vitatott, ugyanis Borsy et al. (1989) véleménye szerint ez kb. 20 ezer éve történt, míg Nádor et al. (2007, 2011) és Gábris és

Nádor (2007) szerint a Körös-medence északkeleti részén lévő nagyméretű, késő-glaciális meanderek valószínűleg a Tiszához tartoztak, tehát a bodrogi folyásirányt csak kb. 14 ezer éve vehette fel. Ezt támasztják alá a Közép-Tisza mentén folytatott kutatások is (Gábris és Nagy 2005), melyek a Tisza első megjelenésének nyomait a Bölling-Alleröd interstadiális idejére teszik.

A korábbi vízhálózat-rekonstrukciók szerint (Somogyi 1961, Borsy et al. 1969, 1989, Mike 1991) a Bodrogot felépítő mellékfolyók mindaddig keresztülfolytak a Nyírség hordalékkúpján, amíg a Tisza meg nem jelent a Bodrogi közben, és ezek a folyók a hordalékkúptól délre csatlakoztak az Érmelléken áthaladó Tiszához. Így a Duna és a Tisza voltak az Alföld vízrajzi tengelyei („kéttengelyes vízhálózat”). A Közép-Tiszán végzett újabb vizsgálatok szerint (Gábris et al. 2001; Gábris és Nádor 2007, Cserkész et al. 2012) azonban a középső-pleniglaciálisban a Jászsági-süllyedék felerősödése miatt a paleo-Bodrog felfűzte a Bodrog mellékfolyóit, a Sajó-Hernád vízrendszerét és az Északi-középhegységből érkező vízfolyásokat is. Tehát ez a paleo-Bodrog képezte a harmadik jelentős vízfolyást az Észak-Alföld területén, így „háromtengelyes vízhálózat” jöhetett létre (Gábris és Nádor 2007). Ennek a folyónak a Ságvár-Lascaux interstadiális idejéből származó, 19-16,5 ezer éves meandereit a mai Közép-Tisza mentén találták meg (Gábris és Nagy 2005).

A Tisza vízrendszerének főbb folyói tehát megközelítőleg 14 ezer éve már a mai futásvonalukon haladtak, később a vízfolyások többségében csupán kisebb változások történtek. A futásvonalakban, a medermintázatban, a víz- és hordalékhozamban bekövetkezett pleisztocén végi (felső-pleniglaciális vége, késő-glaciális) és a holocén változások a pontosabb kormeghatározásoknak köszönhetően viszonylag jól ismertek.

#### ***2.4.3. A Tisza vízgyűjtő területén a késő-pleisztocén és a holocén idején bekövetkezett környezeti és morfológiai változások***

##### *Felső-pleniglaciális (28-14,6 ezer év)*

A Kárpát-medence területére a felső-pleniglaciális idején jórészt hideg és száraz klíma volt jellemző, melyet pollenanalitikai (Járainé-Komlódi 1969, Félegyházi és Tóth 2003) és malakológiai (Sümei és Krolópp 1995) vizsgálatokkal mutattak ki. Az *utolsó glaciális maximum* idejére vonatkozóan részben eltér a kutatók álláspontja, hiszen míg Kasse (2002) egy viszonylag tág hideg periódust adott meg (15-25 ezer év), addig más kutatók (pl.: Sümei és Krolópp 1995, Willis et al. 2000, Gábris 2003) 18-23 ezer év közé teszik az utolsó hidegmaximum idejét. Ekkor a júliusi középhőmérséklet 11-12 °C körül alakult, míg a csapadék átlagos mennyisége 180-210 mm-re tehető (Borsy 1989). Az ezt követő, mintegy 2-3 °C-os felmelegedést és jóval több csapadékot hozó *Ságvár-Lascaux interstadiális* (19-16 ezer éve) szintén főleg malakológiai módszerrel sikerült kimutatni (Szöör et al. 1989, Sümei et al. 1998), melynek idején az Alföld déli része kissé szárazabb és melegebb volt az északi területeknél (Sümei et al. 1998). A felső-pleniglaciális utolsó, ám nem túl markáns lehűlése a *Dryas I.*, (16,5-14,6 ezer éve) melyet 12-14 °C-os júliusi középhőmérséklet jellemzett (Nádor et al. 2007).

A felső-pleniglaciálisban a Kárpát-medence területén a sporadikus permafrost és a gyér, kontinentális sztyepp vegetáció volt a meghatározó (Borsy 1989, Fábián et al. 2014), mely a hidegebb szakaszokban felszabdaldott, tundra jellegűvé válhatott (Frechen et al. 1999). A nedvesség-kedvelő növények csaknem teljesen eltűntek és helyettük a hideg kontinentális löszsztyepp fajai jelentek meg (Járainé-Komlódi 1969, Sümei és Krolópp 1995). Willis et al. (2000), valamint Willis és Andel (2004) ugyanakkor felnyílt, szétszórt tűlevelű erdők jelenlétét mutatták ki az utolsó glaciális maximum idejéből. Az enyhébb Ságvár-Lascaux interstadiálisban erdős sztyepp és zárt erdő közötti átmeneti vegetáció jelenhetett meg (Nádor et al. 2007), majd Szöör et al. (1989) szerint a Dryas I. stadiálisban mutatható ki utoljára a

hidegkedvelő fajok jelenléte az Alföldön, bár más szerzők ezeket még később is kimutatták. A hideg szakaszokban a gyér növényzetű felszíneken homokmozgás indult el a hordalékkúpok területén (Lóki et al. 1995, Gábris 2003, Kiss et al. 2012b), máshol pedig löszköpeny alakult ki (Sümei és Krolpp 1995, Novotny et al. 2010). A folyók dúsabb növényzettel borított árterein infúziós löszrétegek jöttek létre (Sümei és Krolpp 1995). Az enyhébb és csapadékosabb interstadiálisokban a futóhomok-mozgások szüneteltek, a löszökön pedig paleo-talajok képződtek (Gábris 2003).

A stadiális időszakokban – főképpen az utolsó hidegmaximum idején – az alföldi folyók vízhozama Borsy et al. (1989) szerint jóval elmaradt a mai értékektől, hiszen a kevés csapadék miatt igen alacsony volt a lefolyás mértéke, a gyér vegetáció ellenére is. Ekkor igen kis görbületi sugarú (a mai Felső-Tisza medrének harmada-ötöde), de nagy mélységű meanderező Tisza medrek maradtak fenn a Bodrogtömbben (Borsy et al. 1989). Ugyancsak az utolsó glaciális maximum idejéből származó, ám fonatos mintázatú medreket írtak le a Sajó-Hernád hordalékkúpján (Gábris és Nagy 2005), ami a ritka vegetáció miatt a folyókba jutó nagyobb mennyiségű hordalék következménye lehet. A magasabb hőmérsékletet és a jóval több csapadékot hozó Ságvár-Lascaux interstadiálisban viszont jelentős átalakulás ment végbe a folyók morfológiai viszonyaiban. A vízhozam megnőtt, ám az egyre sűrűbb növényzet jelentősen csökkentette a hordalék mennyiségét és a parterózió mértékét, ami kezdetben bevágódást, majd meanderező mintázat kialakulását tette lehetővé (Gábris és Nádor 2007). Ilyen, a klimatikus átmenet hatására bekövetkezett erőteljes bevágódás zajlott a Dunán, mely a II/a terasz kivésődésének megindulását okozta (Gábris 2007). Szintén bevágódást írtak le a Közép-Tisza mentén (Nagy és Félegyházi 2001, Kasse et al. 2010), mely egyben a fonatos medrekkel átszőtt Sajó-Hernád hordalékkúp épülésének végét is jelentette. Ez utóbbi esetben ugyanakkor a tektonikus mozgások is közrejátszhattak az erózió megindulásában (Gábris és Nagy 2005, Gábris és Nádor 2007). Az interstadiális idején közepes méretű paleo-medrek alakultak ki a mai Közép-Tisza mentén (paleo-Bodrog, Gábris et al. 2001), ugyanakkor a Körös-medence nagyméretű medrei is ekkor képződtek (Érmellék felől érkező Tisza; Nádor et al. 2007). A megnövekedett vízhozamot mutatja, hogy a Maros hordalékkúpján az ugyancsak meanderező mederben a mai mederkitöltő vízhozam háromszorosa ( $2200\text{--}2300\text{ m}^3/\text{s}$ ) szállíthatott (Sümei és Kiss 2012). A felső-pleniglaciális utolsó kétezer évében (16,5–14,6 ezer év, Dryas I.) ismét visszaesett a csapadék és hidegebbé vált a klíma, így a vízhozam újra lecsökkent. Ebből az időszakból a Bodrogtömbben maradtak fent kis görbületi sugarú (Borsy 1969), tehát kis vízhozamú (Tisza?) medrek, melyek  $100\text{--}200\text{ m}^3/\text{s}$ -ot szállíthattak. A Sajó mentén ismét megjelentek a fonatos mintázatú medrek (Gábris et al. 2001). A Maros ekkor újabb futásirányokat vett fel a hordalékkúpján, annak északi részét is átformálta (Kiss et al. 2013b). A változatos esésviszonyoknak és a felső-pleniglaciális végén fennálló, erősen ingadozó lefolyási körülményeknek köszönhetően a Maros fonatos, anasztomizáló és meanderező mintázatú medreket egyaránt fejlesztett (Sümei et al. 2013). Közülük a fonatos meder vízhozama ( $1890\pm150\text{ m}^3/\text{s}$ ; Katona et al. 2012) került meghatározásra, mely a mai érték kétszeresét teszi ki.

#### *Késő-Glaciális (14,6–11,6 ezer év)*

A késő-glaciális folyamán a klíma jelentősen enyhült, bár Nyugat- és Észak-Európához hasonlóan a Kárpát-medence térségében is erőteljes ingadozások figyelhetők meg (Szöör et al. 1989, Borsy et al. 1991). Az időszak kezdetét jelentő *Bölling-Alleröd* (14,6–12,8 ezer év) interstadialist száraz-hűvös időszakokkal tagolt, nedves-meleg ( $T_{\text{jul}} = 16\text{--}17\text{ }^{\circ}\text{C}$ , Nádor et al. 2007) klíma jellemezte, a csapadék mennyisége  $450\text{--}500\text{ mm}$  körül lehetett (Borsy et al. 1989). Bár az interstadialist számottevően több csapadék és magasabb hőmérséklet jellemezte mint korábban, az Alföld éghajlata jóval kontinentálisabb jellegű maradt, mint az



Északnyugat- vagy Észak-Európában kimutatott klimatikus viszonyok (Járainé-Komlódi 2000). A növényzet ismét záródott, füves-erdős sztyepp és fenyő-nyír erdők alakultak ki, bennük lombos fákkal (Járainé-Komlódi 2000). A hidegkedvelő fajok egyre inkább visszaszorultak, helyüket a hidegtűrő és higrofil fajok vették át (Szöör et al. 1989). A csapadékos klíma és a szukcesszió miatt a futóhomok felszínek megkötődtek (Borsy et al. 1989, Gábris 2003), a löszképződés is szünetelt (Sümegei és Krolopp 1995). Ugyanakkor a humusz felhalmozódása felgyorsult és talajképződési folyamatok kerültek előtérbe (Novothy et al 2010).

A Bölling-Alleröd interstadiálist megszakító *Dryas II.* (bizonytalan korbeosztás; Gábris 2003) stadiálist rövidsége miatt a Kárpát-medence területén is csak kevés szerzőnek sikerült kimutatnia. Ez egy hidegebb és szárazabb periódus volt, mint a Bölling-Alleröd nagy része ( $T_{j\ddot{u}l} = 15-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Nádor et al. 2007). A hűvösebbé váló éghajlaton ismét gyérült a vegetáció (fátlan löszpuszta) és többfelé mozgásba lendült a futóhomok (Borsy 1989), amelynek eredményeként az interstadiális kezdetén kialakult talajt helyenként 2-5 m-es homoktakaró fedte be (Gábris 2003).

Hirtelen bekövetkező, jelentős lehűlés ( $T_{j\ddot{u}l} = 14-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Nádor et al. 2007) és egyben szárazodás vezetett át a késő-glaciális utolsó hideg periódusába, a *Dryas III-ba* (12,5-11,6 ezer év). A növénytakaró a szárazság miatt gyérült (Borsy et al. 1991, Kasse 2002), az erdők összetétele nem változott, de kiterjedésük csökkent (Járainé-Komlódi 2000). A vegetációban ismét a hidegtűrő elemek terjedtek el (Lóki et al. 1994). A szárazság és a gyér növényzet kedvezett a homokmozgások megindulásának (Gábris 2003, Kiss et al. 2008b), melyek akár több méter üledékkel is elfedték a korábbi interstadiálisok jól fejlett talajait (Borsy et al. 1991).

A késő-glaciális során egymás után jelentkező hűvös és meleg, illetve nedves és száraz időszakok az alföldi folyók morfológiáját is változtatossá tették. A felső-pleniglaciálisból a késő-glaciálisba történő klimatikus átmenet idején ismét bevágódás történt több folyó esetében is. Gábris (2007) szerint a Bölling-Alleröd kezdetén jelentkező felmelegedés nagy szerepet játszott abban, hogy a Duna kiegyenlített állapotából átlendülve ismét bevágódást végezzen, és a II/a terasznak a Ságvár-Lascaux interstadiálisban megkezdett kivésését tovább folytassa. A Közép-Tisza mentén szintén bevágódást írtak le (Gábris és Nagy 2005, Gábris és Nádor 2007), melyet a mintázat jelentős átalakulása követett. A Bölling-Alleröd interstadiális kezdetén ugyanis az egyre zártabb növénytakaró és a több csapadék jelentékenyen megnövelte a vízhozamot, miközben a vízgyűjtőkről érkező hordalék mennyisége csökkent, ami a meanderező mintázat kialakulásának kedvezett (Kasse et al. 2010). A Közép-Tisza mentén ekkor alakultak ki a legnagyobb mérettel rendelkező paleo-medrek (szélesség: 600 m, mélység: 14 m; Kasse et al. 2010), melyek már az Érmelléket elhagyó Tiszához köthetők (Gábris és Nádor 2007). A Tisza késő-glaciális elején bekövetkezett áthelyeződését támasztja alá az is, hogy a Körös-medence területén az utolsó, még tiszai eredetűnek tartott, szintén jelentős mérettel rendelkező paleo-medrek is ekkor alakultak ki (Nádor et al. 2007). A Maros hordalékkúpján a klimatikus átmenetet és az enyhe-csapadékos éghajlati viszonyokat az egymást átfedő fonatos és a némileg fiatalabb meanderező mintázatú medrek jelzik, melyek a mai futásvonalától északra helyezkednek el (Kiss et al. 2013b). Ezek együttesen 2300-2400 m<sup>3</sup>/s vízmennyiséget szállíthattak (Katona et al. 2012, Sümeghy és Kiss 2012), mely a Maros jelenlegi mederkitöltő vízhozamának a négyszerese.

A késő-glaciális hidegebb periódusaiban (*Dryas II.* és *Dryas III.*) viszont újfent csökkenő vízhozamra és növekvő mennyiségű hordalékra utalnak az ismét megjelenő fonatos medrek, melyeket a Közép-Tisza mentén (Nagy és Félegyházi 2001) és a Körös-medence déli részén is kimutattak (Nádor et al. 2007). Vélhetően szintén e hideg időszakokban kialakult medreket azonosították a Bodroghözben is, melyek mérete alig haladta meg a felső-pleniglaciálisban kialakult medrek paramétereit (Borsy et al. 1989).

### *Holocén (11,6-0 ezer év)*

A *preboreális* fázis (11,6-10,2 ezer év) melegedéssel és a csapadék mennyiségének növekedésével kezdődött ( $T_{júl} = 16-18\text{ °C}$ ; Járainé-Komlódi 1969, Nádor et al. 2007). A növényzeti borítottság, az erdők kiterjedése a korábbi interstadiális átmenetekhez képest gyorsan nőtt (Sümegei et al. 2008). A hidegtűrő és a hidegkedvelő flóraelemek keveredtek, majd a hidegkedvelő fajok fokozatosan eltűntek (Lóki et al. 1994). Az Alföldön erdős sztyepp alakult ki, a hegyeket lombelegyes tajgaerdők borították, de mindenhol az erdeifenyő és a nyír volt az uralkodó (Járainé-Komlódi 2000). A melegedő klímán a kevés csapadék miatt a növényzeti záródás nem volt teljes, így a homokmozgások folytatódhattak (Gábris 2003, Kiss et al. 2008b). A *boreális* (10,2-8,2 ezer év) fázis további jelentős felmelegedést hozott ( $T_{júl} = 20-23\text{ °C}$ , Nádor et al. 2007), egyes szerzők szerint csapadékos (Gábris 1995), mások szerint szárazabb (Szöör et al. 1989) időszak lehetett, ami a regionális eltérésekre vezethető vissza. Lovász (2002) szerint ebben a fázisban az éves átlagos csapadékmennyiség 400 mm alatt volt. A melegkedvelő lombos erdőkből egyre jobban kiszorult az erdeifenyő, azonban a szárazodás miatt a talajvíz lecsökkenhetett (pl. Duna-Tisza közén), így az erdőket felváltották a sztyepprétek és erdőssztyepppek (Járainé-Komlódi 2000). A szárazabb felszíneken előfordult futóhomok-mozgás (Gábris 2003, Kiss et al. 2012b), míg másutt rozsdabarna erdőtalaj fejlődött ki, amely 3-7 ezer évig a felszínt jelentette (Gábris 2003). Az *atlantikus* (8,2-5,8 ezer év) fázisban a klíma a mainál továbbra is enyhébb volt ( $T_{júl} = 20-23\text{ °C}$ ; Nádor et al. 2007). Azonban a csapadékeloszlás nem volt egyenletes, ugyanis a fázis eleje nedves volt, majd fokozatosan szárazabbá vált (Jakab és Sümegei 2005). A középhegységekben záródtak a tölgyesek, a magasabb régiókban a bükkösök, miközben az Alföldön is tölgyesek terjedtek el (Járainé-Komlódi 2000, Sümegei et al. 2008). Az éghajlat javulásával megszűntek a homokmozgások és vastag, jól fejlett talajok képződtek (Gábris 2003), ugyanakkor a fázis második felében a szárazodásra utal az újra meginduló futóhomok (Gábris 2003, Kiss et al. 2008b). Ebben a fázisban már megjelent a tájban az antropogén hatás is (égetéses földművelés; Kiss et al. 2008b). A *szubboreális* (5,8-2,8 ezer év) klímája hűvösebb ( $T_{júl} = 17-18\text{ °C}$ ; Nádor et al. 2007), de csapadékosabb volt, mint az atlantikus fázis éghajlata (Gábris 2003). A klíma kedvezett az erdők záródásának, a hegyvidéki fajok az Alföld pereméig lehúzódtak és zárt erdőket képeztek (Járainé-Komlódi 2000, Sümegei et al. 2008). Ugyanakkor a sok csapadék ellenére több helyen is találtak ebben az időszakban aktivizálódó homokmozgásokat, amelyek emberi tevékenységhez köthetők (Gábris 2003, Kiss et al. 2008b). A *szubatlantikus* (2,8-0 ezer év) során a klíma kontinentálisabbá vált, csökkent a csapadék mennyisége, ugyanakkor a hőmérsékletben jelentős változás nem mutatkozott ( $T_{júl} = 17-18\text{ °C}$ ; Nádor et al. 2007). Azonban a kisebb klímaingadozások hatásait már a Kárpát-medence területén is felülírta az antropogén hatás. Az alföldi erdős sztyepppek uralkodó faja a tölgy lett, a hegyvidékeken a bükkösök visszahúzódtak (Járainé-Komlódi 2000). A középkori klímaoptimum idején barna talaj jött létre, amikor alacsony volt a népesség és a természetes erdősülés újra megindulhatott (Novothny et al. 2010). Ugyanakkor emberi hatásra egyre visszaszorultak az erdők, kultúrtáj alakult ki. A növényzetétől megfosztott területeken homokmozgások indultak el, amelyeket gyakran egy-egy népcsoport megjelenéséhez vagy tájhasználat változásához kötnek (Gábris 2003, Kiss et al. 2008b, 2012b).

A holocén kezdetét jelző, utolsó jelentősebb klimatikus átmenet újabb bevágódást indított el az Alföld folyóin, melyet a Duna (Gábris et al. 2012) és a Közép-Tisza mentén (Kasse et al. 2010) is kimutattak. A nagyobb mennyiségű csapadék ellenére csökkent a víz- és hordalékhozam, mely a gyorsan terjedő, összefüggő erdőknek köszönhető. Ennek következtében a preboreális idején közepes, a maihoz hasonló méretekkkel rendelkező meanderek alakultak ki a Közép-Tisza mentén (Gábris et al. 2001). A Körösök vízrendszerében ugyanakkor még a hidegebb időszakokra jellemző fonatos mintázat is

kimutatható (Nádor et al. 2007), míg a Maros hordalékkúpján meanderező és fonatos medrek egyaránt létrejöttek (Kiss et al. 2013b). Ekkor a Maros továbbra is a mai torkolatától északabbra, a mai Hódmezővásárhely térségében torkollott a Tiszába. Mederkitöltő vízhozama ( $2\text{--}3000\text{ m}^3/\text{s}$ ) még mindig a mainál három-négyszer nagyobb volt (Sümeghy et al. 2013, Kiss et al. 2014a).

A boreális fázis szárazabb klímája a folyók vízhozamának jelentős csökkenését hozta, mely a Tisza, Körös és a Maros medrei alapján is kimutatható (Gábris 1986, Sümeghy és Kiss 2012). Gábris (1986) számításai szerint a Felső-Tiszán alig  $40\text{--}60\text{ m}^3/\text{s}$  volt ekkor az évi közepes vízhozam, míg a Közép-Tisza mentén is a boreálisban alakultak ki a legkisebb méretű kanyarulatok (Gábris et al. 2001), melyek mintegy  $250\text{ m}^3/\text{s}$  közepes vízhozamot szállíthattak. A Maros hordalékkúpján a meanderező mintázat mellett továbbra is képződtek fonatos medrek, bár a mederkitöltő vízhozam itt is erősen lecsökkent a korábbiakhoz képest ( $1200\text{ m}^3/\text{s}$ ; Sümeghy és Kiss 2012). Maros futásvonalában jelentős változás történt, hiszen a boreális végén, vagy az atlantikus elején ( $8,5\pm 1,1$  ezer éve), vélhetően tektonikus okok miatt lecsúszott hordalékkúpjáról, és annak déli részét kezdte építeni, majd a mai torkolattól mintegy  $40\text{--}50\text{ km}$ -rel délebbre érte el a Tiszát (Sümeghy et al. 2013, Kiss et al. 2014b). A boreális fázis csapadékosabb második felében, illetve annak végétől ismét nőtt a folyók vízhozama, melyet a Felső-Tisza egyre nagyobb medrei bizonyítanak (Borsy et al. 1989).

Az atlantikus fázis első, szintén nedvesebb felében a vízhozam további növekedését mutatják a felső-tiszai (Borsy et al. 1989) és közép-tiszai medrek (Gábris 1986). Ezen kívül Gábris (1985) számos más alföldi folyó kanyarulatainak vizsgálatából azt a következtetést vonta le, hogy az atlantikus fázisban szállították a legnagyobb vízhozamot a folyók a holocén egészét tekintve, mely a mai értékeknek akár a tízszeresét is meghaladhatta. A Marosnál szintén vízhozam-növekedés következett be ( $Q_{mk}$ :  $2000\text{ m}^3/\text{s}$ ), míg futása nem változott jelentősen, így továbbra is a hordalékkúpjának déli részét formálta (Sümeghy et al. 2013).

A szubboreális fázisban bár a csapadék mennyisége továbbra is jelentős volt, a Felső- és Közép-Tisza mentén a vízhozam közel a felére csökkent (Gábris 1986), ami talán a zárt erdők miatti lefolyáscsökkenéssel magyarázható. Hasonló folyamatok jellemezték a Marost is, melynek mederkitöltő vízhozama szintén mintegy  $40\%$ -kal csökkent ( $1400\text{ m}^3/\text{s}$ ; Kiss et al. 2014b). A szubboreális elején ismét bevágódást azonosítottak a Dunán (Gábris et al. 2012), mely az alacsonyabb és magasabb ártéri szintek elkülönüléséhez vezetett. A Közép-Tisza-vidéken is erőteljes, markáns eróziós peremet létrehozó bevágódás zajlott, mely a legalacsonyabb ártéri szint kialakulását eredményezte. Ennek elindulásában a tektonikus mozgások szerepe lehetett a meghatározó (Gábris et al. 2001, Gábris és Nádor 2007).

A szubatlantikus fázisban a folyók vízhozama fokozatosan tovább csökkent, és kialakultak a ma is jellemző értékek. A bodrogi Tisza-medrek mérete a szubboreális medrekhez képest további mintegy  $10\text{--}20\%$ -kal csökkent (Borsy et al. 1989), míg a Maros vízhozama ennél erőteljesebben, nagyjából a felére esett vissza ( $680\text{ m}^3/\text{s}$ ; Kiss et al. 2014b). A szubatlantikus idején az alföldi folyók mindegyikét a meanderező mintázat jellemezte, jelentősebb irányváltás csupán a Maros hordalékkúpján következett be, mely során a folyó elhagyta az Aranka futását és felvette mai futásvonalát (Sümeghy et al. 2013, Kiss et al. 2014a).

### 3. KUTATÁSI TERÜLET

#### 3.1. A Tisza vízgyűjtőjének általános jellemzése

A Máramarosi-havasokban a Fekete-Tisza 1680 m tengerszint feletti magasságban ered, míg a Fehér-Tisza 1600 m tszf., majd a két ág Rahónál egyesül, végül a Tisza 946 km megtétele után Titelnél torkollik a Dunába, 70 m tszf. magasságban (Lászlóffy 1982). Kerekded alakú vízgyűjtőjének (157180 km<sup>2</sup>) 8,1%-a Kárpátalja (Ukrajna), 45,4%-a Erdély (Románia), 10,2%-a Felvidék (Szlovákia), 29,9%-a a magyarországi Alföld, míg 6,4%-a a Vajdaság (Szerbia) területére esik (Andó 2002). A Tisza magyarországi szakaszának hossza 596 km, a hozzá tartozó vízgyűjtő terület (kb. 47000 km<sup>2</sup>) hazánk területének 50,5 %-át teszi ki. A Tisza teljes hosszán három szakasz különíthető el: a Felső-Tisza a Szamos torkolatáig tart, (2) a Közép-Tisza a Maros torkolatáig húzódik, végül (3) az Alsó-Tisza a dunai torkolatig terjed (Lászlóffy 1982). A hazánk területére eső folyószakaszt is három, az előzőekkel azonos elnevezésű egységre osztják: a Felső-Tisza az országhatártól Tokajig terjed, a Közép-Tisza Tokaj és Csongrád között, míg az Alsó-Tisza Csongrádtól a szerb-magyar határig húzódik (Sándor 2011). Dolgozatomban az utóbbi megközelítés alapján használok a Tisza Csongrád feletti szakaszainak megnevezését, azzal a kiegészítéssel, hogy Alsó-Tiszának tekintem a teljes, Csongrád és a dunai torkolat közötti szakaszt.

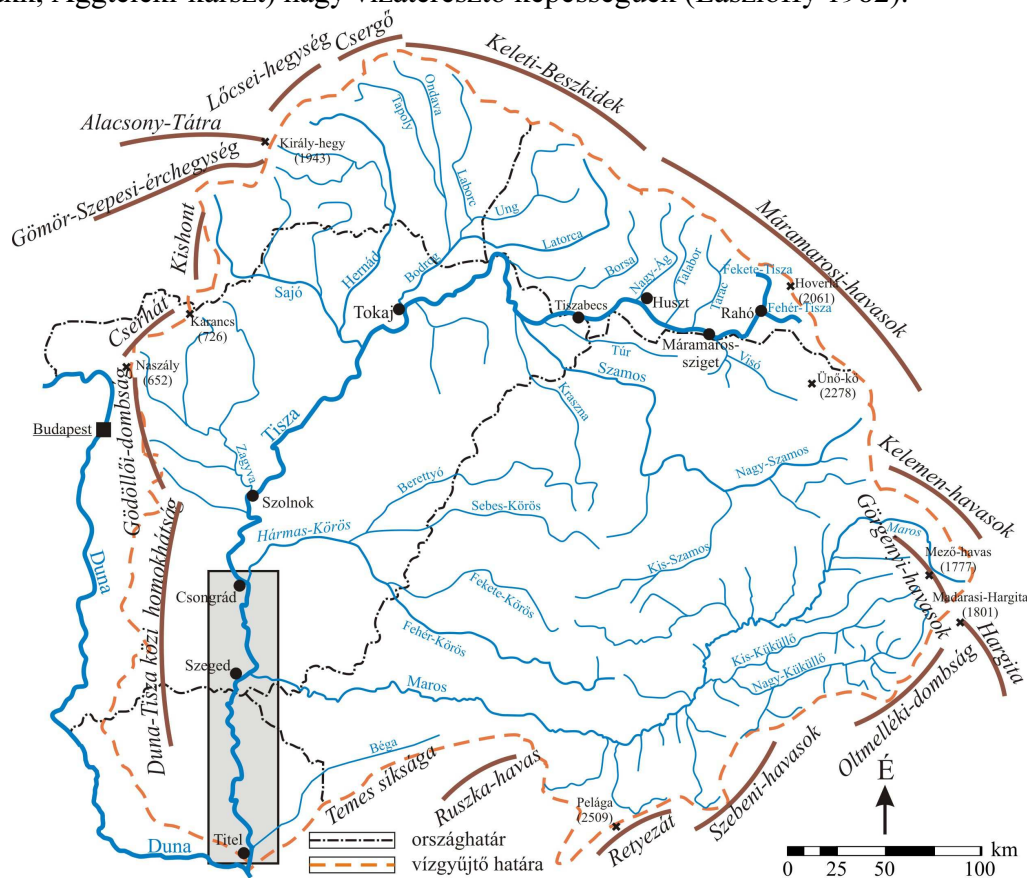
A Tisza vízgyűjtő területének *domborzatát* az északkeleti, keleti, valamint a délkeleti részekén a Kárpátok vonulatai határozzák meg, míg nyugaton és délnyugaton az Alföld hordalékkúp-síksága (3.1. ábra). A vízgyűjtő területen a magas- és középhegységek aránya viszonylag csekély (kb. 24 %; Szlávik 2000). A 200-600 m közötti magassággal rendelkező dombvidékek aránya már jelentősebb (34 %), ugyanakkor a síkságok teszik ki a vízgyűjtő területének csaknem felét (42 %).

A mérsékelt kontinentális klímával rendelkező tiszai vízgyűjtő *éghajlati* sajátosságait az óceáni, a szárazföldi, a mediterrán és a sarkvidéki hatások egyaránt alakítják (Andó 2002, Sándor 2011), de a medence-jelleg és a domborzat éghajlat-módosító hatása is erőteljesen érvényesül. A vízgyűjtő alföldi részein az évi középhőmérséklet 10-11 °C, ugyanakkor az Erdélyi-medencében, valamint a középhegységekben 6-9 °C a jellemző, míg a magasabb hegyvidéki zónákban ez az érték már csak 2-4 °C (Lászlóffy 1982). Ehhez hasonlóan az átlagos évi csapadékmennyiség is jelentős területi különbségeket mutat, hiszen míg az Alföld területén 500-600 mm csapadék hullik évente, addig a hegyvidékeken többnyire 1200-1600 mm (Rakonczi 2000, Andó 2002). Leginkább a nyár eleji csapadékmaximum és a téli minimum a jellemző, bár a vízgyűjtő déli-délnyugati irányú nyitottsága miatt előfordulhatnak őszi másodmaximumok is, melyekért a mediterrán hatás a felelős. A csapadék eloszlása különösen az Alföldön lehet szélsőséges, hiszen az éves csapadékmennyiség harmada-negyede akár egyetlen hónap alatt is lehullhat, de nem ritka az egy nap folyamán lehulló egyhavi csapadékmennyiség sem (Rakonczi 2000).

A vízgyűjtő terület *növényzeti* tulajdonságai szoros összefüggést mutatnak a domborzattal, az éghajlattal, a földtani és talajtani adottságokkal. Az Alföldön gyertyános-tölgyesek, cseres-tölgyesek, valamint erdőssztyepp, illetve fátlan sztyepp vegetáció alakult ki. Az ártereken fűz-nyár ligeterdők, a szárazabb felszíneken pusztagyeppek, foltokban szikes társulások jellemzőek (Székely 1979). A 400-900 m közötti területeken tölgyesek fordulnak elő, majd a bükkösök övezete húzódik kb. 1200 m magasságig, míg az ennél magasabb területeken fenyőerdők, a legmagasabb csúcsok közelében pedig magashegyi rétek alakultak ki (Székely 1979). A természetes növénytakaró viszont a vízgyűjtő jelentős részén eltűnt vagy átalakult, az alacsonyabban fekvő területeken a mezőgazdasági művelés vált uralkodóvá (Somogyi 2000). Ennek köszönhetően a szántók aránya (37,3 %) jóval meghaladja az erdők (26,7 %) és a rétek-legelők arányát (21,7 %) vízgyűjtő egészét tekintve (Konecsny 2000). A

nagyfokú erdőirtások következtében megváltoztak a lefolyásviszonyok, ami a vízjárási szélsőségek fokozódásához és kisvízi vízhozamok csökkenéséhez, valamint az árvizek hevedességének és a hordalékhozam növekedéséhez vezetett (Szesztay 2000). Konecsny (2002) szerint a vízgyűjtő felső részein végbement erdőirtások hatására 20 %-kal nőtt a közepes lefolyás és az árvizek tetőző szintje.

A vízgyűjtőt változatos *földtani felépítés* jellemzi, az uralkodó kőzetek kisebb részben magmás eredetűek, nagyobb részben pedig üledékesek (Lászlóffy 1982). A lefolyási viszonyokat alapvetően befolyásolja a felszíni kőzetek vízáteresztő képessége. A hegyvidékek nagyobb kiterjedésű, kristályos és metamorf kőzetei, valamint az Erdélyi-medence és az Alföld nagy részének iszapos-agyagos felszíne jórészt vízzáró. Félig-áteresztők a Cserhát tufás kőzetei, a Kárpátok palás és márgás rétegekkel tarkított homokkő felszínei, valamint a belső-kárpáti vulkáni koszorú tufás kőzetei. Ezzel szemben a kiterjedt alföldi homokterületek (pl. Duna-Tisza közti homokhátság, Nyírség) és a középhegységek karsztos mészkőterületei (pl. Bükk, Aggteleki-karszt) nagy vízáteresztő képességűek (Lászlóffy 1982).



3. 1. ábra: A Tisza vízgyűjtő területe, mellékfolyói és a kutatási terület elhelyezkedése

A Tisza a forrásvidéken még igen jelentős *eséssel* rendelkező (20-50 m/km) völgyekben halad, majd Rahó alatt ez az érték nagyjából 5 m/km-re mérséklődik. Az alacsonyabb területekre érve a folyó gyorsan veszít eséséből, hiszen a Borsa torkolatáig 13 cm/km-re, a Bodrog torkolatáig pedig 8,8 cm/km-re csökken. Alföldi szakaszának nagy részét 3,7-2,5 cm/km-es esés jellemzi (Dunka et al. 1996). A nagyobb eséssel rendelkező hegyvidéki szakaszon bevágódó jellegű a meder, majd Máramarosszigettől a Huszti-kapuig a fonatos medermintázat válik meghatározóvá. Nagyjából Tiszabecs térségéig fonatos és meanderező szakaszok egyaránt jellemzik a folyót, majd innen a torkolatig a meanderező mintázat uralkodik (Timár 2003), ami azonban egyre inkább bevágódó jellegűvé alakul (Somogyi 1967).

A Tisza *vízrendszere* a Kárpát-medence keleti felének csapadékvizeit gyűjti össze és vezeti a Dunába. A Szamos torkolatáig tartó Felső-Tisza részvízgyűjtője kerekded, így folyók árhullámai gyakran összetorlódnak (Vágás 1982). Itt képződik a legnagyobb lefolyó vízmennyiség (7260 millió m<sup>3</sup>/év) a részvízgyűjtők közül (Konecsny 2000). A mellékfolyók hidrológiai jelentőségét az adja, hogy néhány esetben (pl. a Nagyág vagy a Visó) vízhozamuk megközelítheti a befogadó Tiszáét. Bár a Szamos délebbre elhelyezkedő, szimmetrikus vízgyűjtője nagyobb területű, mint a Felső-Tiszáé, az itt képződő vízmennyiség kevesebb (4070 millió m<sup>3</sup>/év), mivel a terület döntően dombvidéki jellegű és kevesebb a lehulló csapadék. A Tokajnál betorkolló Bodrogból évente mintegy 3100 millió m<sup>3</sup> víz kerül a Tiszába. Legyező alakú vízgyűjtőjében a hegyekből érkező mellékfolyók (pl.: Latorca, Tapoly) esése hirtelen lecsökken, így az alföldi szakasz meglehetősen árvízveszélyes (Székely 1979). A Bodrogéhoz hasonló területű és alakú a Sajó vízgyűjtője is, amelyről évente jóval kevesebb (kb. 2000 millió m<sup>3</sup>) víz jut a Tiszába. Hidrológiai szempontból kisebb jelentőségű a Kraszna és a Zagyva, melyek mintegy 200 millió m<sup>3</sup>-rel járulnak hozzá évente a Tisza vízmennyiségéhez. Ezzel szemben a Körösök rendkívül széles, kerekded alakú vízgyűjtőjéről induló, gyakran heves árvizek gyorsan eléri a Tiszát. A Csongrádnál betorkolló Hármaskörös évente 3400 millió m<sup>3</sup> vizet juttat befogadójába. A Tisza leghosszabb és legnagyobb vízhozammal rendelkező mellékfolyójának, a Marosnak a vízgyűjtője rendkívül hosszan elnyúlt (800 km), ám keskeny (átlagosan 100 km), a területéről évente lefolyó vízmennyiség (5500 millió m<sup>3</sup>) a Felső-Tisza után a második helyen áll a részvízgyűjtők között (Konecsny 2000). Összességében a Tisza éves vízszállítása Szegednél 26,2 milliárd m<sup>3</sup>, mely 830 m<sup>3</sup>/s közepes vízhozamnak felel meg (Lászlóffy 1982). A Vízirajzi Évkönyvek adatai alapján ugyanitt az árvízi vízhozam a 3790 m<sup>3</sup>/s-t is elérheti, míg kisvízi hozama csupán 135 m<sup>3</sup>/s. A mederkitöltő vízállás és az ahhoz tartozó vízhozam a szegedi szelvényben 580 cm és 1970-2020 m<sup>3</sup>/s.

A Tisza *vízjárása* ingadozó, melyet a vízgyűjtő éghajlati viszonyai és a mellékfolyók szélsőséges vízjárása befolyásol leginkább. Leggyakrabban tavasszal és kora nyáron vonulnak le árhullámok a folyón, melyek a hóolvadáshoz és a tavaszi-korányári esőkhöz köthetők. Kisvizek leginkább nyár végén és ősszel alakulnak ki, ami a nagyobb nyári párolgással és a kevés csapadékkal magyarázható (Szlávik 2000). Míg a Tisza felső szakaszán és a mellékfolyókon az árhullámok igen gyorsan levonulnak, addig az alsó szakaszokon a 100 napos, vagy még hosszabb árvizek a jellemzőek (Bezdán 2011). Az árhullámok tartósságát és magasságát a fő-, és mellékfolyókon kialakuló áradások száma és egymásra hatása határozza meg leginkább (Vágás 1982, Rakonczai 2000). Ezen kívül a Duna is jelentősen módosíthatja a Tisza vízjárását, mely néha egészen Szolnokig érezhető (Szlávik 2000).

A Tiszán a legkisebb és legnagyobb vízállások különbsége a nagyobb esésű felső szakaszokon 10,5-11,5 m, míg a Közép-Tiszán 10 m alá csökken, ám az Alsó-Tisza mentén 13 m fölé emelkedik, mely a meder beágyazódásával és az árhullámok egymásra futásával áll kapcsolatban (Csoma és Laczay 1979). Szegednél a legmagasabb vízállást 2006.04.21-én mérték (1009 cm), míg a legkisebbet 1946.10.10-én (-250 cm).

A folyó *hordalékát* a felső, magyarországi szakaszon az apró szemű kavics és murva mellett főleg a homokfrakció jellemzi, majd a Bodrog torkolata alatt az iszap és az agyag aránya egyre nő (Lászlóffy 1982). A Tisza a legnagyobb mennyiségben lebegtetett hordalékot szállít, melynek éves hozama átlagosan 18,7 millió tonna, a görgetett hordalék mennyisége (9000 t/év) ennek csupán a töredékét teszi ki (Fiala és Kiss 2006). A lebegtetett hordalék átlagos szemcsemérete Szegednél 0,053 mm, míg a 0,15 mm-nél nagyobb átmérőjű frakciót már görgetve szállítja a folyó (Balogh et al. 2005). A mellékfolyók közül a Szamos és a Maros vízgyűjtőjéről kerül a legtöbb hordalék a Tiszába, mely a földtani felépítésükből következik (Sándor 2011).

Korábban a nagyobb árhullámok idején jelentős területek kerültek víz alá a Tisza és mellékfolyói mentén, ráadásul a rendkívül kis esés, a nagyfokú kanyargósság és a gyakran egymásra tolódó árhullámok miatt az elárasztás akár hónapokig is tarthatott. Az ármentesítési munkálatok néhány kisebb mellékfolyó részleges szabályozásával és töltésezésével kezdődtek a XIX. század elején, majd az átfogó beavatkozások 1846-ban indultak el, és több mint egy évszázadon át tartottak (Szlávik 2000). A 112 kanyarulat-átvágás eredményeképpen a Tisza síksági szakaszának hossza a korábbi 1214 km-ről 761 km-re csökkent (Dunka et al. 1996). Ennek következtében az esés csaknem megduplázódott (3,7 cm/km-ről 6 cm/km -re), ami a meder bevágódását és a kisvizek szintjének 2-2,5 m-es csökkenését okozta. A Tisza vízrendszerében mintegy 3500 km hosszúságú gátrendszer épült ki, mellyel 24500 km<sup>2</sup> vált ármentessé (Ihrig 1973). A XX. század folyamán végzett mérnöki munkálatok során a kanyarulatok jelentős részét partbiztosításokkal látták el. Az erőteljes beavatkozások következtében a kanyarulatok horizontális (pl.: szélesség és ívhossz) és vertikális paraméterei (pl.: átlagmélység, alakindex, szelvényterület) is kedvezőtlen irányban változtak, ami a meder vízvezető képességének csökkenését vonta maga után. Ez a legmagasabb vízszintek 2-3,5 m-es emelkedését okozta (Fiala és Kiss 2006).

Az árvízi kockázatok mérséklése szempontjából kiemelt jelentősége van a vízgyűjtő hegy- és dombvidéki területein meglévő víztározási lehetőségeknek, mellyel több, mint 2 milliárd m<sup>3</sup> vizet lehet visszatartani. Ez az eddig megépült víztározók kapacitását figyelembe véve az évi lefolyás mintegy 10 %-át teszi ki (Konecsny 2000). Az ezredfordulót követően pedig a síkvidéki szükségtározók megépítése is egyre nagyobb figyelmet kap, bár ezek hatékonysága az árvízi védekezésben még vitatott (Vágás 2011).

Az alföldi területek mezőgazdaságának és iparának vízellátását a Tiszán megépült három duzzasztómű üzembe helyezésével valósították meg. Közülük az 1954-ben megépített tiszalöki, majd az 1973-ban üzembe helyezett kisköreai található Magyarország területén, míg az 1976-ban elkészült törökbecsei vízlépcső Szerbiához tartozik (Ihrig 1973). Mivel a síksági víztározás feltételei a kis esés és az intenzív tájhasználat miatt kevésbé adottak, így jelentőségük leginkább a kisvizes, száraz időszakokban történő vízellátás biztosításában van.

### **3.2. A mintaterület és mintavételi pontok bemutatása**

Vizsgálataimat a Tisza Csongrád és a dunai torkolat között kialakult ártéri szintjein végeztem, 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 km<sup>2</sup>) és Romániához (145 km<sup>2</sup>), nagyobb része (4489 km<sup>2</sup>) pedig Szerbiához tartozik.

Északi határát Csongrádtól északra, a Tiszazug kistájának déli pereménél húztam meg, ahol a Tisza és a Körös ártere összekapcsolódik. Ezt azért tartottam célszerűnek, mert ettől északra a Tisza megjelenése csak a késő-glaciális kezdetétől bizonyítható (ld. 2.4.3. fejezet), azt megelőzően a Körös-medencéből kilépve érte el az Alsó-Tisza vidékét. Így a mai Körös-torkolat feletti, késő-glaciálisnál idősebb ártéri területek fejlődése és a folyóvízi formakincs kialakítása nem köthető egyértelműen a Tiszához.

Az ártéri felszín további határainak megrajzolását nehezítette, hogy a területet nyugat felől a Duna, míg kelet felől a Maros hordalékkúpja határolja. A Duna-Tisza közti homokhátság felszínén zajlott eolikus homokmozgások több helyen benyomultak a korábbi ártérre, eltemetve a folyóvízi formákat és így megmagasítva annak felszínét. Itt a kutatási területhez csak azokat a felszíneket soroltam, ahol a folyóvízi formák még felismerhetőek. A lehatárolásnál az eolikus és a fluviális formák határvonala mellett Andó (1969) kistájhatárait (pl. Alsó-Tiszavidék) vettem alapul. Ehhez hasonlóan a vizsgálati terület keleti határa is több helyen bizonytalan, hiszen a Maros hordalékkúpjának aktív épülése a holocén végéig tartott

(Sümeghy et al. 2013), és a gyakori irányváltások következtében a Tisza korábbi ártéri formáit is elfedhették a Maros fiatalabb üledékei. Itt az ártéri területek lehatárolásánál a Maros-hordalékkúpjának Sümeghy (2014) által meghatározott kiterjedését vettem figyelembe. Az ártérképződést meghatározta, hogy a két hordalékkúp között viszonylag szűk tér állt a folyóvízi folyamatok rendelkezésére, így az idősebb felszínek nem kísérik folyamatosan a fiatalabb ártéri területeket, mert a későbbi eróziós vagy akkumulációs folyamatok során megsemmisültek.

A kutatási terület délkeleti részén a Temes keskeny ártere képezi a határt. A Tisza torkolata környékén a Duna és a Tisza ártere összekapcsolódik, így itt mindkét folyó felszíninformáló tevékenysége érvényesülhetett. Az eróziós peremek futása alapján elkülöníthető az észak-déli futásirányú Tisza és a nagyjából nyugat-keleti futású Duna ártere, így ezek alapján került kijelölésre a kutatási terület déli határa.

A részletesen vizsgált formákat és a mintavételi pontokat a kutatási terület geomorfológiai térképezése után jelöltem ki. A Tisza mentén kialakult ártéri szintek elkülönítését, a bevágódások körülményeinek és idejének meghatározását olyan kulcsformák vizsgálata alapján végeztem el, mint a *paleo-medrek* és az *ártéri szigetek*. A Tisza mai futása mentén alacsony vízállásnál feltáródott *meder partfalak* rétegtani és szedimentológiai elemzésével pedig célom az volt, hogy a fluviális folyamatokat, az üledékképződés körülményeit és ütemét részletesen feltárjam. A kutatásaim 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.

A kutatási területen hét **egykori kanyarulat**ot vizsgáltam meg részletesen (3.2. ábra). A Szentestől délkeletre, Derekegyház mellett fekvő *Kórógy-ér* menti meander övzátonyai jól kirajzolódnak, a kanyarulat viszont már szinte teljesen feltöltődött. Egykori futása azonban a mai Kórógy-ér vonala és a 7 tagú övzátony-sor íve alapján megállapítható. A meder szélessége 260-560 m, más horizontális kanyarulati paraméterei viszont nem mérhetők meg pontosan. Mintát a mederhez legközelebbi, még élesen kirajzolódó legfiatalabb és a legtávolabbi, idősebb övzátonyából vettünk.

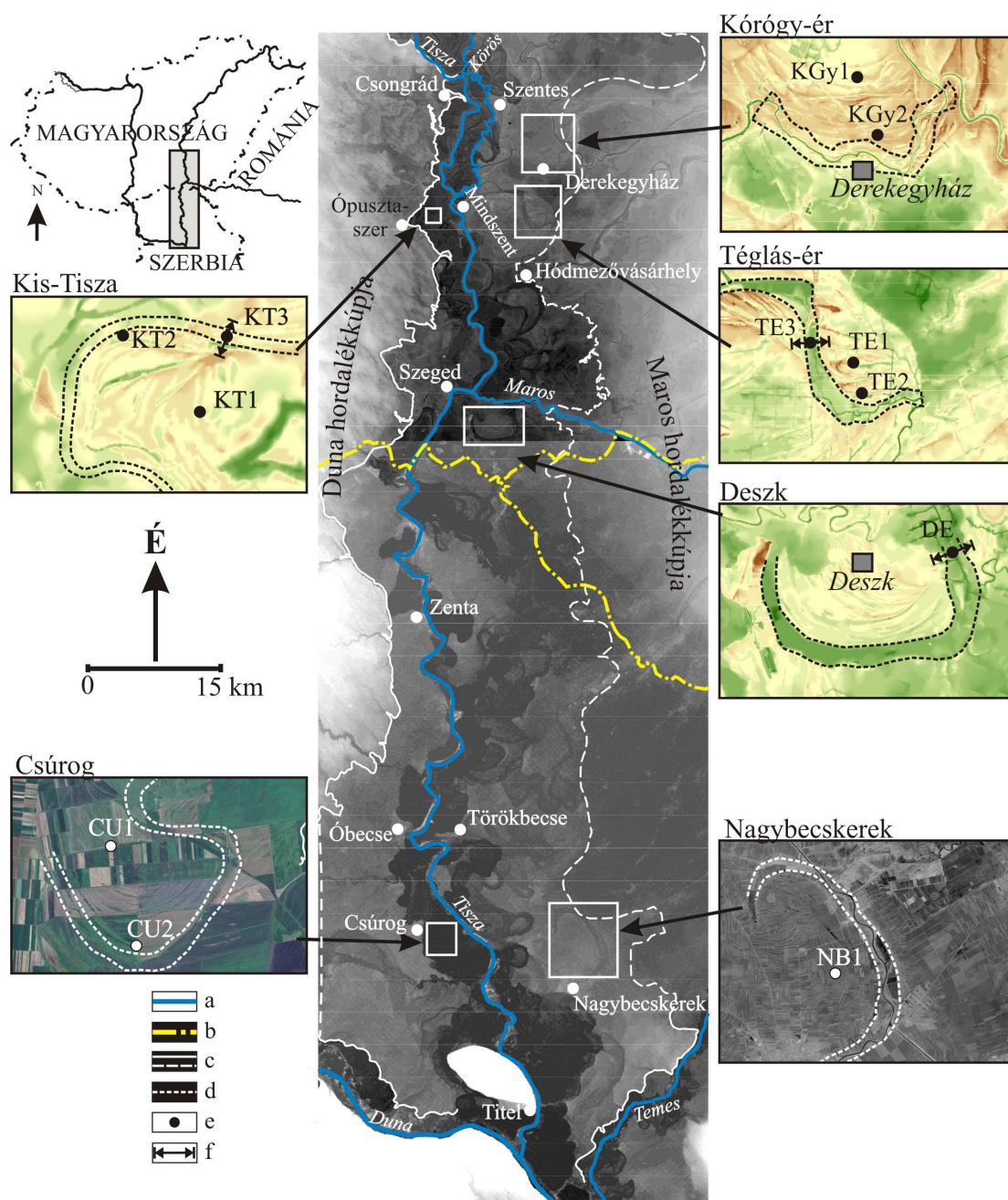
Hódmezővásárhely és Derekegyház között helyezkedik el a *Téglás-ér* menti kanyarulat, melynek medre és egykori övzátonyai (8 db) egyaránt jól kivehetők. A paleo-meder két, egymást követő kanyarulata közül a délebbre fekvőt mintáztuk meg, mert itt lehetőség nyílt a meder mellett elhelyezkedő, legfiatalabb övzátonyból is mintát gyűjteni, melynek felszíne az északi kanyarulat esetében már elmosódott. Ezen kívül a legszebben kirajzolódó idős övzátonyból is vettünk mintákat. A kanyarulat szélessége 460-830 m, mederkitöltő mélysége az RTK GPS méréseink és a mederben mélyített fúrás szerint az inflexiós sávban meghaladta a 6,2 métert (de nem értük el a meder alját). Horizontális kanyarulati paraméterei ( $R_c$ : 2420 m; L: 6900; H: 4900 m) a mai Tisza méreteit jóval meghaladják.

Az Ópusztaszer és Mindszent között húzódó *levelényi* paleo-meder (Kis-Tisza) Mindszenttől északra ágazik ki a jelenlegi Tiszából, és több mint 30 km-en át követhető az ártéren. Több, egymást követő kanyarulata és igen fejlett (36-38 tagú) övzátony-sorai szépen kirajzolódnak. A paleo-meder átlagos kanyarulati paraméterei ( $R_c$ : 359 m; L: 1310 m; H: 871 m) hasonlóak a jelenlegi Tisza méreteihez, mélysége az inflexiós pontnál 4,6 m volt. Az egyik fejlett kanyarulat legfiatalabb és legidősebb övzátonyából történt mintavétel.

A Maros torkolatától délre található a *deszki* paleo-meder hatalmas kanyarulata, amely szintén jól fejlett, 17 tagú övzátony-sorral rendelkezik. Paraméterei ( $R_c$ : 2900 m; L: 6900 m; H: 5640 m) a mai Tiszánál jóval nagyobb méretű folyóra utalnak. Szélessége 450-550 m



közötti, mélysége pedig RTK GPS-méréseink és fúrásunk alapján a 6,8 métert is meghaladta. A meder övzátonyainak OSL kormeghatározását Sipos et al. (2009) végezték el.



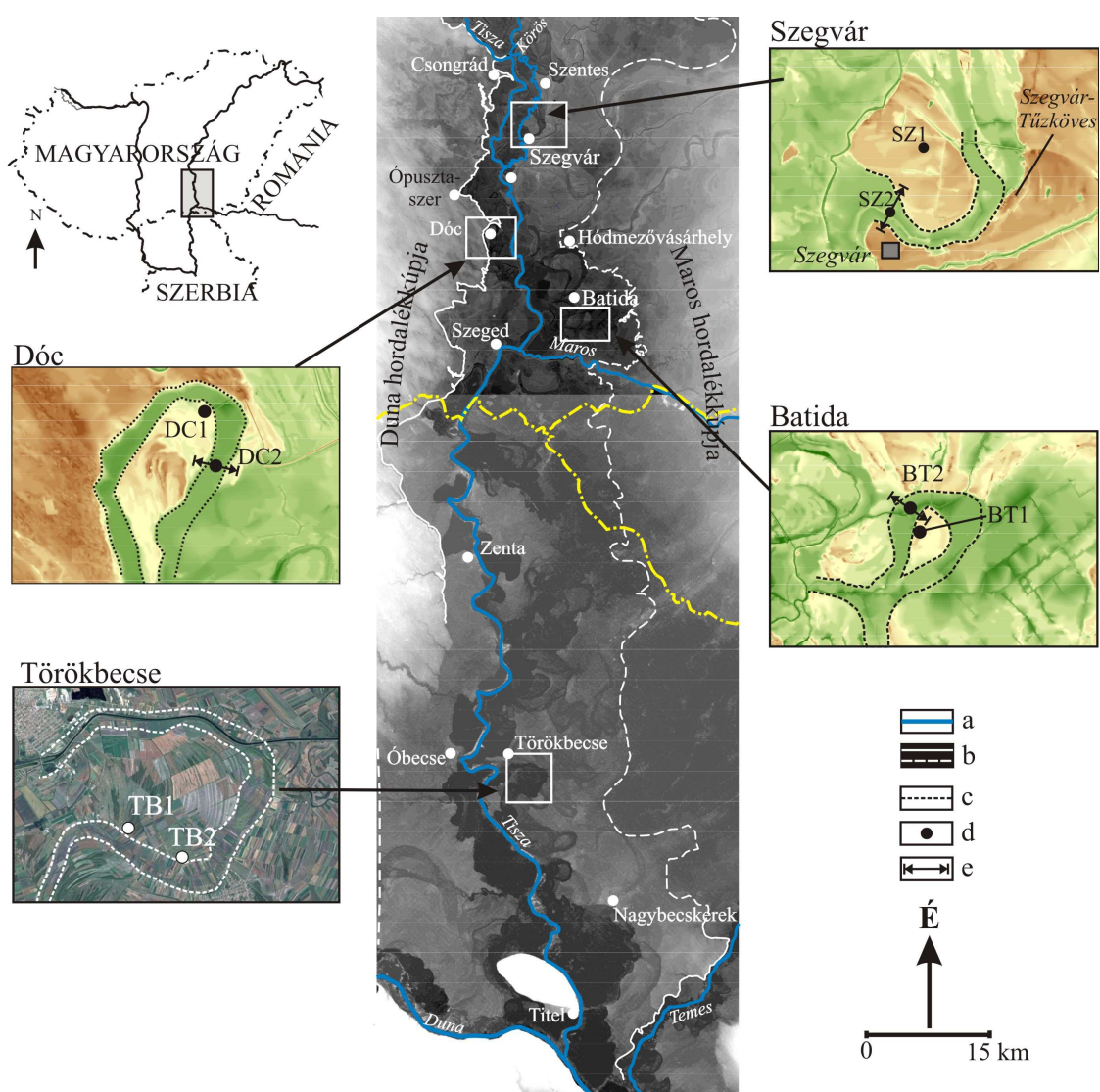
3.2. ábra: Az elhagyott kanyarulatokhoz tartozó mintavételi pontok, illetve a felvett meder-keresztmetszvények elhelyezkedése a mintaterületen (alaptérképek: SRTM-felvétel, M= 1:10000 topográfiai térkép, GoogleEarth műholdkép)

a) jelenlegi folyóhálózat; b) országhatár; c) mintaterület határa; d) kanyarulatok partéle; e) mintavételi pontok; f) felvett meder-keresztmetszvények

A kutatási terület szerbiai részén két kanyarulatot vizsgáltam meg részletesen. A Nagybecskerektől északra fekvő kanyarulat a törökbecseihez hasonló méretű ( $R_c$ : 2100 m; L: 5500 m; H: 3850 m), de a hozzá tartozó övzátonyok (3 db) csak nehezen ismerhetők fel a felszínen. Benne napjainkban a misfit jellegű Béga medre kanyarog. Ennek köszönhetően szélessége pontatlanul állapítható meg és igen tág határok között mozog (W: 500-950 m). Övzátonyai közül egy idősebb formából sikerült homokmintát venni.

A Csúrogtól délkeletre fekvő paleo-meder kanyarulataink mérete alapján a mai Tisza medréhez hasonló ( $R_c$ : 800 m;  $L$ : 2400 m;  $H$ : 1850 m), szélessége ( $W$ : 150-170 m) is megegyezik a Tiszaéval. A levelényi paleo-mederhez hasonlóan a csúrogi-meder is csaknem 30 km-en át követhető, kanyarulataival az ártér jelentős részét behálózta. Itt is egy kanyarulat legfiatalabb és legidősebb övzátonyának anyagából vettünk mintát.

Az ártéri folyamatok vizsgálatánál nagy jelentőségük van az olyan maradvány-felszíneknek, melyek kialakulása egy-egy bevágódási folyamat megindulásához köthető. Az **ártéri szigetek** egy része umlaufbergként (meander-mag) definiálható, és a belenövő kényszerített meanderek fejlődéséhez köthető. Ebből következően az umlaufbergnek anyaga a tetőszintjükkel közel azonos magasságban lévő ártéri szinttel lehet egykorú, miközben legfelső, azaz legidősebb övzátonya a bevágódás előtt vagy legelején képződött, viszont legalsó, legfiatalabb övzátonya már a bevágódási időszak végét jelzi. A kutatási területen három umlaufberget elemeztem részletesen (3.3. ábra), melyek mind az ártér magyarországi részén helyezkednek el.



3.3. ábra: A vizsgált belenövő kényszerített meanderekhez tartozó umlaufbergnek és a mintavételi pontok. (alaptérképek:  $M=1:10000$  topográfiai térkép; GoogleEarth műholdkép)  
a) jelenlegi folyóhálózat; b) mintaterület határa; c) elhagyott kanyarulatok; d) mintavételi pontok; e) felmért meder-keresztmetszelvek

A *Szegvár* melletti *umlauferg* területe  $6,3 \text{ km}^2$ , maximális szélessége  $2,0 \text{ km}$ , míg legnagyobb hosszúsága  $3,2 \text{ km}$ . Átlagos tengerszint feletti magassága  $81\text{--}82 \text{ m}$ , legmagasabb pontja pedig csaknem  $85 \text{ m}$ . Jelenleg a Kurca által alámosott ÉK-i pereme meredek, csaknem egyenes futású. Pereme máshol is határozott ugyan, de kevésbé éles és többnyire íves futású. Felszínét több helyen időszakos vízfolyások hátravágódással felszabdalták. Az *umlauferg*ről lassan lecsúszó mederhez tartozó egykori övzátony-sorok maradványai még megfigyelhetők. A kanyarulat a mai Tiszánál jóval nagyobb méretekkkel ( $R_c$ :  $1350 \text{ m}$ ;  $L$ :  $5200 \text{ m}$ ;  $H$ :  $2500 \text{ m}$ ;) rendelkezett, szélessége RTK GPS-méréseim alapján az inflexiós pont környékén  $420 \text{ m}$ -nek adódott. Mederkitöltő mélysége a fúrások és az RTK GPS mérések alapján  $7,7 \text{ m}$ . A kanyarulat alján ma egy kisebb misfit vízfolyás kanyargó medre húzódik (Kontra-ér). Mintavételt egy helyen végeztünk: az *umlauferg* belső részén egy idősebb övzátony anyagából.

A kutatási terület nyugati pereménél helyezkedik el a *dóci* *umlauferg*, melynek területe  $3,5 \text{ km}^2$ , míg közepes szélessége  $1,2 \text{ km}$ , legnagyobb hosszúsága pedig  $4,2 \text{ km}$ . Felszíne átlagosan  $80\text{--}82 \text{ m}$  tengerszint feletti magassággal rendelkezik, de a szegvári eróziós szigethez hasonlóan néhány ponton meghaladja a  $85 \text{ métert}$  is. A felszínén felismerhetők az egykori övzátonyok kiemelkedései, melyek északkelet felé alacsonyodnak. Az *umlauferg*et kialakító kanyarulat méreteit tekintve ( $R_c$ :  $870 \text{ m}$ ;  $L$ :  $3800 \text{ m}$ ;  $H$ :  $1600 \text{ m}$ ) szintén nagyobb a jelenlegi Tiszánál. A kanyarulat szélessége  $450\text{--}650 \text{ m}$ -nek adódott, míg mederkitöltő mélysége a  $7,5 \text{ métert}$  is meghaladta (nem értük el az alját a fúrás során). Az idősebb övzátonyok Dóc belterületére esnek és jelentősen bolygatottak, így csak a kanyarulat legfiatalabb övzátonyából vettünk mintát közvetlenül a meder pereménél.

A Maroslele és *Batida* között elhelyezkedő ártéri sziget a legkisebb területű ( $1,5 \text{ km}^2$ ), szélessége  $1\text{--}1,2 \text{ km}$ , hosszúsága pedig  $1,8 \text{ km}$ . Átlagos tengerszint feletti magassága  $79\text{--}80 \text{ m}$  között van, jelentősebb kiemelkedések vagy mélyedések nem tagolják. Felszínén az egykori övzátonyok maradványai szinte teljesen elmosódtak. A formát kialakító meder a dócihoz hasonló paraméterekkel rendelkezett ( $R_c$ :  $1150 \text{ m}$ ;  $L$ :  $5600 \text{ m}$ ;  $H$ :  $1500 \text{ m}$ ). A kanyarulat szélessége  $450\text{--}650 \text{ m}$ , mederkitöltő mélysége pedig az RTK GPS-mérések és a mederbe mélyített fúrás alapján több mint  $7,0 \text{ métert}$  tett ki. A mintavétel ebben az esetben is csak a mederhez legközelebb eső, legfiatalabb formából történt.

A kutatási terület szerbiai részén található a *törökbecsei* ártéri sziget, amelynek területe  $14,4 \text{ km}^2$ , szélessége  $4,1 \text{ km}$ , hosszúsága pedig  $4,5 \text{ km}$ . Átlagos tengerszint feletti magassága  $77,7 \text{ m}$ , felszínén pedig az igen jól fejlett övzátony-sor ( $21 \text{ db}$ ) és a sarlólaposok jól felismerhetők. A hozzá tartozó kanyarulat igen nagy méretekkal rendelkezik ( $R_c$ :  $2150 \text{ m}$ ;  $L$ :  $6100 \text{ m}$ ;  $H$ :  $4400 \text{ m}$ ). A meder szélessége  $450\text{--}650 \text{ m}$  közé tehető. A legfiatalabb és a legidősebb övzátony anyagából egyaránt vettünk mintát.

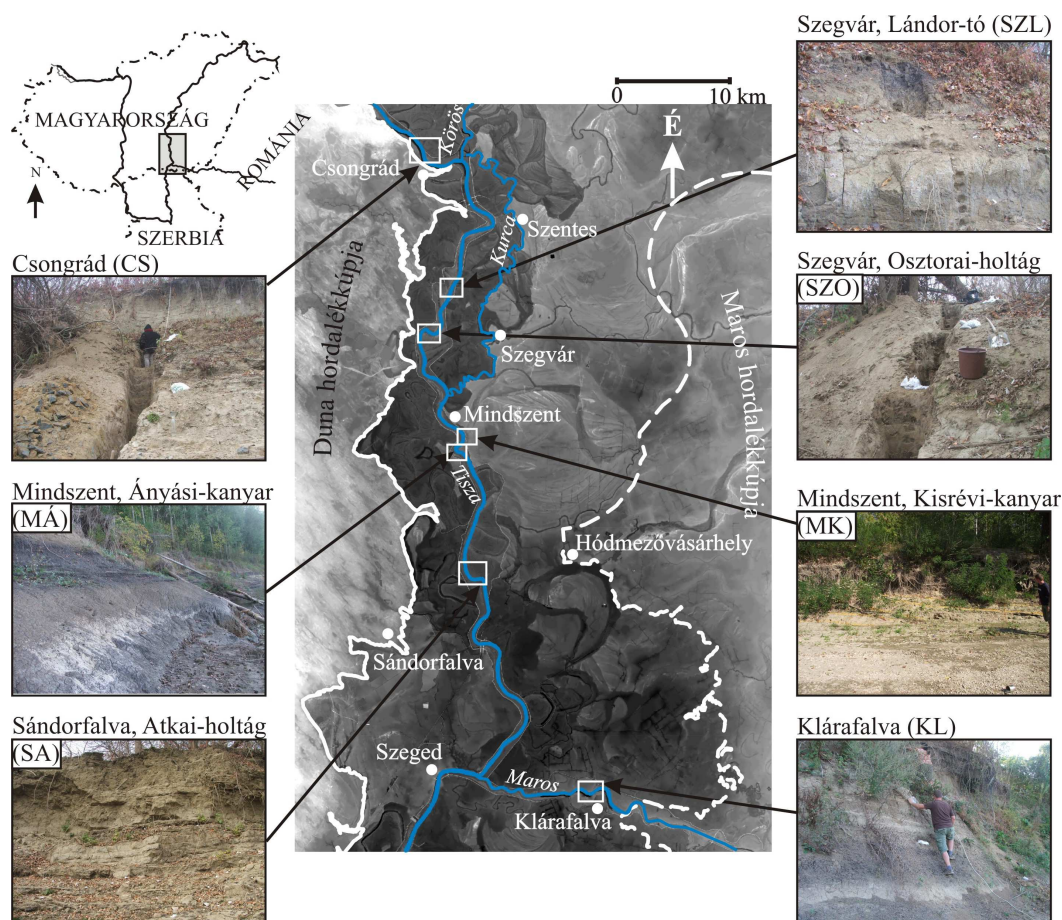
A Tisza és Maros medrének vannak olyan szakaszai, ahol a kanyarulatok külső ívét még nem biztosították, így azok szabadon fejlődhetnek. Itt a pusztuló partok mentén különböző jellegű rétegek tárulnak fel, amelyeket  $7$  szakaszon részletesen feltérképeztünk, illetve rétegtanilag és szedimentológiaiailag elemeztünk (3.4. ábra).

A *Csongrádtól* északra elhelyezkedő kanyarulatban ( $250 \text{ fkm}$ ), a Tisza jobb partján  $540 \text{ cm}$  magas szelvényt elemeztünk. A szelvény alsó harmada morfológiaiilag egy parthoz simuló aktív oldalzátony, amelynek üledékrétegei jelentős dőlésszöggel rendelkeznek. A partfalat felépítő rétegek ugyanakkor vízszintesen rétegződtek, bár a kanyarulat korábbi, még a szabályozások előtti helyzetéből adódóan ezek a rétegek is fiatal az ártérképződés fiatal üledékeit reprezentálják.

A következő mintavételi pont Szegvár határában, a *Lándor-tó* szomszédságában létesült, a Tisza bal oldali partfalában ( $228 \text{ fkm}$ ). Itt  $700 \text{ cm}$ -ig sikerült megmintázni a rétegsort. A szelvény egy kanyarulat erodálódó, külső ívén található és az itt kialakuló folyóhát rétegsorát tárja fel. Mivel a szabályozások óta jelentős feltöltődés ment végbe a hullámtérben, így ez a



szelvény is vélhetően fiatal üledékeket tár fel. A néhány km-rel délebbre található *osztorai* partfal (225 fkm) ugyancsak a bal parton található, ahol 550 cm-es mélységig vizsgálhatók az üledékretegek. Morfológiailag a szelvény egy kanyarulati inflexió környékén helyezkedik el, így a feltárt, főleg vízszintes rétegek fiatal ártéri üledékeket reprezentálnak.



**2.4. ábra:** Az aktív folyók szabadon fejlődő kanyarulatainál feltáródott és megmintázott partfalak elhelyezkedése (Alaptérkép: M=1: 10000)

A kutatási területen különleges helyszínnek számít a Mindszenttől délre elhelyezkedő két kanyarulat (214-211 fkm), amelyek mentén több száz méter hosszan követhetők a 6-8 m-es vastagságban feltáródott rétegek. Az északabbra lévő kanyarulatnál (*Mindszent-Kistrév*) 510 m hosszan vizsgáltuk meg a Tisza bal partján lévő rétegsort, melynek alsó részén erősen dőlő rétegek találhatók, míg a felső részén vízszintes rétegekből épül fel. Itt a partfalat egymástól 10-50 m távolságra felvett szelvények (15 db) mentén mintáztuk meg, általában 4-700 cm-es vastagságban. A partfal alsó kétharmada által feltárt dőlő rétegsor morfológiailag a Kenyere-ér mentén található hatalmas kanyarulat övzátonyaihoz köthetők, melyek felszínére később vízszintes ártéri üledékek rakódtak. Az övzátonyok (és a kanyarulat) korának meghatározásához a legidősebb és a legfiatalabb övzátonyból vettünk OSL-mintákat, az ártéri üledékképződés jellegének pontosabb megismeréséhez pedig a partfal középső részén vettünk mintákat.

A délebbi kanyarulat esetében (*Mindszent-Ányás*) szintén 550 m hosszan táródott fel a partfal rétegsora a Tisza jobb partján, mintegy 9 m-es vastagságban. Ugyanakkor ebben az esetben a rétegek vízszintes futásúak voltak, ezért itt csak egy szelvény mentén vizsgáltuk meg részletesen a partfal rétegeit. A Tisza itt egy ártéri sziget és a magasabb ártéri szint között elhelyezkedő szűk sávban fut, mely arra utal, hogy nem folyamatos ártérátdolgozással, hanem hirtelen bekövetkezett meder-áthelyeződéssel (avulzióval) kerülhetett mai helyére. A partfal

alsó rétegei így az áthelyeződés előtt alakulhattak ki, míg a szelvény felső részét felépítő üledékek azt követően rakódhattak le. A kormeghatározásra vett minták 4 mélységből származnak.

Sándorfalva és Hódmezővásárhely között található a Tisza mentén vizsgált legdélebbi szakadó part (*Sándorfalva-Atka*), mely ugyancsak a jobb parti rétegsort tárja föl. A partfal egy, már a szabályozások előtt lefűződött, és szinte teljesen feltöltődött kanyarulat közelében található, így rétegei vélhetően az ártérképződés utolsó, még természetes körülmények között zajló időszakát reprezentálják. A szelvényt ebben az esetben is 700 cm-es mélységig mintáztuk meg, melyet teljes egészében vízszintes, ugyanakkor változó vastagságú rétegek építenek föl. A partfal alsó részén történt OSL-mintavétel.

A Maros mentén, a *Klárafalva* melletti szabadon fejlődő kanyarulat rétegsorából is történt mintavétel, mely jelentős vastagságban (800 cm-ig) vizsgálható volt. Az itt feltáródott rétegek a Maros jelenlegi futásának kialakulását követően rakódhattak le, így szintén a holocén végi üledéksort mutatják. Közülük egyből vettünk OSL kormeghatározásra alkalmas mintát.

## 4. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

A fejlődéstörténeti kérdések megválaszolásához különböző módszereket alkalmaztam. Törekedtem arra, hogy azonos eljárásokat és adatgyűjtési módokat használjak a kutatási terület egészén, azonban a rendelkezésre álló térképállományok eltérő méretaránya ezt nem minden esetben tette lehetővé. A geomorfológiai térképezéshez így az ártér szerbiai szakaszán más adatforrásokat is fel kellett használnom a formák elkülönítése során. A vízhozam-számításokat, valamint a folyóvízi üledékek szemcseösszetételi elemzését és OSL kormeghatározását viszont a teljes ártéri szakaszon egységes módszertant követve végeztem el, így a kapott eredmények alapján átfogó képet kaphattam az Alsó-Tisza menti ártéri területek fejlődéstörténetéről.

### 4.1. Geomorfológiai formák térképezése

A vizsgálat első lépéseként a kutatási terület felszínformáit azonosítottam, melyet topográfiai térképlapok alapján végeztem el *ArcGIS 10* szoftver segítségével, illetve terepbejárások során pontosítottam. A Magyarországhoz tartozó ártéri területeken (1860 km<sup>2</sup>) 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 (4489 km<sup>2</sup>) csak M=1:25000 méretarányú topográfiai térképeket tudtam felhasználni a geomorfológiai adatgyűjtés során. Itt a formák azonosításához 90 m-es felbontású SRTM-felvételeket, valamint műholdfelvételeket (forrás: Google Earth) is felhasználtam. Mivel Szerbiában alacsony az erdősültség, ezért az SRTM-felvételek jól tükrözik a felszín domborzati viszonyait, bár leginkább csak a nagyméretű formák (pl. hatalmas kanyarulatok) elkülönítésére alkalmasak. A műholdfelvételek (forrás: Google Earth) elemzése olyan esetekben volt a leginkább célravezető, ahol az erősen feltöltődött kanyarulatokhoz tartozó övzatonyok és a közöttük lévő sarlólaposok között már nincs akkora szintkülönbség, hogy a topográfiai térképeken megjelenjenek. A műholdképeken ezek a formák azonban a talaj színe és a vegetáció árnyalatának különbségei alapján könnyen azonosíthatók. A kisebb formák azonosításához korábbi munkák térképeit (pl. Andó 1969, Blazovich 1985), valamint az I. és II. katonai felméréseket is felhasználtam, melyek a szabályozások előtti, még aktívan formálódó árteret ábrázolták. Ezek segítségével leginkább az ártéri mocsarak mélyebben fekvő területeit, valamint ezeket a kanyarulatokkal összekötő fokokat azonosítottam.

Összességében a mintaterületen 2168 formát különítettem el, melyek döntő többsége (99 %) a folyóvízi felszínformálódáshoz köthető, csupán néhány (28 db) eolikus eredetű a kutatási terület északi egységében. A digitalizálás után *ArcGIS 10* szoftver-környezetben mértem meg a formák méreteit, így lehetővé vált az egységes geomorfológiai elemzés a kutatási terület egészén.

#### 4.1.1. A kanyarulatok horizontális és vertikális morfometriai paramétereinek meghatározása

Az Alsó-Tisza mentén összesen 438 egykori mederrészletet azonosítottam, 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 számoltam ki a kanyarulat átlagos szélességét ( $W$ ). A középvonal futása alapján a görbületi sugarat ( $R_c$ ) is meghatároztam, amely annak a kanyarulatba írható körnek a sugara, amely legalább három

ponton érintkezik a középvonallal. Az inflexiós pontok helyét gyakran csak bizonytalanul lehetett meghatározni, hiszen néhány kivételtől eltekintve két egymást követő kanyarulat nem azonosítható a felszínen. A feltételezett inflexiós pontok közötti, légvonalban mért távolsággal a húr hosszát (H), míg a középvonal hosszával az ívhosszt (L) állapítottam meg. Az ívhossz és a húr hossz hányadosa alapján számítottam ki a kanyarulatok fejlettségét (ld. Laczay 1982), amelyet a vízhozam-számításoknál használtam fel.

A morфомetriai paraméterek közül a mederkitöltő szélesség (W) meghatározása is bizonytalanságokat hordozhat magában, hiszen az egykori mederél sem a terepen, sem a térképlapokon nem állapítható meg pontosan. Ahhoz, hogy ellenőrizsem a geoinformatikai alapon meghatározott szélességi értékek megbízhatóságát, néhány (6 db) meder esetében nagy pontosságú RTK GPS segítségével kereszt szelvényt vettem föl. Ezeket mindig a partvonalakra merőlegesen, a kanyarulat inflexiós sávjának környékén mértem föl, ahol sem medertágulat, sem szűkület nem jellemző. Az átlagosan 5-8 méterenként felvett magassági pontok alapján viszonylag pontosan megállapítható a meder éle, így pedig a kanyarulat mederkitöltő szélessége. Eredményeim alapján a geoinformatikai úton és a terepi felmérések során meghatározott értékek között 5-10 %-os eltérés mutatkozott.

A felmért kereszt szelvények mentén a kanyarulatok középvonalában fúrások segítségével állapítottam meg a medrek mélységét. A fúrásokból 10 cm-ként vettünk mintákat, amelyeknek meghatároztam a szemcseösszetételét (ld. 4.3. fejezet). Az üledékek erőteljes durvulása jelezte, ha elértük a meder talpát. A megállapított mélység és az RTK GPS-szel felvett kereszt szelvények alapján a kanyarulat mederkitöltő mélységét állapítottam meg. Fontos azonban hozzátenni, hogy a medrek vertikális paramétereinek megállapításánál csupán egyetlen fúrás adatai alapján nem lehet következtetéseket levonni, hiszen a mederfenék morfológiailag rendkívül változatos lehet. Dolgozatomban ezért a mélységi adatokat csak tájékoztató jelleggel tüntettem föl.

#### **4.1.2. A kanyarulatok vízhozamának meghatározása**

Az elhagyott kanyarulatok 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 különböző paramétereket vesznek figyelembe és különböző vízhozamok kiszámítására alkalmasak. Gábris (1985, 1986) a húr hossz, az ívhossz és a kanyarulat tágassága alapján számította ki a közepes, valamint a 10, 33 és 100 évenként egyszer előforduló árvízi vízhozamot. Egy későbbi munkájában Gábris (1995) szintén a húr hosszát használta fel a közepes vízhozam becsléséhez, viszont Timár és Gábris (2008) a hullámhossz felét alkalmazták a paleo-hidrológiai számításokhoz. A mederkitöltő vízhozam, valamint az ívhossz, a húr hossz és a görbületi sugár kapcsolata alapján Sümeghy (2014) dolgozott ki egyenleteket.

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 használtam a Tisza paleo-medreinek vízhozam-becsléséhez. A számítások során Gábrishoz (1986) és Sümeghyhez (2014) hasonlóan csak azokat a medreket vettem figyelembe, melyeknek az ív- és húr hossz hányadosa 1,4-2,0 közé esik, azaz fejlett kanyarulatoknak tekinthetők (Laczay 1982). Ez alapján a vizsgált 281 meder közül 174 kanyarulat volt alkalmas a vízhozam-számítások elvégzésére. Fontos azonban megjegyezni, hogy az egyenletek pontos adatokat csak meghatározott mérettartományon belül adnak, ezért kiterjesztésük a nagyobb illetve kisebb paleo-medrekre alul- vagy felülbecslést

eredményezhet, így ilyen esetekben a vízhozam-számítások csak hozzávetőleges értékeknek tekinthetők.

A kapott eredményeket összevettem a jelenlegi folyók mederkitöltő, valamint közepes vízhozam-értékeivel, melyeket a Tisza szegedi, a Maros makói, és a Körös kunszentmártoni vízmérce adatai alapján (Vízrajzi Évkönyvek) határoztam meg.

#### **4.2. Ártéri szintek és ártéri szigetek magasságviszonyainak meghatározása**

A különböző magasságban elhelyezkedő ártéri szintek és szigetek azonosításához átlagosan 5-10 km-enként szerkesztettem nyugat-keleti irányú keresztshelvényeket a topográfiai térképek alapján. Mivel a szerbiai részen rendelkezésemre álló 1:25000-es méretarányú térképek miatt az egyes szintek lehatárolása nehezebb volt, mint Magyarországon, ezért itt nagyobb gyakorisággal készítettem keresztshelvényeket. Az országhatártól délre egy 15 km-es sávban viszont nem álltak rendelkezésemre a topográfiai térképlapok, így összesen 17 keresztshelvényt készítettem el. Az így kapott keresztmetszetek alapján jól kirajzolódottak a különböző ártéri szinteket elválasztó peremek, melyek legalább 1-2 méteres tereplépcsőt jelentenek. Ezek futását a shelvények között szintén a topográfiai térképek alapján határoztam meg, de itt alkalmaztam STRM-felvételeket és műholdképeket is a pontosításhoz. A peremek futása által kirajzolódottak az ártéri szintek egységei, melyek magasságát a keresztshelvények alapján elemeztem.

Az ártéri szintek magasságának folyásirányban történő alakulását szintén a topográfiai térképek alapján elemeztem. Az adatokat kilométerenként vettem föl, de ahol a szintek csak kisebb foltokban jelentek meg, az adatfelvétel sűrűségét 0,5 km-re növeltem. Az országhatártól délre fekvő 15 km-es szakaszon adathiánnyal kellett szembenéznem, de a változások tendenciáit szerencsére nem befolyásolta.

Az alacsonyabb térszínekből kiemelkedő ártéri szigetek lehatárolását ugyancsak a topográfiai térképek ( $M=1:10\ 000$  és  $M=1:25000$ ) alapján végeztem el. A digitalizálás után *ArcGis 10* szoftver segítségével domborzatmodellt készítettem a formákról, melynek felhasználásával a szigetek pereme és a rajtuk található formák is könnyen azonosíthatóvá váltak. A peremek megrajzolása után meghatároztam a szigetek morfolometriai paramétereit (terület, legnagyobb szélesség és hosszúság) és magassági viszonyaikat (abszolút magasság és az ártéri szintekhez viszonyított relatív magasság).

#### **4.3. Az üledékek szemcseösszetételi vizsgálata**

A kutatási területen azonosított kanyarulatok övzátonyaiból és medréből, valamint a Tisza és a Maros aktív medrének alámosott partfalaiból származó minták szemcseösszetételének vizsgálatával a hordalék minőségének térbeli meghatározása volt a célom.

Összesen 22 helyen fűrtünk meg övzátonyokat és medreket, hogy elérjük az övzátonyok vagy a mederfenék homokos anyagát. A fűrészekhez Eijkelkamp- és Földvári-típusú fűrófejeket használtunk, és a mintavétel minden esetben 10 cm-enként történt.

A Tisza és a Maros medrének partfalainál összesen 21 shelvény mentén vettünk mintákat. A Mindszentnél lévő Kisrévi-kanyarulat hosszan feltárta egy korábbi kanyarulat övzátónysorát, így itt megmérhettük a feltáródott dőlő rétegek vastagságát és futását RTK GPS-szel és geodéziai pontosságú Sokkia mérőállomás segítségével. Ezen adatokat *ArcGIS 10* szoftverrel dolgoztam fel. A rétegek és a zátónyfrontok pontos dőlésszögét és dőlésirányát bányász-kompasszal mértük meg. A vizsgálatok során célunk az volt, hogy lehetőleg mindegyik jól elkülöníthető rétegből mintát gyűjtsünk, így a shelvények távolságát azok dőlése határozta meg. A többi partfal estében viszont a rétegek vízszintes futásúak voltak, így



csak egy-egy szelvény mentén vettünk mintákat. A szelvények letisztítását követően a fúrásokhoz hasonlóan 10 cm-enként gyűjtöttünk üledéket.

Vizsgálataim során összesen 1601 mintát dolgoztam fel, melyeket a kiszáritás után porítottam, majd a méréseket Fritsch Particle Sizer Analysette 22 típusú lézeres szemcseösszetétel-elemző műszerrel végeztem. A készülék mérési tartománya 0,00008-2 mm közé esik, így az általam gyűjtött folyóvízi üledékminták szemcseösszetételének vizsgálatára kiválóan alkalmas. A szemcseméreti osztályokhoz az Udden-féle skálát vettem alapul (ld. Balogh 1991). Ez az iszap és a homok frakciók négy-négy csoportját különbözteti meg (4.1. táblázat). A könnyebb ábrázolhatóság miatt a szemcseösszetételi elemzéseknél csak a finom és a durva megnevezéseket használom a dolgozatban. Az eredmények értékelésénél a minták szemeloszlásának  $d_{50}$ -es és  $d_{90}$ -es értékét (tehát az 50 és a 90 tömegszázalékhoz tartozó szemcseátmérőt) használtam, ugyanis Vis et al. (2010) valamint Costigan et al. (2014) szerint ezek a paraméterek jól tükrözik az üledékek lerakódásakor fennálló folyóvízi környezetet.

**4.1. táblázat: Az Udden-féle skálán alkalmazott szemcseméret-tartományok és elnevezésük (forrás: Balogh 1991), valamint a dolgozatban használt megnevezések**

	Szemcseméret	Elnevezés (Balogh 1991)	Dolgozatban használt megnevezések
1.	2-1 mm	Igen durva homok	Durva homok
2.	1-0,5 mm	Durva homok	
3.	0,5-0,25 mm	Finom homok	Finom homok
4.	0,25-0,125 mm	Igen finom homok	
5.	0,125-0,0625 mm	Igen durva iszap	Durva iszap
6.	0,0625-0,0312 mm	Durva iszap	
7.	0,0312-0,0156 mm	Finom iszap	Finom iszap
8.	0,0156-0,0078 mm	Igen finom iszap	
9.	<0,0078 mm	Agyag	Agyag

#### 4.4. OSL kormeghatározás

A kutatási területen az elhagyott kanyarulatok övzátonyaiból, valamint a Tisza és a Maros medrének partfalaiból vett üledékmintákon optikailag stimulált lumineszcens (OSL) kormeghatározást végeztem, amellyel a felszínfejlődés folyamatainak időbeliségét tártam fel. A kormeghatározás során meg kell határozni a minták kvarc 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 (Novothy és Ujházi 2000).

A mintavételezés során célunk volt, hogy az adott kanyarulathoz tartozó legidősebb és legfiatalabb övzátont is megmintázzuk, mellyel az adott kanyarulat aktivitási időszakát határoztam meg. A partfalak esetében pedig a kulcsfontosságú rétegek (pl. paleo-talajok, zónahatárok) korának megállapítása volt az elsődleges célom, melyből az üledék-felhalmozódási körülmények egy-egy mozzanatára következtettem. Az 21 mintavételi pontból gyűjtött összesen 29 db OSL-minta azonban vegyes szemcseösszetétellel rendelkezett, így a feltárás során az agyagos-iszapos mintáknál a finom szemcsés (4-11  $\mu\text{m}$ ), míg homokos mintáknál a durva szemcsés (90-150 és 150-220  $\mu\text{m}$ ) eljárást alkalmaztuk Aitken (1998) valamint Mauz et al. (2002) módszereit követve.

A finomszemcsés üledékek 4-11  $\mu\text{m}$ -es frakcióját desztillált vizes, illetve acetonos üleptetés segítségével választottuk le, míg a durvább szemcseösszetételű üledékek 90-150  $\mu\text{m}$ -es, illetve ahol lehetett a 150-220  $\mu\text{m}$ -es frakcióját szitálással. A mész és a szerves anyagtartalom eltávolítását követően elkülönítettük a minták kvarc tartalmát. Ehhez a finom frakciót egy héten át hexa-fluoro-szilícium savval marattuk. A durva szemcséknél viszont

hidrogén-fluoridos kezelést, illetve nehézfolyadékos elválasztást alkalmaztunk. A mérésekhez a finomabb frakciót ülepítéssel acélkorongokra vittem fel, a durvaszemcsés mintákat pedig acélkorongokra szórtam.

Az OSL mérések az SZTE OSL Laboratóriumában történtek RISØ DA-15 típusú automatizált TL/OSL műszerrel, amely  $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$  sugárforrással van felszerelve. A minták hőkezelése szempontjából legalkalmasabb előmelegítési hőmérsékleteket plató tesztek segítségével határoztuk meg. Ezek alapján az OSL méréseket 200-220 °C-os előmelegítés mellett hajtottuk végre. Az első melegítés hatására bekövetkező lumineszcens érzékenységváltozás jelentőségét dózis visszamérési tesztekkel vizsgáltuk (Kiss et al. 2013b). A mesterségesen besugárzott, majd később visszamért dózis hányadosa 1,0-hez közeli értékeket mutatott, azaz a minták alkalmasnak bizonyultak a további mérésekhez.

A minták által elnyelt egyenérték dózis ( $D_e$ ) nagyságát ezt követően az ún. egy mintás regenerációs (SAR) mérési protokoll segítségével határoztuk meg (Wintle és Murray 2006). A mérések kiértékelését *Analyst 3.24* (2007) szoftverrel végeztük. A finomszemcsés mintáknál a méréseket 18-24 korongon végeztük el, és az eredmények átlagát és standard hibáját vettük alapul. A durva szemcsés mintáknál a mérések 48-96 korongon történtek, ez esetben az adatok szóródásának megfelelően a minimum kor elemzést használtunk a helyes egyenérték dózis meghatározásához (Kiss et al. 2013b).

A környezeti dózisteljesítményt ( $D^*$ ) a minták környezetéből vett, majd kiszáritott üledékek gamma spektroszkópiás elemzéséből származó  $^{232}\text{Th}$  (ppm),  $^{238}\text{U}$  (ppm) és  $^{40}\text{K}$  (%) koncentráció alapján határoztuk meg (Adamiec és Aitken 1998). A nedves közegre vonatkozó dózisteljesítményt az *in situ* nedvességtartalom és a talajvíz szintjének figyelembe vételével adtuk meg. A kozmikus sugárzás intenzitását Prescott és Hutton (1994) módszerét követve számítottuk ki.

Folyóvízi minták OSL kormeghatározásánál problémát jelenthet, hogy a szállítódás során nem éri elegendő napfény a szemcséket, így azok nullázódása nem következik be maradéktalanul (Rittenour 2008, Hu et al. 2010). Az esetleges reziduális lumineszcens jel miatt idősebb kort kaphatunk, mint az eltemetődés valós időpontja (Tóth és Sipos 2015). A szemcsékben maradt lumineszcens jel nagysága ugyanakkor erősen függ a szállítódás hosszától. Stokes et al. (2001) a Loire mentén lerakódott üledékek vizsgálata során kimutatták, hogy 2-300 km megtétele után a reziduális jel értéke minimálisra csökken. Tóth és Sipos (2015) pedig a Duna magyarországi szakaszán vizsgálták meg az egy árvízhez köthető, recens üledékek nullázódását. Eredményeik alapján a szemcsék fakulása és így a nullázódás növekedése folyásirányban nem egyenletes, azt az egyes folyószakaszok eróziós és akkumulációs folyamatai is befolyásolják. A Tisza vízrendszerében is történtek vizsgálatok az OSL-mintákban maradó reziduális jel nagyságára vonatkozóan. Sipos et al. (2012) a Maros két recens övzátonyának korát vizsgálták meg a folyó apátfalvi szakaszán. A légi felvételek alapján a megmintázott formák nagyjából 60 évvel ezelőtt alakultak ki. A méréseik szerint koruk  $30 \pm 10$ , valamint  $290 \pm 50$  évesnek adódott. Ez alapján megállapították, hogy az alul- illetve fölülbecslések ellenére a kapott eredmények tükrözik az övzátonyok fiatal korát, így durva szemcsés minták esetében a nem teljes nullázódás nem okoz jelentős különbségeket mért és a valós korok között (Sipos et al. 2012).

A nullázódás kérdése ugyanakkor erőteljesebben érinti az iszapos-agyagos frakció szemcséit, melyek a folyóvízi szállítódás során összetapadhatnak, így még kevesebb fény éri őket (Hu et al. 2010). Sipos et al. (2009) kimutatták, hogy a finom és durvaszemcsés módszer alkalmazása során mért korok közötti eltérés a legtöbb esetben nem számottevő, hibahatáron belül marad. Ennek oka, hogy a Tisza, illetve a Maros alsó szakaszain lerakódott üledékek szállítási távolsága viszonylag nagy, így a finom kvarcsemmék nullázódása jó eséllyel megtörténik. A fenti módszertani eredmények ismeretében a mintákban maradt reziduális jel miatti esetleges mérési bizonytalanságokkal nem számoltam.

## 5. EREDMÉNYEK

A kitűzött célok, tehát az Alsó-Tisza mentén a pleisztocén vége óta lezajlott ártérfejlődési folyamatok rekonstrukciójának megvalósításához első lépésként a kutatási terület felszíni formakincsét térképeztem fel és elemeztem. Majd a formák térbeli elrendeződését összevetettem az ártér magassági viszonyaival, mellyel célom az egyes szintekre (ártérképződési fázisokra) jellemző hidrológiai és morfológiai folyamatok vizsgálata volt. Az üledék szemcseösszetételének és rétegzettségének vizsgálatával pedig az ártéri üledékképződés jellegére következtettem, majd az OSL kormeghatározások alapján a térbeli elemzések időtávlatot is kaphattak.

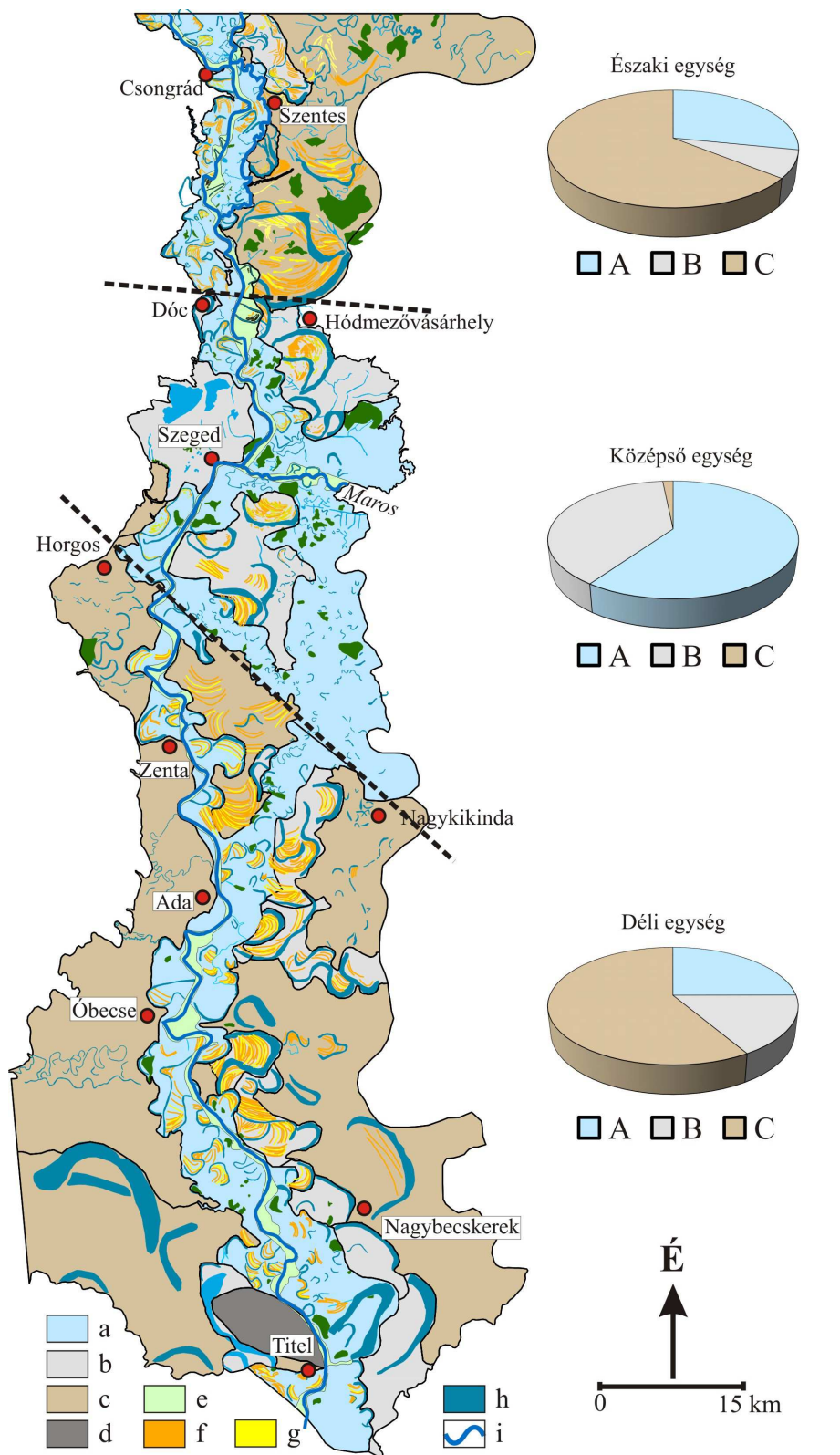
### 5.1. Az Alsó-Tisza menti ártéri területek formakincse

A kutatási területen összességében 2168 ártéri formát sikerült elkülöníteni, amelyek térbeli elrendeződése a kutatási terület egyes részeinek eltérő morfológiai és fejlődési sajátosságaira utal. A vizsgálataim szempontjából kiemelt fontosságú *elhagyott kanyarulatok* és mederrészletek morфомetriai alapú csoportosítását követően egykori mederkitöltő vízhozamukat is meghatároztam, melynek változása tükrözi a vízgyűjtő lefolyási és hidrológiai viszonyaiban bekövetkezett átalakulásokat. Az alacsonyabb térszínekből kiemelkedő *ártéri szigetek* morfológiai tulajdonságai és térbeliségük a bevágódás(ok) körülményeit segíthetnek megérteni. Az ártéri formakincs további elemeinek (pl. *övezatok, sarlólaposok, fokok, ártéri mocsarak*) jelenléte vagy hiánya pedig a kutatási terület egyes részein uralkodó intenzív feltöltődésre vagy az ártérképződés egyensúlyi állapotára (oldalazó erózió) utal.

#### 5.1.1. Az ártér geomorfológiai egységei

Eredményeim 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 jelentenek, 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 (5.1. ábra), amelyek magassági viszonyait az 5.2. fejezetben elemzem részletesen.

A legalacsonyabb, *A-szint* elsősorban a mai Tiszát, a Köröst és a Marost kíséri és a szabályozások megkezdéséig rendszeresen elöntötték az árvizek, így ez tekinthető a mai alacsony ártérnek. Területe 2160 km<sup>2</sup>, 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. Peremének futása azonban nem folyamatos, számos helyen a magasabb szintekről hátravágódott völgyek szakítják meg (pl. Matty-ér, Kórógy-ér, Veker-ér), vagy a Maros hordalékkúpjának fiatal üledékei miatt nem azonosítható pontosan. Az A-szint szélessége változatos. A mintaterület északi határától nagyjából Szeged térségéig egy keskeny, 5-7 km széles sávot alkot, mely néhány helyen (pl.: Csongrád és Szentés között) erősen összeszűkül (<2,5 km). A kutatási terület középső részén viszont kiszélesedik (12-18 km), és egy nagy kiterjedésű magasabb felszín miatt futása kettévál, majd nagyjából az Ada-Nagykikinda vonaltól délre ismét egységesebb lesz, kiterjedése pedig a Tisza menti 8-12 km széles sávra korlátozódik, bár jelentősebb szűkületek itt is jellemzőek (<4,5 km).



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

Az A-szint felett elhelyezkedő *B-szint* folyamatosan nem, csupán változatos kiterjedésű foltokban maradt fenn, így a teljes területnek csupán 17,8 %-át (1160 km<sup>2</sup>) alkotja. Míg az A-szinttől elválasztó peremei markánsak (3-5 m), addig a legmagasabb, C-szinttel határos peremek általában kevésbé kifejezetten (1,5-2 m). 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 *legmagasabb térszín (C)* az Alsó-Tisza menti ártéri területeknek csaknem a felét alkotja (47,4 %, 3070 km<sup>2</sup>). Ez az ártéri szint a mintaterület északi felében összefüggően csak az északkeleti peremterületen maradt fenn, délebbre a Maros hordalékkúpja és nyugaton a Duna-Tisza közének eolikus formái temették be. A mintaterület déli részén a C-szint az ártér mindkét oldalán csaknem folyamatosan megtalálható, bár Zenta környékén a fiatalabb medrek oldalazó eróziója szinte teljesen megsemmisítette.

Az egyes ártéri szintek szélességviszonyai, az eróziós peremek futása és kifejezettsége, valamint a formakincs alapján (ld. később) a kutatási terület három egységre osztható. A legkisebb területű (T: 984 km<sup>2</sup>), *északi* rész nagyjából Dóc–Hódmezővásárhely vonaláig tart. Ennek jellegzetessége, hogy dél felé fokozatosan keskenyedik az ártéri szintek együttes szélessége (30 km-ről kb. 13 km-re), míg átlagos szélessége 24,3 km-t tesz ki. Nyugati harmada a legalacsonyabb (A) ártéri szinthez, míg keleti fele jórészt a legmagasabbhoz (C) sorolható (A: 28,2 %; C: 64,2 %), ugyanakkor ebben az egységben a B-szint csak foltokban található meg (7,6 %, 5.1. ábra). Az egység déli határát ott húztam meg, ahol a C-szint nagyobb kiterjedésű, összefüggő egysége elvégeződik. Az északi egységben az eróziós peremek általában markánsan kirajzolódnak és folyamatosan követhetők.

A kutatási terület *középső* egysége (T: 1424 km<sup>2</sup>) a Dóc–Hódmezővásárhely vonaltól a Horgos–Nagykikinda vonaláig húzódik, morfológiailag pedig jelentősen különbözik az északi egységtől (5.1. ábra). Itt az ártér szélessége átlagosan 21,2 km, ugyanakkor valamivel szűkebb északon és dél felé is elkeskenyedik. Területének legnagyobb része a legalacsonyabb ártéri szinthez sorolható (A szint: 59,7 %), amelynek futása nem egységes, hiszen Szegedtől délre kettéválk. Jelentős kiterjedésű foltok tartoznak a középső ártérfelszínhez is (B-szint: 38,7 %), melyek szigetszerűen helyezkednek el. Ezzel szemben a C-szinthez tartozó felszínnek szinte teljesen hiányoznak a kutatási terület e részéből, csupán a mintaterület nyugati szélén található néhány kisebb felszintöredék (C-szint: 1,6 %). Az egység legnagyobb részén az ártéri szintek peremei elmosódtak, csak a nyugati oldalon találkozhatunk markánsabb peremekkel. A keleti területeken a Maros fiatal üledékei miatt a peremek kevésbé élesek, gyakran nem is kivehetők.

A *déli* egységben (T: 3941 km<sup>2</sup>) ismét nagyobb kiterjedésű területeken jelenik meg a legmagasabb C-szint. Itt az ártér jelentősen kiszélesedik (átlagszélesség: 36,5 km), felszínének nagy hányada pedig ismét a C-szinthez sorolható (60,2 %; 5.1. ábra). Eközben az alacsonyabb ártéri szintek aránya a középső egységhez viszonyítva jelentősen kisebb (A-szint: 25,7 %, B-szint: 17,1 %). Hozzá kell azonban tenni, hogy a B-szinthez tartozó területek a középső egységgel ellentétben nem szigetszerűen fordulnak elő, hanem terasz jellegűen futnak a Tiszával párhuzamosan. 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 (Hernes et al. 2015).

### **5.1.2. Az elhagyott kanyarulatok morfológiai alapú csoportosítása**

A mintaterületen összesen 438 elhagyott mederrészletet azonosítottam, amelyek nagyrészt meanderező mintázattal rendelkeznek, bár néhány egyenes medertöredék is megtalálható. Legnagyobb sűrűségben a Tisza és a nagyobb mellékfolyók (pl. Körös és Maros) mai futásvonalai mentén fordulnak elő. Itt az elhagyott kanyarulatok még kevésbé töltődtek fel, ezért jól felismerhetők. Az aktív folyóktól távolodva ugyanakkor csökken a kanyarulatok száma, és többnyire már teljesen feltöltődtek, így elkülönítésük is nehezebb volt. Itt a méreteik alapján fogom csoportosítani őket, valamint az egyes generációk jellemzőit bemutatni.

A megvizsgált kanyarulatok közül 281 maradt meg olyan épségben, hogy horizontális kanyarulati paramétereik ( $R_c$ ,  $L$ ,  $H$ ,  $W_{\text{átl}}$ ) lemérhetőek voltak. A paramétereket eloszlási görbéken ábrázoltam, és a görbék töréspontjai alapján csoportokba soroltam a kanyarulatokat (5.1. táblázat, 5.2. ábra). Az osztályozás elsősorban a görbületi sugár eloszlási görbéjén alapszik, és az osztályközök pontos megállapításához vettem figyelembe a másik három paramétert (Hernes et al. 2015).

**5.1. táblázat. A vizsgált kanyarulatok morfológiai csoportjainak főbb jellemzői**

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, azaz az I. morfológiai csoport tagjai (109 db) a mai Tiszánál kisebb méretekkel rendelkeznek ( $L_{\text{átl}}=1015$  m,  $H_{\text{átl}}=588$  m,  $R_{c\text{átl}}=275$  m,  $W_{\text{átl}}=80$ ). A mintaterület 19 %-án (1250 km<sup>2</sup>, 5.2. ábra), 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).

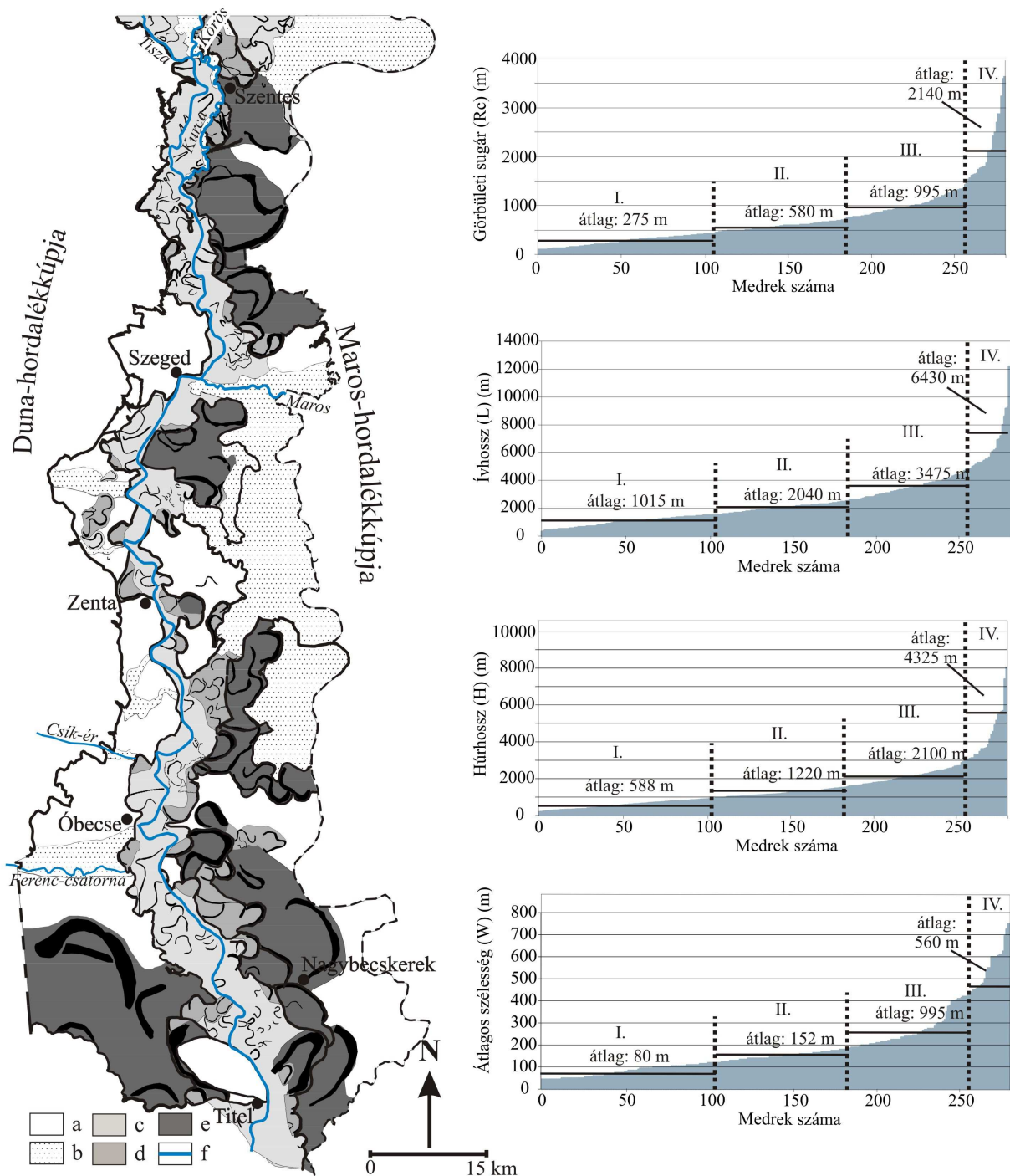
A II. csoportba sorolható 75 kanyarulat mérete a Tisza jelenlegi (szabályozások előtti) paramétereivel hasonló, illetve azoknál valamivel nagyobb ( $L_{\text{átl}}=2040$  m,  $H_{\text{átl}}=1220$  m,  $R_{c\text{átl}}=580$  m,  $W_{\text{átl}}=152$ ). A mintaterület felszínének 20 %-án (1310 km<sup>2</sup>) fordulnak elő, elsősorban a Tisza jelenlegi vonala menti szűk (3-10 km-es) sávban. Ezen kívül még a terület északi részén, a Körös ártere és Maros-hordalékkúpja között találhatók 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 részén (8 %, 495 km<sup>2</sup>) találhatók.

A legnagyobb kanyarulatok csoportjába csupán 24 kanyarulat sorolható. Méreteik a mai Tisza paramétereit legalább 4-5-ször meghaladják ( $L_{\text{átl}}=6430$  m,  $H_{\text{átl}}=4325$  m,  $R_{c\text{átl}}=2140$  m,  $W_{\text{átl}}=560$  m). A mintaterület felszínének 28 %-án (1835 km<sup>2</sup>) meghatározóak ezek a formák. Szembetűnő, hogy a Tisza jelenlegi vonalától nyugatra csupán a kutatási terület legdélebbi részén találhatók 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-Szentes vonaltól északra, illetve a Maros hordalékkúpjának előterében hiányoznak.

Megvizsgáltam, hogy a kutatási területen elkülönített ártéri szinteken milyen méretű paleo-medrek fordulnak elő. A legalacsonyabb (A) szint 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 tengelyében, a Tisza jelenlegi medre

mentén. Ezek részben természetes úton, részben pedig szintén a 19. századi szabályozások idején létrejött holtágak kanyarulatai. 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 játszhatott.



**5.4. ábra:** A különböző morfológiai csoportokba tartozó kanyarulatok előfordulása és az egyes csoportokhoz tartozó átlagos morfológiai paraméterek.  
a) kanyarulat-mentes terület; b) I. csoport; c) II. csoport; d) III. csoport; e) IV. csoport; f) jelenlegi vízfolyás



A B-szinten található paleo-medrek leg többje a III. és IV. csoportba sorolható. A nagyméretű medrek (III. csoport) a kutatási terület északi és déli egységében 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 őrződtek meg. Ugyanakkor a Szegedtől nyugatra lévő területen (170 km<sup>2</sup>) elhagyott medrek nem tagolják a felszínt.

A C-szint felszínén található kanyarulatok az I. és a IV. csoporthoz tartoznak (5.2. ábra). A legkisebb kanyarulatok (I. csoport) három helyen fordulnak elő: (1) a C-térszín északi egységben megmaradt felszínén, ahol valószínűleg a Körös korábbi medrei lehetnek, (2) Nagykikindától 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 Szentés és Hódmezővásárhely között, valamint a Törökbecse–Óbecse vonaltól délre maradtak meg. Ugyanakkor ezen a morfológiai felszínen nagy területekről hiányoznak a paleo-medrek.

Az egyes kanyarulat-csoportok megjelenése az ártér geomorfológiai egységeiben is némileg eltérő (Kiss és Hernesz 2011). A mintaterület északi részén a négy kanyarulatgeneráció mindegyike nagyjából hasonló arányban van jelen a felszínen, a középső egységben ugyanakkor inkább a kisebb medrek (I. és II. csoport) a meghatározóak, bár a legnagyobb kanyarulatok közül (IV. csoport) is megtalálható itt néhány. A déli egységben ugyanakkor a nagyobb kanyarulatok (III. és IV. csoport) is nagyobb számban őrződtek meg. Ezen kívül a középső és déli egységekben jelentős kiterjedésű területekről (a teljes mintaterület 25 %-áról, 1600 km<sup>2</sup>) szinte teljesen hiányoznak a paleo-medrek (Hernesz et al. 2015). Mindez utalhat arra, hogy itt a fluvialis tevékenységet követően más folyamatok (pl.: löszképződés) a felszín kiegyenlítését okozták.

### 5.1.3. A kanyarulatok vízhozama

Az elhagyott kanyarulatok mederkitöltő vízhozamának becsléséhez elsősorban Sümeghy (2014) képleteit alkalmaztam, de felhasználtam a Gábris (1995), illetve Timár és Gábris (2008) által meghatározott közepes vízhozam kiszámítására alkalmas képleteket is. Ezt követően pedig más folyók vízrendszerében felállított, tehát nem regionális érvényességű képleteket (Leopold és Wolman 1957, Dury 1976, Williams 1984, Mackey 1993) is alkalmaztam a Tisza egykori medreire vonatkozóan (5.2. táblázat).

A Sümeghy (2014) egyenletei alapján kapott eredmények szerint a legkisebb medrek (5.2. ábra, I. csoport) átlagos mederkitöltő vízhozama 565 m<sup>3</sup>/s körül alakult. Ez az érték jóval kisebb a Tisza Szegednél mért mederkitöltő (1970 m<sup>3</sup>/s) vízhozamánál, inkább a Tisza mellékfolyóinak vízhozam-értékeihez hasonló (Maros  $Q_{mk}$ : 680 m<sup>3</sup>/s; Körös  $Q_{mk}$ : 450 m<sup>3</sup>/s). A közepes méretű kanyarulatok (II. csoport) átlagos mederkitöltő vízhozama (2007 m<sup>3</sup>/s) megfelel a Tisza mai értékeinek, míg a nagyméretű kanyarulatok (III. csoport) mederkitöltő vízállásnál átlagosan 4087 m<sup>3</sup>/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 m<sup>3</sup>/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. Azonban a Tisza vízrendszerére felállított, a mederkitöltő vízhozam becslésére alkalmas és ennél nagyobb tartománnyal rendelkező képletek nem találhatók a szakirodalomban, (és nem is lehetnek, hiszen ma nincsenek ilyen nagy aktív medrek), így ezeket az adatokat elfogadtam.



**5.2. táblázat. A különböző képletekkel kiszámított vízhozam-értékek;\*: a hullámhossz ( $\lambda$ ) meghatározásának nehézségei miatt a húr hossz kétszeresét vettem alapul**

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

A Gábris (1995) egyenlete alapján kiszámított *közepes vízhozam* az I. medergeneráció esetében  $351 \text{ m}^3/s$ , ami a Tisza mai közepes vízhozamától ( $K\ddot{o}Q: 830 \text{ m}^3/s$ ) lényegesen elmarad, ugyanakkor a Maros ( $K\ddot{o}Q: 161 \text{ m}^3/s$ ) és a Körös ( $K\ddot{o}Q: 110 \text{ m}^3/s$ ) hasonló értékeit jóval meghaladja. Bár a Sümeghy (2014) által számított vízhozam mederkitöltő értékre vonatkozik, míg a Gábris-féle a közepes vízhozamra, mégis érdemes megvizsgálni az arányaikat, hiszen ez utalhat a számítás valóságosságára. Ma a Tisza szegedi szelvényében a közepes vízhozam mintegy 42 %-a a mederkitöltőnek. Az I. medergeneráció esetében számított közepes vízhozam viszont 62 %-át teszi ki a Sümeghy (2014) képletei által kapott mederkitöltőnek.

A mai Tisza kanyarulataihoz hasonló méretű II. csoport esetében a kapott érték ( $1538 \text{ m}^3/s$ ) a mai közepes vízhozam csaknem kétszerese, míg a Sümeghy-féle képlettel számolt mederkitöltő vízhozamnál mintegy 23 %-kal kisebb. A nagyobb méretű paleo-medreknél (III. és IV. csoport) kapott közepes vízhozam értékek már 1,5-4,3-szor magasabbak, mint a mederkitöltő vízállásnál szállított vízmennyiség. A jelentős felülbecslés valószínűleg azért következett be, mert a nagyméretű medrek kanyarulati paraméterei az összefüggés alkalmazhatósági tartományán kívül esnek, így ezek esetében már nem használható megbízhatóan.

A Timár és Gábris (2008) képletei alapján számított értékek az előzőnél jóval alacsonyabb közepes vízhozamot mutatnak minden kanyarulat-csoport esetében (5.2. táblázat). A legkisebb medrek (I. kategória) átlagos közepes vízhozama  $238 \text{ m}^3/s$ -nak adódott, mely a Körös ( $K\ddot{o}Q: 110 \text{ m}^3/s$ ) és a Maros ( $K\ddot{o}Q: 161 \text{ m}^3/s$ ) jelenlegi értékéhez hasonló. A közepes medreknél (II. kategória) kapott  $686 \text{ m}^3/s$  ugyan alacsonyabb, mint a Tisza jelenlegi közepes vízhozama, az eltérés viszont csak 20 % körüli. A III. és a IV. csoportba tartozó medreknél kiszámított közepes vízhozamok a mai érték 1,6-2-szeresét teszik ki. Összevetve a számokat a Sümeghy (2014) egyenletével számolt adatokkal kitűnik, hogy a Timár és Gábris (2008) összefüggésével kiszámított közepes vízhozam értékek átlagosan 40-50 %-át teszik ki

a kapott mederkitöltő vízhozamoknak. Ez az arány pedig a mai  $Q_{mk}/KöQ$  arányával jó egyezést mutat.

A más folyóvízi rendszerekre kidolgozott képletek közül a Williams (1984) által felállított összefüggés ugyancsak a közepes vízhozam becsléséhez használható. Azonban alkalmazási tartományának megfelelően csak a legkisebb (I. csoport) kanyarulatok esetében adott reális adatot ( $348 \text{ m}^3/\text{s}$ ), míg a többi kanyarulat-generáció esetében jelentős alulbecslést eredményezett.

A Dury-féle (1976) egyenlet átlagosan mintegy 33 %-kal felül, míg Mackey (1993) képlete nagyjából 50 %-kal alulbecsli a mederkitöltő vízhozamot. Ugyanakkor Leopold és Wolman (1957) képlete a kisebb medreknél (I. és II. kategória) több mint 40 %-kal alacsonyabb értéket adott, mint a Sümeghy-féle regionális érvényességű képlet, a legnagyobb medreknél (IV. kategória) viszont csaknem 50 %-kal magasabb vízhozamokat eredményezett. Bár összességében jelentős szórást mutattak a kapott értékek, egy-egy medergeneráció esetében viszonylag pontos mederkitöltő vízhozamokat adtak a nem a Tisza vízrendszerére kidolgozott képletek is. Így például az I. és II. kategóriába tartozó medreknél Dury (1976) összefüggése által számított vízhozam csupán 16 % illetve 8 %-kal tér el a Sümeghy (2014) képlete által kapott értékektől. Ehhez hasonlóan a III. csoportnál Leopold és Wolman (1957), míg a IV. kategóriánál Mackey (1993) egyenletét alkalmazva kaptam hasonlóan kis eltérésű (3 % és 11 %) mederkitöltő vízhozamot.

#### **5.1.4. Az ártéri szigetek geomorfológiai jellemzői**

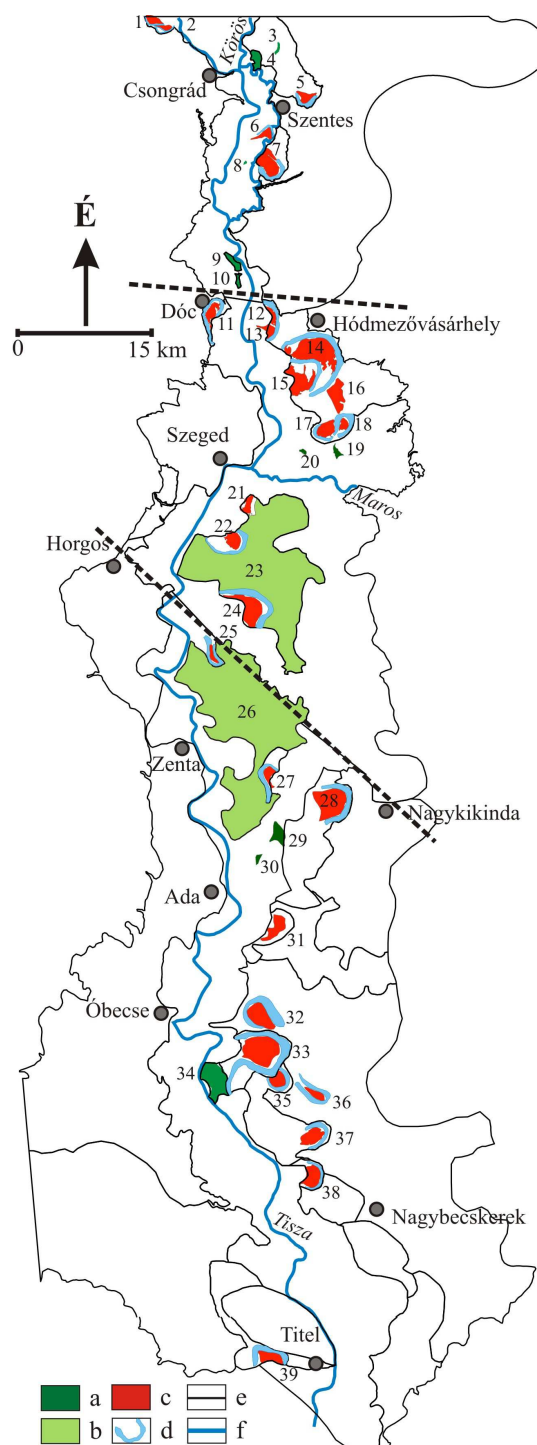
A kutatási területen összesen 39 db a környezeténél magasabb térszint különítettem el, melyek a szomszédos, alacsonyabb felszínekből szigetszerűen emelkednek ki (5.3. ábra). Előfordulásukat tekintve szembetűnő, hogy legnagyobb részük (33 db) a mai Tisza futásvonalától keletre helyezkedik el, miközben ma a folyó az ártérnek a tengelyében halad (Kiss et al. 2012c). Ennek oka lehet a folyásirány folyamatos nyugatra tevődése, bár e folyamat morfológiai körülményeinek és okainak tisztázásához további vizsgálatok szükségesek.

Összességében viszonylag kis területtel rendelkeznek (átlagosan:  $12,1 \text{ km}^2$ ), de közöttük jelentős méretbeli különbségek vannak ( $T: 0,1\text{-}190 \text{ km}^2$  között). Mivel a formák nagy része a szabályozások előtt ármentes felszín volt, így az emberi megtelepedésre alkalmassá váltak. Magasságuk ezért több helyen antropogén hatásra túlmagasított, melyre jó példa a Szőregi-templomdomb (21 sz.), amely évszázadokon át lakott volt (Trogmayer 1977). 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 alámesták őket az egykori kanyarulatok vagy az aktív medrek, így peremeik szinte minden oldalon élesek, homorú vonalából állnak (5.4.A ábra). Az ártéri szigetek másik csoportja belenövő kényszerített meanderekhez köthető, melyek a mai Tiszánál jóval nagyobb vízhozamot szállíthattak (5.1. ábra, III. és IV. csoport). A viszonylag lassú bevágódás és a folyamatos oldalazó erózió miatt ezek pereme a kanyarulatok csúcsa felőli oldalon kevésbé éles, mint a valódi ártéri szigeteké (5.4.B ábra). Nem soroltam ugyanakkor az ártéri szigetek közé a Titeli-löszfennsíkot, amely bár szigetszerűen emelkedik ki az ártér területéből, kialakulása viszont nem a folyóvízi folyamatokhoz köthető (Kiss et al. 2012c).

A valódi ártéri szigetek közé mindössze 12 forma sorolható, amelyek méretük alapján további két csoportra oszthatók. A kisebb formák (10 db) előfordulásukat tekintve elsősorban helyezkednek el a kutatási területen, sűrűségük annak északi egységében, Hódmezővásárhely és Csongrád között nagyobb. Az erőteljes és több esetben ma is tartó erózió miatt többnyire éles peremmel rendelkeznek, így környezetükből markánsan emelkednek ki. Az ezeket

alámosó meanderek elsősorban a kisebb (5.1. ábra, I. és II. csoport) morfometriai csoportokba sorolhatók.



**5.3. ábra:** Az Alsó-Tisza mentén elkülönített ártéri szigetek elhelyezkedése. a) kis területű valódi ártéri sziget; b) nagy területű valódi ártéri sziget; c) umlaufberg; d) az umlaufbergeket kialakító kanyarulat; e) eróziós peremek; f) aktív folyó

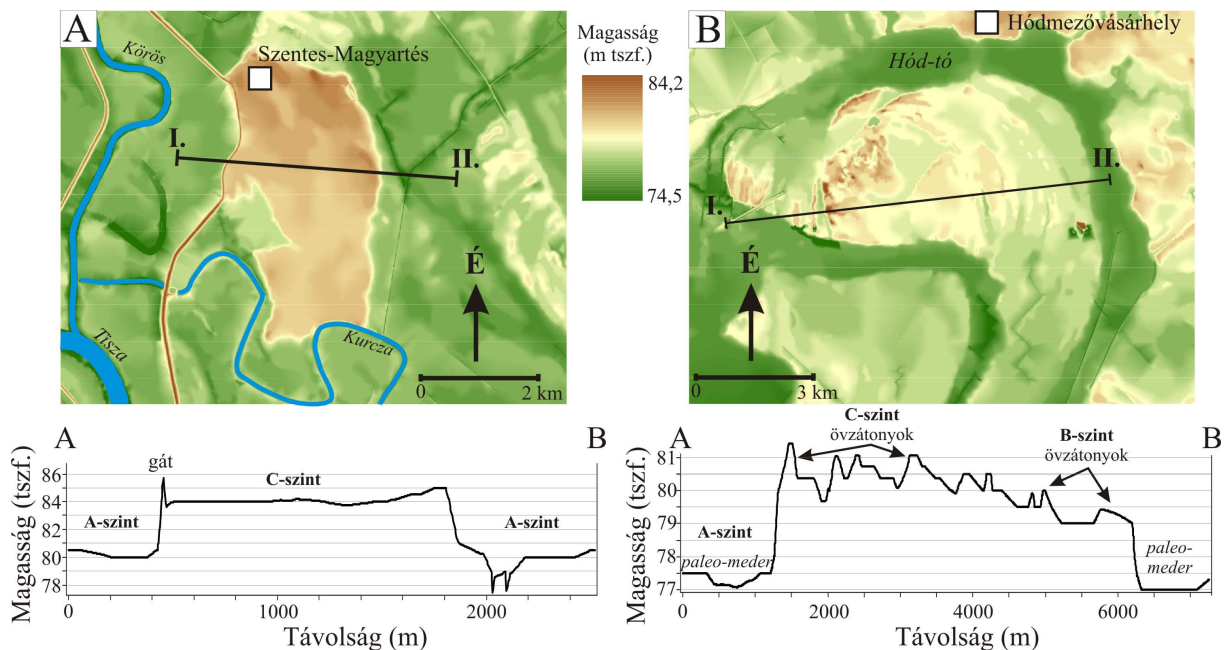
Kiterjedésük átlagosan  $2,3 \text{ km}^2$ , a legnagyobb közülük a Törökbecsétől délre elhelyezkedő Borjás-hát (34. sz.;  $T: 11,4 \text{ km}^2$ ), míg a legkisebb a Szegvár nyugati szomszédságában fekvő Tétel-hát (8. sz.;  $T: 0,1 \text{ km}^2$ ). Morfometriai viszonyaikra jellemző az erőteljes megnyúltság, ugyanis a legnagyobb hosszúságuk és szélességük hányadosa átlagosan 3,0. Ez magyarázható kialakulásuk körülményeivel, hiszen általában két vagy több meanderövíz között maradtak fent. Felszínükön az egykori ártéri formák (pl. övzátonyok, sarlólaposok) ma már csak nehezen kivehetők (5.4.A ábra), ugyanakkor a későbbi eróziós folyamatok hatására rajtuk kisebb vízmosások, vagy nagyobb deráziós völgyek alakultak ki.

A valódi ártéri szigetekhez sorolt formák közül két kiemelkedés (23. és 26. sz.; 5.4.B ábra) jelentősen nagyobb méretű, hiszen területük  $162,3$  és  $190,1 \text{ km}^2$ -t tesz ki, mely nagyságrendekkel nagyobb, mint a többi valódi ártéri sziget. Ezek az ártér középső és déli egységének határán helyezkednek el, ahol minden oldalról az A-szint kiszélesedő és kettéváló felszíne határolja őket. Peremük határozott, melyet a formák nyugati oldalán általában a II. csoporthoz tartozó kanyarulatok vagy a Tisza aktív medre mos alá, míg keleten főleg a kisebb medrek (I. csoport) erodáltak ki. Legnagyobb hosszúságuk és szélességük hányadosa alapján kisebb megnyúltsággal rendelkeznek, mint a kisebb (1,3 és 2,0) valódi ártéri szigetek esetében. Felszínükön viszont az ártéri formák nagy számban ismerhetők fel, melyek egy korábbi ártérképződési fázisban alakultak ki. E két ártéri szigetet a magasabb szintek különálló egységeként értelmezem.

Összességében elmondható, hogy a valódi ártéri szigetekhez sorolt kiemelkedések döntő többsége (11 db) a legalacsonyabb (A) ártéri szintből emelkedik ki, és csupán egyetlen ilyen forma található a B-szint területén (3. sz.).

Az ártéri szigetek másik nagy csoportjába az *elhagyott kanyarulatokhoz kötődő umlaufberge* kerültek (27 db, 5.3. ábra). Ezek általában nagyobb területtel rendelkeznek

(átlagosan 4,8 km<sup>2</sup>), mint a kisebb valódi ártéri szigetek. Közülük a legnagyobb a Hódmezővásárhelytől délre elhelyezkedő Nagy-sziget (14. sz.; T: 16,2 km<sup>2</sup>), a legkisebb pedig a Csongrádtól északkeletre fekvő Kis-Bokros (2. sz.; T: 1,1 km<sup>2</sup>). Előfordulásuk ritkább a kutatási terület északi egységében, ugyanakkor valamivel sűrűbben találhatók meg Hódmezővásárhely és Szeged, valamint Óbecse és Nagybecskerek között. Morfometriai viszonyaikra a kisebb mértékű megnyúltság jellemző: a legnagyobb hosszúság/szélesség hányadosa átlagosan 2,1, amely a kanyarulatokhoz illeszkedő, lekerekített formákat tükrözi. Felszínükön 1-2 m-es magasságot elérő szintkülönbségek fordulnak elő, jelezve a korábbi övzátonyok és sarlólaposok helyét (5.4.A ábra). Ugyanakkor az övzátonyok magassága az egykori kanyarulat csúcsa felé fokozatosan csökken, utalva a bevágódás irányára és fokozatosságára. Az umlaufbergek magassági viszonyait és morfológiai jellemzőit részletesen a következő fejezetben mutatom be.



**5.4. ábra: A Szentes-Magyartés mellett található (4. sz.) valódi ártéri sziget (A), valamint a Hód-tó kanyarulata által formált umlaufberg (14. sz.) domborzata és keresztmetszéne (alaptérkép: M = 1: 10000)**

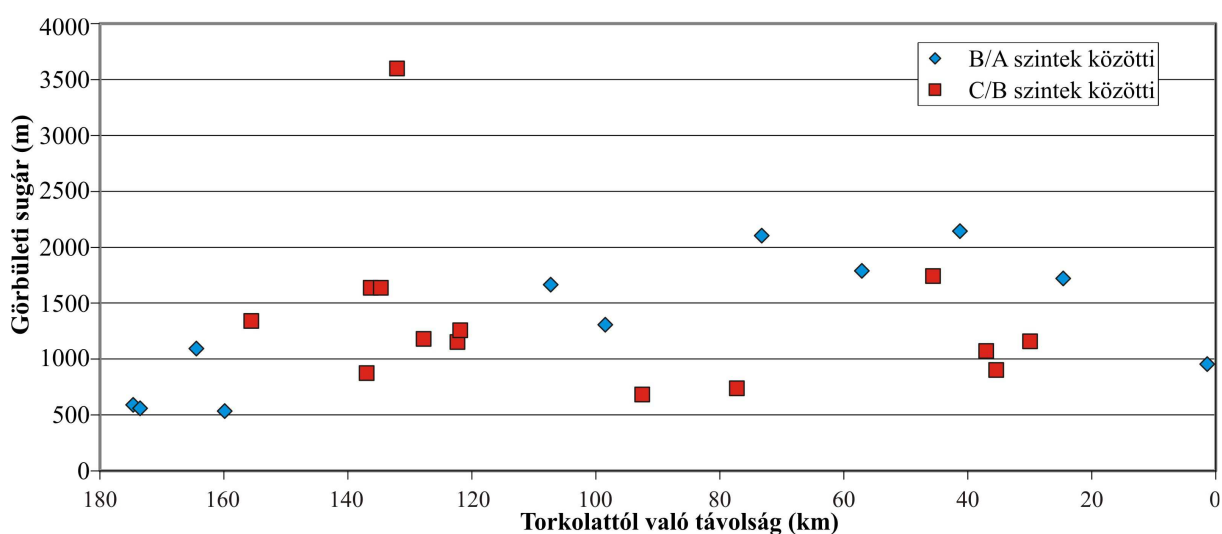
Az ártéri szigetek két fő típusához tartozó formák eltérő arányban vannak jelen a kutatási terület morfológiai egységeiben. Az északi rész területére összesen 10 kiemelkedés esik, melyek közül 5-5 tartozik a valódi ártéri szigetek és az egykori kanyarulatok umlaufbergjei közé. A középső egység 14 formája között mindössze két valódi ártéri sziget található, míg a mintaterület déli részén a 15 közül csak három tartozik ebbe a csoportba. Az északi területeken az arányaiban jóval kevesebb umlaufberg és több valódi ártéri sziget megmaradása eltérő ártérfejlődési sajátosságokat tükrözhet (Kiss et al. 2012). Ennek pontosításához azonban a többi ártéri forma, valamint a magassági viszonyok részletes elemzésére és a kormeghatározások eredményeire is szükség van.

#### **5.1.5. Az umlaufbergek magassága és a morfológiai jellemzőik térbeli alakulása**

A bevágódások idején létrejövő umlaufbergeket a magassági viszonyaik alapján két csoportra lehet osztani. Egy részük esetében (15 db) a felszínük legmagasabb pontjai a C-szinttel egyenlő magasságban vannak, majd fokozatosan alacsonyodnak a B-szintig. Így ezek a formák a C- és B-szintek közötti bevágódás idején jöttek létre. Másik részük (11 db) viszont az A-szintből emelkedik ki, tetőszintjük pedig a B-szinttel van azonos magasságban. Így ezek

a képződmények a B- és az A-szintek közötti bevágódáskor alakultak ki. A két csoporthoz tartozó umlaufbergeket morfológiai tulajdonságaik, illetve az őket kiformáló kanyarulatok mérete alapján jelentős különbségeket mutatnak, amelyek a két bevágódás eltérő körülményeire utalhatnak.

Első lépésben az umlaufbergeket létrehozó kanyarulatok görbületi sugarát vizsgáltam meg (5.5. ábra). A C/B-szintek közötti bevágódás által létrehozott umlaufbergekekhez tartozó egykori meanderek mérete folyásirányban nem változik jelentősen (átlagos  $R_c$ : 1355 m). A középső morfológiai egységben található umlaufberghez tartozó kiugró érték ( $R_c$ : 3599 m) valószínűleg a Maros közvetlenül itt történő betorkolása következtében alakulhatott ki. Az, hogy a C/B umlaufbergekekhez tartozó kanyarulatok mérete nem változik folyásirányban, véleményem szerint két dologra vezethető vissza: (1) egyrészt ez utalhat arra, hogy kialakulásukkor csak a vízgyűjtő felső szakaszairól jutott jelentős mennyiségű víz a folyórendszerbe, másrészt (2) pedig a Tisza alsó szakaszán betorkolló ereknek és mellékfolyóknak nem volt akkora vízhozama, hogy a kanyarulatok méretét jelentősen befolyásolja. A B/A-szintek közötti umlaufbergeket ugyanakkor folyásirányban fokozatosan növekvő méretű kanyarulatok formálták. Bár ezek átlagos mérete csaknem megegyezik az előző csoport esetében kimutatott értékkel (átlagos  $R_c$ : 1314 m), egyértelmű növekedés tapasztalható a torkolat felé (5.5. ábra). Egyedül a legdélebbi formánál figyelhető meg ismét visszaesés a kanyarulat görbületi sugarában, ennek oka viszont a helyi morfológiai körülményekre is visszavezethető: a Titeli-löszfennsík előterében fekvő szűk ártéri területen alakult ki ez a forma.

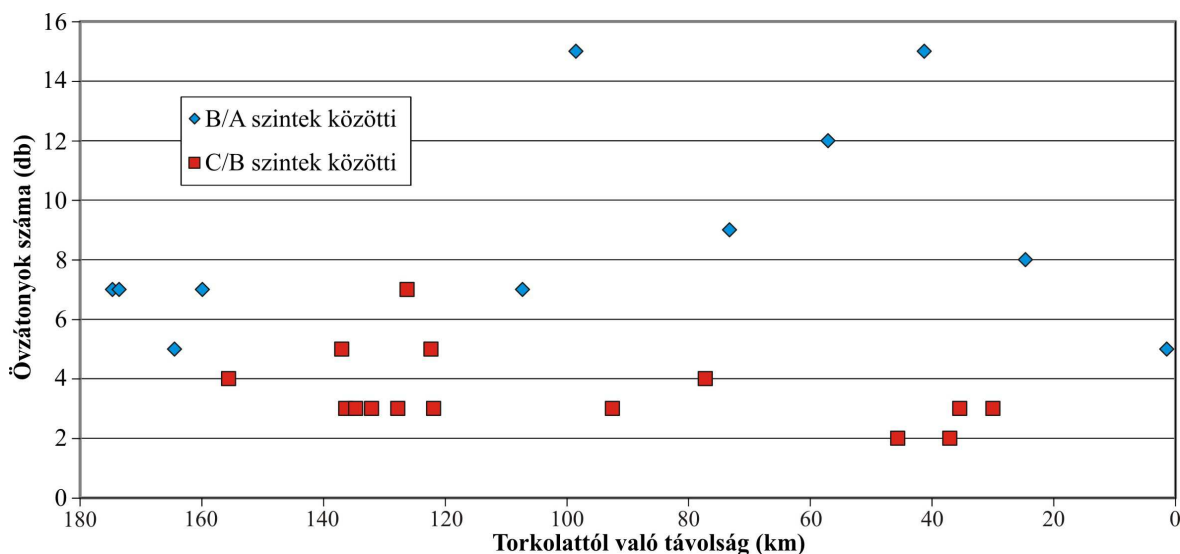


5.5. ábra: Az umlaufbergeket kialakító kanyarulatok görbületi sugarának változása folyásirányban

Az övzátonyok száma az umlaufbergeket felszínén utalhat a bevágódás ütemére, hiszen lassú bevágódás esetén több tagból álló övzátony-sor alakulhat ki, és a belső ív kis lejtőszöggel lejt a meder irányába. Ezzel szemben, ha a folyamat gyorsabban zajlik le, jóval kevesebb forma alakulhat ki az umlaufberg felszínén, ugyanakkor lejtése a kanyarulat csúcsa felé kifejezettebb lesz (Twidale 1964). Annak érdekében, hogy a két bevágódási folyamat jellegéről is képet kapjak, megvizsgáltam a formák felszínén kialakult övzátony-sorok tagjainak számát is (5.6. ábra). A C/B-szintek közötti bevágódás idején kialakult umlaufbergeken általában jóval kevesebb övzátony található (átlagosan 3,5 db), melyek nem kifejezetten, csak nehezen felismerhetők. Ezzel szemben a B/A-szintek elkülönülése idején létrejött umlaufbergeken nagy számban (átlagosan 8,8 db) őrződtek meg a jól fejlett, könnyen kivehető övzátony-sorok. Mindez arra utalhat, hogy a korábbi bevágódás jóval gyorsabban mehetett végbe, mint a B/A-szinteket elkülönítő későbbi eróziós fázis. A képződmények



felszínén található övzátonyok száma alapján ez legalább kétszer annyi ideig tartott, ám ezt pontos kormeghatározások nélkül csak feltételezni lehet.



5.6. ábra: Az umlaufbergegen felszínén felismerhető övzátonyok számának változása folyásirányban

Ezen kívül szembevetendő az is, ahogyan az egyes bevágódások idején kialakult övzátonyok száma folyásirányban változik. A C/B-szintekhez tartozó umlaufbergegen felszínén ugyanis egyre kevesebb övzátony található a torkolathoz közeledve (számuk 3-7-ről 2-3-ra csökken), mely a bevágódás lassulását mutatja felvízi irányban. Ezzel szemben a második (B/A szintek közötti) bevágódáskor kialakult formák esetében – bár jelentős szórás figyelhető meg – éppen ellentétes folyamat rajzolódik ki. Itt ugyanis a kutatási terület déli részén alakult ki több (8-15 db) övzátony az umlaufbergegen felszínén, északon viszont valamivel kevesebb (5-7 db). Ez pedig azt mutatja, hogy a B- és az A-szinteket elválasztó bevágódás a kutatási terület északi egységében zajlott gyorsabban, és az előzővel ellentétben a torkolat felé lassult.

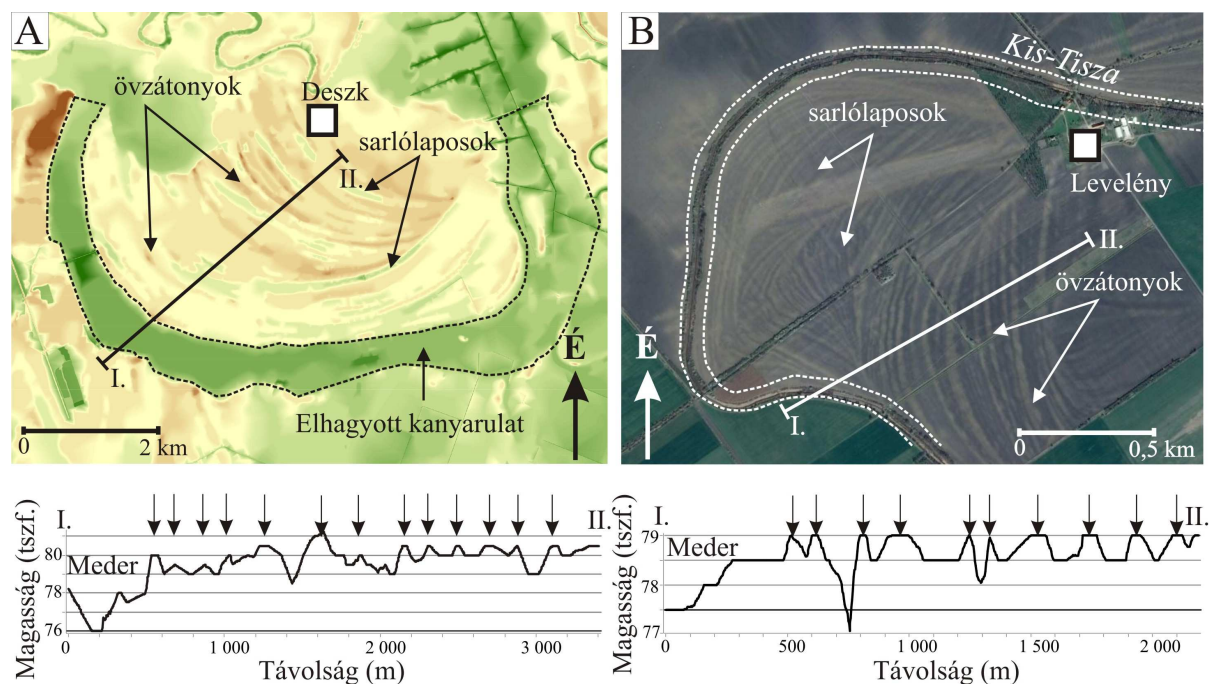
#### 5.1.6. Az ártéri formakincs további elemei

A fejlődéstörténet vizsgálatához szükségesnek tartottam az ártér teljes felszíni formakincsének feltérképezését és elemzését, melyek a folyóvízi folyamatok térbeliségére utalnak.

Az övzátonyok és a köztük lévő sarlólaposok igen nagy számban őrződtek meg a felszínen (1404 db). Méretük és számuk, valamint felismerhetőségük az elhagyott kanyarulatok nagyságától és fejlettségétől, illetve a későbbi eróziós és akkumulációs folyamatok hatásaitól függ. Általában 5-7 tagból álló övzátony-sorok maradtak meg a felszínen, de nem ritkák a 15-20 tagúak sem. A legnagyobb magassági különbségekkel rendelkező, és legtöbb tagból álló övzátony-sorok többnyire a legnagyobb kanyarulatok mentén fordulnak elő. Például a IV. csoporthoz tartozó deszki kanyarulathoz 17 tagú övzátony-sor tartozik, az egyes övzátony-felszínek között akár 150-200 m-es távolság is lehet, hosszuk pedig az 5 km-t is meghaladhatja (5.7.A ábra). Az egyes formák felszíne közötti magasságkülönbség a 2-3 métert is elérheti. Ezzel szemben viszonylag kevés olyan kanyarulat maradt meg, ahol az egykori övzátonyok már egyáltalán nem ismerhetők fel. Ezek többnyire az aktív folyóktól legtávolabb fekvő, terepen már nem, ugyanakkor a műholdképeken még kirajzolódó, erősen feltöltődött állapotban lévő meanderek maradványai (Kiss és Hernesz 2011).

A leginkább épen megmaradt övzátony-sorok és sarlólaposok az A-szintre jellemzőek, ahol főleg a Tisza mai futása mentén őrződtek meg. Ezek általában sok (10-20) tagból állnak,

de a Bakshoz közeli Kis-Tisza egyik kanyarulata mellett például 38 övzátóny íve rajzolódik ki, bár a kis szintkülönbségek miatt a keresztszelvényen ennél kevesebb látszik (5.7.B ábra). Szintén igen fejlett övzátóny-sorok (10-15 tagból állók) találhatók a B-szinten, bár az eróziós peremek több helyen megszakítják őket (pl. Törökbecsétől délre). A legmagasabb C-szinten azonosított övzátóny-sorok általában kevesebb tagból (3-10) állnak, bár néhány kanyarulat esetében szintén jól fejlettek (pl. Téglás-ér, Kenyere-ér). Tehát az övzátónyok és sarlólaposok formái mindhárom morfológiai szinten és minden kanyarulati csoportnál jellemzőek, összetettségük inkább a hozzájuk tartozó kanyarulatok állapotától, mint a vertikális helyzetüktől függ.



**5.7. ábra: A deszki kanyarulat (A) és a Kis-Tisza (B) 10-20 tagból álló övzátóny-sora és azok keresztszelvényei. A keresztszelvényen a nyilak az övzátónyok helyét jelölik (Alaptérkép: M=1: 10000 topográfiai térkép, Google Earth felvétel).**

A kutatási terület mindhárom egységben nagyszámú övzátóny és sarlólapos azonosítható. Elsősorban a középső és déli egységben fordulnak elő olyan övzátóny-sorok, amelyeknél az őket kialakító kanyarulatok a későbbi eróziós folyamatok során megsemmisültek vagy már teljesen feltöltődtek. Ez utóbbi azzal magyarázható, hogy bár intenzív ártéri üledékképződés zajlott, ami feltöltötte a mélyedéseket, de a magasabb helyzetű övzátónyok felszínét viszont már nem érték el az árvizek. Az egykori, magasabb szinteken (B- és C-szint) fekvő kanyarulatok megsemmisüléséhez vezethetett az is, hogy a környezetüknél mélyebb helyzetű medrek később a kisebb erek útvonalául szolgáltak (pl. Kórógy-ér, Téglás-ér, Kenyere-ér), amelyek az alacsonyabb ártéri szintekhez hátravágódva átforgatták és kiszélesítették az ekkor már „völgy”-ként megjelenő paleo-medreket.

Az elhagyott kanyarulatok mentén *folyóhátak* is előfordulnak, amelyek közül csupán néhány (20 db) maradt meg felismerhető állapotban. Magasságuk általában 1-3 m, hosszúságuk pedig 50-250 m közötti. Gyakran azonban nem követhetők folyamatosan egy-egy kanyarulat mentén, hanem csak felszabdaltódott töredékeik azonosíthatók (5.8. ábra). Leginkább a legnagyobb (IV. csoport) és a szabályozások idején lefűződött, tehát fiatal (II. csoport) kanyarulatok mentén őrződtek meg. Ennek megfelelően legtöbbször a legalacsonyabb (A) morfológiai szinten fordulnak elő. A magasabb (B és C) szinteken található folyóhátak felismerését nehezíti, hogy mivel az adott térszínből kissé kiemeltebb helyzetűek, így a neolitikum óta megtelepedhettek rajtuk, és ma is több esetben települések

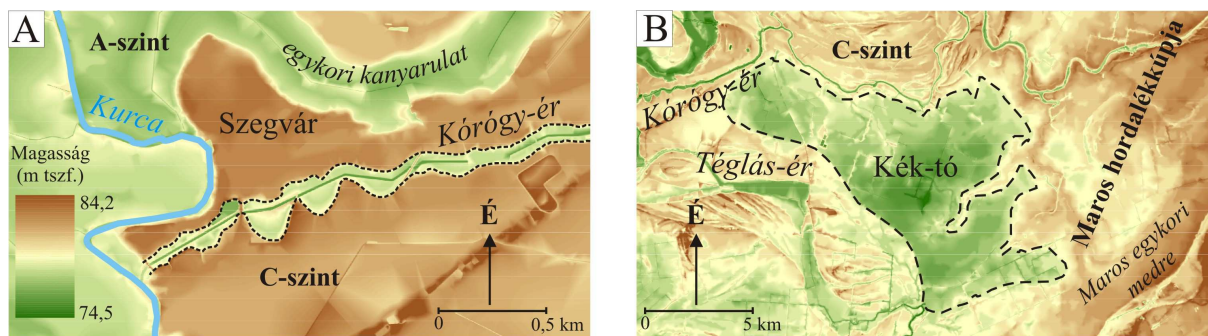
alakították át a felszínüket (pl.: Hódmezővásárhely, Szőreg). A viszonylag kisszámú, és elszórt helyzetű forma miatt az ártér morfológiai egységei között nem tapasztalható különbség.

Elsősorban az épen maradt, jól felismerhető kanyarulatokhoz kapcsolódóan maradtak meg az árvizek levezetésében szerepet játszó *fokok* (*lecsapoló medrek*), melyek közül 82 darabot azonosítottam. Ezek mérete lényegesen kisebb, mint a kanyarulatoké (W: 10-40 m), de általában több km-en keresztül követhetők. Kisebb méreteikből adódóan gyorsabban feltöltődhetnek, így nagyobb sűrűségben az aktív folyók mentén fordulnak elő, ahol a szabályozások megkezdéséig funkcionáltak. A fokok mérete általában a kapcsolódó meder méreteitől függ. Például a Hódmezővásárhely mellett fekvő Hód-tó hatalmas kanyarulatának (W<sub>átl</sub>: 625 m, R<sub>c</sub>: 3600 m, L: 12200 m) külső ívén kilépő fok átlagos szélessége meghaladta a 100 métert, amely a Maros mai szélességéhez (W: 95-220 m) hasonló (5.8. ábra). Ugyanakkor a szabályozások idején levágott kanyarulatokhoz tartozó lecsapoló medrek mindössze 10-25 m szélesek. Bár az ártér mindhárom morfológiai egységében találhatók fokok, a kiszélesedő déli részen sűrűségük valamivel nagyobb.



5.8. ábra: A Hód-tó hatalmas kanyarulatához tartozó fok, valamint a folyóhát felszabdalt maradványai (Alaptérkép: M=1: 10000)

A különböző magasságú szintek között a kapcsolatot a magasabb ártéri szintekről az alacsonyabb felé tartó, annak szintjéig bevágódó kisebb *erek völgyei és medrei* jelentik. A hátravágódás akár több km-es hosszúságban is követhető. Ezeknek egy része egykori medreket foglal el, így futásuk annak ívét követi. Másik részük viszont egyenesen vágódott hátra a magasabb térszínre és általában rövidebbek. Néhány esetben a bevágódást követő oldalazó erózió kiszélesítette a hátravágódott völgyet (pl. Maty-ér, Kórógy-ér, 5.9.A ábra), így misfit mintázat alakult ki a völgytalpon.



5.9. ábra. Az alacsony ártérhez (A-szint) hátravágódott Kórógy-ér (A) és az egykori Kék-tó hatalmas kiterjedésű ártéri mocsara a C-szinten (B) (Alaptérkép: M=1: 10000)



A folyók mai medrétől távolabb csak ott őrződtek meg a lecsapoló medrek, ahol az árvizeket az aktív medertől messzebb fekvő, nagyobb területű *ártéri lapályokba* és *mocsarakba* vezették. Területi kiterjedésük változatos (2 és 21 km<sup>2</sup> között), és elsősorban a legalacsonyabb ártéri szinten (A) azonosíthatók. A magasabb szinteken jórészt már feltöltődtek, de jól kirajzolódnak az I. katonai térképen, hiszen bennük mocsarak és tavak voltak (pl.: Kék-tó). Az ártér mindhárom egységében megtalálhatók, de leginkább a kiszélesedő részekben fordulnak elő (5.9.B ábra).

## **5.2. Az Alsó-Tisza menti ártéri területek magassági viszonyai**

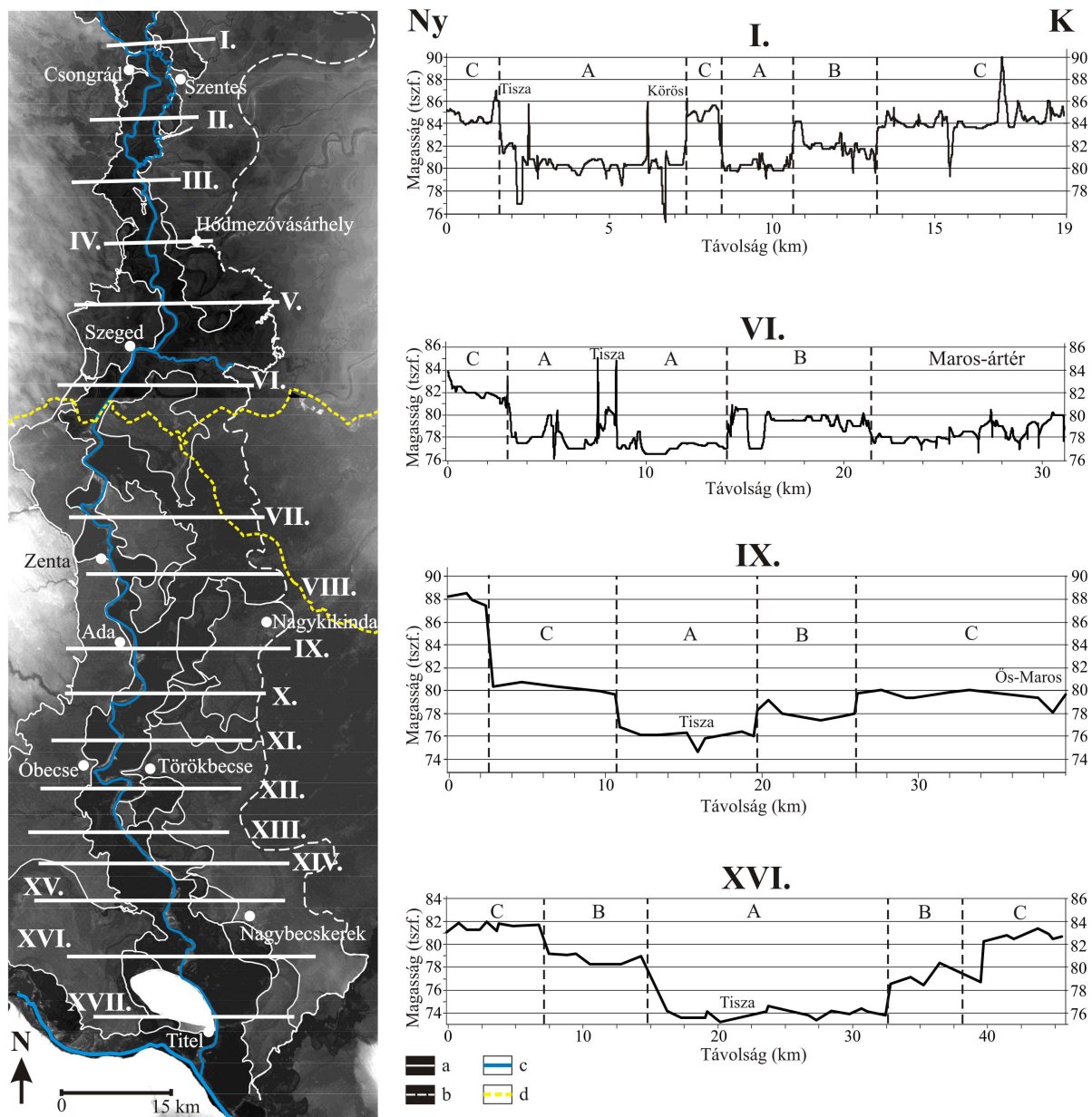
A kutatási területen az előző fejezetekben bemutatott ártéri szintek abszolút és egymáshoz viszonyított relatív magassága nem egyenletesen változik folyásirányban, ami a kialakulásukat irányító folyamatok jellegére utalhat. A szintek magassági viszonyainak térbeli alakulását nyugat-keleti irányú keresztaszvénnyek,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

### **5.2.1. Az ártéri szintek magassági viszonyai a keresztaszvények alapján**

A kutatási területen meghúzott keresztaszvények közül (17 db) egységenként csak a legjellemzőbbet mutatom be részletesen, valamint néhány további esetben csak a jellegzetes morfológiai tulajdonságokat szeretném kiemelni.

A mintaterület északi egységében húzott keresztaszvények közül a leginkább északra fekvő szvény (5.10. ábra, I.) nyugati oldalán a C-szint 83-87 m tszf magasságban húzódik. A felszínén előforduló jelentős (2-4 m-es) szintkülönbségek a Duna egykori hordalékkúpján kialakult eolikus formákhoz köthetők, amelyek rányomultak az egykori ártéri területekre. Így ezt a felszínt, mai morfológiáját tekintve nem lehet az ártéri területekhez sorolni. A Tisza itt (Csongrád környékén) több helyen is alámosta a C-szintet, így igen nagy szintkülönbségű tereplépcső alakult ki, amelynek egy rövid szakaszán (Csongrádtól északra) árvízvédelmi töltés építésére sem volt szükség. A szabályozások előtti aktív ártér (A-szint) magassága 79-81 m között változik. Itt a szintkülönbségeket a jól kirajzolódó elhagyott kanyarulatok, valamint azok egykori övzátöny-sorai adják. A szabályozások idején az aktív folyók mentén kiépített gátak erőteljesen (5-7 méterrel) kiemelkednek az A-szint területéből. A Körös mai hullámterétől keletre a szvény egy ártéri szigetet (4. sz.) keresztel, amely morfológiai jegyei alapján a valódi ártéri szigetekhez sorolható. Éles peremeit mindkét oldalról paleo-medrek mosták alá, magassága alapján (84-86 m) pedig egyértelműen a C-szinthez tartozik. Felszíne viszonylag egységes, bár egy kisebb deráziós völgy kirajzolódik rajta. Az ártéri szigettől keletre ismét az alacsony ártér (A-szint) következik, amely a szabályozásokig egy, az aktív folyóktól távolabb fekvő, viszonylag egységes felszínű ártéri mocsár volt (Keskeny-lapos). Az újabb tereplépcsőt követően a 82 m körüli magassággal rendelkező B-szint következik, amely egykori kanyarulatokban és övzátöny-sorokban igen gazdag. Ezek mérete és morfológiai helyzete azt sugallja, hogy valószínűleg a Körös maradványai lehetnek. A B-szintből egy kis területű ártéri sziget emelkedik ki (3. sz.) mely 84 m körüli magassága alapján szintén a C-szint maradványa lehet. A B-szint egykori medreiben ma kisebb erek húzódnak (pl. Nagy ér), melyek a keresztaszvény alapján az alacsony ártér szintjéig vágódtak be. A szvény keleti harmadát ismét a C-szinthez sorolható térszín alkotja, ami az ártér nyugati részéhez hasonlóan 84-86 m-es magassággal rendelkezik. A felszínébe 4-5 méter mélyen bevágódott Veker-ér a szabályozásokig gyakran szállíthatott jelentős mennyiségű vizet, melyet jól fejlett és lefűződött kanyarulatai bizonyítanak. A DDM alapján úgy vélem,

hogy a Körös szarvasi holtágának csúcsánál indult, tehát egy lecsapoló meder lehetett, amely a Körös árvizeit vezethette le a Tisza felé. A C-szint felszínén a hátravágódott erek mellett viszont 4-5 m-es magassággal rendelkező kiemelkedések is találhatók. Ezek az egykori övzátonyok homokanyagából kialakult parti dűnék lehetnek, amelyek főként az elhagyott, már szinte teljesen feltöltődött nagyméretű kanyarulatok mentén jöttek létre.



5.10. ábra: A kutatási területen felvett keresztmetszvények helye, valamint a részletesen ismertetett keresztmetszvények rajza. a) markáns eróziós perem; b) bizonytalan határvonal; c) jelenlegi folyóhálózat; d) országhatár (Alaptérkép: M=1: 10000; SRTM-felvétel)

Az északi egység nyugati részén az eolikus homokformák a másik két keresztmetszvény (II. és III.) esetében is jól láthatóan megemelték a C-szint magasságát, illetve elfedték a folyóvízi formákat. A Duna hordalékkúpjának felszíne ugyanakkor enyhe lejtést mutat a Tisza ártere felé, ami azt mutatja, hogy az eolikus homokmozgások itt nem emelték meg egységesen a felszínt. Különbőség viszont az I. sz. szelvényhez képest, hogy Tisza fokozatosan keletre tolódik, így a III. szelvénynél már nem a C-szint nyugati, hanem annak keleti peremét mossa alá. A B-szint viszont itt már nem mutatható ki, csak egy-egy ártéri sziget képviseli

felszínét. A gátak közé szorított folyók hullámtere 2-3 méterrel az aktív ártér (A) szintje fölé emelkedik, amely nagyrészt a szabályozások óta eltelt feltöltődés eredménye. A keleti oldalon fekvő, a C-szinthez tartozó terület ugyanakkor egységesebb, bár a hátravágódott kisebb vízfolyások (pl. Kórógy-ér, Ludas-ér) itt is megtalálhatók. A feltehetően eolikus úton átmozgatott és megmagasított övzátonyok elvéve előfordulnak a szelvények mentén.

A kutatási terület középső egységének magassági viszonyai a VI. számú keresztshelvényvel szemléltethetők (5.10. ábra). Az ártér nyugati oldalán szűk sávban (1-3 km) jelenik meg homokformáktól mentesen a C-szint. Felszínének magassága 82-83 m, és nem jellemzők rá a nagyobb szintváltozások, tehát felszíne csaknem egységes. A C-szinthez közvetlenül kapcsolódik az átlagosan 77 m tszf-i magasságú A-szint, amelynek területén már jelentős magasságkülönbségek fordulnak elő. Ezek részben a természetes úton kialakult folyóvízi formákhoz (pl. folyóhátak), részben pedig a folyószabályozásokhoz köthetők. A Tisza mesterségesen levágott kanyarulatai mentén (pl. Gyálaréti-holtág) a XIX. sz. előtti gátak maradványai és a közöttük megindult feltöltődés emelte meg 1-2 m-rel a felszínt. A Tisza itt nagyjából az egykori aktív ártér tengelyében húzódik. Viszonylag éles, 3-4 m-es alámosott peremmel emelkedik az A-szint fölé a B-szint, melyben a Deszk melletti hatalmas elhagyott kanyarulat feltöltődött medre is kirajzolódik. Ez a meder, csakúgy, mint a B-szinthez tartozó medrek nagy része, az alacsony ártér szintjéig feltöltődött, a hozzá tartozó övzátonyok és sarlólaposok 1-2 m-es szintkülönbségei viszont még jól kivehetőek. A B-szint felszíne átlagosan 80 m tszf. körüli, keleti pereme pedig kevésbé határozott, mintegy 2 m-es perem választja el az ismét alacsony (A) ártérhez tartozó területektől. Itt viszont az A-szint magassága már 78 m körüli és fokozatosan emelkedik kelet felé. Ennek oka, hogy a Tisza ártere összekapcsolódik a Maroséval, és folyamatos az átmenet a Maros durvább hordalékú és nagyobb esésű ártere felé, így ezt a területet már nem lehet egyértelműen az A-szinthez sorolni. A felszín azonban itt sem egységes, hiszen nagy számú egykori fok hálózza be, melyek medrei kissé bevágódtak vagy mesterségesen kimélyítettek (Hernes et al. 2015).

A fentiekben bemutatott VI. keresztshelvénytől északra az ármentes C-szintet a nyugati területeken az eolikus homokmozgások, a keleti részen pedig a Maros üledékei fedték be, így annak maradványai a felszínen nem mutathatók ki. A B-szint ugyanakkor nagy területen jelenik meg a Tisza mai medrétől nyugatra is, melynek felszínét sok helyen mesterségesen is megmagasították (pl. Szeged feltöltése a XIX. sz. végén). A B-szintre jellemző, hogy felszínét az alacsony ártérhez hátravágódott vízfolyások (pl. Tápai-ér) szabdalják fel. A részletesen bemutatott VI. shelvénytől délre a középső morfológiai egység fokozatosan keskenyedik, így a VII. keresztshelvény már a déli egységhez tartozó ártéri területeket is keresztezi. A C-szint jelentősen kiszélesedik a nyugati oldalon, magassága nem változott a VI. shelvényénél kimutatotthoz (83 m) képest. A folyót kísérő, rendkívül szűk (2-4 km) A-szint pereme igen határozott, hiszen nyugat és kelet felől is közvetlenül a C-szinttel érintkezik. Magassága továbbra is 77 m körüli. A mai Tiszától keletre elhelyezkedő, szigetszerűen kiemelkedő terület (C-szint) viszont kelet felől is éles peremmel rendelkezik, itt ugyanis ismét az A-szinthez tartozó egykori kanyarulatok mosták alá. Ez utóbbi térszín (A) pedig fokozatosan emelkedik a Maros hordalékkúpja felé, csakúgy, mint a VI. shelvény esetében.

A mintaterület legnagyobb kiterjedésű déli egységében felvett keresztshelvények közül kettőt is bemutatok részletesen, ugyanis az egységen belül is nagy különbségek jellemzőek. Nem tartozik a kutatási területhez a IX. shelvény nyugati részén a 90 m tszf magasságot is meghaladó Telecskai-dombok löszös síkja, amely csaknem 10 méteres peremmel emelkedik az ártéri szintek fölé. Éles pereme annak ellenére is megmaradt, hogy a legmagasabb (tehát legidősebb) C-szint kanyarulatai mosták alá. A C-szint magassága 81-82 m tszf, felszíne meglehetősen egyengetett, melyet az intenzív mezőgazdasági művelés is fokozott. Mintegy 5 méteres tereplépcső választja el az egykori aktív ártér (A-szint) területétől, amely itt 8-9 km-es szélességű és átlagosan 76-77 m-es magasság jellemzi. Bár az A-szint felszínét számos

folyóvízi forma teszi változatossá, az  $M=1:25000$  topográfiai térkép nem teszi lehetővé a kisebb magasságkülönbségek pontos megállapítását. Az A-szintnél 2-2,5 méterrel magasabb B-szint a keresztshelvény esetében is csak a mai Tiszától keletre maradt meg, peremét az A-szint medrei mosták alá és tették markánsná. A keresztshelvény keleti részén a C-szint magassága az ártér nyugati felén található C-szinttel gyakorlatilag megegyezik (81-82 m), de felszínébe egy korábbi meder vágódott be. Ez a meder a Maros hordalékkúpjának legdélebbi mederpáshájával azonosítható (Sümeghy 2014), mely itt csatlakozott a Tiszához.

A déli morfológiai egységnek a IX. shelvénytől északra eső részén a Telecskai-dombok löszablája hol távolabb, hol pedig közelebb húzódik a mai Tisza futáshonalához. Zenta térségében például a folyót csaknem Szegedtől kíséző C-szintet teljesen megsemmisítette a későbbi erózió, így az alacsony ártér fölé csaknem 20 m-es szintkülönbséggel magasodik a löszös síkság. Az C-szint ugyanakkor jelentős kiterjedésű szigeteket alkot az ártér központi részén. A IX. shelvénytől délre már az ártér mindkét oldalán csaknem folyamatosan jelen van a C-szint, amelynek magassága a keleti oldalon a Tiszától távolodva csökken. A B-szint ugyancsak szinte folyamatosan húzódik dél felé, de szinte kizárólag a mai Tiszától keletre, az A- és a C-szintek közötti területeket jellemzi.

A torkolattól mintegy 20 km-re északra húztam meg XVI. keresztshelvényt, mely jól jellemzi a kutatási terület legdélebbi részének magassági viszonyait (5.10. ábra). Itt a C-szint továbbra is 81-82 m tszf húzódik, de felszíne a korábbiakkal ellentétben nem egységes, mivel nagyméretű elhagyott kanyarulatok medrei és övzátony-soraik maradványai találhatók a felszínen, amelyek formálásában már a Duna is szerepet játszhatott. A C-szinttől mintegy 2-3 m-es tereplépcső választja el a B-szintet, mely a Tiszától nyugatra csak itt fordul elő a déli egységben. Magassága 78-79 m közötti, tehát 3-5 m-rel magasabb, mint a Tisza A-szintje ebben a keresztshelvényben. A viszonylag széles (14 km) A-szintet keleti oldalról is a B-szint határolja, bár itt a szintkülönbség valamivel kisebb (3,5-4 m) és kevésbé éles a perem. Ez utóbbi felszíne változatos, melyet a folyóvízi formák mellett az intenzív homokbányászat is befolyásolhatott. A shelvény keleti részén ismét a C-szint következik, magassága pedig megegyezik a nyugati részen mérttel (kb. 81 m). Ez tehát egy szimmetrikus keresztshelvény, amelynek mindkét oldalán megjelennek a magasabb térszínek csaknem azonos magasságban és szélességben.

Ettől a shelvénytől délre a Titeli-löszfennsík kiemelkedését öleli körbe a Tisza ártere, majd a magassági viszonyokat a torkolat környékén egyre inkább a befogadó Duna folyóvízi folyamatai határozták meg.

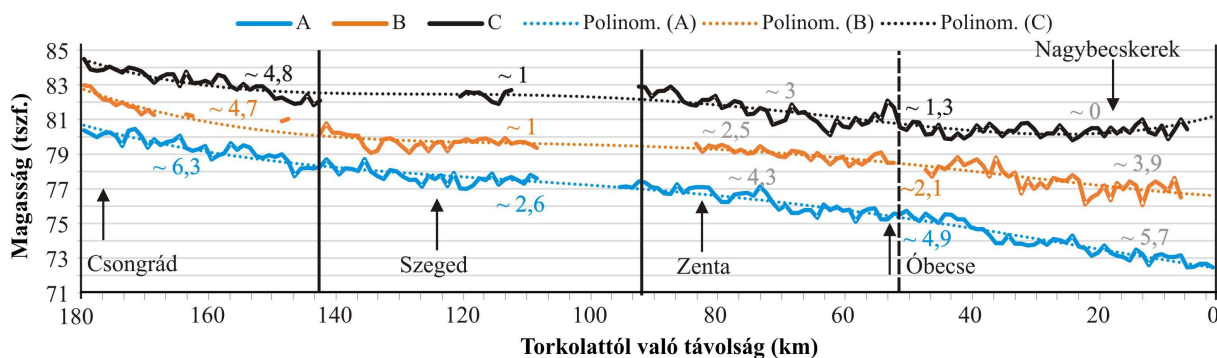
A keresztshelvények alapján megállapítható, hogy a C-szinten található elhagyott kanyarulatok a B-szintig, míg a B-szint medrei az A-szint magasságáig töltődtek föl. Mindez azt mutatja, hogy az első (C/B-szinteket elválasztó) bevágódás után a C-szint mélyebb fekvésű kanyarulatai továbbra is alacsony ártérként funkcionáltak, felszínének nagy része viszont már a B-szint magas árterét képezte (Hernes 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 érheték 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.

### **5.2.2. Az ártéri szintek magasságának változása folyásirányban**

A rendelkezésemre álló topográfiai térképek segítségével kilométerenként felvett adatok alapján megrajzoltam az egyes ártéri szintek lejtését, kiszámítottam az esésüket és a közöttük lévő szintkülönbséget, mivel ez információt nyújthat a bevágódások térbeliségéről. Meg kell

azonban jegyeznem, hogy az így kapott értékek csupán közelítő adatok, hiszen a korábbi ártéri felszínek magasságát módosíthatták a későbbi folyamatok (pl. löszképződés, mellékfolyók feltöltő tevékenysége, erózió).

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 (5.11. 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).



5.11. ábra: Az ártéri szintek magasságának és esésének változása Csongrád és a torkolat között

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. Az déli egységben viszont – az alacsonyabb ártéri szintekkel ellentétben – esése délen is mérsékelt marad (1,3 cm/km).

Az egyes ártéri szintek közötti magasságkülönbség is változik folyásirányban. Az A- és B-szintek közötti szintkülönbség az északi egységben 1,5-2,5 m között változik, bár itt a B-szint csak kevés helyen maradt meg, így trendszerű változásokról nem lehet beszélni. A középső egységben is hasonló mértékű közöttük a különbség, bár néhány kisebb kiugrás megfigyelhető (0,9-3 m), ami főleg antropogén eredetre (pl. Szeged feltöltése a XIX. században) vezethető vissza. A déli egységben viszont magasságkülönbségük fokozatosan nő, olyannyira, hogy a torkolat környékén már több helyen is meghaladja a 4,5 métert. A B- és C-szintek közötti különbség északon átlagosan 2 m, míg a középső egységben 3 m-re nő, bár itt kevés adat áll rendelkezésre az összehasonlításhoz. A déli morfológiai egység felső részén ismét kissé csökken közöttük a különbség (2 m), majd a torkolat felé haladva egyre inkább széttartóvá válik a két szint, hiszen szintkülönbségük 3,5-4 méterre nő (Hernes és Kiss 2011, Hernes et al. 2015).

Az egyes szintek esésviszonyai és magasságkülönbségük azt mutatja, hogy a kutatási terület morfológiai egységei között jelentős eltérések vannak. Az északi egységben a legnagyobb mindhárom szint esése, ugyanakkor a közöttük levő magasságkülönbség nem változik jelentősen, szinte párhuzamosan futnak egymással. A középső egységben az esésük jelentősen mérséklődik, szintkülönbségük viszont továbbra is nagyjából hasonló marad. Ezzel szemben a kutatási terület déli részén a magassági és esésviszonyok is változatosan alakulnak,

mely alapján ezt az egységet további két részre lehet osztani. Kezdetben az esés mindhárom szint esetében jelentősen megnő a középső egységhez viszonyítva. Magasságuk azonban eltérően változik, hiszen míg az A- és B-szintek közötti különbség enyhén növekedik, addig a B- és C-szintek inkább összetartanak egymáshoz képest. A kutatási terület legdélebbi részén az A- és B-szint esése tovább emelkedik, viszont a legmagasabb szint lejtése gyakorlatilag megszűnik, szinte teljesen vízszintessé válik az alsó, mintegy 50 km-es szakaszon. Ennek következtében az egyes szintek egymáshoz képest erősen széttartó futást vesznek föl, a torkolat környékén az alacsony ártér és az ármentes térszín között már több mint 8 métert tesz ki a magasságkülönbség (Kiss et al, 2013b, Hernesz et al. 2015).

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

### **5.3. Az ártéri formák anyagának szemcseösszetételi vizsgálata**

Az ártéri szintek felszínét meghatározó kanyarulatok és övzátonyok, valamint a bevágódások idején kialakult umlaufbergeknél anyagának szemcseösszetételi elemzésével egyrészt azt szeretném megválaszolni, hogy az adott forma kialakulásakor milyen energiaviszonyok jellemezheték a Tisza alsó szakaszát. Másrészt pedig arra keresem a választ, hogy az egyes szintek között kimutatható-e valamilyen változás a hordalék szemcseösszetételét tekintve, azaz eltérőek lehetnek-e az ártérképződési fázisokra jellemző folyamatok. A folyók energiaviszonyait a hordalék minőségén kívül a medrek vertikális jellemzői is mutatják, ezért néhány jellegzetes kanyarulat esetében a mélységviszonyok vizsgálatát is elvégeztem.

Mivel a B-szint egységeit, illetve a második, B/A szintek közötti bevágódás morfológiai jegyeit csak a kutatásom későbbi szakaszaiban sikerült kimutatni, így ezekhez kapcsolódóan jóval kevesebb mintavétel történt, mint a C- és az A-szintek esetében. Ráadásul a kutatási terület magyarországi részén volt több lehetőségem a mintagyűjtésre, így az északi és a középső morfológiai egységekben több mérést végeztem el.

#### **5.3.1. A C-szint paleo-medreinek és övzátonyainak szemcseösszetételi jellemzői**

A C-szint folyóvízi formáit felépítő üledékek vizsgálatához kiváló lehetőség nyílt az északi egységben, ahol Mindszenttől délre (Kisrév) a Tisza jelenlegi medre közvetlenül ezt a szintet mossa alá (3.4. ábra). A szabadon fejlődő kanyarulat külső ívén több száz méter hosszan, mintegy 7-8 méteres magasságban tároltak fel a C-szintet felépítő üledékrétegek, melyek részletes geodéziai felmérését, valamint 15 szelvényben (MK 1-15) az üledékek szemcseösszetételének elemzését is elvégeztem.

A C-szint felszínén található elhagyott kanyarulatok övzátonyát több esetben is megmintáztuk, majd szemcseösszetételüket elemeztük. Közülük a Kórógy-ér menti kanyarulat övzátonyainak szedimentológiai jellemzőit mutatom be részletesen.

#### *A Mindszentnél lévő kistrévi-kanyarulat partfalában feltáródott rétegsor*

A partfal tetejének abszolút tengerszint feletti magassága átlagosan 82 m, így felszíne a C-szinttel azonosítható. A rétegsor alja ugyanakkor 74,5 m-en van, mely jóval alacsonyabb, mint az A-szint átlagos magassága (78-79 m tszf) az ártérnek ezen a szakaszán. A partfal két zónára osztható: alsó részét dőlő rétegek alkotják, amelyek vastagsága jelentősen különbözik (10-240 cm). Ezekre vízszintes településű, nagyobb vastagságú (130-160 cm) homogén rétegek rakódtak (Hernes és Kiss 2013). A rétegek viszont nem követhetők folyamatosan, mivel egy 50 és egy 80 méteres szakaszon a csuszamlások miatt nem látszódnak. Az így három részre osztott partfal egyes részein némileg eltérő az alsó dőlő rétegek vastagsága, száma és dőlésszöge, ugyanakkor a rájuk rakódott vízszintes rétegek nem mutatnak jelentős térbeli változást.

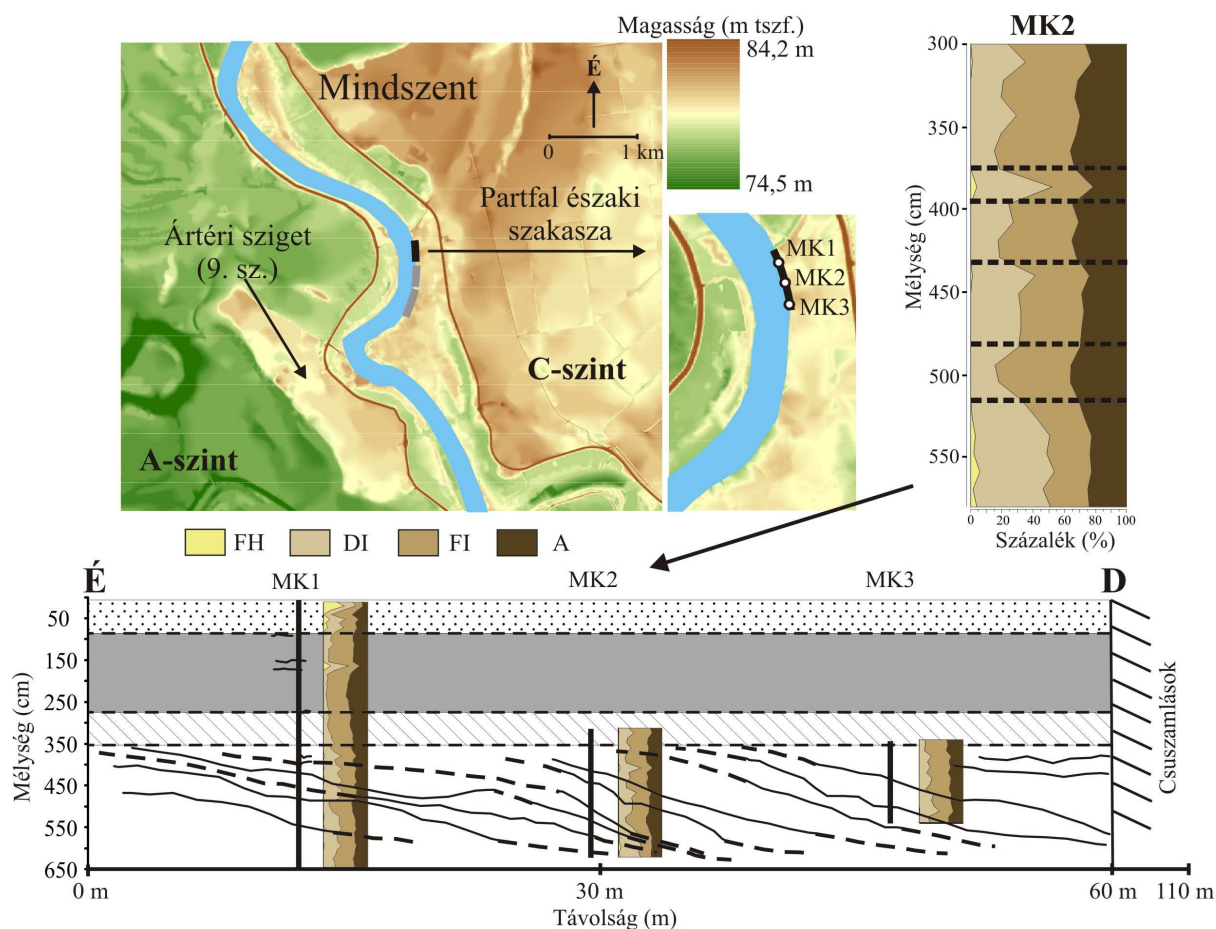
Az **alsó zónát** alkotó rétegek 1-20°-os dőlésszöggel lejtnek dél felé, bár vannak közöttük délkeleti és délnyugati irányultságúak is. A vízszint alatt is folytatódhatnak, így talppontjuk nem határozható meg. A rétegek egymással nem párhuzamosak, így még ugyanazon réteg dőlésszög-értéke is változatosan alakul: a felső, elkeskenyedő részen 0-5° közötti a lejtésük, míg az alsóbb szakaszokon meredekebbé válnak (10-20°). Hosszúságuk átlagosan 9 m, a legkisebb dőlésszögű (1°) és ezért leghosszabban nyomon követhető réteg 41,4 m hosszú. A partfal teljes hosszában felmért dőlő rétegek átlagos vastagsága 75 cm, de előfordul 20-240 cm vastag réteg is. Szerkezetükre a finom-rétegzettség jellemző, több helyen bennük homokfodrok rajzolata ismerhető fel. A morfológiai jegyek alapján a dőlő rétegsor övzátony-üledéknek tekinthető, hiszen a rétegek jellemzői és dőlésszögei megegyeznek a Miall (1996) által leírt övzátony üledékfáciesben megállapított értékekkel.

A partfal három egysége közül az **északi szakasz** a legrövidebb (65 m), így csupán 11 dőléssel rendelkező réteget azonosítottunk. Itt három szelvény mentén történt mintavétel (MK 1-3, 5.12. ábra). A dőlő rétegek átlagos vastagsága 51 cm, ami elmarad a partfal teljes hosszára jellemző átlagértéktől (75 cm). Az itt található rétegek délnyugat felé dőlnek átlagosan 7°-al. A rétegeket felépítő üledékek szemcseméretében nem mutatható ki egyértelmű vertikális változás, azaz nem finomodnak vagy durvulnak felfelé haladva, viszont makroszkóposan jól elkülöníthetők. Ezt a szakaszt a középső részén elhelyezkedő **MK2-es** szelvény alapján mutatom be részletesen (5. 12. ábra), melynek alsó, 200 cm-es része 5 dőlő réteget érint (Hernes és Kiss 2013).

A legalsó (570-520 cm) szint egy laza szerkezetű réteg, melynek legnagyobb részét az iszap (64-75 %) és az agyagfrakció (22-24 %) teszi ki, de csekély mennyiségű (0,5-6 %) finomhomokot is tartalmaz ( $d_{90}$ : 0,098 mm). Az ezt követő rétegben (520-480 cm) az agyag aránya megemelkedik (27-37 %), ezzel szemben a homokfrakció teljes egészében eltűnik ( $d_{90}$ : 0,051 mm). Ezt egy hasonló vastagságú követi (480-440 cm), melyben 70-73 % az iszap- és 27-30 % az agyagfrakció aránya ( $d_{90}$ : 0,052 mm). A 440-390 cm közötti rétegben a homokfrakció minimális arányban (0-1,1 %) ismét megjelent (iszap: 65-75 %, agyag: 24-35 %,  $d_{90}$ : 0,053 mm). E három utóbbi dőlő rétegre a nagy keménység mellett a finom rétegződés és a vasas kiválások is jellemzőek. Ismét lazább szerkezettel rendelkeznek viszont a 390-370 cm közötti mélységből származó minták, amelyekben 4 %-ra nő a homoktartalom (iszap: 64-74 %, agyag: 22-34 %,  $d_{90}$ : 0,094 mm). Végül az üledéksort egy iszapos réteg (370-300 cm) zárja. A szelvény által érintett 5 dőlő rétegben hasonló szemcseméreti osztályok fordultak elő, így látszólag alig van köztük különbség. Azonban a  $d_{90}$  értékek már jelentősen eltérnek, hiszen a lazább szerkezetű (legalsó és legfelső) rétegekben értéke 0,094-0,099 mm, míg a



kötöttebb és keményebb középsőkben 0,050-0,053 mm közé esik. A szakasz dőlő rétegeinek átlagos  $d_{90}$  értéke 0,059 mm.

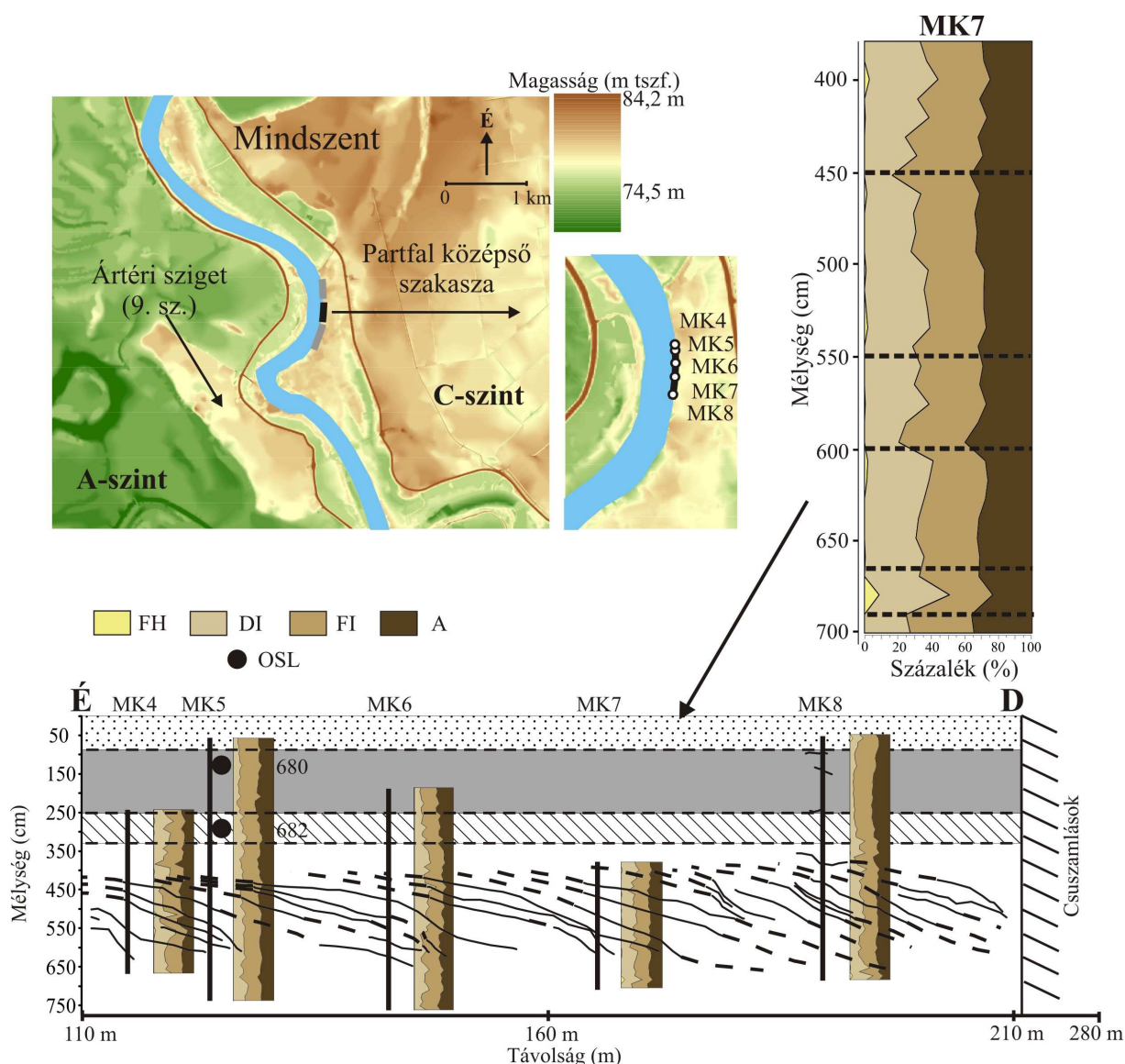


**5.52. ábra:** A Mindszentnél lévő kiserői kanyarulat partfalának északi szakaszán vizsgált rétegsor és a szelvények helye. FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm) (Alaptérkép: M=1: 10000)

A **középső szakasz** hosszabb (85 m) az előzőnél, és itt 5 szelvényt mintáztunk meg (MK 4-8). Az azonosított 20 dőlő réteg átlagos vastagsága 75 cm, mely a partfal teljes hosszának átlagértékével csaknem megegyezik (5.13. ábra). A rétegek leginkább délkelet felé dőlnek átlagosan  $10^\circ$ -al, tehát meredekebbek és eltérő irányultságúak is, mint az északi szakaszon. A rétegeket felépítő üledékek az előző szakaszhoz hasonló makroszkópos jellemzőket mutatnak, viszont még kisebb szemcseméretűek, mely a bemutatásra kerülő **MK7** szelvény szemcseösszetételében is megmutatkozik (Hernes és Kiss 2013).

A szelvény alján lévő szint (700-680 cm) nagyrészt iszaptól (66-69 %) és agyagtól (31-33 %) áll ( $d_{90}$ : 0,052 mm), homokfrakció csak elvétve található benne (0,1-0,5 %). Erre egy vékony (680-660 cm), finomhomokos réteg rakódott ( $d_{90}$ : 0,120 mm), majd (660-600 cm) egy vastagabb, finoman rétegzett, de ismét iszaposabb ( $d_{90}$ : 0,068 mm) szint következik, melyben a homoktartalom ismét 0,5-2 %-ra csökken. Az erre települt (600-550 cm), padosan elváló, kemény szintben a finom üledékek aránya megnövekedett ( $d_{90}$ : 0,059 mm). Hasonló szemcseösszetétel jellemzi az 550-450 cm ( $d_{90}$ : 0,063 mm) és a 450-380 cm ( $d_{90}$ : 0,062 mm) közötti dőlő rétegeket is. A szelvényben elkülönített, dőlésszöggel rendelkező rétegek  $d_{90}$  értéke 0,059-0,068 mm közötti (átlag: 0,055 mm), tehát a szemcseméret kismértékben csökkent ezen a szelvény-szakaszon.



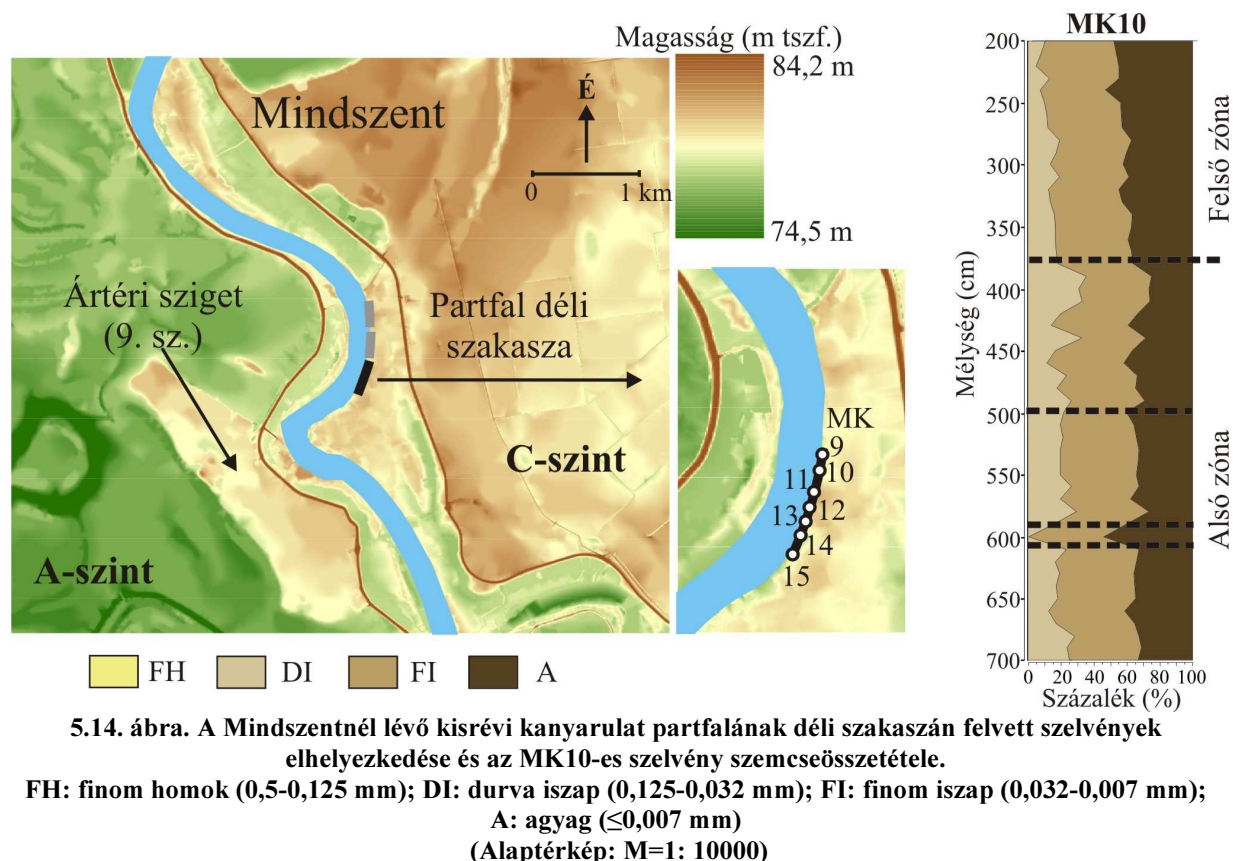


**5.13. ábra:** A Mindszentnél lévő kisrévi kanyarulat partfalának középső szakaszán vizsgált rétegsor a szelvények elhelyezkedésével, valamint az OSL mintavételi pontokkal és a minták számával. FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm) (Alaptérkép: M=1: 10000)

A partfal **déli** szakasza vizsgálható leghosszabban (280 m), így itt 7 szelvényt (MK 9-15) mentén vettünk mintát és itt azonosítottuk a legtöbb dőlő réteget is. Ezek átlagos vastagsága 84 cm, amely a legnagyobbnak számít a három szakasz közül. Itt találhatóak viszont a legkisebb dőléssel rendelkező (0,5-1°) és ezért a leghosszabban követhető rétegek (átlagos dőlésszög: 6°), amelyek a középső szakaszhoz hasonlóan délkelet felé dőlnek.

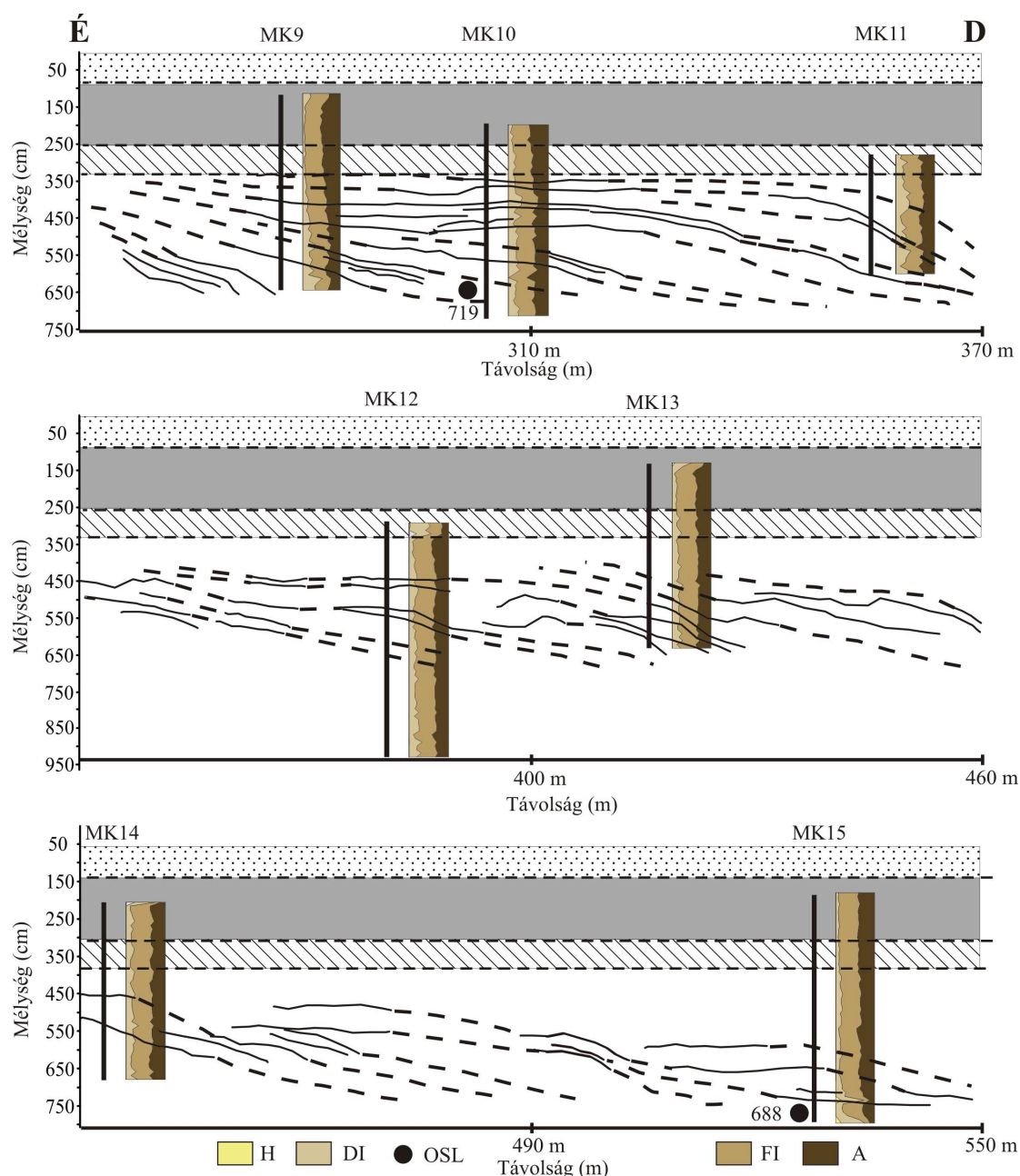
A szemcseösszetétel-vizsgálatok szerint a rétegsorból a szakasz szinte teljes hosszában hiányzik a homok frakció, így például az **MK10** szelvény legalsó szintjében (700-610 cm) is 30-35 % az agyag és 65-70 % az iszap aránya (5.14. ábra). A 610-590 cm között vett minták alapján egy vékony agyagréteg helyezkedik el ( $d_{90}$ : 0,019 mm), mely fölött (590-500 cm) az iszap és az agyag 70-30%-os aránya állandósul ( $d_{90}$ : 0,049 mm). Kissé változatosabb szemcseösszetétellel rendelkezik az 500-370 cm-ig tartó szint ( $d_{90}$ : 0,035-0,049 mm). A szelvény legfelső része (370-200 cm) viszont már a vízszintes rétegződésű felső zónához tartozik, melyet később mutatok be. A dőlő rétegek a partfal ezen szakaszán a leginkább homogének, közöttük a különbségeket a  $d_{90}$ -értékek mellett a mészkiválások és a  $d_{50}$  értékek mutatják ( $d_{50}$ : 0,013 mm és 0,019 mm között). A déli szakasz dőlő rétegeire összességében

0,042 mm-es  $d_{90}$ -érték jellemző. A partfal legdélebbi részén (MK15), 800-780 cm közötti mélységben ugyanakkor 0,137 mm-es  $d_{90}$  értékkel rendelkező, homokfodrokkal tarkított szürke homokréteget sikerült azonosítani (5.15. ábra). A homokfodrok negatív lenyomatai a rárakódott agyagrétegben is megőrződtek, bizonyítva ezzel az *in situ* helyzetét (tehát nem aktív mederüledékről van szó). Véleményem szerint ez a homokréteg már ahhoz az egykori mederhez köthető, amelynek övzátony-sorát a dőlő rétegek feltárják.



Tehát a kanyarulat partfalát felépítő üledékek északról dél felé haladva fokozatosan finomabb szemcseösszetételűvé válnak, amit mutat, hogy az átlagos  $d_{90}$  érték 0,059 mm-ről 0,042 mm-re csökken, és a rétegek egyre iszaposabbá és agyagosabbá válnak. Az átlagos dőlésszög a középső szakaszon a legnagyobb ( $9^\circ$ ), így itt a legsűrűbben rétegzett a partfal és legvékonyabbak a rétegek is. A morfológiai jellemzők arra utalnak, hogy a partfal egy egykori övzátony-sort tár fel, s a csuszamlásos szakaszok egykori sarlólaposok agyagos üledékeit jelezhetik. A partfal mentén feltáródott zátanyfrontok dőlési szöge a középső egységben a legmeredekebb (átlagosan  $15,7^\circ$ ), míg az északi és a déli szakaszon jóval lankásabb (északi:  $9^\circ$ , déli:  $10^\circ$ ). Tehát a középső egység kialakulása az üledéksort létrehozó kanyarulat csúcsi részéhez köthető, míg a kisebb dőlésű zátanyokkal rendelkező északi és déli egység a kanyarulat csúcsától távolabb fejlődött. Az övzátanyok anyaga a meder alja felé kismértékű durvulást mutat, melyet az MK9-es szelvény 480-420 cm közötti ( $d_{90}$ : 0,036 mm) és az MK10-es szelvény 600-490 cm közötti rétege ( $d_{90}$ : 0,042  $\mu$ m) is jól mutat.

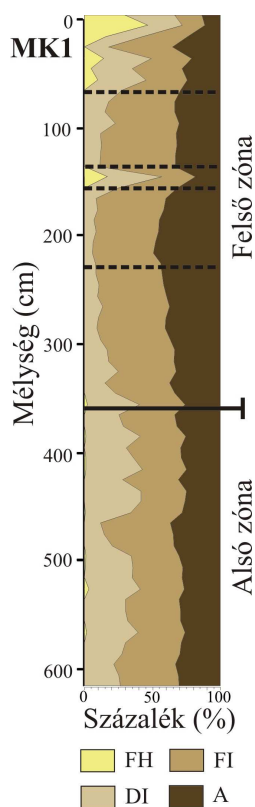
A rétegsor jellemzői alapján megállapítható, hogy az övzátanyok épülése folyamatosan csökkenő energiaviszonyokkal jellemezhető folyóvízi környezetben ment végbe, miközben a meder délnyugati-délkeleti irányba tolódott el.



**5.15. ábra: A Mindszentnél lévő kistrévi kanyarulat partfalának déli szakaszán vizsgált rétegsor az OSL mintavételi pontokkal és a minták számával. FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm)**

A kanyarulat által feltárt rétegsor **felső zónáját** vízszintes településű, homogén rétegek alkotják (5.12-15. ábrák), amelyeket az **MK1** szelvény alapján mutatok be (5.16. ábra). A legalsó (350-230 cm közötti) réteg igen finoman rétegzett anyagból áll, amelyben vasas kiválások és mészkonkréciók is előfordulnak. Felfelé finomodó üledékekből épül fel, hiszen a réteg alsó részén a 70 %-os iszaparány a felső részen 60 %-ra csökken, miközben a minták  $d_{90}$  értékei 0,060-0,065 mm-ről 0,030-0,035 mm-re változnak. Ez a réteg a partfal mentén nagyjából egyenletes vastagságú (90-120 cm). Erre egy sötétebb színű, agyagos szint (230-70 cm) rakódott, amelyet felfelé kismértékű szemcseméret növekedés jellemez ( $d_{90}$ : 0,028-0,030 mm-ről 0,033-0,039 mm-re nő). Az agyag aránya a kezdeti 45 %-ról 32 %-ra csökken, míg az iszap aránya ugyanilyen mértékben növekszik (55 %-ról 68 %-ra).





**5.16. ábra: A felső zónát reprezentáló MK1-es szelvény szemcseösszetétele. FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm)**

A rétegbe egy homokrég (150-160 cm) is települt, amely 16,7 % finomhomokot tartalmaz ( $d_{90}$ : 0,147mm). Ennek az agyagos rétegnek a vastagsága is változó (MK5: 200 cm; MK10: 50 cm), de a benne lévő homoklencsét csak itt, az MK1 szelvényben azonosítottuk. Az üledéksort legfelül egy laza szerkezetű, kb. 70 cm vastag, homokos-iszapos szint zárja, melynek anyaga fölfelé erősen durvul ( $d_{90}$ : 0,054-0,095 mm-ről 0,188-0,230 mm-re nő). Agyagtartalma 30 %-ról 10 %-ra csökken, miközben a finomhomok aránya a felszín közelében a 30 %-ot is meghaladja (iszaptartalom: 45-50 %).

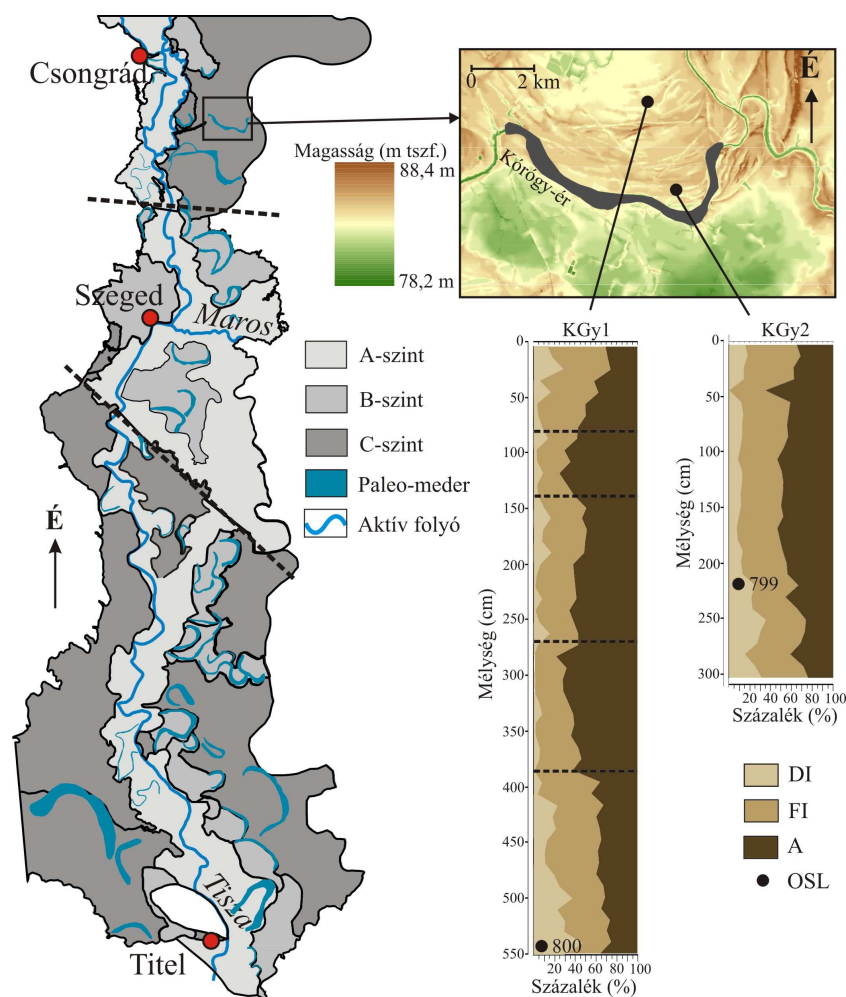
A vízszintes rétegzettség arra utal, hogy a partfalnak ez a felső zónája ártéri üledékeket képvisel, amelyek közül a középső, sötétebb színű valószínűleg egy talajkezdemény, ami egy mérsékelt ártér-feltöltődésű időszakban keletkezhetett, hiszen a talajképződést nem tudta felülmúlni a szervesetlen anyag felhalmozódása. Ugyanakkor a legfelső, homokos réteg az aktív folyóhát zónájába esik, tehát a jelenkori árvizek is építhetik. A rétegek kormeghatározásához három szelvényből vettünk OSL-mintákat, melyek helyét az 5.12-15. ábrákon tüntettem fel. Közülük három a partfal alsó zónáját alkotó övzátany-sort reprezentálja (MK5: 500-510; MK10: 700-710 cm; MK15: 730-740). Ezek megmintázásával célom annak megállapítása volt, hogy mikor volt aktív az övzátany felépítő folyó. Ugyanakkor a felső zónából vett minták korából (MK5: 270-280 cm és 100-110 cm) az ártéri üledékek korát állapíthattam meg, és következtethettem arra, hogy mikor került távolabbra a vízfolyás Hernesz és Kiss 2013).

#### *A C-szint kanyarulatainak övzátanyait felépítő anyagok szemcseösszetételi jellemzői*

Bár a Kórógy-ér mentén húzódó kanyarulat már erősen feltöltődött, 7-8 tagból álló övzátany-sora viszonylag jól kirajzolódik. A legidősebb övzátanyból 550 cm-es mélységig sikerült mintát gyűjteni (KGy1), míg a meder mellett fekvő legfiatalabb övzátanyt 300 cm-ig (KGy2) fúrtuk meg (5.17. ábra).

Hasonlóan a Mindszentnél lévő kiserévi partfal rétegsorához, a KGy1-fúrásban is leginkább az iszap (49 %) és az agyagfrakció (51 %) adja az üledékek döntő részét, homok csak elvétve fordul elő (0,2 %). A fúrás legalsó, de egyben legvastagabb (550-380 cm) rétegében az iszap aránya némileg magasabb (64-66 %) az agyaghoz képest (34-36 %), amelyek mellett a homokfrakció is jelen van (0,3 %). Ez a szelvény legdurvább rétege ( $d_{90}$ : 0,043 mm), mely fölött egy sötétebb színű, jóval agyagosabb szint következik (380-270 cm). Itt az iszap és az agyag aránya megfordul, a homok pedig már egyáltalán nem jellemző ( $d_{90}$ : 0,020 mm). E fölött (270-140 cm) viszont ismét kissé megnő az iszap- (56,5 %) és csökken az agyagtartalom (43,5 %,  $d_{90}$ : 0,028 mm), miközben az üledék világosabbá válik. A következő jóval vékonyabb, de igen kemény és agyagosabb (66 %) réteg 140-80 cm között található ( $d_{90}$ : 0,026 mm), majd a szelvény legfelső szintjében ismét az iszapfrakció kerül túlsúlyba (60-62 %;  $d_{90}$ : 0,033 mm).

A legfiatalabb övzátanyt felépítő üledékek (KGy2) is hasonló szemcseösszetételűek: a szelvény teljes egészében az iszap és agyagfrakció nagyjából 60-40 %-os aránya a jellemző, csupán néhány kisebb kiugrás figyelhető meg.



**5.17. ábra:** Az északi egységben található Kőrös-ér menti kanyarulat övzátónyaiból vett minták szemcseösszetétele, valamint az OSL mintavételek helye és azok száma. DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm) (alaptérkép: M=1:10000)

A C-szinten ezen kívül még a szintén az északi egységben található Téglás-ér menti kanyarulat övzátónyaiból, valamint a déli egységben található nagybecskereki kanyarulat övzátónyaiból vettünk mintát. Ezekben az esetekben viszont az üledékek szemcseösszetétele némileg eltér az eddigiekhez képest. A Téglás-ér mentén fekvő elhagyott kanyarulat legidősebb övzátónyába mélyített fúrás (TE1) alsó szintjén még a kőrös-éri kanyarulathoz hasonló, főként iszapos üledékek találhatók ( $d_{90}$ : 0,063 mm). Ezeket viszont egy 2-2,5 m vastag finom homokos réteg fedte be ( $d_{90}$ : 0,153 mm), amely kevés csillámot tartalmaz, így vélhetően eolikus úton került a mai helyére. Összetételét tekintve viszont elmondható, hogy kevésbé jól osztályozott, ezért valószínűleg nem szállíthatott sokáig. Ilyen futóhomokformákat ugyanehhez a mederrendszerhez tartozóan már korábban is leírtak (Domokos és Krolopp 1996). A Téglás-ér menti meder fiatalabb övzátónyát felépítő anyagban (TE2) viszont már nagyobb arányban található meg a finomhomok-frakció (10-30 %;  $d_{90}$ : 0,170 mm). A nagybecskereki kanyarulat idősebb övzátónyát (NB1) ugyancsak durvább üledékek építik föl ( $d_{90}$ : 0,111 mm), mint a Kőrös-ér menti kanyarulat formáit.

A C-szinten vizsgált övzátónyok szemcseösszetétele alapján megállapítható, hogy jelentős különbségek tapasztalhatók viszonylag kis távolságon belül is a szállított hordalék szemcseösszetételében (pl. Kis-rév:  $d_{90}$ : 0,042-0,059 mm; Téglás-ér:  $d_{90}$ : 0,170 mm). Ez utalhat arra, hogy a C-szint aktív időszakában jelentős (klimatikus) változások következtek be, amelyek a folyók energiaviszonyait és a hordalék méretét is meghatározták. Ugyanakkor

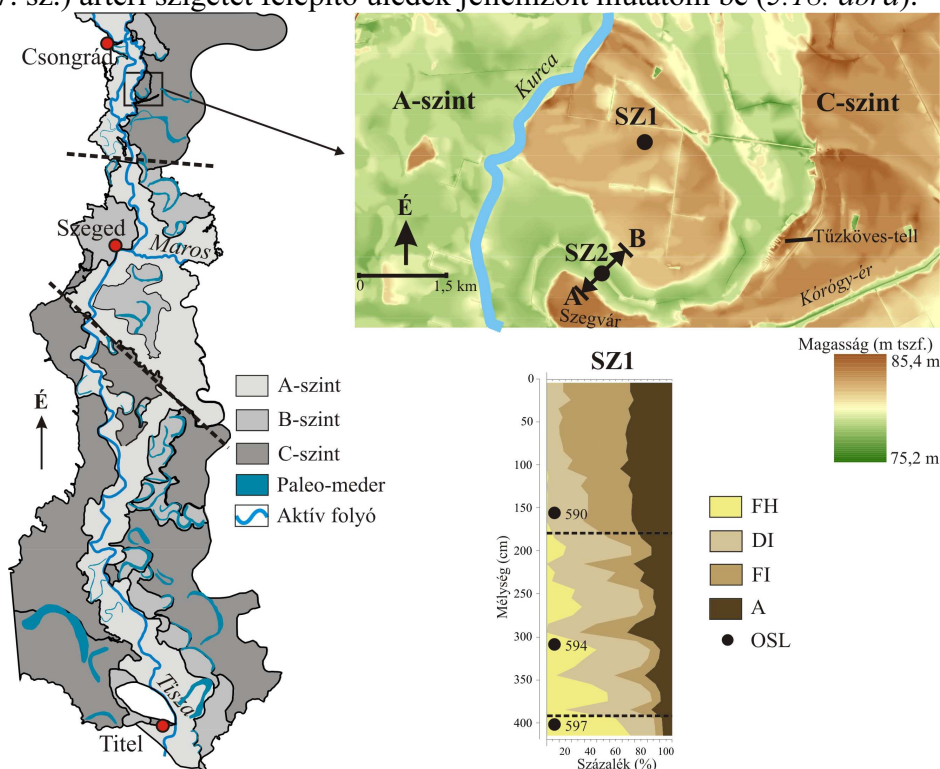
nem zárható ki a mellékfolyók hatása sem, hiszen például a Tiszánál nagyobb mennyiségű és durvább hordalékkal rendelkező Maros gyakran változtatta futásirányát (Sümeghy 2014), mely Tisza hordalékviszonyait is befolyásolhatta.

A C-szint medrei közül a Téglás-ér menti kanyarulat mélységét próbáltam meghatározni a meder inflexiós pontjában mélyített fúrás (TE3), valamint RTK GPS méréssel felvett keresztmetszvény segítségével. Az 500 cm-ig történt mintavétel alapján a medret homogén, főként iszapos (60-65 %) és agyagos (35-40 %) üledékek töltik ki ( $d_{90}$ : 0,016 mm) ugyanakkor a meder talpát nem sikerült elérni. Eredményeim alapján a mederkitöltő vízszinthez tartozó mélység 6,2 méternél nagyobb volt, a meder szélessége pedig a felvett keresztmetszvény alapján 415 m-nek adódott.

A C-szint kanyarulatai közül a Kórógy-ér menti, és a téglás-éri meder legidősebb és legfiatalabb övzátanyaiból is vettünk OSL-mintát, ugyanakkor a nagybecskereki meder esetében csak az idősebb övzátanyból származó minta korának meghatározására volt lehetőségem. Ezen kívül a Téglás-ér menti kanyarulat idősebb övzátanyára rakódott, feltehetően eolikus eredetű homokréteget fedő üledékekből is vettünk mintát, mellyel célom annak megállapítása volt, hogy a homokmozgás a C-szint aktív időszakában zajlott-e, vagy annál későbbi folyamatról van-e szó.

### 5.3.2. Az első bevágódás idején képződött umlaufberge övzátanyainak szemcseösszetételi jellemzői

A C- és a B-szint elkülönülését kiváltó bevágódás során a folyóvízi folyamatok vélhetően más jelleget ölthettek, mint az ártérképződési fázisokban. Ennek bizonyítékait a B-szint felszínéből kiemelkedő, a C-szinttel egymagasságú umlaufberge oldalán lévő övzátanyok üledékei szolgáltatathatják. Három eróziós szigetből (Szegevár, Dóc és Batida) gyűjtöttünk mintákat és végeztem szemcseösszetételi vizsgálatokat, de részletesen csak a szegvári (7. sz.) ártéri szigetet felépítő üledék jellemzőit mutatom be (5.18. ábra).

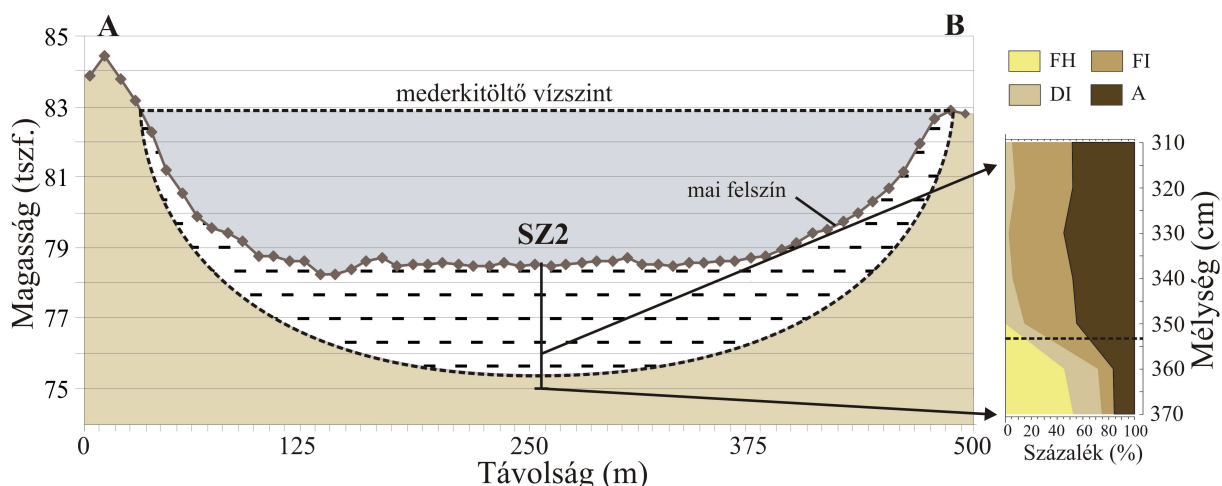


6.18. ábra: Az északi egységben, Szegevár mellett fekvő umlaufberg üledékeinek szemcseösszetétele és az OSL-mintavételi pontok mélysége FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm) (alaptérkép: M=1:10000)

A képződmény részletes vizsgálatához mélyített **SZ1** fúrás az eróziós szigethegy egy ívesen húzódó, magasabb és idősebb övzátányának középső részén létesült. A szelvény legalsó részében (420-390 cm) uralkodik a homokfrakció (55-66 %), míg az iszap (26-37 %) és az agyag (6-7 %) aránya jóval kisebb ( $d_{90}$ : 0,242 mm). A 390-180 cm közötti mintákban négy homokosabb réteg következik (380-350, 340-300, 280-240 és 210-180 cm között), amelyekben a homokfrakció aránya fokozatosan csökken (48,8%-ról 15,5%-ra). Az iszapfrakció aránya ezzel szemben fokozatosan növekszik (26,4%-ról 70,2%-ra;  $d_{90}$ : 0,143 mm). A 180-0 cm-es zónában a homok szinte teljesen eltűnik, helyette pedig az iszap- és agyagfrakció kétharmad/egyharmad arányban van jelen ( $d_{90}$ : 0,042 mm).

A szelvény alsó részében (420-180 cm) megfigyelhető homok és iszap/agyag rétegek ritmusos váltakozása véleményem szerint az energiaviszonyok hirtelen változására utal. A finomhomok arányának csúcsai partmenti árvízi lerakódásokat jeleznek, amelyekre apadáskor vagy kisebb árvizekkor iszapos-agyagos lebegtetett hordalék rakódott le. A képződmény legfiatalabb övzátányát ugyanakkor nem sikerült megmintázni, ugyanis a felszínen ennek maradványai nem ismerhetők fel.

A szegvári eróziós szigetet kialakító kanyarulat inflexiójában RTK GPS segítségével felmértük a meder keresztshelvényét, illetve egy mederbe mélyített fúrás (**SZ2**) alapján pedig meghatároztam a meder mélységét és hordalékának összetételét is (5.19. ábra). A kanyarulat mederkitöltő szélessége 420 m, míg a meder fenekét jelző durvább anyagot 350 cm mélyen értük el, tehát a szegvári paleo-meder mederkitöltő mélysége 7,8 m, mely valamivel kisebb a Tisza mai, a szabályozások óta beágyazódott medrének átlagos mélységénél (9,6 m; Sümeghy és Kiss 2011). Hozzá kell azonban tenni, hogy a mélységviszonyok meghatározása egyetlen fúrás alapján csak tájékoztató jellegű lehet. A paleo-medret kitöltő anyag alsó zónájában (370-350 cm) az üledék finomhomokos (46-53 %), jelentős iszap- (32-38 %) és csekély agyagtartalom (16-17 %) mellett. Az átlagos  $d_{90}$ -érték (0,225 mm) azonban lényegesen meghaladja a C-szinthez tartozó más övzátányok anyagának szemcseméretét (pl. Kis-rév:  $d_{90}$ : 0,042-0,059 mm; Téglás-ér:  $d_{90}$ : 0,170 mm), mely az energiaviszonyok jelentős növekedését mutatják a C- és B-szinteket elválasztó bevágódás idején. A szegvári kanyarulat az A-szint felszínéig töltődött föl (78,5-78,7 m tszf.), főként iszapos (45-55 %) és agyagos (45-55 %) ártéri üledékekkel ( $d_{90}$ : 0,026 mm).



5.19. ábra: Az északi egységben, Szegvár mellett elhelyezkedő kanyarulat keresztshelvénye, valamint a mederbe mélyített fúrás alsó zónájából származó minták szemcseösszetétele. FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm)

Szintén a C- és B-szintek közötti bevágódás során jött létre a középső egységben elhelyezkedő dóci és a batidai umlaufberg, az azokat felépítő üledékek szemcseösszetétele

viszont valamelyest eltér a szegvári eróziós szigetnél tapasztalttól, ami morfológiai helyzetükre vezethető vissza.

A *dóci* (11. sz.) umlaufberg sajátossága (**DC**), hogy idősebb övzátányának felső részén található homogén homok vélhetően eolikus úton halmozódhatott át, hasonlóan a Téglás-ér menti kanyarulat idősebb övzátányaihoz (Lajos 2013). Szemcseösszetételét tekintve sem tapasztalható jelentős eltérés attól ( $d_{90}$ : 0,187 mm). A dóci umlaufberg felszínén felismerhető legfiatalabb övzátány összetételében hasonló finomhomok-csúcsok tapasztalhatók, melyek felfelé finomodó szemcseméretet tükröznek. A fúrás alsó részén az övzátány anyaga viszont valamivel finomabb a szegvári ártéri sziget magjánál ( $d_{90}$ : 0,214 mm). Ezt kismértékben ugyan, de befolyásolhatta az is, hogy a dóci kanyarulat olyan térszint mosott alá, melynek felszínén aktív eolikus tevékenység zajlott (Dorozsma-Majsai homokhát), így felépítésében a homokfrakció aránya a meghatározó. Az erózió hatására a mederbe kerülő, nagy mennyiségű homok összetétele a homokhát felszínén mélyített fúrás alapján hasonló az övzátány anyagához ( $d_{90}$ : 0,205 mm).

A dóci umlaufberget kialakító kanyarulat szélessége a GPS-méréseim alapján 335 m, mederkitöltő mélysége pedig 7,5 méternél nagyobb, bár itt nem sikerült elérni az egykori mederanyagot (**DC2**). A kanyarulatot a mai, A-szinttel azonos magasságig (0-530 cm) a szegvárihoz hasonló ( $d_{90}$ : 0,033 mm) ártéri üledékek töltötték föl.

A kutatási terület keleti határához közel elhelyezkedő *batidai* (18. sz.; **BT**) eróziós szigetet felépítő üledékek összetétele azonban durvább az előzőekben tapasztaltaktól. Összességében a finomhomok-frakció a meghatározó (75-79 %), az iszap (17-25 %) és az agyag aránya (10-14 %) csekély. Ugyanakkor a minták 1-2 %-ban már durva homokot (2-0,5 mm) is tartalmaztak. Ennek köszönhetően az átlagos  $d_{90}$ -érték 0,307 mm-nek adódott, amely jóval magasabb a szegvári és a dóci formák hasonló értékénél. Ez véleményem szerint a Tiszába kerülő nagy mennyiségű és durvább marosi hordalék hatásának tudható be. Sümeghy (2014) vizsgálatai alapján ugyanis a Maros hordalékkúpjának azon paleo-meder pásztaí, melyek a batidai umlaubertől északra torkoltak a Tiszába, hasonló átmérőjű hordalékkal rendelkeztek ( $d_{90}$ : 0,234-0,452 mm).

Az ehhez az ártéri szigethez tartozó kanyarulat mederkitöltő szélessége (410 m) a GPS-mérések alapján csaknem megegyezik a szegvári meder szélességével, a mederfenéken lévő durvább fenékhordalékot azonban a 400 cm-ig hatoló fúrás során nem értük el (**BT2**). A kanyarulat szintén az A-szintig töltődött föl iszapos és agyagos ártéri üledékekkel ( $d_{90}$ : 0,021 mm). A kanyarulat mederkitöltő mélysége meghaladta a 7 métert.

Összességében a C- és B-szintek elkülönülését kiváltó bevágódáskor jelentősen megnőtt a Tisza energiája, amit a hordalék durvábbá váló szemcseösszetétele jól mutat. A bevágódás idején aktív medrek jóval nagyobb szélességgel és kisebb mélységgel rendelkeztek, mint a Tisza jelenlegi medre. A bevágódás korának meghatározásához mindhárom umlaufbergből vettünk OSL-mintákat. A szegvári idősebb övzátány alsó rétegeiből származó minták még a bevágódás megindulása előtt rakódhattak le, így koruk a C-szint aktív ártérképződési időszakát reprezentálják. A szelvény legfelső finomhomokos rétegének kora utalhat a bevágódás megindulásának legkorábbi időszakára. A dóci és a batidai ártéri szigetből 1-1 OSL-mintát gyűjtöttünk, mindkét esetben a mederhez legközelebbi övzátányból, mellyel céloim a bevágódás utolsó fázisának megállapítása volt.

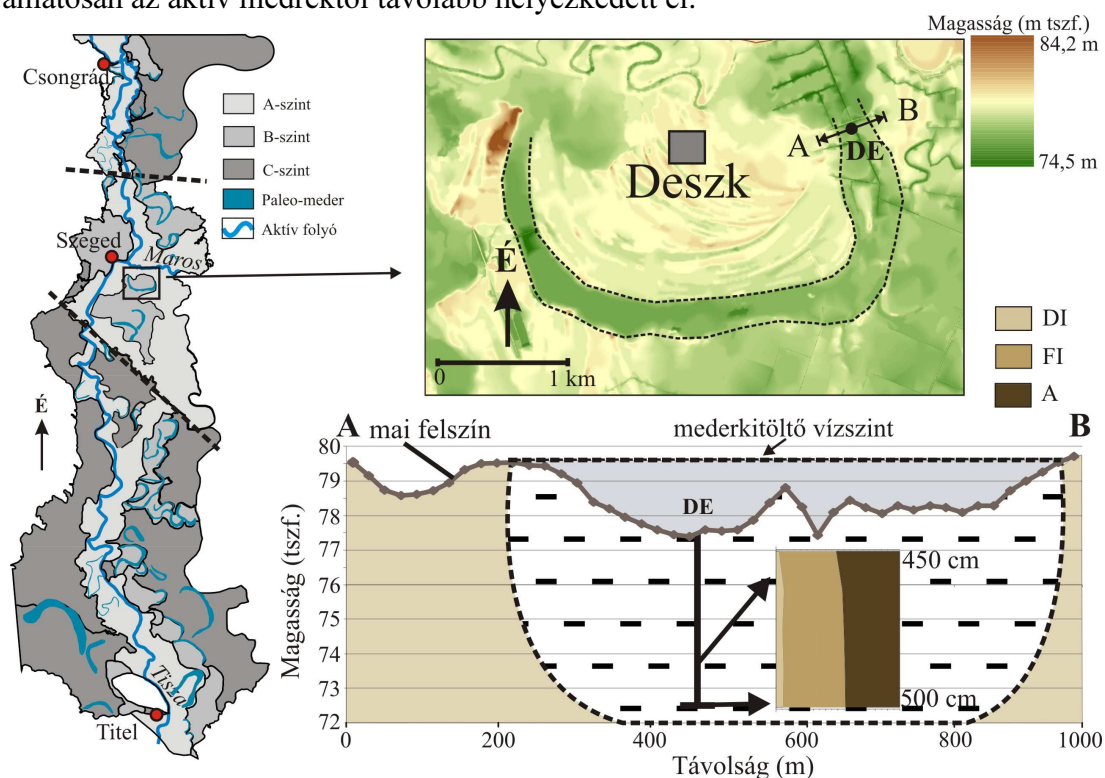
### 5.3.3. A B-szint, valamint a második bevágódás formáit felépítő anyagok szemcseösszetételei jellemzői

A B-szint felszínét és a második (B/A) bevágódás morfológiai jegyeit csak a kutatás későbbi szakaszában sikerült kimutatnom, így mintavételezés korlátozottabb volt. A B-szint ártérfejlődési időszakában kialakult kanyarulatok közül a deszki paleo-medret vizsgáltam



részletesen (5.20. ábra), míg a törökbecsei paleo-kanyar üledékei az A/B szintek közötti bevágódást tükrözik.

A deszki kanyarulat övzátonyainak szemcseösszetételi elemzését Sipos et al. (2009) végezték. Eredményeik szerint az övzátonyokban a finomhomok frakció viszonylag alacsony arányban (3-10 %) jellemző, az üledékek legnagyobb részét az iszap (40-70 %) teszi ki. Méréseik során a  $d_{90}$  értékét nem határozták meg, így eredményeik csak korlátozott információt nyújtottak számomra. Az azonban kitűnik, hogy a lecsökkent homokmennyiség és az újra megnövekvő iszap- és agyagtartalom a folyóvízi energiaviszonyok mérséklődését mutatják a B-szint aktív időszakában. A kanyarulat inflexiós sávjában RTK GPS-méréssel vettem föl keresztmetszelvényt, mely alapján a mederkitöltő szélesség 460 méternek adódott. A felmérés alapján viszont a meder erőteljesebben feltöltődött, mint például a szegvári paleo-meder, hiszen egykori partélei nehezen felismerhetőek, kevésbé markánsak. A szelvényt mentén mélyített fúrás (DE) 500 cm-es mélységig hatolt le, de a meder talpát nem sikerült elérni, hiszen nem találtuk meg a durvább fenékhordalékot. A kanyarulat ártéri üledékekkel töltődött föl, melyben 48-56 %-os az iszap és 44-52 %-os az agyag aránya ( $d_{90}$ : 0,021 mm). Homok a szelvényben egyáltalán nem fordult elő, amely azt mutatja, hogy lefűződése után folyamatosan az aktív medrektől távolabb helyezkedett el.



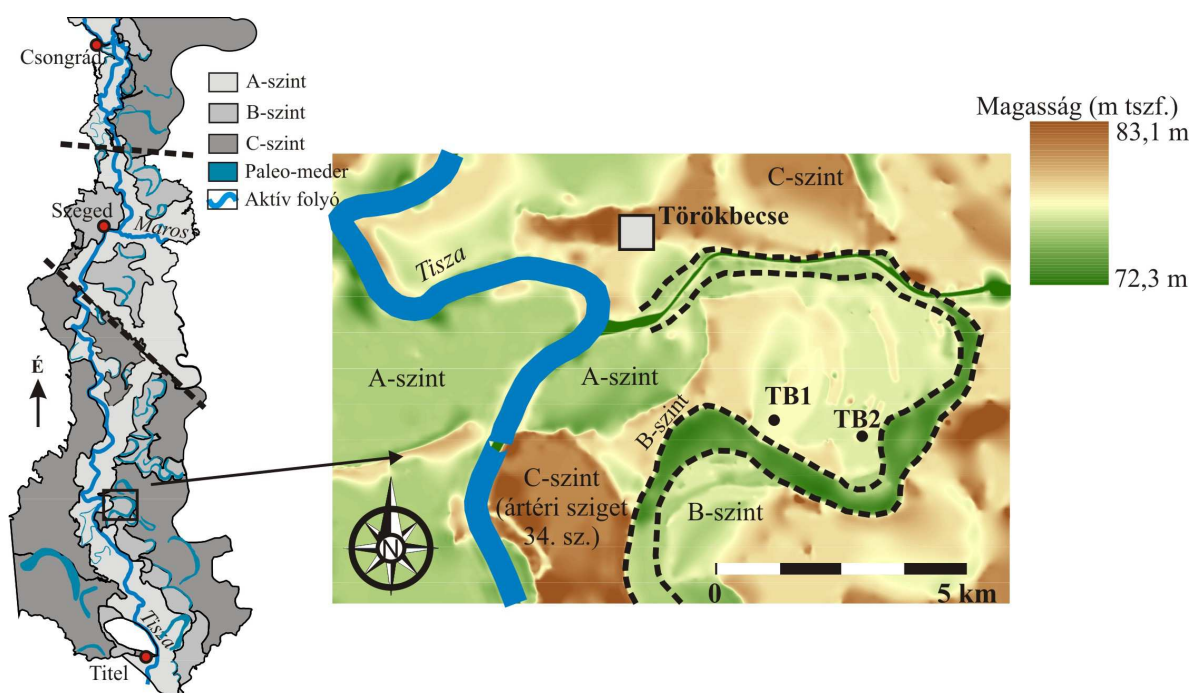
5.20. ábra: A középső egységben található deszki kanyarulat keresztmetszéne, valamint a mederbe mélyített fúrás alsó zónájának szemcseösszetétele. FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm) (alaptérkép: M=1:10000)

A B- és az A-szintet elkülönítő bevágódás során kialakult eróziós szigetek közül a déli egységben található, Törökbecsétől délre fekvő képződményt (33. sz.) vizsgáltam meg részletesen, amelynek felszínén az egykori övzátonyok jól elkülöníthetőek (5.21. ábra). Közülük egy idősebb, de jól követhető formát mintáztunk meg (TB1), illetve a mederhez közelebb húzódó, fiatalabb övzátont (TB2). Mivel ezeken a mintavételi pontokon csak OSL-mintákat gyűjtöttünk, így a szelvényt fúrás közben írtuk le és csak az OSL-minták szemcseösszetételét elemeztem.

Az idősebb övzátony anyagát 500-450 cm mélyen értük el, ugyanis csak itt jelentek meg a homokszemcsék és a csillámok a szelvényben. A réteg legnagyobb részét (94-97 %) iszap

és agyag alkotta ( $d_{90}$ : 0,041 mm), míg finom homok (0,125-0,5 mm) csak kis mennyiségben (3-6 %) volt jelen. A szelvény felsőbb része csaknem homogén, főként iszapos és agyagos üledékekből állt. A fiatalabb övzátonyba a fúrást a paleo-medertől mintegy 250 m-re létesítettük. A szelvény alsó zónájában (200-180 cm) már jelentős volt a homokfrakció aránya (15-27 %), ami az egykori övzátony felszíne lehetett, és amely durvább szemcseösszetétellel rendelkezett, mint az idősebb övzátony anyaga. Ez a mért  $d_{90}$  értékekben is megmutatkozott, hiszen az előzőnek több mint a dupláját tette ki ( $d_{90}$ : 0,107 mm). A fiatal övzátonyba mélyített fúrás felső 180 cm-es része az előzőhöz hasonlóan főként iszapos és agyagos üledékekből állt.

A viszonylag kevés adat ellenére megállapítható, hogy a B-szint aktív időszakában jelentősen lecsökkent a folyók által szállított hordalék átmérője, mely az alacsony energiaviszonyokkal magyarázható. A B- és A-szinteket elválasztó bevágódás során viszont ismét egyre durvább hordalékot szállított a Tisza, bár a szemcseösszetétel alakulásában nem tapasztalhatók akkora változások, mint a korábbi, C- és B-szinteket elválasztó eróziós időszak alkalmával.



5.21. ábra: A törökbecsei umlaufberg felszínéről készült domborzatmodell és a mintavételi pontok helye (alaptérkép: M=1:25000)

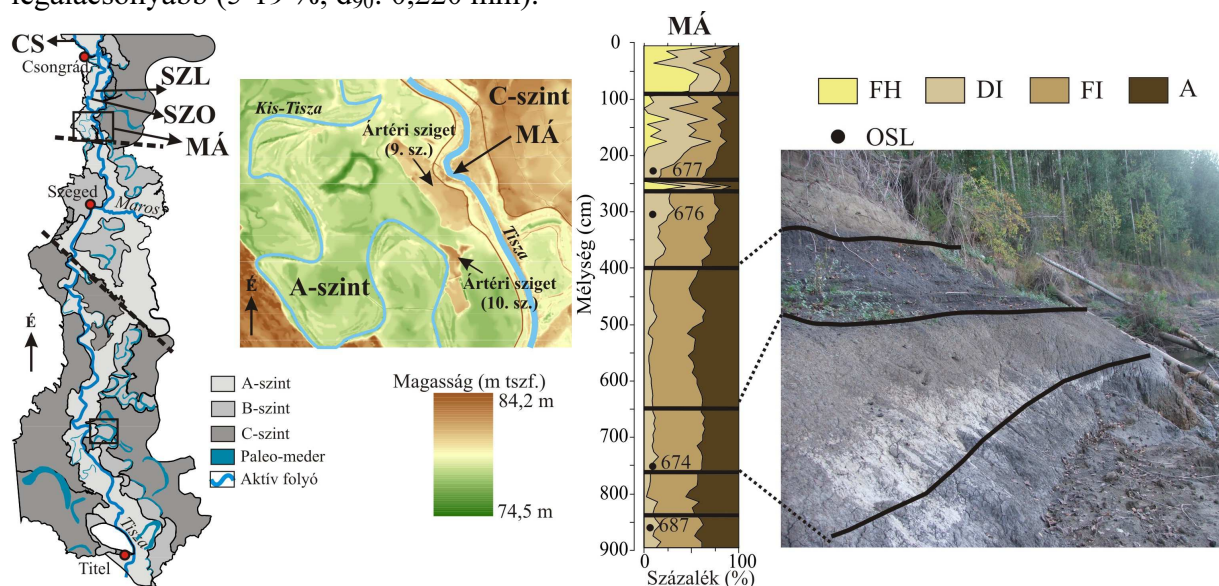
#### 5.3.4. Az A-szint formáinak szemcseösszetételi jellemzői

##### *A Tisza és a Maros mentén feltáródott partfalak üledékeinek jellemzői*

A legalacsonyabb (A) ártéri szint többnyire markáns peremmel rendelkezik és a ma is aktív folyókat folyamatosan kíséri. A szintet felépítő üledékek vizsgálatához kiváló lehetőséget biztosítottak a partbiztosítás nélkül, szabadon fejlődő kanyarulatok külső ívén feltáruló partfalak. Ezek nagyrészt az A-szint üledékeit tárják föl, bár elvétel (ld. Mindszent, kisévi kanyarulat) a magasabb szintek üledékretegei is tanulmányozhatók. Vizsgálataim során az északi és a középső egységben, összesen 6 mintaterületen végeztem részletes szemcseösszetételi vizsgálatokat, melyeket négy partfalnál OSL-mintavétellel is kiegészítettem. Közülük az északi egységben, a Mindszenttől délre elhelyezkedő Ányási-kanyarulat külső ívén feltáródott rétegsort mutatom be részletesen, amely egy ártéri sziget (9. sz.) és az alámosott C-szint közötti, igen szűk sávban kialakult A-szint rétegeit tárja föl. Ez a

különleges morfológiai helyzet az A-szint fejlődésének kulcsfontosságú eseményeit segíthet megérteni. Ezen kívül a középső egységben, a Maros egyik kanyarulata által feltárt rétegsort is részletesen elemzem, hiszen itt a Maros futásának változásai is befolyásolhatták a lerakódott üledékek összetételét. Az előzőekhez hasonlóan a többi partfal esetében csak a lényeges eltéréseket és sajátosságokat fogom kiemelni.

A *mindszenti Ányási-kanyarulat* külső ívén 550 m hosszan táródtak fel az A-szint rétegei. Mivel itt vízszintes futású volt a rétegsor, így csak egy szelvény mentén (MÁ) vettünk mintákat és végeztük el a vizsgálatokat. A 900 cm-es szelvény legalsó rétegei leginkább színükben, mint szemcseösszetételükben különböznek el egymástól (5.22. ábra). A legalsó rétegben (900-840 cm) az iszap (53-62 %) és az agyagfrakció (38-47 %) a meghatározó ( $d_{90}$ : 0,033 mm). Felette (840-760 cm) szürke színű, talajosodott agyagos réteg található ( $d_{90}$ : 0,028 mm), melyben az agyagfrakció aránya az előző réteghez képest némileg nő (45-55 %). A 760-650 cm közötti iszapos réteg világosabb, vasas kiválásokkal jellemezhető (iszap: 60-65 %,  $d_{90}$ : 0,031 mm). Ezt egy markáns sötét színű, csaknem fekete, agyagos paleo-talaj követi (650-400 cm). Bár makroszkopikusan a réteg homogén, szemcseösszetételében az iszap- és agyagfrakciók aránya folyamatosan változik, jellemzően az agyag dominál (35-55 %), miközben a  $d_{90}$ : 0,023 és 0,035 mm közötti. Az ezt befedő üledékréteg (400-260 cm) ismét világosabb színű, benne az iszapfrakció aránya 57 %-ról 75 %-ra nő ( $d_{90}$ : 0,038 mm). Ezt egy vékony (260-245 cm) homokos réteg takarta be. A szelvényben itt jelenik meg először a nagyon finom (0,125-0,25 mm) és finom homok (0,25-0,5 mm) frakció (40 % illetve 3 %), bár az iszaptartalom is jelentős marad (48 %), az agyag mennyisége viszont erősen lecsökkent (9 %). A szemcseösszetétel durvulását jelzi a  $d_{90}$  érték 0,205 mm-re történő ugrása. A homokréteget egy felfelé egyre durvuló szemcseösszetételű ( $d_{90}$ : 0,033-ról 0,104 mm-re) réteg követi (245-90 cm), amiben az iszapfrakció (61-76 %) is egyre nagyobb szemcsékből áll, illetve a nagyon finom homok aránya is növekszik (1-24 %). A szelvény legfelső rétegét (90-0 cm) laza szerkezetű homokréteg alkotja, melyben már a középmező homokfrakció (0,5-1 mm) is megjelenik (1-5 %), az agyagtartalom pedig itt a legalacsonyabb (5-19 %,  $d_{90}$ : 0,220 mm).



5.22. ábra: Az északi egységben vizsgált partfalak a Tisza mentén, valamint mindszei Ányási-kanyarulat által feltárt rétegsor szelvényének (MÁ) szemcseösszetétele és az OSL-minták száma. CS: csongrádi szelvény, SZL: Szegvár, Lándor-tó; SZO: Szegvár, Óstörök-holtág; MÁ: Mindszenti, Ányási-kanyarulat; FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm) (Alaptérkép: M=1: 10000)

A szelvény egészét tekintve szembeötlő, hogy 260 cm alatt homok egyáltalán nem fordul elő, és gyakorlatilag a szemcseösszetétel folyamatosan egyre durvábbá válik felfelé haladva, ami egyre nagyobb energiájú folyóvízi környezetre utal. Ugyanakkor a vízszintes rétegek tanúsága szerint ez a terület a mindenkori ártérhez tartozott, és a folyamatos feltöltődést megszakították a kevésbé intenzív akkumulációjú hosszú időszakok, amikor talajosodni kezdett az ártérre lerakódott hordalék. Mindezek alapján valószínűsíthető, hogy a mindszei Ányási-kanyarban feltáródott üledékek egy hosszabb időszak üledékképződési jellegzetességeit reprezentálják. Ennek pontosításához a partfalból vett négy OSL-minta kora nyújthat támpontokat (5.22. ábra).

Az északi egység további mintavételi helyei (Csongrád, Szegvár-Lándor és Szegvár-Osztora) az A-szintet felépítő fiatal, a holocén végén lerakódott üledékeket tárják fel. Erre a szabályozások óta bekövetkezett mederváltozások (Fiala és Kiss 2006), valamint a katonai felmérések térképlapjai alapján lehetett következtetni. Ezt támasztja alá az is, hogy az üledékek szemcseösszetétele némileg eltérő a mindszei Ányási-kanyarulatnál leírtaktól. Jellegzetességük, hogy az átlagosan 40-80 cm vastag, főként iszapos rétegeket ( $d_{90}$ : 0,033-0,062 mm) 10-30 cm vastag homokrétegek ( $d_{90}$ : 0,180-0,280 mm) szakítják meg, bár ezek száma, valamint a rétegsoron belüli helyzete változó, melyet leginkább a mintavételi helyek morfológiai helyzete határoz meg. Például az 550 cm-es rétegsort feltáró csongrádi szelvény (CS) a szabályozott Tisza egyik aktív kanyarulatának külső ívéén létesült. Ezt a helyszínt a katonai felmérések térképei, valamint a saját geomorfológiai elemzéseim alapján legalább 2-3 medergeneráció futása keresztezte, így a szelvény összetétele is rendkívül változatosan alakul. Az alsó zónára (550-250 cm) a finomhomok frakció csúcsai jellemzőek ( $d_{90}$ : 0,180-0,240 mm), melyek egy-egy árvíz által jöttek létre, az aktív mederhez közel. A szelvény középső zónájában (250-50 cm) viszont már szinte teljesen homogén iszapos ártéri üledékek jellemzik ( $d_{90}$ : 0,042 mm), mely az aktív meder távolabbra kerülését jelezheti. A szabályozások megkezdéséig a Csépai-holtág volt a Tisza aktív medre, mely 2-4 km-es távolságot jelent a szelvény helyszínétől. A szabályozásokat követően átvágták ezt a kanyarulatot, és a leszűkült hullámtéren ismét durvább, homokosabb üledékek ( $d_{90}$ : 0,145 mm) halmozódtak fel a felső zónában (50-0 cm). Az OSL-mintát a középső zóna aljából vettük (235 cm), melynek kora segíthet a holocén végi mederáthelyeződések megértésében.

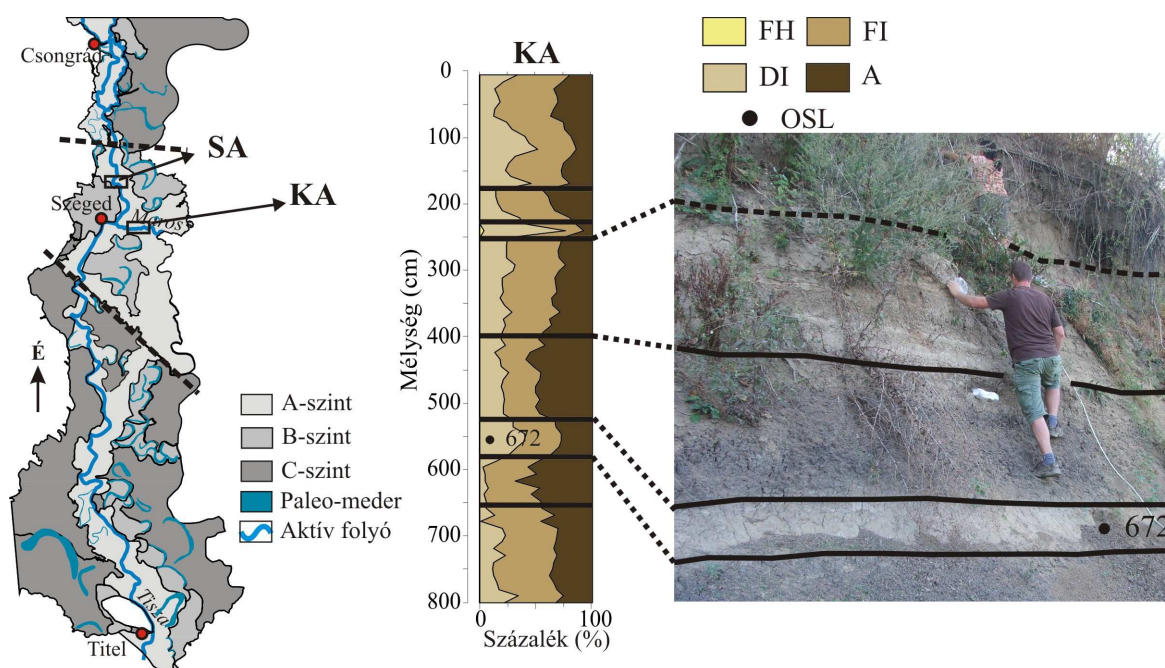
A Szegvári melletti mintavételi helyek a mai Tisza egy egyenes szakaszán (Szegvár, Lándor-tó: SZL), valamint egy biztosított kanyarulat belső ívéén (Szegvár, Osztorai-holtág: SZO) létesültek (5.22. ábra). Közvetlenül két egykori átvágás alatt helyezkednek el. Itt a partfalak felső részén jellemző a homokosabb üledék, a szelvények alsó zónáiban az iszapos és agyagos rétegek a meghatározóak. Véleményem szerint az éles váltás az üledékek szemcseösszetételében ismét a szabályozások hatásaira vezethető vissza. A nagyobb esés és a szűk hullámtér következtében durvább és nagyobb mennyiségű hordalék jut ki a mederből, mely a szelvények felső zónáinak homokcsúcsait hozta létre.

A középső egység mintavételi pontjai közül a Klárafalvától északra, a Maros partfalában felvett szelvény alapján (KL) mutatom be a lerakódott üledékek összetételének jellemzőit (5.23. ábra).

A szelvényből 800 cm-ig gyűjtöttünk mintákat, a felszíntől a vízszintig. A legalsó zónát (800-660 cm) felépítő üledék finoman rétegzett, benne gyakoriak a vasas kiválások. A réteg 25-45 %-ban tartalmaz agyagot és 55-75 %-ban iszapot ( $d_{90}$ : 0,035 mm). Erre egy igen sötét színű, homogén paleo-talaj települt (660-580 cm), melyben az agyagtartalom jelentős növekedése (44-68 %) a szemcseösszetétel finomodását jelzi ( $d_{90}$ : 0,025 mm). A paleo-talaj fölött található világosabb, főként iszapos rétegben (580-530 cm) az agyagfrakció aránya jóval kisebb (27-36 %) az iszaphoz képest (64-73 %,  $d_{90}$ : 0,048 mm). Ezt újabb sötét paleo-talaj fedi 530-400 cm között. Szemcseösszetétele hasonló az alsó paleo-talajhoz (iszap: 42-59, agyag: 41-58 %), annál kicsit durvább ( $d_{90}$ : 0,040 mm). A két talajréteg közötti iszapos



rétegből vett OSL-minta kora alapján meghatározható az alacsony energiaviszonyokkal rendelkező, nagyobb szerves anyag tartalmú ártéri üledékek (paleo-talajok) képződésével járó időszak. A felső paleo-talajra egy ugyancsak homogén, de világosabb iszapréteg rakódott (400-250 cm), mely leginkább színében különül el az alatta fekvő paleo-talajtól (iszap: 56-77 %, agyag: 23-44 %,  $d_{90}$ : 0,041 mm). Ezt egy vékony homokos réteg borítja (240-250 cm), amelyben a homokfrakció (4 %) mellett főként az iszap (89 %) durvább szemcséi jelennek meg. Az agyag aránya a homokkal csaknem megegyezik (7 %), a  $d_{90}$  értéke 0,104 mm. Egy vékony (240-220 cm) iszapréteget (iszap: 82 %,  $d_{90}$ : 0,050 mm) követően egy, az alsóbbaknál jóval vékonyabb, gyengébben fejlett és világosabb paleo-talaj következik (220-180 cm), melyben ismét jelentősen megemelkedik az agyagtartalom (33-44 %), míg az iszap csökken (56-67 %,  $d_{90}$ : 0,036 mm). A 180 cm-től a felszínig tartó, finoman rétegzett, világos réteget 13-37 %-ban agyag, 63-87 %-ban iszap építi fel, a  $d_{90}$  átlagos értéke: 0,045 mm.



**5.23. ábra:** A középső egységben létesített szelvények elhelyezkedése, valamint a Kláralfalva mellett, a Maros kanyarulata által feltárt rétegsor szelvényének (KA) szemcseösszetétele és az OSL-minta mélysége. SA: Sándorfalva, Atkai-holtág, KA: Kláralfalva, Maros partfala; FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm)

A középső egységben felvett másik szelvény (Sándorfalva, Atkai-holtág; SA; 5.23. ábra) legnagyobb részét is az iszapos és az agyagos üledékek építik föl. A 700 cm-es mélységig vizsgált partfalban csupán egyetlen vékony (590-570 cm) rétegben található meg a homokfrakció ( $d_{90}$ : 0,121 mm), melyből OSL-mintavétel is történt. Eltérés viszont a Maros mentén vizsgált partfalhoz, valamint a mindszei Ányási-kanyarulat szelvényéhez képest az, hogy ebben az esetben csupán egyetlen agyagos paleo-talaj réteg különíthető el (360-240 cm;  $d_{90}$ : 0,032 mm).

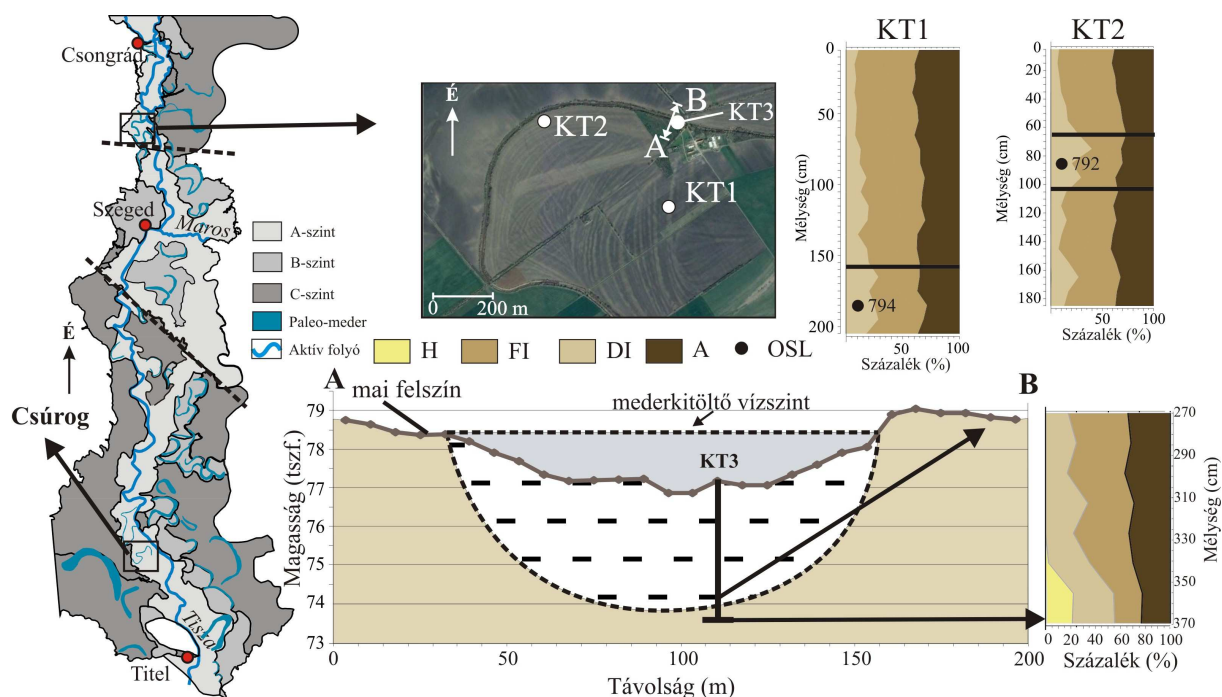
*Az A-szint kanyarulatainak övzátonyait felépítő üledékek szemcseösszetételi jellemzői*

A legalacsonyabb (A) ártéri szint felszínéhez tartozó medrek és övzátonyaik nagy számban fordulnak elő és általában jól felismerhetők. Két paleo-meder esetében történt mintavétel, melyek közül az északi egységben, Ópusztaszer és Mindszent között fennmaradt Kis-Tisza övzátonyainak és medrének vizsgálatát ismertetem részletesen (5.24. ábra). Mivel a déli egységben, Csúrog mellett elhelyezkedő kanyarulat mind morfológiai jellegében, mind

pedig övzátanyainak számában hasonló a Kis-Tiszához, így itt csak néhány jellegzetességet mutatok be.

A Kis-Tisza egymást követő kanyarutai és igen sok tagból álló övzátany-sora (részletesen ld. 5.1.6. fejezet) alapján valószínűsíthető, hogy hosszú ideig volt a Tisza aktív medre. Az egyik fejlett kanyarulatának a műholdképeken és terepen felismerhető legidősebb (KT1) valamint legfiatalabb (KT2) övzátanyából vettünk mintát (5.24. ábra). Az idősebb övzátany felszínébe mélyített fúrás (KT1) alsó zónájában (210-160 cm) található a legdurvább üledék, melynek 30-35 %-a az agyag, míg 65-70 %-a az iszapfrakcióhoz tartozik. Bár elenyésző mennyiségben (0,5-1 %), de megjelenik itt a homokfrakció is, így az erre a zónára jellemző átlagos  $d_{90}$ -érték 0,050 mm. Ebből a rétegből OSL-mintát is vettünk. A 160 cm és a felszín közötti üledékekből már teljesen hiányzik a homok, az agyag és az iszap aránya végig egyharmad/kétharmad körül ingadozik ( $d_{90}$ : 0,030-0,040 mm), bár felfelé kismértékben finomodik az üledék szemcseösszetétele.

A legfiatalabb övzátanyt (KT2) az egykori meder partján fúrtuk meg. A fúrás alsó zónáját (180-100 cm) az iszap (60-65 %) és az agyagfrakció (35-40 %) uralja, homokot itt nem sikerült kimutatni ( $d_{90}$ : 0,035-0,040 mm). Ezzel szemben a 100-60 cm közötti zónában már megjelenik a homok, bár az idősebb övzátanyhoz hasonlóan csak igen kis mennyiségben (1-2 %;  $d_{90}$ : 0,057 mm). A kormeghatározáshoz gyűjtött OSL-minta is innen származik. A szelvény legfelső része (60-0 cm) felfelé fokozatosan finomodó, főleg iszapos és agyagos üledékekből tevődik össze ( $d_{90}$ : 0,032 mm).



5.24. ábra: Az északi egységben található Kis-Tisza övzátanyainak szemcseösszetétele és az OSL-minták mélysége, valamint a meder keresztmetszete a mederbe mélyített fúrás alsó zónájából származó minták szemcseösszetételével. FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ( $\leq 0,007$  mm)

A Kis-Tisza kanyarulatának inflexiójánál RTK GPS-sel felvett keresztshelvény alapján a mederkitöltő szélesség 90-110 m, bár a partélek megállapítása nehézkes volt a kis szintkülönbség miatt. Ez kisebb az Alsó-Tisza mai átlagos szélességénél (152 m; Fiala et al. 2006). A mederbe mélyített fúrással (KT3) sikerült elérni a mederfeneket is, amit a szemcseösszetétel ugrásszerű durvulása jelzett ( $d_{90}$ : 0,040 mm-ről 0,163 mm-re nőtt). A Kis-Tisza mederkitöltő mélysége ez alapján 4,6 m lehetett, így bár görbületi sugara, valamint

ívhossza alapján a mai Tiszához hasonló méretekkal rendelkeznek, szélessége és mélysége elmarad attól.

A déli egységben a Csúrogtól délre vizsgált kanyarulat horizontális paraméterei és morfológiai helyzete igen hasonló a Kis-Tiszához, de övzátanyainak anyaga jóval durvább szemcseösszetételű. A legidősebb övzátany anyagát 140 cm-nél értük el (CU1), melynek átlagos  $d_{90}$  értéke 0,105 mm. Ehhez hasonló a mederhez legközelebbi, így legfiatalabb övzátany anyaga is (CU2), ahol a 240-200 cm közötti üledékek szemcseösszetételére a 0,108 mm-es  $d_{90}$ -érték jellemző. Az övzátanyok anyagát itt is iszaposabb és agyagosabb üledékek fedték be, bár ezek szemcseösszetételét nem határoztam meg.

Összességében a kutatási területen megmintázott kanyarulatok közül négy tartozik a legnagyobb mérettel rendelkező medrek közé (IV. csoport), míg a III. csoportba három, a II. medergenerációhoz pedig két kanyarulat sorolható. Az övzátanyok szemcseösszetétele alapján jelentős különbség állapítható meg az egyes csoportok között. Szembetűnő, hogy a legfinomabb, főleg iszapos hordalékot (átlagos  $d_{90}$ : 0,081 mm) a legnagyobb medrek szállították, míg a III. csoportba sorolható medreknek volt a legdurvább szemcseösszetételű hordaléka (átlagos  $d_{90}$ : 0,203 mm). A II. kanyarulatgeneráció esetében ismét lecsökken az övzátanyokat felépítő anyagok átlagos  $d_{90}$ -értéke (0,097 mm). Mindebből arra következtettem, hogy a vízhozam csökkenésével nem változott párhuzamosan a hordalék összetétele, mely vélhetően a vízgyűjtőn bekövetkezett egyéb hatásoknak (pl. növényzet, esés változásai, löszös üledékek eróziója) tudható be. A durvább szemcseösszetételű hordalék a bevágódások idején kialakult medrekhez köthető, hiszen a III. generáció megmintázott medrei (pl. szegvári, dóci, batidai) is főleg ekkor voltak aktívak.

A fúrások mintái alapján megállapítható, hogy az idősebb övzátanyok anyagát általában mélyebben találtuk meg (átlagosan 290 cm), mint a fiatalabb formákat felépítő üledékeket (átlagosan 170 cm). Ennek oka, hogy a korábban kialakult övzátanyok felszínén jóval hosszabb ideig tartott az ártéri üledékképződés, mely vastagabb iszapos és agyagos fedőréteg kialakulását eredményezte.

Az elvégzett szemcseösszetételi vizsgálatok szerint a C-szinten található Kórógy-ér menti kanyarulat, valamint az A-szinten fekvő Kis-Tisza és a csúrogi meder esetében az idősebb és a fiatalabb övzátanyok anyaga között nem volt jelentős különbség. Csupán a kanyarulatok fejlődésének természetes folyamataként bekövetkező, kismértékű finomodás fordult elő. Ez arra utalhat, hogy aktív formálódásuk idején stabil morfológiai viszonyok jellemezhették a Tiszát, jelentős változás nem következett be a hordalék minőségében. Ezzel szemben a szintén a C-szinten található Téglás-ér menti kanyarulat idősebb övzátánya jóval durvább ( $d_{90}$ : 0,153 mm) üledékekből épül fel, mint a fiatalabb ( $d_{90}$ : 0,086 mm), mely az eróziós képesség jelentős csökkenését mutatja. Ez a változás ugyanakkor nem okozta a rendszer belső küszöbértékének átlépését, így nem indított el egy újabb ártérképződési fázist. Ehhez hasonló, ám ellentétes folyamat zajlott le a törökbecsei ártéri sziget felszínén található övzátanyok esetében: itt az idősebb formát jellemzi a finomabb ( $d_{90}$ : 0,033 mm), míg a fiatalabbat a durvább hordalék ( $d_{90}$ : 0,091 mm). A szemcsék  $d_{90}$ -értékének megháromszorozódása azt jelzi, hogy a B- és az A-szinteket elválasztó bevágódás során jelentősen emelkedett a Tisza eróziós képessége. Az övzátanyokból vett OSL-minták kora alapján állapítható meg pontosan ezen egyensúlyi, valamint a bevágódási fázisok időbelisége.

Az elhagyott kanyarulatokba mélyített fúrások mintái azt mutatják, hogy az aktív formálódás megszűntével a medrek igen finom ártéri üledékekkel töltődtek fel mindhárom szinten. Ez azzal magyarázható, hogy inaktívvá válásuk után az árvizek vezetésében nem vehettek részt, és az ártér legalacsonyabb részeit képezték, ahová csak a legfinomabb szemcseösszetételű lebegtetett üledékek jutottak el. Az aktív meder tehát hirtelen kerülhetett nagyobb távolságra az elhagyott kanyarulatoktól, mely avulziók bekövetkeztére utalhat.



## 5.4. Az ártéri formák anyagának OSL kormeghatározása

A kutatási területen gyűjtött minták (5.3. táblázat) OSL kormeghatározásával az Alsó-Tisza mentén kimutatott ártéri szintek aktív időszakának, valamint az azokat elválasztó bevágódások idejének meghatározása volt a célom. Emellett a gyűjtött OSL-minták, valamint a Tisza és a Maros menti partfalak üledékmintáinak korából az ártérképződési fázisokra (elsősorban A- és C-szint) jellemző üledék-felhalmozódási ütemet becsültem meg, valamint néhány fejlődéstörténeti sajátosságot (pl. avulziók) is sikerült kimutatni.

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 XIX. századi folyószabályozásokig rekonstruálhatóvá váltak (Hernes et al. 2015).

**5.3. táblázat: Az Alsó-Tisza mentén gyűjtött OSL-minták főbb jellegzetességei. w: nedvességtartalom (%); U (ppm),  $^{232}\text{Th}$  (ppm), K (%): környezeti dózis értékek; D\*: dózisteljesítmény; De: egyenérték dózis (\*: a minta 150-220  $\mu\text{m}$  közötti szemcséit tartam föl)**

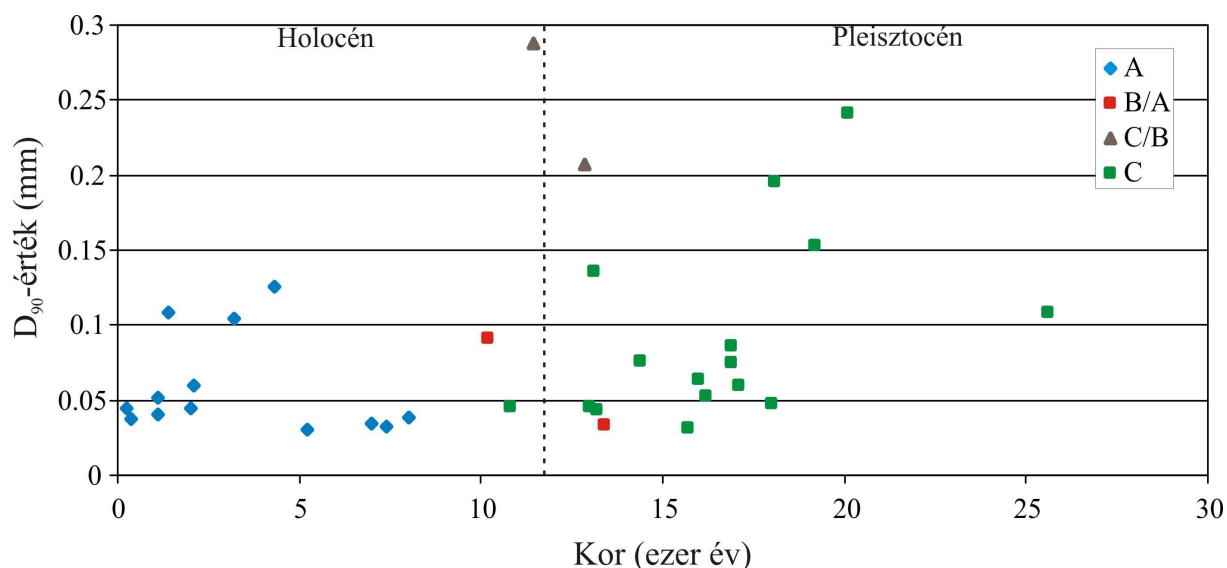
Mintavételi hely	Ártéri szint	Szelvény, mélység (cm)	Minta száma	w (%)	U (ppm)	$^{232}\text{Th}$ (ppm)	K (%)	D* (gy/ka)	De (gy)	Kor (4-11 $\mu\text{m}$ ) (ezer év)	Kor (90-150 $\mu\text{m}$ ) (ezer év)
Kórógy-ér	C	KGy1: 545	OSZ800	33 $\pm$ 3	2,27 $\pm$ 0,22	9,05 $\pm$ 0,91	1,75 $\pm$ 0,09	2,87 $\pm$ 0,17	51,84 $\pm$ 1,83	18,0 $\pm$ 1,3	
		KGy2: 225	OSZ799	17 $\pm$ 2	2,24 $\pm$ 0,22	9,67 $\pm$ 0,97	1,82 $\pm$ 0,09	3,50 $\pm$ 0,24	46,28 $\pm$ 0,92	13,2 $\pm$ 0,9	
Téglás-ér	C	TE1: 95	OSZ795	4 $\pm$ 1	1,63 $\pm$ 0,16	5,96 $\pm$ 0,59	1,05 $\pm$ 0,06	1,95 $\pm$ 0,09	33,43 $\pm$ 2,55		17,1 $\pm$ 1,4
		TE1: 425	OSZ796	2 $\pm$ 1	1,43 $\pm$ 0,09	5,27 $\pm$ 0,38	1,02 $\pm$ 0,05	1,86 $\pm$ 0,09	35,63 $\pm$ 0,94		19,2 $\pm$ 2,7
		TE2: 135	OSZ798	25 $\pm$ 3	2,08 $\pm$ 0,20	8,14 $\pm$ 0,81	1,65 $\pm$ 0,08	2,87 $\pm$ 0,17	48,56 $\pm$ 0,87	16,9 $\pm$ 1,1	
Nagy-beckerek	C	NB1: 275	OSZ951	14 $\pm$ 1	1,58 $\pm$ 0,10	5,90 $\pm$ 0,44	1,26 $\pm$ 0,06	1,88 $\pm$ 0,05	48,36 $\pm$ 2,01		25,6 $\pm$ 1,4
Mindszent-Kisrév	C	MK5: 105	OSZ680	9 $\pm$ 0,9	2,09 $\pm$ 0,10	7,72 $\pm$ 0,38	1,67 $\pm$ 0,08	2,62 $\pm$ 0,20	11,91 $\pm$ 1,18	7,0 $\pm$ 0,6	
		MK5: 275	OSZ682	9,5 $\pm$ 1	2,13 $\pm$ 0,11	8,18 $\pm$ 0,42	1,65 $\pm$ 0,07	2,61 $\pm$ 0,20	17,57 $\pm$ 1,53	8,0 $\pm$ 0,8	
		MK10: 705	OSZ719	22 $\pm$ 2	2,28 $\pm$ 0,11	9,26 $\pm$ 0,46	1,80 $\pm$ 0,09	3,21 $\pm$ 0,21	41,93 $\pm$ 2,11	13,0 $\pm$ 1,1	
		MK15: 735	OSZ688	23 $\pm$ 2	1,89 $\pm$ 0,09	7,30 $\pm$ 0,35	1,17 $\pm$ 0,05	2,09 $\pm$ 0,28	24,30 $\pm$ 1,33		13,1 $\pm$ 1,2
Szegevár	C	SZ1: 155	OSZ590	13 $\pm$ 1	1,72 $\pm$ 0,08	6,1 $\pm$ 0,30	1,07 $\pm$ 0,05	1,87 $\pm$ 0,22	31,73 $\pm$ 0,83	14,4 $\pm$ 1,3	
		SZ1: 315	OSZ594	15 $\pm$ 2	1,55 $\pm$ 0,07	5,75 $\pm$ 0,28	0,92 $\pm$ 0,05	1,66 $\pm$ 0,19	35,13 $\pm$ 3,37	18,1 $\pm$ 2,4	
		SZ1: 405	OSZ597	17 $\pm$ 2	1,2 $\pm$ 0,06	4,2 $\pm$ 0,21	0,78 $\pm$ 0,04	1,32 $\pm$ 0,15	30,21 $\pm$ 2,36	20,1 $\pm$ 2,4	
Dóc	C/B	DC1: 135	OSZ807	5 $\pm$ 1	1,09 $\pm$ 0,11	3,21 $\pm$ 0,32	0,80 $\pm$ 0,04	1,37 $\pm$ 0,04	29,42 $\pm$ 1,64		12,8 $\pm$ 0,8
Batida	C/B	BT1: 325	OSZ957	3 $\pm$ 1	2,30 $\pm$ 0,13	8,40 $\pm$ 0,56	1,15 $\pm$ 0,06	2,32 $\pm$ 0,06	26,51 $\pm$ 4,60		11,4 $\pm$ 2,0*
Törökbecse	B/A	TB1: 185	OSZ949	6 $\pm$ 1	1,98 $\pm$ 0,20	7,05 $\pm$ 0,70	1,05 $\pm$ 0,05	2,04 $\pm$ 0,06	27,42 $\pm$ 1,23		13,4 $\pm$ 0,7
		TB2: 215	OSZ950	16 $\pm$ 2	2,69 $\pm$ 0,27	10,3 $\pm$ 1,03	1,80 $\pm$ 0,09	2,79 $\pm$ 0,08	28,43 $\pm$ 4,72		10,2 $\pm$ 1,7
Mindszent Anyási-kanyar	A	MÁ: 235	OSZ677	12 $\pm$ 1	2,09 $\pm$ 0,10	7,72 $\pm$ 0,36	1,67 $\pm$ 0,08	2,62 $\pm$ 0,20	11,91 $\pm$ 1,18	0,36 $\pm$ 0,04	
		MÁ: 305	OSZ676	7 $\pm$ 0,7	2,13 $\pm$ 0,10	8,18 $\pm$ 0,42	1,65 $\pm$ 0,08	2,61 $\pm$ 0,20	17,57 $\pm$ 1,53	0,25 $\pm$ 0,03	
		MÁ: 755	OSZ674	25 $\pm$ 2	2,29 $\pm$ 0,11	8,58 $\pm$ 0,45	2,20 $\pm$ 0,11	2,69 $\pm$ 0,21	26,04 $\pm$ 1,38	5,2 $\pm$ 0,4	
		MÁ: 865	OSZ687	29 $\pm$ 3	2,28 $\pm$ 0,11	9,26 $\pm$ 0,48	1,80 $\pm$ 0,09	3,21 $\pm$ 0,21	41,93 $\pm$ 2,11	7,4 $\pm$ 0,5	
Csongrád	A	CS: 235	OSZ710	9 $\pm$ 1	1,99 $\pm$ 0,16	8,62 $\pm$ 0,91	1,46 $\pm$ 0,07	2,64 $\pm$ 0,07	5,56 $\pm$ 0,57		2,1 $\pm$ 0,2
Sándorfalva Atkai-holtág	A	SA: 575	OSZ714	15,4 $\pm$ 1,5	1,31 $\pm$ 0,11	5,13 $\pm$ 0,57	0,99 $\pm$ 0,05	1,49 $\pm$ 0,04	6,50 $\pm$ 0,61	4,3 $\pm$ 0,4	
Klárafalva	A	KL: 555	OSZ672	22,2 $\pm$ 2,2	2,12 $\pm$ 0,22	9,09 $\pm$ 0,81	1,48 $\pm$ 0,07	3,06 $\pm$ 0,19	3,49 $\pm$ 0,04	1,1 $\pm$ 0,1	
Csúrog	A	CU1: 155	OSZ947	18 $\pm$ 2	1,92 $\pm$ 0,19	7,36 $\pm$ 0,74	1,08 $\pm$ 0,05	1,85 $\pm$ 0,05	6,00 $\pm$ 2,02		3,2 $\pm$ 1,1
		CU2: 215	OSZ948	30 $\pm$ 3	1,85 $\pm$ 0,19	6,80 $\pm$ 0,68	1,27 $\pm$ 0,06	1,75 $\pm$ 0,05	2,52 $\pm$ 0,53		1,4 $\pm$ 0,3
Kis-Tisza	A	KT1: 175	OSZ794	14 $\pm$ 2	2,58 $\pm$ 0,25	9,77 $\pm$ 0,97	1,59 $\pm$ 0,08	3,55 $\pm$ 0,25	7,27 $\pm$ 0,26	2,0 $\pm$ 0,2	
		KT2: 85	OSZ792	7 $\pm$ 1	2,04 $\pm$ 0,20	9,36 $\pm$ 0,93	1,46 $\pm$ 0,08	2,57 $\pm$ 0,12	2,82 $\pm$ 0,23		1,1 $\pm$ 0,1

A minták legnagyobb része az egyes szintek aktív ártérformálódásához köthető (24 db), ugyanakkor a bevágódások során lerakódott üledékekből csupán négy esetben sikerült kormeghatározást végezni. Az egyes ártéri szintek közül a C-szint formáiból történt a legnagyobb számú mintavétel (13 db), melyek közé a szegvári umlaufberg felszínéről származó mintákat is soroltam. A legalacsonyabb (A) szintet felépítő üledékek korát 11 esetben határoztam meg, ugyanakkor a kutatásaim későbbi szakaszaiban kimutatott B-szint felszínéből nem vettem OSL-mintát. Ez utóbbi formálódásának időszakát viszont a rendelkezésre álló szakirodalmi adatok (Sipos et al. 2009, Popov et al. 2012) alapján határoztam meg.

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 formálódáshoz 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 összekötöttem az eddig bemutatott eredményeimmel, így a 6. fejezetben összefoglalva mutatom be az Alsó-Tisza menti ártér felszínfejlődését.

Az OSL-minták korát összevettem azok szemcseösszetételi jellemzőit tükröző  $d_{90}$ -értékükkel, mely megmutatja, hogy a folyóvíz energiaviszonyai miképpen változtak a vizsgált időszakban (5.25. ábra). A minták átlagos  $d_{90}$ -értéke 0,083 mm-nek adódott, ám jelentős szórás figyelhető meg az adatok között. Kitűnik, hogy a 18 ezer évnél korábban lerakódott minták jóval durvább szemcseösszetétellel rendelkeznek ( $d_{90}$ : 0,150 mm), mint a későbbi üledékek. Ez alapján a felső-pleniglaciális nagy részében a Tisza nagyobb eróziós képességgel rendelkezett, ami 17-13 ezer évvel ezelőtt jelentősen lecsökkent ( $d_{90}$ -értéke 0,063 mm). Ezek az eredmények megegyeznek a Közép-Tiszán (Kasse et al. 2010), valamint a Sajó (Gábris és Nádor 2007) és a Maros hordalékkúpján (Sümeghy et al. 2014) kimutatott folyamatokkal, melyek a folyók energiájának fokozatos csökkenését és a mintázat megváltozását eredményezték ebben az időszakban. A késő-glaciális végéről, valamint a holocén kezdetéről származó minták esetében viszont rendkívül változatosan alakult a szemcseösszetétel. A minták egy részét igen finom összetétel jellemzi ( $d_{90}$ : 0,030-0,070 mm), viszont a legdurvább homokos üledék is ekkor képződött ( $d_{90}$ : 0,288 mm). Mindez azt mutatja, hogy a pleisztocén-holocén határ környékén a folyóvízi folyamatokat erősen ingadozó energiaszint jellemezte.

Sokkal kevésbé változatos szemcseösszetétellel rendelkeznek viszont a 10 ezer évnél később lerakódott minták, melyek átlagos  $d_{90}$ -értéke 0,057 mm. Ez csaknem megegyezik a 17-13 ezer éves üledékek értékeivel, bár a holocén második feléből származóknál kismértékű durvulás figyelhető meg. A holocén nagy részén tehát a Tisza eróziós képessége ismét visszaeshetett a 10-13 ezer év közötti színtről. Ezek az adatok viszont ellentmondanak a Sümeghy (2014) által a Maros hordalékkúpján tapasztaltakkal, ahol a holocén korú minták szemcsemérete jóval nagyobb volt, mint a pleisztocén üledékeké. Az eltérés véleményem szerint abból adódik, hogy a Maros hordalékkúpjának felszínén más jellegű morfológiai folyamatok játszódtak le, mint a Tisza ártéri területein. A hordalékkúp épülése során gyakori futásvonal-változások következtek be, melyek az esésviszonyokat is átalakították, így a holocén nagyobb esésű medrei durvább hordalékot szállíthattak. Az Alsó-Tisza futásvonalában (és esésében) nem történtek ilyen mértékű gyors változások, így a hosszabb ártérfejlődési időszakok során az Tisza eróziós képességét sokkal inkább a külső tényezők (pl. klíma vagy tektonika) alakították, mint a belső küszöbértékek átlépéseivel járó változások.



**5.25. ábra: A különböző morfológiai szintekről származó OSL-minták kora és a szemcseösszetételüket jellemző  $d_{90}$ -értékek közötti összefüggések**

Az OSL-minták szemcseösszetétele viszont nem csak időbeli különbségeket mutat, hanem az egyes szinteken belül is hasonló változások tapasztalhatók. A C-szint csaknem összes mintája pleisztocén korú, így az ekkor végbement fokozatos finomodás e szint aktivitásához köthető. A legdurvább minták a C- és a B-szinteket elválasztó bevágódáskor rakódtak le ( $d_{90}$ : 0,288 és 0,214 mm) 11-13 ezer éve. Ettől korban nem különbözik jelentősen (10-13 ezer év) a B- és A-szintek közötti bevágódás, a minták szemcseösszetétele ugyanakkor jóval finomabb ( $d_{90}$ : 0,033 és 0,092 mm). Ezek alapján a B-szint aktivitása viszonylag rövid ideig tartott a pleisztocén és holocén határának környékén.

Az A-szintről származó minták mindegyike fiatalabb 8-9 ezer évesnél, így ekkor ismét egy hosszabb ideig tartó ártérképződési időszak zajlott le. A minták összetételének kismértékű durvulása a holocén második felében jellemző, amit a néhány esetben ismét 0,1 mm fölé emelkedő  $d_{90}$ -értékek jeleznek. Itt azonban már az emberi hatások is szerepet játszhattak, hiszen a holocén végén elterjedő mezőgazdaság és a nagyfokú erdőirtások következtében nagyobb mennyiségű és durvább hordalék került a közép-európai folyókba (Huhmann et al. 2004, Panin et al. 2014). Ezt csak fokozták a folyószabályozások idején bekövetkezett kanyarulat-átvágások, melyek döntő többségét a Tiszán és mellékfolyóin hajtottak végre. A XIX. század óta lerakódó hordalék szemcseösszetétele ( $d_{90}$ : 0,220 mm) hasonló a bevágódások idején jellemző értékekhez. Ez összefügghet azzal, hogy a Tisza eróziós képessége a szabályozások hatására ismét megnövekedett, medre pedig újabb bevágódáson megy keresztül (Fiala et al. 2006; Kiss et al. 2008a).

## 6. ÖSSZEFOGLALÁS

Az eredményeim alapján lehetővé vált az Alsó-Tisza mentén kialakult ártéri területek felszínfejlődésének rekonstrukciója. Az OSL kormeghatározások segítségével a folyóvízi formálódás fázisait különítettem el. Majd az egyes időszakok néhány környezeti paraméterét a kanyarulatok mérete és becsült vízhozama, a lerakódott üledékek szemcseösszetétele, és az ártéri szintek jellegzetességei (magasság és esés) alapján vázoltam fel. A kormeghatározások alapján az ártér feltöltődési ütemének becslésére is lehetőség nyílt. Adataimat kiegészítettem az Alföldre vonatkozó klimatikus és morfológiai adatokkal is. Céлом az, hogy az Alsó-Tisza mentén zajlott geomorfológiai folyamatok jellegzetességeit feltárjam és beillessem a Kárpát-medence késő-plisztocén és holocén fejlődéstörténetébe.

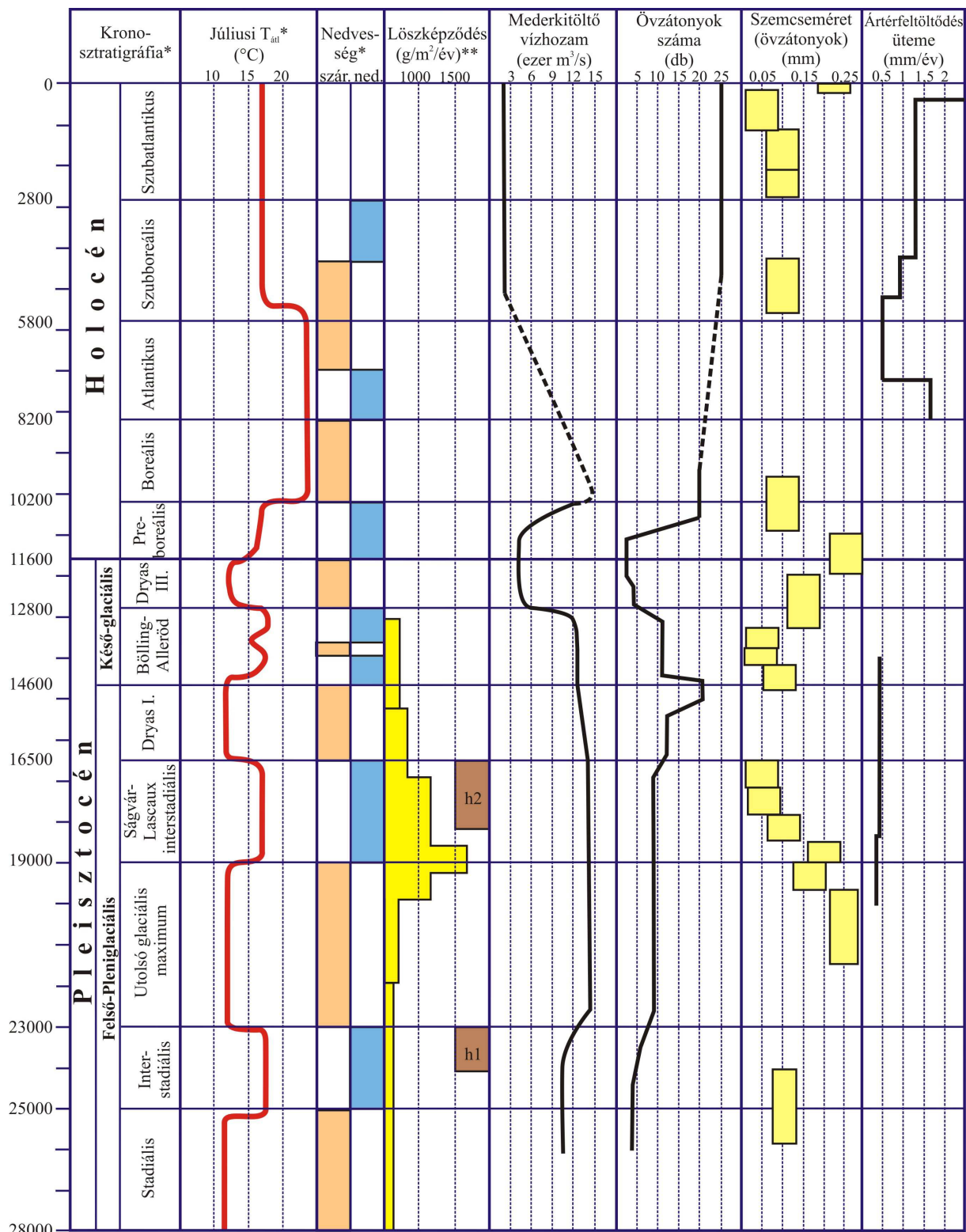
### 6.1. Az Alsó-Tisza menti ártér fejlődéstörténete

#### 6.1.1. 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 övzátonya  $25,6 \pm 1,4$  ezer éves, tehát a **felső-pleniglaciális első felében** volt aktív. Legfiatalabb övzátonyának korát nem sikerült meghatározni, így a meder aktivitásának vége bizonytalan. A kanyarulat méretei alapján becsült mederkitöltő vízhozama  $10800 \text{ m}^3/\text{s}$  körül alakult, mely csaknem megegyezik a C-szinten található legnagyobb medergeneráció átlagával ( $10907 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A nagybecskereki meder övzátony-sora csupán 3 tagból áll, így formálódása vagy rövid ideig tartott, vagy igen lassú volt. A legidősebb övzátont felépítő üledékek  $d_{90}$ -értéke  $0,111 \text{ mm}$ , mely csaknem eléri a finom homok alsó határát ( $0,125 \text{ mm}$ ). 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 (Hernes et al. 2015).

A középső- és a felső-pleniglaciális közötti interstadiális végén jelentős lehűlés következett be (Nádor et al. 2007, 2011, Cserkész-Nagy 2014, Fábán 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 és Andel 2004, Nádor et al. 2011). Újra megindult a löszképződés (Sümegi et al. 2014). Az időszak második részében (25-23 ezer éve) ugyanakkor egy valamivel enyhébb interstadiális következett, melyben a csapadék mennyisége is megnőtt és a boreális erdők ismét kiterjedtebbé váltak (Gábris és Nádor 2007, Cserkész-Nagy 2014). Bár Sümegi et al. (2014) szerint a lösz képződése a térségben folyamatos volt, Gábris (2007) szerint ekkor alakult ki a dunaújvárosi humuszhorizont ( $h_2$ ), mely szünetelő porhullást és enyhe talajosodást jelez (6.1. ábra).

A nagybecskereki kanyarulat formálódása tehát a mainál jóval hidegebb és szárazabb klimatikus viszonyok mellett ment végbe. A felső-pleniglaciális kezdetén a hirtelen gyérülő vegetáció miatt erőteljesen megnőhetett a lefolyás mértéke, mely a kevesebb csapadék ellenére is hozzájárulhatott a nagyméretű kanyarulatok és a tekintélyes mederkitöltő vízhozam kialakulásához. Viszonylag magas folyóvízi energiaviszonyokra utal a hordalék szemcsemérete ( $d_{90}$ :  $0,125 \text{ mm}$ ), de ez nem volt elegendő ahhoz, hogy fonatos mintázat alakuljon ki (valószínűleg a kis esés és a fenékhordalék kis aránya miatt), mint számos nyugat- és közép-európai folyó esetében (Kasse et al. 2003, Starkel et al. 2015).



6.1. ábra: Az Alföld késő-pleisztocén és holocén klimatikus és környezeti változásai (\*Gábris és Nádor 2007, \*\* Gábris 2007, valamint Sümegi et al. 2014 alapján), kiegészítve az Alsó-Tisza mentén zajlott folyóvízi folyamatokkal

Hasonló korú medreket az Alföldön csak kevés helyen sikerült azonosítani. Kasse et al. (2010) a Közép-Tisza mentén kialakult legmagasabb ártéri szint eltemetett övzátányait 20-25 ezer évesnek becsülték, amelyeket vélhetően az Ős-Bodrog alakított ki. Cserkés-Nagy (2014) viszont ugyanitt fonatos mintázatú meder jelenlétét mutatta ki szeizmikus szelvényezéssel, de a rétegeket kialakító folyót nem azonosította. Nádor et al. (2011) pedig a

Körös-medencében találták meg az Érmellék felől érkező Tisza nagyjából 26 ezer éves meandereit. A felső-pleniglaciális kezdetén tehát az alföldi folyók főként meanderező mintázattal rendelkeztek, bár vízhozamukat a kutatók nem becsülték meg. Így a nagybecskereki kanyarulat az egyik legkorábbi, ismert korú meder a Tisza mentén.

Az **utolsó glaciális maximum** idejéből két minta származik. Az *északi egységben* található a szegvári eróziós sziget, amelynek a magjából vett minta  $20,1 \pm 2,4$  ezer éve rakódott le. Ez a minta az umlaufberg anyagát képező 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 övzátonya is ekkor,  $19,2 \pm 2,7$  ezer éve formálódott ki.

Az utolsó glaciális maximum idején a hőmérséklet és a csapadék ismét erőteljesen csökkent (Borsy et al. 1989, Gábris és 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). Magyarai et al. (2014) szerint a fás vegetáció csak a folyók menti ártereken volt jellemző. A löszképződés az utolsó glaciális maximum végén (~19 ezer éve) érte el a legnagyobb intenzitását ( $>1200-1400 \text{ g/m}^2/\text{év}$ ; Sümegi et al. 2014). A gyér vegetáció miatt továbbra is magas 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). Mederkitöltő vízhozama ( $14750 \text{ m}^3/\text{s}$ ) viszont meghaladja a legnagyobb kanyarulat-generáció átlagát ( $10907 \text{ m}^3/\text{s}$ ), tehát mintegy 4-6-szor nagyobb mennyiségű vizet szállított, mint a Tisza mai medre.

A Téglás-éri kanyarulathoz tartozó 8 övzátony is a megnövekedett folyóvízi aktivitást jelzi az utolsó glaciális maximum idején. A megnövekedett eróziós képességet mutatja az is, hogy az övzátonyokat felépítő üledékek szemcseösszetétele jelentősen durvult, hiszen  $d_{90}$ -értékük ( $0,242 \text{ mm}$  és  $0,152 \text{ mm}$ ) 1,5-2-szer nagyobb, mint a nagybecskereki kanyarulat hordaléka. Ez a szemcseméret növekedés annak ellenére következett be, hogy a Tisza vízgyűjtőjének alsó szakaszán intenzív löszképződés zajlott. Mindez azt mutatja, hogy bár erőteljes felszíni lefolyással számolhatunk ebben az időszakban, a finomabb löszös üledékek még nem kerültek jelentős mennyiségben a folyórendszerbe.

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 görbületi sugarú medrek alakultak ki ekkor a Bodroghözben, bár ezek tiszai eredetét nem sikerült igazolni. Gábris és 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 Alsó-Tisza mentén csupán a hordalék durvulását okozta.

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, amelynek legidősebb övzátonya is ebben az időszakban alakult ki, hiszen anyagának kora  $18,0 \pm 1,3$  ezer év.

A Téglás-ér menti kanyarulat legidősebb övzátonyát 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 övzátonya. Ugyancsak a C-szinten,

Hódmezővásárhelytől északra található a Kenyere-ér menti kanyarulat, amelynek idősebb övzátonya Sipos et al. (2009) adatai szerint  $16,7 \pm 0,7$  ezer éve, tehát a Ságvár-Lascaux interstadiális végén alakult ki.

Az utolsó glaciális maximumhoz képest jelentős felmelegedést és több csapadékot hozó 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 (Sümei 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 ( $1000-1200 \text{ g/m}^2/\text{év}$ ), majd fokozatosan csökkent (Sümei et al. 2014). Gábris (2007) szerint az enyhébb és nedvesebb klimatikus viszonyok hatására alakult ki a tápiósülyi humuszos szint (h2).

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 nagy folyóvízi aktivitást jelzi a 8-10 tagból álló övzátony-sorok kialakulása.

Bár az interstadiális idején formálódó kanyarulatok horizontális paraméterei (IV. medergeneráció), a vízhozam értékek és az övzátonyok száma nem mutatnak nagyobb változásokat az utolsó glaciális maximumhoz képest, a formákat felépítő üledékek szemcseösszetétele jelentősen finomodott. A szegvári ártéri szigetből származó mintában továbbra is a homokfrakció a meghatározó, bár  $d_{90}$ -értéke ( $0,196 \text{ mm}$ ) kissé finomabb szemcseösszetételt tükröz, mint az utolsó glaciális maximum idejéből származó minták. A vizsgált kanyarulatok mintáira jellemző  $d_{90}$ -értékek alapján a csökkenés még erőteljesebb, hiszen a téglás-éri meder fiatalabb övzátonya ( $d_{90}$ :  $0,086 \text{ mm}$ ) és a kórógy-éri meder legidősebb övzátonya ( $d_{90}$ :  $0,047 \text{ mm}$ ) is már főként iszapos üledékekből épül fel. A folyók hordalékának ez a minőségi változása több tényezőre is visszavezethető. Egyrészt az egyre sűrűbb és zártabb vegetáció (Gábris és Nádor 2007) hatására kevesebb hordalék jutott a mederbe, másrészt pedig a löszképződés nagy intenzitású, ekkor már 3-4 ezer éve tartó folyamata (Sümei et al. 2014) már a folyók hordalékának finomodásában is megmutatkozott.

A Tisza hordalékviszonyainak kialakításában fontos morfológiai tényező a nagy mennyiségű, a tiszainál durvább hordalékot szállító Maros torkolatának helyzete is. A Ságvár-Lascaux interstadiális idején ez a mai torkolat térségében, vagy attól délebbre helyezkedett el (Sümei 2014). Így az ettől északabbra található folyóvízi formák (pl. szegvári eróziós sziget, Téglás-ér, Kórógy-ér) kialakításában vélhetően nem volt szerepe. Ennek fényében megállapítható, hogy az északi egységben kimutatott hordalék-finomodás a Tisza vízrendszerében lezajlott folyamatokhoz kötődik (Kiss et al. 2014b).

A kanyarulatok formálódása során az idősebb, magasabb helyzetű övzátonyok szárazra került felszínén homokmozgás indult meg, melyet a Téglás-ér menti kanyarulat legidősebb övzátonyánál azonosítottunk. Valószínűleg ugyanezt a homokmozgást mutatta ki Domokos és Krolopp (1997) a Téglás-éri meder egy másik kanyarulatához tartozó övzátonyán (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 kis szállítási távolságot és időt jelzi, hogy a homok kevésbé jól osztályozott.

A Tisza felsőbb szakaszain a Ságvár-Lascaux interstadiális kezdetén megnövekedett eróziós képességet mutattak ki a különböző kutatások. Például Nagy és Félegyházi (2001) a Közép-Tisza mentén bevágódást írtak le, melyet Kasse et al. (2010) eredményei is igazoltak. Gábris és Nádor (2007) szerint ez a bevágódás inkább tektonikus, mint klimatikus eredetű



lehetett. A klimatikus átmenet idején bevágódás zajlott a Dunán is, amely a II/a terasz formálódásának megindulását okozta (Gábris 2007). Az Alsó-Tisza mentén viszont csak az interstadiális végén bizonyítható a bevágódás elindulása. A folyók mintázata ekkor már mindenütt meanderezővé vált és nagyméretű kanyarulatok alakultak ki a Közép-Tiszán (Ős-Bodrog; Gábris és Nádor 2007) és a Körös-medencében is (Ős-Tisza; Nádor et al. 2011), amelyek együttesen legalább a mai Tisza 2-3-szoros vízhozamát szállíthatták. Ez összhangban van az Alsó-Tisza mentén kialakult hatalmas kanyarulatok méreteivel (IV. csoport), melyek kialakításában a mait 3-4-szer meghaladó vízhozam vett részt.

A felső-pleniglaciális utolsó hidegebb periódusából, a **Dryas I.** idejéből származó mintát nem sikerült gyűjtenem az Alsó-Tisza mentén, de a Popov et al. (2008) 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 rakódott 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. Ez ellentmond annak, hogy Bridgeland és Westaway (2008) szerint a klimatikus eredetű bevágódások általában egy teljes folyószakaszon jelentkeznek, és viszonylag gyorsan lezajlanak. Ennek tükrében feltételezhető, hogy a Tisza torkolati szakaszán elindult bevágódást az indította el, hogy a Duna II/a teraszának kialakulása a Ságvár-Lascaux interstadiális elején megkezdődhetett (Gábris 2007, Gábris et al. 2012), amellyel a Tisza erózióbázisának szintje is lejjebb került.

A Dryas I. rövid időszaka ismét mintegy 2-3 °C-os lehűlést és szárazabb klímát hozott, (Gábris és Nádor 2007) és a sporadikus permafrost, valamint a hidegkedvelő fajok is ekkor jelentek meg utoljára (Szöör et al. 1989, Fábíán et al. 2014). A felszínt löszsytyepp borította, de a fás vegetáció is folyamatosan jelen volt az Alföldön (Gábris és Nádor 2007, Magyarai et al. 2014), miközben a löszképződés intenzitása jelentősen visszaesett ( $5-600 \text{ g/m}^2/\text{év}$ ; Sümegi et al. 2014). Az újra hidegebbé és szárazabbá váló klímán ismét fonatos medrek jelentek meg a Sajó mentén (Gábris et al. 2001), miközben a Maros mintázata is gyakran változott (Sümeghy et al. 2013). Ez utóbbi vízhozama ( $1890 \pm 150 \text{ m}^3/\text{s}$ ; Katona et al. 2012) a mai érték 2-3 szorosát tette ki. A mellékfolyókon kimutatott mintázatváltozás az Alsó-Tisza mentén nem jelentkezett.

### 6.1.2. Késő-Glaciális

A késő-glaciális kezdetén, a **Bölling-Alleröd interstadiálisban** rakódtak le az *északi egységben* a szegvári umlaufberg idős övzátonyát 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 övzátonya is a Bölling-Alleröd interstadiálisban alakult ki ( $13,2 \pm 0,9$  ezer éve). Az OSL kormeghatározások alapján tehát ez a paleo-meder több ezer éven át formálódott ( $18,0 \pm 1,3$  -  $13,2 \pm 0,9$ ), mely hosszan tartó kiegyensúlyozott hidrológiai és morfológiai körülményeket tükröz a kutatási terület északi egységében. Ezt a Maros sem befolyásolta jelentősen, bár futásvonala a Dryas I. végén, majd Bölling-Alleröd interstadiálisban is áttevődött, valamint mintázata is többször változott (Sümeghy 2014). A Tisza vízhozama továbbra is magas lehetett, hiszen ekkor is a legnagyobb

medrek (IV. csoport) formálódása zajlott, melyek átlagos mederkitöltő vízhozama 10900 m<sup>3</sup>/s.

A szegvári eróziós szigetből származó OSL korok alapján a C-szint ártér feltöltődési üteme 0,44 mm/év volt. Ez az érték hasonló nagyságú, mint amit Borsy (1989) a bodrogi ártéri üledékeknél megállapított (0,2-0,8 mm/év), de Félegyházi et al. (2004) Beregi-síkon mért adataival (0,33 mm/év) is csaknem megegyezik.

Szintén a C-szint aktív időszakához köthető a Mindszent melletti Kistrévi-kanyarulat alsó, övzátany-rétegeket tartalmazó zónája is, mely ugyancsak a Bölling-Alleröd interstadiálisban alakult ki. Kora a partfal déli szakaszán 13,1±1,2 ezer év, az egykori meder alján talált homok pedig 13,0±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 Törökbecstől délre elhelyezkedő umlaufberg, amely az A-szintből emelkedik ki. Az eróziós sziget felszínén található, a B-szinttel azonos magasságú övzátany kora 13,4±0,7 ezer év, mely a **Bölling-Alleröd interstadiálisra** esik. A bevágódás megindulásakor (a B-szint aktivitásának végén) még elsősorban lebegtetett hordalék jellemezte a Tiszát, melyet a törökbecsei övzátany 0,033 mm-es d<sub>90</sub>-értéke mutat. Tehát a késő-glaciális elején hasonló hidrológiai és hordalékviszonyok jellemezték a kutatási terület északi (kórógy-éri kanyarulat; Mindszent, Kistrévi-kanyarulat) és déli egységét (törökbecsei-kanyarulat). Ám miközben északon még aktívan képződött a C-szint ártere, délen már újabb bevágódás indult meg. Tehát a második bevágódás (B- és A-szintek közötti) sem egységesen jelentkezett az Alsó-Tisza mentén. A bevágódás elindításában szerepet játszhatott a klíma megváltozása is, bár ekkor még sem a vízhozamban, sem a Tisza hordalékviszonyaiban nem tapasztalható jelentős változás. A Duna újabb bevágódása viszont kiválthatta a B- és A-szintek elkülönülését a kutatási terület déli részén.

A Bölling-Alleröd interstadiális kezdetén enyhébb és nedvesebb klíma alakult ki (Borsy et al. 1989, Gábris és Nádor 2007), mely a növényzet záródását okozta. Az interstadiális enyhe időszakát rövid ideig szakította meg a kissé hidegebb és szárazabb Dryas II (Gábris és Nádor 2007), melyben ismét gyérült a vegetáció (Borsy et al. 1989). A késő-glaciális kezdetén még zajlott némi löszképződés (2-300 g/m<sup>2</sup>/év), majd nagyjából 13 ezer éve szűnt meg véglegesen (Sümei et al. 2014).

A késő-glaciális kezdetén újabb bevágódást azonosítottak a Közép-Tiszán (Gábris és Nagy 2005, Gábris és 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 át haladó Tiszához tartoztak (Nádor et al. 2011). A Bölling-Alleröd interstadiálisban következhetett be a Tisza avulziója, hiszen Kasse et al. (2010) szerint a Közép-Tisza mentén az ekkor kialakult, legnagyobb mérettel rendelkező paleo-medrek már a Tiszához köthetők. Bevágódás zajlott a Dunán is, hiszen Gábris (2007) szerint a késő-glaciális kezdetén jelentkező felmelegedés hatására a folyó a II/a teraszra a Ságvár-Lascaux interstadiálisban megkezdett kifomálódását tovább folytatta. Azt azonban nem sikerült kimutatni, hogy ez a bevágódás két fázisból állt-e, vagy a Ságvár-Lascaux interstadiális óta folyamatosan tartott.

Az Alsó-Tiszán ekkor kimutatott nagyméretű meanderek, valamint a csökkenő szemcseméretű hordalék megegyezik a Közép-Tiszán tapasztaltakkal. A klimatikus változásoknak, valamint a kiterjedő erdőknek köszönhetően a C-szint formálódásának ezt az időszakát is elsősorban finom üledékek jellemezték, hiszen sem a szegvári minta (d<sub>90</sub>: 0,076 mm), sem a kórógy-éri kanyarulat fiatal övzátanya (d<sub>90</sub>: 0,044 mm), sem a Kistrévi-kanyarulat partfalának övzátany-anyaga (d<sub>90</sub>: 0,045 mm) nem tartalmaz jelentős mennyiségben homokot. A Kistrévi-kanyarulat partfalának övzátanyait kialakító meder üledéke valamivel durvább volt

( $d_{90}$ : 0,135 mm), azonban az, hogy ez nem jelent meg az övzátonyokban, alacsony aktivitású folyóvízi tevékenységre utal. Az egyre zártabb fás vegetáció miatt kevés hordalék jutott a folyókba, ráadásul a partokat megkötő növényzet miatt a parterózió sem termelhetett számottevő mennyiségű hordalékot.

A Tisza hordalékában ekkor nem mutatható ki a Maros hatása, amelyet ebben az időszakban az egymást átfedő fonatos és a némileg fiatalabb meanderező mintázatú medrek jellemeztek. Torkolata a mai futásvonalától északra helyezkedett el (Kiss et al. 2014a). Medrei együttesen 2300-2400 m<sup>3</sup>/s vízmennyiséget szállíthattak a Tiszába (Katona et al. 2012, Sümeghy és Kiss 2012), ami a Maros jelenlegi mederkitöltő vízhozamának a négyszerese.

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±0,8 ezer év. A késő-glaciális végét jelentő Dryas III. hirtelen bekövetkezett markáns lehűlést (Gábris és Nádor 2007) és száraz klímát hozott a pleisztocén végére. Ekkor az erdők összetétele nem változott, de kiterjedésük csökkent (Járainé-Komlódi 2000), amely a lefolyásban is éreztette hatását. A Dryas III. idején csökkenő vízhozamot mutattak ki a Közép-Tiszán (Nagy és Félegyházi 2001), miközben a Körös-medencében ismét megjelent a fonatos mintázat (Nádor et al. 2007).

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 (Hernes et al. 2015). Horizontális kanyarulati paraméterei alapján a III. csoportba sorolható. A mederkitöltő vízhozama is jelentős visszaesést mutat (7480 m<sup>3</sup>/s). Ugyanakkor megnövekedett a Tisza eróziós képessége, amelyet a bevágódáskor lerakódott üledékek magasabb átlagos  $d_{90}$ -értéke (0,113 mm) jelez. A bevágódás viszonylag gyorsan mehetett végbe, amelyet az umlaufberg felszínén kialakult, mindössze 3 tagból álló övzátony-sor bizonyít.

### 6.1.3. 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 szigethegy kialakulása, illetve legfiatalabb övzátonyának kora (11,4±2,0 ezer év) alapján feltételezhetünk. Az ezt kiformáló kanyarulat mind méreteit tekintve (III. csoport), mind pedig vízhozamában (8240 m<sup>3</sup>/s) hasonló nagyságú, mint a dóci kanyarulat. Az övzátonyt felépítő üledékek viszont a Tisza eróziós képességének további, igen jelentős növekedését mutatják ( $d_{90}$ : 0,288 mm). Ehhez a magas értékhez a Maros durva hordaléka is hozzájárult, mely 12,9-9,6 ezer éve a mai Hódmezővásárhely térségében, illetve attól északabbra torkolt a Tiszába (Sümeghy 2014), így hordaléka is részt vett a batidai ártéri sziget felépítésében. A nagyobb folyóvízi energiát jelzi a hasonló méretű szegvári kanyarulat medrében, a Maros torkolatától északabbra talált durva hordalék is, amelynek  $d_{90}$ -értéke 0,228 mm.

A megnövekedett eróziós képesség, valamint a lecsökkent vízhozam fennmaradását 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 és Nádor 2007). Sümeghy et al. (2008) szerint az erdők kiterjedése a korábbi klimatikus átmenetekhez képest gyorsabban nőtt, miközben az Alföld területén erdős sztyepp, a magasabb területeken pedig lombegyes tajgaerdők alakultak ki (Járainé-Komlódi 2000). A hirtelen kiterjedő növényzet csökkentette a felszíni lefolyás mértékét, melyet a

kiseb vízhhozamú medrek bizonyítanak (III. csoport). Ez a folyók bevágódását indította el, melyet a Közép-Tiszán (Kasse et al. 2010) azonosítottak.

Miközben a B-szint formálódása a *déli egységben* már a Dryas I. idején megindult (Popov et al. 2008), 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 pedig  $9,9 \pm 0,7$  ezer éve, tehát már a **boreális** fázis **kezdetén**. Ekkor ismét megnőtt a Tisza vízhhozama, és a kanyarulat paraméterei alapján a deszki meder ismét a IV. csoportba sorolható ( $Q_{mk}$ :  $15300 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Az ismét megnövekedett vízhhozam azonban – a C-szint nagy medreivel ellentétben – erőteljes mederformálódással járt, hiszen 17 tagból álló övzátony-sor formálódott ki 1-2 ezer év alatt. A deszki meder legfiatalabb övzátonyával csaknem egy időben alakult ki a déli egységben a törökbencei kanyarulat legfiatalabb övzátonya is ( $10,1 \pm 1,7$  ezer év). Ez már a bevágódás befejeződését jelenti, felszíne már az A-szinthez tartozik. A formához tartozó kanyarulat a deszki mederhez hasonló horizontális kanyarulati paraméterekkel rendelkezik ( $R_c$ : 2140 m; L: 6160 m; H: 4410 m; W: 450-650 m), becsült mederkitöltő vízhhozama is hasonló nagyságrendű ( $12400 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Az igen aktív mederformálást ennél a kanyarulatnál is a nagy számú (21 db) övzátony bizonyítja.

Mindez azt mutatja, hogy az Alsó-Tisza mentén a Dryas III idején megindult vízhhozam-csökkenés a preboreálisban átmenetileg szünetelt, így ismét nagy medrek formálódhattak. Ez ellentmondani látszik az erre az időszakra vonatkozó szakirodalmi adatoknak, hiszen Gábris et al. (2001) valamint Kasse et al. (2010) szerint a preboreális fázisban jelentős vízhhozam-csökkenés mutatható ki a Közép-Tisza mentén, és már a maihoz hasonló méretű kanyarulatok fejlődtek.

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. 2014a, Sümeghy et al. 2013). Az irányváltás hátterében nagy valószínűséggel az áll, hogy a Tisza újabb bevágódása a Maros erózióbázisának erőteljes süllyedését is jelentette, amely kiváltotta medrének áthelyeződését (Kiss et al. 2013b). Vízhhozama ekkor még megközelítette a  $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ -t (Katona et al. 2012), mely a mai érték 3-4 szeresét teszi ki.

A boreális fázis további, jelentős felmelegedést hozott (Gábris és Nádor 2007), amely Gábris (1995) szerint továbbra is nedves, Lovász (2002) szerint viszont ismét szárazabb volt. A kiterjedt erdőkből egyre jobban kiszorultak a fenyőfélék, a szárazabb éghajlat miatt pedig ez erdős sztyepp és sztyepp rétek terjedtek el (Járainé-Komlódi 2000). A Tisza felsőbb szakaszain ekkor mutatták ki a legkisebb méretű kanyarulatokat (Gábris 1986, Gábris et al. 2001). Az Alsó-Tisza mentén boreális korú medret nem sikerült azonosítani, így ez a drasztikus vízhhozam-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 a 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. Az, hogy az Ányási-kanyarulat partfalának rétegei több méterrel mélyebben vannak azzal magyarázható, hogy itt lehetett a kisrévi partfal övzátony-sorát felépítő kanyarulat medre, ami a bevágódást és az aktív folyó áttevődését követően elkezdett feltöltődni (részletesen ld. később 6.2. B

ábra). Az ekkor képződött ártéri üledékek szemcseösszetétele igen finomszemű ( $d_{90}$ : 0,039-0,033 mm), amely az aktív meder nagyobb távolságára utal.

A feltöltődést olyan időszak követte az **atlantikus fázis második felében**, amikor a folyóvízi akkumuláció lelassult, és szervesanyagban gazdagabb, talajosodott réteg keletkezett a Kistrévi- és az Ányási-kanyarulatnál is. Ennek a paleo-talajnak az OSL kora a Kistrévi-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). A paleo-talaj igen finom szemcseösszetételű ( $d_{90}$ : 0,035-0,028 mm). Az ártereken kialakult holocén korú paleo-talaj rétegeket számos közép-európai folyó mentén azonosították. Rittweger (2000) szerint száraz időszakokban fejlődtek ki, mikor az árvizek gyakorisága és tartóssága is alacsony maradt, az ártereket pedig összefüggő erdők borították. Leginkább a boreális és az atlantikus fázisokra jellemző a kialakulásuk, bár Alexandrovskiy et al. (2004) a holocén második felében (szubboreális és szubatlantikus fázisok) képződött paleo-talaj rétegeket is azonosítottak. Dambeck és Thiemeyer (2002) ugyanakkor kiemelte, hogy a korai erdőirtások és a mezőgazdaság elterjedése által felerősödő erózió is szerepet játszhatott a képződésükben. Hazánkban hasonló, sötét színű ártéri rétegeket írt le Borsy (1954), Félegyházi et al. (2004) valamint Vass (2014) a Felső-Tisza mentén, melyeket rétiagyag szinteknek neveztek.

Az atlantikus fázist a mainál melegebb klíma jellemezte (Gábris és Nádor 2007), melynek eleje csapadékosabb volt, majd fokozatosan egyre szárazabbá vált az éghajlat (Gábris 2003, Jakab és Sümegi 2005). Az Alföldön is tölgyesek terjedtek el (Járainé-Komlódi 2000, Sümegi et al. 2008). A fázis második felének száraz éghajlata, az ártereket borító erdők, valamint a megjelenő antropogén hatások (pl. égetéses földművelés; Kiss et al. 2008b) hozzájárulhattak a sötét színű paleo-talajok lerakódásához.

Az atlantikus fázisban az A-szint ártér-feltöltődésének üteme a Kistrévi-partfal mintái alapján 1,7 mm/év volt. Ez csaknem négyszerese a C-szinten mért értéknek, és a Maros hordalékkúpján mért adathoz hasonló (1,88 mm/év; Sümeghy 2014). Véleményem szerint a sűrűbb vegetáció okozhatta az intenzívebb akkumulációt, ráadásul a fázis első felének csapadékosabb éghajlata nagyobb lejtőleöblítést okozhatott.

A Tisza atlantikus fázisban kialakult kanyarulataiból nem sikerült mintát gyűjteni, de az ártereken kialakult paleo-talajok, valamint az A-szint felszínéről hiányzó legnagyobb medergeneráció alapján arra lehet következtetni, hogy a vízhozam lecsökkent. Ugyanakkor a mai Tiszától távolabb helyezkednek el azok a kanyarulatok (III. csoport), melyek a B-szint kanyarulatai (IV. csoport) és a legfiatalabb (II.) medergeneráció közé esnek (átlagos  $Q_{mk} = 3306 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Elhelyezkedésük és paramétereik alapján valószínűleg a holocén középső részében alakultak ki, de kormeghatározásuk nem történt meg.

Csökkenő vízhozam jellemezte a Maros medrét is, hiszen az atlantikus elején még mindig igen nagy vízhozam ( $1970 \pm 290 \text{ m}^3/\text{s}$ ; Katona et al. 2012) a fázis végére erőteljesen lecsökkent ( $516 \text{ m}^3/\text{s}$ ; Sümeghy et al. 2014).

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. Továbbra is az aktív medertől távolabb eső, alacsony energiájú környezetben lerakódott ártéri üledék alkotja ezt a réteget is, amelynek átlagos  $d_{90}$ -értéke (0,030 mm) hasonló az alatta felhalmozódott rétegekhez. Ugyancsak ebben az időszakban,  $4,3 \pm 0,4$  ezer éve képződött a *középső egységben* a Sándorfalva melletti Atkai-kanyarulat partfalának megmintázott üledékrétege. Ez azonban már nagyobb energiával rendelkező folyóvízi környezetben képződött, melyet jól mutat 0,125 mm-es  $d_{90}$ -értéke. Erre a homokos rétegre rakódott, több mint 5 méteres vastagságú iszapos üledékek jelzik, hogy csak átmenetileg kerülhetett a Tisza medre a mintavételi pont közelébe, amelyet újabb, tartós ártéri üledékképződés váltott fel. A feltöltődés üteme (1,33 mm/év) ekkor meghaladta az atlantikus fázisban mért értéket. Az Ányási- és az Atkai-kanyarulat esetében is kimutatható egy-egy

paleo-talaj réteg, amelynek vastagsága eltérő (Ányási-kanyarulat: 240 cm, Atkai-kanyarulat: 140 cm), de szemcseösszetételük hasonló (átlagos  $d_{90}$ : 0,028 mm és 0,031 mm). Ez jelzi, hogy a holocén második felében is volt olyan időszak, amikor az ártéri elöntés és az ártéri üledékképződés intenzitása lecsökkent.

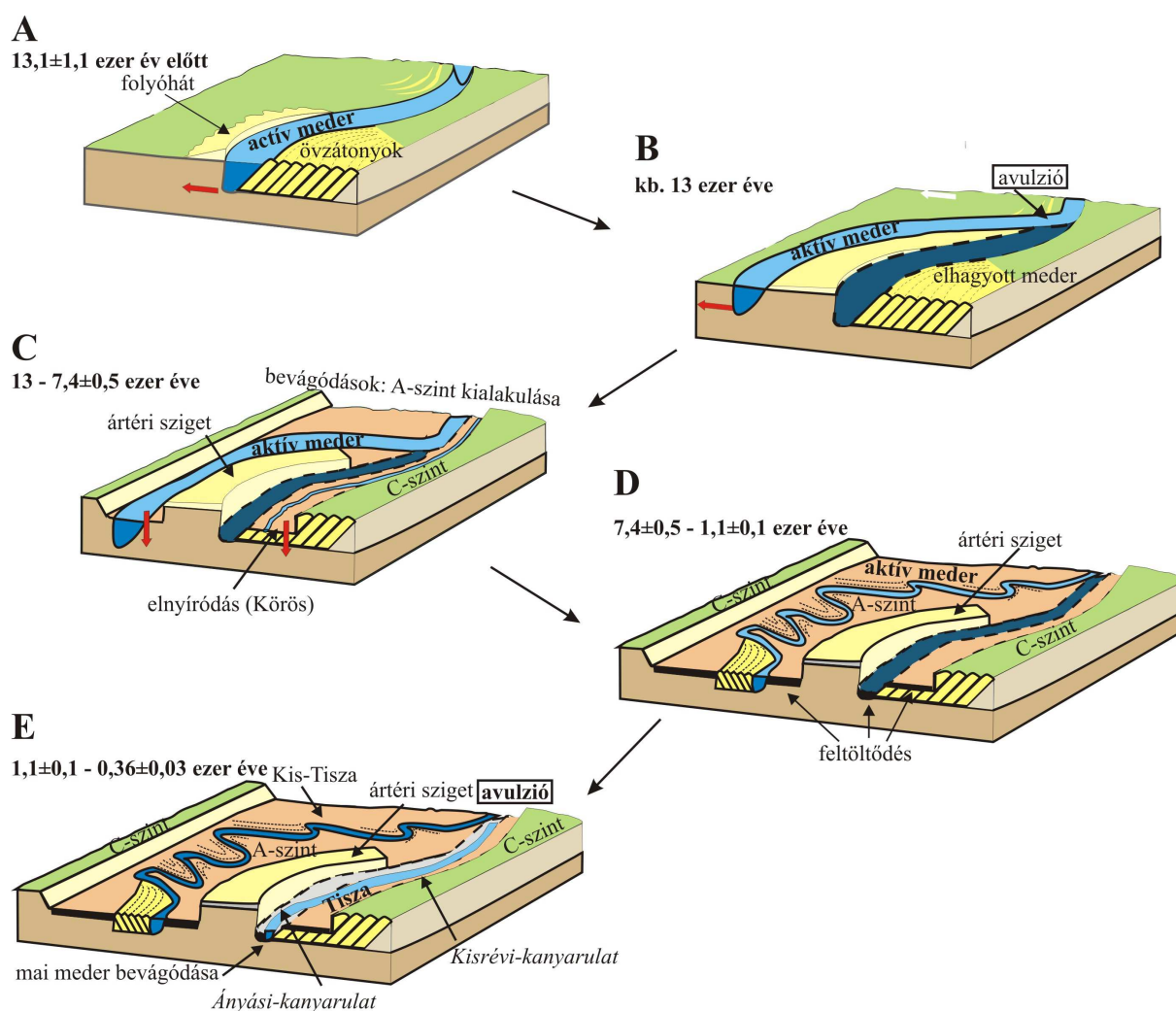
A szubboreális fázis klímája kissé hűvösebb volt, mint az atlantikus (Gábris és Nádor 2007). A fázis első felében továbbra is szárazabb éghajlat uralkodott, mely kedvezett az ártéri talajok kialakulásának, ami az ártéri üledék-felhalmozódás ütemének csökkenését (0,5-0,9 mm/év) is magával hozta. A szubboreális második fele csapadékosabb volt, ami az erdők kiterjedését és záródását hozta (Járainé-Komlódi 2000, Sümegi et al. 2008), ezért a sok csapadék ellenére sem lehetett jelentős a lefolyás, hiszen az Alsó-Tisza kanyarulatainak mérete a fázisban tovább csökkent. Hasonló csökkenést a Közép- és Felső-Tiszán is kimutattak (Gábris 1986). A kutatási terület *déli egységében* található csúrogi medernek a legidősebb övzátonya ( $3,2 \pm 1,1$  ezer év) formálódott a szubboreális végén. Kanyarulati paraméterei alapján ez a paleo-meder a II. medergenerációhoz tartozik, becsült mederkitöltő vízhozama ( $2220 \text{ m}^3/\text{s}$ ) pedig alig nagyobb a Tisza mai értékeinél. Ez eddigi adatok azt mutatják, hogy a vízhozam csökkenése azonban nem ugrásszerűen, hanem fokozatosan következett be az Alsó-Tisza mentén, és a szubboreális fázis végén már a jelenlegi értékek jellemezték a Tiszát.

A hidrológiai viszonyok a **szubatlantikus fázisban** sem mutatnak jelentős változásokat, ekkor továbbra is a II. csoportba tartozó kanyarulatok formálódtak. Közéjük tartozik az *északi egységben* található Kis-Tisza, melynek legidősebb övzátonya  $2,0 \pm 0,2$  ezer éves, míg a legfiatalabb csupán  $1,1 \pm 0,1$  ezer éve alakult ki. Horizontális kanyarulati paraméterei alapján szinte teljesen azonos méretű a Tisza mai kanyarulataival és mederkitöltő vízhozama is ( $1497 \text{ m}^3/\text{s}$ ) hasonló lehetett. Igen fejlett övzátony-sorokkal rendelkezik (36-38 tag), ami intenzív ártérépülésre utal a szubatlantikus fázisban. Egymást követő kanyarulatai, valamint a hozzájuk tartozó övzátony-sorok az A-szint csaknem teljes szélességét lefedik (4-5 km). Ugyanekkor ( $1,4 \pm 0,3$  ezer éve) jött létre a csúrogi kanyarulat legfiatalabb övzátonya is. Csúrognál is intenzív ártér-átdolgozás történhetett ebben az időszakban, bár az itteni meder mentén kevesebb (28 db) övzátony jött létre. Az övzátonyokat felépítő anyagok szemcseösszetételében jelentős különbség figyelhető meg, hiszen a Kis-Tisza övzátonyai jóval finomabbak ( $d_{90}$ : 0,040-0,045 mm), mint a csúrogi meder övzátonyai ( $d_{90}$ : 0,105-0,108 mm). Véleményem szerint ez ismét a Maros hordalék-módosító hatásának tudható be, ami a szubatlantikus fázisban a mai torkolatától délre, az Aranka mentén érte el a Tiszát (Kiss et al. 2014a).

A szárazabbá és melegebbé váló szubatlantikus fázisban (Járainé-Komlódi 2000, Gábris és Nádor 2007), a folyók vízhozama tovább csökkent, és a fázis végére kialakultak a ma is jellemző értékek. A szubatlantikus fázisban a legalacsonyabb ártéri szint igen intenzív formálódását a kiegyenlített klíma is elősegítette. Az elhagyott medrek futása arra enged következtetni, hogy annak szélesítésében és átdolgozásában a kanyarulatok fejlődésén kívül az avulziók is szerepet játszottak.

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 (9. és 10. sz.) található, melyeket nem pusztított el a folyóvízi erózió. A Tisza mai medrének partfalaiból vett minták (Kisrévi-kanyarulat; Ányási-kanyarulat), valamint a Kis-Tisza övzátonyainak vizsgálata alapján a holocén ártérfejlődés jellegzetességeit sikerült részletesen is rekonstruálni (Hernes és Kiss 2013; 6.1. ábra).

A Kiszévi-kanyarulat partfalának alsó zónájában az övzátonyokat létrehozó meder az OSL korok alapján  $13,0 \pm 1,1$  ezer évig, a Bölling-Alleröd interstadiálisig formálódott aktívan (6.1. A ábra), majd a kanyarulat áthelyeződött (6.1. 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 (6.1. C ábra). Véleményem 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 övzátonyok felszíne elnyíródott (ld. Kiszévi-kanyarulat partfalának alsó zónája). Ez a mellékfolyó nem követhette hosszú ideig ezt a futásvonalat, hiszen holocén atlantikus fázisának elején már finomszemű ártéri üledékek rakódtak le a Kiszévi-kanyarulat ( $8,0 \pm 0,8$  ezer év) és az Ányási-kanyarulat ( $7,4 \pm 0,5$  ezer év) partfalában is.



6.2. ábra: Az északi egység Mindszent-Ópusztaszer közötti szakaszának fejlődéstörténeti vázlata a késő-glaciálisról napjainkig

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 (6.1. 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. Ópusztaszer-nél) 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 homokréteg. 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 (6.1. E ábra), mely az A-szint felszínéhez képest továbbra is mélyebben feküdt. Az avulzió összefüggésben állhat a 13-15. vagy a 17-18. században feljegyzett jelentős és több egymást követő árvízi eseménnyel (Réthly 1962). Az Ányási-kanyarulat partfalának legfelső, mintegy 200 cm-es homokos rétegének szemcseösszetétele felfelé egyre durvul ( $d_{90}$ : 0,048-0,306 mm), amely növekvő eróziós képességre utal. Ez véleményem szerint a szabályozások okozta esésnövekedéssel magyarázható.

Az északi egységben található csongrádi partfalban gyűjtött OSL-minta szintén szubatlantikus korú ( $2,1 \pm 0,2$  ezer év). A minta kora és a partfal szelvénye alapján az aktív meder ekkor nagyobb távolságra került, mely kanyarulat-lefűződéshez, vagy inkább avulzióhoz köthető. Ehhez hasonló eseményt tükrözhet a középső egységben, a Maros Klárafalva melletti kanyarulatánál feltárult partfal is, amelyből származó minta kora  $1,1 \pm 0,1$  ezer éves.

## 6.2. Az Alsó-Tisza menti ártérfejlődés sajátosságai

### *Ártérképződési fázisok*

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 fluviális folyamatokban.

Az Alsó-Tisza futása az utóbbi 20-25 ezer évben csaknem változatlan maradt, esése pedig az ártéri szintek alapján végig kismértékű 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. Emellett fontos megemlíteni, hogy a klímaváltozások során a csapadék mellett a vegetáció átalakulása az, ami leginkább meghatározza a folyóvízi folyamatokat. Ennek átalakulása viszont egy-egy klimatikus átmenet során akár 4-500 évet is igénybe vehet (Kasse et al. 2003), a vízgyűjtő felső részétől nagy távolságra lévő szakaszoknál pedig akár néhány ezer évet is kitehet (Busschers et al. 2007). Ezt alátámasztja azt, hogy a felső-pleniglaciális kezdete óta bekövetkezett 1-3 ezer éves, vagy ennél is rövidebb (pl. Dryas III.) klímaváltozások hatása a Tisza alsó szakaszán már nem jelentkezett vagy a folyamatok jelentősen tompultak.

Az ártéri szintek felszínén található kanyarulatok méretei, és az azokból becsült vízhozam-adatok 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.

### *Bevágódások*

Az Alsó-Tisza menti ártéri területek fejlődését két markáns bevágódás határozta meg, melyek elindulását és térbeli terjedését 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 interstadiálistól 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 umlaufbergeks felszínén itt kevesebb övzátöny alakult ki (2-3 db), mint északon (3-7 db). Ennek oka meglátásom szerint az, hogy a hátravágódás folyamata felvízi irányba fokozatosan vesztett 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 végéig 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 övzátöny/umlaufberg), míg délen jóval több övzátöny formálódott ki az umlaufbergeks felszínén (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 valószínűleg felerősítette az akkor elinduló hátravágódást az ártérnek ezen a szakaszán (Hernes et al. 2015).

Az ártéri szintek magassági viszonyai, valamint esésük alapján az Alsó-Tisza menti ártérfejlődésre a tektonikai mozgások is hatással lehetnek. 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, Gábris et al. 2012), 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 lehetnek 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 ártérét jelentette.

### *Összevetés a korábbi kutatási eredményekkel*

Az Alsó-Tisza mentén kialakult morfológiai kép sajátos fejlődés eredményeképpen alakult ki, mely jelentős eltéréseket mutat a Tisza felsőbb szakaszaihoz képest. Míg a Felső-

Tiszán a folyamatos süllyedés miatt nincsenek ártéri szintek (Vass 2014), addig a Közép-Tiszán négy morfológiai térszint különböztettek meg (Gábris és Nádor 2007, Kasse et al. 2010), amelyek főként a klimatikus változások és a tektonikai hatások következtében alakultak ki. Eredményeim alapján az Alsó-Tisza mentén kialakult három ártéri szint formálódását leginkább 1) a dunai torkolat közelsége és 2) a vízgyűjtő felső részétől való nagy távolság, valamint 3) a klimatikus tényezők és 4) 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.

Vizsgálataim során bebizonyosodott, hogy számos korábbi kutatással ellentétben (pl. Miháltz 1967, Mátyus 1968, Popov et al. 2008, 2012) az Alsó-Tisza mentén nem két, hanem három morfológiai térszín különböztethető meg, melyeket két markáns bevágódás különített el. A kormeghatározások és a morfológiai elemzések adatai ugyanakkor alátámasztják Somogyi (1962, 1967) elméletét, miszerint a Tisza mentén kimutatott ármentes felszín a Duna II/a számú teraszával rokonítható, kialakulásának kezdete a Duna eróziós fázisaival hozható összefüggésbe.

Az Alsó-Tisza eróziós fázisai nem köthetők egy-egy klimatikus átmenet rövidebb időszakához, ahogyan azt korábban a kutatók többsége vélte (pl. Láng 1960, Miháltz 1967, Mezősi 1983, Borsy 1989), hanem több ezer évig tartó, időben egymást kissé átfedő, térben viszonylag lassan haladó folyamatokról beszélhetünk. A bevágódásokat meghatározó tényezők közül pedig sem a klimatikus (Láng 1960, Mezősi 1983, Popov et al. 2008), sem a tektonikai okok (Miháltz 1967, Somogyi 1967, Borsy 1989) nem emelhetők ki legfontosabb irányító hatásként. Az eróziós fázisokat elindító zavaró hatások közül a Duna bevágódása játszhatta a legfontosabb szerepet abban, hogy a Tisza kiegyenlített állapotából átlendülve kilépjen az ártérképződési fázisából és bevágja medrét. A bevágódások agressziós hullámként terjedtek felvízi irányba, mely térben és időben más-más pontokon jelentkezett az Alsó-Tisza mentén. Mivel egy időben akár több ilyen hullám is jelen volt a hidrológiai rendszerben, egyszerre több ártéri szint formálódása is lehetővé vált. Az összetett ártérfejlődést olyan sajátos formák és folyamatok jellemezték, mint az eróziós szigetek (umlaufberge) vagy az avulziók.

## 7. IRODALOMJEGYZÉK

- Ackers P. 1982: Meandering Channels and the Influence of Bed Material. In: Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (szerk.): Gravel-bed Rivers. 389-421.
- Adamiec G., Aitken M. 1998: Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16, 37-49.
- Aitken M.J. 1998: An introduction to optical dating, Oxford University Press, Oxford, 266.
- Alexandrovskiy A.L., Glasko M.P., Krenke N.A., Chichagova O.A. 2004: Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 9-17.
- Andó M. 1969: Az Alsó-Tiszavidék. In: Pécsi M. (szerk.): A tiszai Alföld. Magyarország tájföldrajza sorozat. Akadémiai Kiadó, Budapest, 142-158.
- Andó M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. SZTE TFT, Szeged, 168.
- Andrásfalvy B. 1975: A Duna mente népeinek ártéri foggazdálkodása Tolna és Baranya megyében az ármentesítés befejezéséig. *Szekszárd*, 159-231.
- Andrási G., Kiss T. 2013: Szigetek változásai a Dráva Mura és a Duna közötti szakaszán. *Hidrológiai Közlöny* 93, 35-40.
- Bada G., Horváth F., Fejes I., Gerner P. 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. *Journal of Geodynamics* 27, 501-527.
- Balogh J., Nagy I., Schweitzer F. 2005: A Közép-Tisza mente geomorfológiai adottságainak és a hullámterek feliszapolódásának vizsgálata mintaterületeken. *Földrajzi Értesítő* 54, 29-59.
- Balogh K. 1991: A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége. In: Balogh K. (szerk.): Szedimentológia I. Akadémiai Kiadó, Budapest, 131-499.
- Benecke N., Hansen S., Nowacki D., Reingruber A., Ritchie K., Wunderlich J. 2013: Pietrele in the Lower Danube region: integrating archaeological, faunal and environmental investigations. *Documenta Praehistorica* 40, 175-193.
- Benedetti M.M. 2003: Controls on overbank deposition in the Upper Mississippi River. *Geomorphology* 56, 271-290.
- Benito G., Thorndycraft V.R., Rico M., Sanchez-Moya Y., Sopena A. 2008: Paleoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environment. *Geomorphology* 101, 68-77.
- Bezdán M. 2011: A szabályozott Tisza vízjárásai tulajdonságai a Tiszafüred alatti folyószakaszon. Doktori (Ph.D.) értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 120.
- Blanka V., Sipos Gy., Kiss T. 2006: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadvány.
- Blazovich L. 1985: A Körös-Tisza-Maros köz középkori településrendje. Dél-Alföldi Évszázadok 1. Békéscsaba-Szeged. 207.
- Borisova O., Sidorchuk A., Panin A. 2006: Paleohidrology of the Seim river basin, Mid-Russian Upland, based on paleo-channel morphology and palynological data. *Catena* 66, 53-73.
- Borsy Z. 1954: Geomorfológiai vizsgálatok a Szatmár-Beregi síkságon. *Földrajzi Értesítő* 3, 270-279.
- Borsy Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjának negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 38, 211-224.
- Borsy Z., Félegyházi E., Csongor É. 1989: A Bodrogek kialakulása és vízhálózatának változásai. *Alföldi Tanulmányok* 13, 65-81.
- Borsy Z., Félegyházi E., Hertelendi E., Lóki J., Sümegi P. 1991: A bocsai fűrés rétegsorának szedimentológia - palynológiai - malakofaunisztikai vizsgálata. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 28-29, 263-277.
- Borsy Z., Félsszerfalvi J., Lóki J. 1982: A jánoshalmi MÁFI alapfűrés homoküledékeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 20, 35-50.
- Borsy Z., Molnár B., Somogyi S. 1969: Az alluviális medencesíkok morfológiai fejlődéstörténete. *Földrajzi Közlemények* 17, 237-254.
- Bridge J.S. 2003: Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record. Balckwell, Oxford, 141-214.

- Bridgeland D.R. 2000: River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews* 19, 1293-1303.
- Bridgland D., Westaway R. 2008: Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98, 285-315.
- Brierley G.J., Fryirs K.A. 1997: River Styles in Bega catchment: Implications for management. Workshop and Field Days, October 1–3, 1997. 24.
- Brierley G.J., Hickin E.J. 1992: Floodplain development based on selective preservation of sediments, Squamish River, British Columbia. *Geomorphology* 4, 381-391.
- Brooks G.R. 2003: Holocene lateral channel migration and incision of the Red River, Manitoba, Canada. *Geomorphology* 54, 197-215.
- Brown A.G. 1997: Alluvial Geoarcheology – Floodplain archeology and environmental change. Cambridge University Press, Cambridge. 377.
- Brown A.G., Carey C.J., Howard A., Toms P.S., Challis K. 2013: Late Pleistocene– Holocene river dynamics at the Trent-Soar confluence, England, UK. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 237-249.
- Bulla B. 1941: A Magyar medence pliocén és pleisztocén terrasza. *Földrajzi Közlemények* 69, 199-230.
- Bulla B. 1956: Folyóterasz-problémák. *Földrajzi Közlemények* 80, 121–141.
- Busschers F.S., Kasse C., van Balen R.T., Vandenberghe J., Cohen K.M., Weerts H.J.T., Wallinga J., Johns C., Cleveringa P., Bunnik F.P.M., 2007: Late Pleistocene evolution of the Rhine in the southern North-Sea Basin: imprints of climate change, sea-level oscillations and glacio-isostasy. *Quaternary Science Reviews* 26, 3216–3248.
- Carlston C.W. 1965: The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *American Journal of Science* 263, 864-885.
- Chalov R.S. 2001: Intricately Braided River Channels of Lowland Rivers: Formation Conditions. Morphology, and Deformation. *Water Resources* 28, 145-150.
- Charlton R. 2008: Fundamentals of fluvial geomorphology. London, Routledge, 234.
- Cheetham M.D., Bush R.T., Keene A.F., Erskine W.D. 2010: Nonsynchronous, episodic incision: Evidence of threshold exceedance and complex response as controls of terrace formation. *Geomorphology* 123, 320-329.
- Chen D., Tang C. 2012: Evaluating secondary flows in the evolution of sine-generated meanders. *Geomorphology*, 163-164, 37-44.
- Chiriloiu F., Radoane M., Persoiu I., Popa I. 2012: Late Holocene history of Moldova River Valley, Romania. *Catena* 93, 64-77.
- Cholnoky J. 1924: Az Alföld felszíne. *Erdészeti Lapok* 63/3-4, 50-60, 65-69.
- Cholnoky J. 1925: A folyóvölgyekről. *Matematikai és Természettudományi Értesítő* 42, 101-108.
- Costigan K.H., Daniels M.D., Perkin J.S., Gido K.B. 2014: Longitudinal variability in hydraulic geometry and substrate characteristics of a Great Plains sand-bed river. *Geomorphology* 210, 48-58.
- Cotton C.A. 1952: Geomorphology – An introduction to the study of landforms. John Wiley & Sons, New York, 505.
- Csekész-Nagy Á. 2014: Egy Tisza-völgyi pleisztocén folyó rekonstrukciója ultranagy felbontású szeizmikus szelvények alapján. Doktori (Ph.D.) értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 140.
- Cserkész-Nagy Á., Thamó-Bozsó E., Tóth T., Sztanó O. 2012: Reconstruction of a Pleistocene meandering river in East Hungary by VHR seismic images, and its climatic implications. *Geomorphology* 153–154, 205–218.
- Csoma J., Laczay I. 1979: A Tiszavölgy hidrológiája. In: Vízrajzi Atlasz Sorozat XX. Tisza. VITUKI Budapest, 59-71.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kovac M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* 208, 221–241.
- Dambeck R., Thiemeyer H. 2002: Fluvial history of the northern Upper Rhine River (southwestern Germany) during the Lateglacial and Holocene times. *Quaternary International* 93–94, 53–63.
- Dolecki L. 1999: Sediments of the Pleistocene terraces of the Bug and Huczwa Rivers in the vicinity of Hrubieszow. *Geological Quarterly* 43, 27-38.

- Domokos T., Krolopp E. 1998: A Mindszent melletti Koszorú-halom és Szőlő-part negyedidőszaki képződményei és Mollusca-faunájuk. *A Mátra Múzeum Közleményei* 22, 25-41.
- Driese S.G., Li Z-H, Horn S.P. 2005: Late Pleistocene and Holocene Climate and Geomorphic Histories Interpreted from 23,000 14C yr B.P. Paleosol and Floodplain Soils, Southeastern West Virginia, USA. *Quaternary Research* 63, 136-149.
- Dunka S., Fejér L., Vágás I. 1996: A veritékes honfoglalás. A Tisza szabályozás története. Bp, 215.
- 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.
- Erkens G, Hoffmann T., Gerlach R., Klostermann J. 2011: Complex fluvial response to Lateglacial and Holocene allogenic forcing in the Lower Rhine Valley (Germany). *Quaternary Science Reviews* 30, 611-627.
- Erkens G., Dambeck R., Volleberg K.P., Bouman M., Bos J., Cohen K., Wallinga J., Hoek W.Z. 2009: Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution. *Geomorphology* 103, 476-495.
- Fábián S.Á., Kovács J., Varga Gy., Sipos Gy., Horváth Z., Thamó-Bozsó E., Tóth G. 2014: Distribution of relict permafrost features in the Pannonian Basin, Hungary. *Boreas* 43, 722-732.
- Fairbridge R.W. (szerk.) 1968: The encyclopedia of geomorphology. Reinhold Books, New York, 1295.
- Farcas S., Tant I., Mindrescu M., Hurdu B. 2013: Holocene vegetation history in the Maramures, Mountains (Northern Romanian Carpathians). *Quaternary International* 293, 92-104.
- Félegyházi E., Szabó J., Szántó Zs., Tóth Cs. 2004: Adalékok az északkelet-Alföld pleisztocén végi, holocén felszínfejlődéséhez újabb vizsgálatok alapján. II. *Magyar Földrajzi Konferencia*, Szeged. CD-Kiadvány.
- 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.
- Feurdean A., Persoiu A., Tantau I., Stevens T., Magyari E.K., Onac B.P., Markovic S., Andric M., Connor S., Farcas S., Galka M., Gaudeny T., Hoek W., Kolaczek P., Kunes P., Lamentowicz M., Marinova E., Michezyska D.J., Persou I., Plociennik M., Slowinski M., Stancikaite M., Sümegi P., Svensson A., Tamas T., Timar A., Tonkov S., Toth M., Veski S., Willis K.J., Zernitskaya V. 2014: Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quaternary Science Reviews* 106, 206-224.
- Fiala K., Kiss T. 2006: Szabályozások hatására megváltozott mederparaméterek vizsgálata az Alsó Tiszán. III. MFK Tud. Közl. CD-kiadvány, MTA FKI, ISBN 963-9545-12-0
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T. 2006: Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In Kiss A., Mezösi G., Sümegi Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére. 203-213.
- Fisk H.N. 1951: Mississippi River valley geology related to river regime. *American Society of Civil Engineers Transactions* 117, 667-682.
- Foster G.C., Chiverrell R.C., Thomas G.S.P., Marshall P., Hamilton D. 2009: Fluvial development and the sediment regime of the lower Calder, Ribble catchment, northwest England. *Catena* 77, 81-95.
- Franyó F., Lóki J. 2001: A csongrádi 1200 m talpmélységű MÁFI alapfúrás homokrétegeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 36, 7-20.
- Frechen M., Zander A., Cilek V., Lozek V. 1999: Loess chronology of the Last Interglacial/Glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews* 18, 1467-1493.
- Fuchs M., Rousseau D.D., Antoine P., Hatte C., Gauthier C., Markovic S., Zoeller L. 2008: Chronology of the Last Climatic Cycle (Upper Pleistocene) of the Surduk loess sequence, Vojvodina, Serbia. *Boreas* 37, 66-73.
- Gábris Gy. 1985: Az Alföld holocén paleohidrológiai vázlata. *Földrajzi Értesítő* 34, 391-408.
- Gábris Gy. 1986: Alföldi folyóink holocén vízhozamai. *Alföldi Tanulmányok* 10, 35-48.



- Gábris Gy. 1995: A folyóvízi felszínalakítás módosulásai a hazai későglaciális-holocén öskörnyezet változásainak tükrében. *Földrajzi Közlemények* 119, 3-10.
- Gábris Gy. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. *Földrajzi Közlemények* 121, 3-16.
- Gábris Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. *Földrajzi Közlemények* 127, 1-14.
- Gábris Gy. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp-sztratigráfiai tükrében. *Földrajzi Közlemények* 130, 123-133.
- Gábris Gy. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóprétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. *Földtani Közlöny* 137, 515-540.
- Gábris Gy. 2013: A folyóvízi teraszok hazai kutatásának rövid áttekintése – a teraszok kialakulásának és korbeosztásának új magyarázata. *Földrajzi Közlemények* 137, 240-247.
- Gábris Gy., Félegyházi E., Nagy B., Ruszkiczay Zs. 2001: A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. I. *Magyar Földrajzi Konferencia*, Szeged. CD-Kiadvány.
- 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.
- 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.
- 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. (szerk.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 251, 61–67.
- Gábris Gy., Telbisz T., Nagy B., Bellardinelli E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 84, 305-322.
- Gebica P., Starkel L., Jacysyn A., Krapiec M. 2013: Medieval accumulation in the Upper Dniester river valley: The role of human impact and climate change in the Carpathian Foreland. *Quaternary International* 293, 207-218.
- Goudie A.S. (szerk.) 2004: *Encyclopedia of Geomorphology*. vol. 1. (a-I). London, Routledge, 1156.
- Hernes P., Kiss T. 2013: A Tisza meder partfalának vizsgálata: késő-pleisztocén és holocén folyóvízi folyamatok az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai Közlöny* 93, 13-19.
- Hernes P., Kiss T., Sipos Gy. 2015: Ártéri szintek és paleo-medrek: ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén. *Földtani Közlöny* 145, 1-18. In press.
- Hickin E.J. 1974: The Development of Meanders in Natural River-channels. *American Journal of Science* 274, 414-442.
- Hoffmann T., Lang A., Dikau R., 2008: Holocene river activity: analysing 14C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews* 27, 2031-2040.
- Holbrook J., Schumm S.A. 1999: Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics* 305, 287-306.
- Homolova D., Lomax J., Specek P., Decker K. 2012: Pleistocene terraces of the Vltava River in the Budějovice basin (Southern Bohemian Massif): New insights into sedimentary history constrained by luminescence data. *Geomorphology* 161-162, 58-72.
- Hooke J.M. 2007: Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology* 84, 277-296.
- Horváth F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333–357.
- Horváth F., Cloetingh S. 1996: Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. In: Cloetingh S., Ben Avraham Z., Sassi W., Horváth F. (Szerk.): *Dynamics of Extensional Basins and Inversion Tectonics*. *Tectonophysics*, 266, 287–300.
- Hosek J., Pokorný P., Kubovčík V., Horáček I., Žáčková P., Kadlec J., Rojik P., Lisá L., Bučkuliaková S. 2014: Late glacial climatic and environmental changes in eastern-central Europe: Correlation of multiple biotic and abiotic proxies from the Lake Švarcenberk, Czech Republic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 396, 155–172.

- Howard A.D. 1996. Modelling channel evolution and floodplain morphology, In: Anderson M.G. (szerk.): *Floodplain Processes*, Chichester, John Wiley & Sons, 15-62.
- Howard A.J., Macklin M.G., Bailey D.W., Mills S., Andreescu R. 2004: Late-glacial and Holocene river development in the Teleorman Valley on the southern Romanian Plain. *Journal of Quaternary Science* 19, 271–280.
- Hsieh M.L., Knuepfer P.L.K. 2001: Middle-late Holocene river terraces in the Erhjen River Basin, Southwestern Taiwan-implications of river response to climate change and active tectonic uplift. *Geomorphology* 38, 337-372.
- Hu G., Zhang J., Qiu W., Zhou L. 2010: Residual OSL signals in modern fluvial sediments from the Yellow River (HuangHe) and the implications for dating young sediments. *Quaternary Geochronology* 5, 187-193.
- Hudson P.F. 2003: Floodplains: environment and process. *Geomorphology*, 56, 3–4, 225–352.
- Huhmann M., Kremenetski K.V., Hiller A., Brückner H. 2004: Late quaternary landscape evolution of the upper Dniester valley, western Ukraine. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 209, 51–71.
- Huisink M. 2000: Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. *Sedimentary Geology* 133, 115-134.
- Ihrig D. (szerk.) 1973: A magyar vízszabályozás története. Budapest, 398.
- Jain F., Sinha R. 2005: Response of active tectonics on the alluvial Bagmati River, Himalayan foreland basin, eastern India. *Geomorphology* 70, 339-356.
- Jakab G., Sümegi P. 2005: A nagybárányi Nádas-tó kialakulása a makrofosszília vizsgálatok alapján (Cserhát, Észak-Magyarország). *Kitaibelia* 10, 104-114.
- Járainé-Komlódi M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma-és vegetációtörténetéhez II. *Botanikai Közöny* 56, 43-55.
- Járainé-Komlódi M. 2000: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. *Tilia* 9, 5-59.
- Joó I. 1992: Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. *Tectonophysics* 266, 287–300.
- Juhász Gy., Müller P., Tóth-Makk Á. 2004: Alluvial architecture and fluvial cycles in Quaternary deposits in a continental interior basin, E-Hungary. *Geologica Croatica* 57, 171–190.
- Kádár L. 1960: Hordalékmozgás és szakaszjelleg. Vita Dr. Kádár László elméletéről. *Földrajzi Értesítő* 9, 309-380.
- Kalicki T. 1991: The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepolomice in late Vistulain and Holocene times. *Geographical Studies* (Special Issue 6), 11-39.
- Kalicki T. 2000: Grain size of the overbank deposits as carriers of paleogeographical information. *Quaternary International* 72, 107-114.
- Kalis A.J., Merkt J., Wunderlich J. 2003: Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe - human impact and natural causes. *Quaternary Science Reviews* 22, 33-79.
- Kasse C. 2002: Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. *Progress in Physical Geography* 26, 507-532.
- 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.
- Kasse C., Vandenberghe J., Van Huissteden J., Bohncke S.J.P., Bos J.A.A. 2003: Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (nochten mine, eastern Germany). *Quaternary Science Reviews* 22, 2141-2156.
- 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, 29-38.
- Kellerhals R., Church M., Bray D.I. 1976: Classification and Analysis of River Processes. American Society of Civil Engineers, New York. 813–829.
- Kercsmár Zs., Magyarai Á., Nádor A., Unger Z., Thamó-Bozsó E. 2012: Tectonic Control on Changes in Older Quaternary Sediment Supply in the Körös Sub-basin, and Neotectonic Movements in the Eastern Part of Great Hungarian Plain – Relationship of the Plate Tectonics and

- Environmental Change. International Scientific Conference on Sustainable Development & Ecological Footprint, Sopron, Hungary
- Kéz A. 1934: A Duna győr-budapesti szakaszának kialakulásáról. *Földrajzi Közlemények* 62, 175–193.
- Kéz A. 1939: A Duna balparti teraszai Komárom és Szob között. *Földrajzi Közlemények* 67, 351–360.
- Kéz A. 1942: Az erózióról és a terraszokról. *Földrajzi Közlemények* 70, 1–32.
- Kiss T., András G. 2011: A horvátországi duzzasztógátak hatása a Dráva vízjárására és a fenékhordalék szemcse-összetételének alakulására. *Hidrológiai Közlöny* 91, 17–29.
- Kiss T., Blanka V. 2012: River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology* 175–176, 115–125.
- Kiss T., Blanka V., András G., Hernesz P. 2013a: Extreme Weather and the Rivers of Hungary: Rates of Bank Retreat. In: Dénes Lóczy: Geomorphological Impacts of Extreme Weather: Case studies from central and eastern Europe (Springer Geography), *Springer Verlag*, 83–99.
- Kiss T., Fiala K., Sipos Gy. 2008a: Altered meander parameters due to river regulation works, Lower Tisza, Hungary. *Geomorphology* 98, 96–110.
- Kiss T., Hernesz P. 2011: Az Alsó-Tisza-vidék árterének geomorfológiai jellegzetességei és kora. *Földrajzi Közlemények* 135, 261–275.
- Kiss T., Hernesz P., Sipos Gy. 2012c: 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., Györgyövícs K., Sipos Gy. 2014b: 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*. In Press
- Kiss T., Nyári D., Sipos Gy. 2008b: Történelmi idők eolikus tevékenységének vizsgálata: A Nyírség és a Duna-Tisza köze összehasonlító elemzése. In: Szabó J., Demeter G. (Szerk.) Tanulmányok a Kádár László 100. évfordulóján rendezett tudományos konferenciára. Debrecen: Kossuth Egyetemi Kiadó, 99–106.
- Kiss T., Oroszi V. Gy., Sipos Gy., Fiala K., Benyhe B. 2011: Accelerated overbank accumulation after nineteenth century river regulation works: A case study on the Maros River, Hungary. *Geomorphology* 135, 191–205.
- Kiss T., Sándor A. 2009: Land-use changes and their effect on floodplain aggradation along the Middle-Tisza River, Hungary. *AGD Landscape and Environment* 3, 1–10.
- Kiss T., Sipos Gy., Blanka V., Sümeghy B., András G., Hernesz P., Benyhe B. 2012a: Egyensúly és érzékenység, küszöbérték és agressziós hullám: a folyó, mint tájalkotó elem rendszeralapú értelmezése, In: Farsang A., Mucsi L., Keveiné B. I. szerk.: Táj – Érték, Lépték Változás, 107–119.
- Kiss T., Sipos Gy., Fiala K. 2002: Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. *Vízügyi Közlemények* 84, 456–472.
- Kiss T., Sipos Gy., Mauz B., Mezösi G. 2012b: Holocene aeolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune area of the southern Nyírség, Hungary. *Quaternary Research* 78, 492–501.
- Kiss T., Sümeghy B., Hernesz P., Sipos Gy., Mezösi G. 2013b: Az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros-hordalékkúp késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténete. *Földrajzi Közlemények* 137/3, 269–277.
- Kiss T., Sümeghy B., Sipos Gy. 2014a: Late Quaternary paleo-drainage reconstruction of the Maros River Alluvial Fan. *Geomorphology* 204, 49–60.
- Knighon D. 1998: Fluvial forms and processes. A new perspective. Arnold, London. 205–307.
- Knox J.C. 2006: Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. *Geomorphology* 79, 286–310.
- Konecsny K. 2000: Az országhatáron túli tájalkatás hatása az Alföld vízviszonyaira. In: Pálfi I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetek 6, 27–45.
- Konecsny K. 2002: Hegy és dombvidéki erdők hatása a lefolyásra, különös tekintettel a Felső-Tisza vízgyűjtőjére. *Hidrológiai Közlöny* 82/6, 327–331.

- Kozma K. 2008: Recens folyóvízi fejlődés néhány kérdése a Hernád Alsódobsza – Gesztely közötti szakaszán. *Geographica generalis et specialis. Tanulmányok Kádár László születésének 100. évfordulójára rendezett tudományos konferenciára.* Debrecen 155-161.
- Kretzoi M. 1960: Hordalékmozgás és szakaszjelleg. Vita Dr. Kádár László elméletéről. *Földrajzi Értesítő* 9, 309-380.
- Laczay I. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 64, 235-255.
- Lajos M. 2013: A dóci ártéri sziget morfológiája és kialakulása. Diplomamunka. SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék. 39-57.
- Láng S. 1949: A terraszképződés. *Hidrológiai Közöny* 29, 360-365.
- Láng S. 1960: A Délkelet-Alföld felszíne. *Földrajzi Közlemények* 84, 31-43.
- Lászlóffy W. 1982: A Tisza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 610.
- Leopold L.B. 1994: A View of the River. Harvard University Press, Cambridge, MA. 290.
- Leopold L.B., Miller J.P., 1954: A Postglacial Chronology for Some Alluvial Valleys in Wyoming, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1261, 99.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P. 1964: Fluvial Processes in Geomorphology, San Francisco, W.H. Freeman and Co., 522.
- Leshchinskiy S.V., Blyakharchuk T.A., Vvedenskaya I.A., Orlova L.A. 2011: The first terrace above the Ob' floodplain near Kolpashevo: the age and formation conditions. *Russian Geology and Geophysics* 52, 641–649.
- Lewin J., Macklin M.G., Johnstone E. 2005: Interpreting alluvial archives: sedimentological factors in the British Holocene fluvial record. *Quaternary Science Reviews* 24, 1873-1889.
- Litchfield N.J., Berryman K.R. 2005: Correlation of fluvial terraces within the Hikurangi Margin, New Zealand: implications for climate and baselevel controls. *Geomorphology* 68, 291-313.
- Lóczy D. 2013: Az árterek geomorfológiai osztályozásai a nemzetközi szakirodalomban. *Földrajzi Közlemények* 137, 105-120.
- Lóczy D., Kiss T. 2008: Ártérfejlődés és holtágfeltöltődés sebességének vizsgálata. In: Kiss T., Mezősi G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok 2, Szegedi Egyetemi Kiadó, Szeged, 43-55.
- Lóczy D., Pirkhoffer E., Gyenizse P. 2012: Geomorphometric floodplain classification in a hill region of Hungary. *Geomorphology*, 147–148, 61–72.
- Lóki J., Hertelendi E., Borsy Z. 1994: New dating of blown sand movement in the Nyírség. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 32, 67-76.
- Lóki J., Sümegi P., Félegyházi E., Hertelendi E. 1995: A Kolon-tó fenékszintjébe mélyített fúrás rétegsorának szedimentológiai, pollenanalitikai és malakofaunisztikai elemzése. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 33, 93-115.
- Lovász Gy. 2002: A holocén felszínfejlődési folyamatok rekonstrukciója Magyarországon. *Földrajzi Értesítő* 51, 31-39.
- Mackey S.D. 1993: Theoretical modeling of alluvial architecture. PhD thesis, State University of New York, Binghamton.
- Macklin M.G., Benito G., Gregory K.J., Johnstone E., Lewin J., Michczynska D.J., Soja R., Starkel L., Thorndycraft V.R. 2006: Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena* 66, 145-154.
- Maddy D., Bridgland D., Westaway R. 2001: Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. *Quaternary International* 79, 23-36.
- Magdaleno F., Fernández J.A. 2011: Meander dynamics in a changing river corridor. *Geomorphology* 130, 197-207.
- Magilligan F.J. 1992: Sedimentology of a fine-grained aggrading floodplain. *Geomorphology* 4, 393-408.
- Magyar I., Geary D., Müller P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, 151–167.
- Magyari E.K., Jakab G., Bálint M., Kern Z., Buckó K., Braun M. 2012: Rapid vegetation response to Lateglacial and early Holocene climatic fluctuation in the South Carpathian Mountains (Romania). *Quaternary Science Reviews* 35, 116-130.

- Magyari E.K., Kunes P., Jakab G., Sümegi P., Pelánková B., Schäbitz F., Braun M., Chytrý M. 2014: Late Pleniglacial vegetation in eastern-central Europe: are there modern analogues in Siberia? *Quaternary Science Reviews* 95, 60-79.
- Markovic S. B., Bokhorst M. P., Vandenberghe J., McCoy W. D., Oches E. A., Hambach U., Gaudenyi T., Jovanovic M., Zöller L., Stevens T., Machalet, B. 2008: Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. *Journal of Quaternary Science* 23, 73-84.
- Marren P.M., McCarthy T.S., Tooth S., Brandt D., Stacey G.G., Leong A., Spottiswoode B. 2006: A comparison of mud- and sand-dominated meanders in a downstream coarsening reach of the mixed bedrock-alluvial Klip River, eastern Free State, South Africa. *Sedimentary Geology* 190, 213-226.
- Marriott S.B. 2004: Floodplain. In: Goudie, A. S. (szerk): *Encyclopedia of Geomorphology*, I. Routledge, London. 381-384.
- Marriott S.B., Alexander J. (szerk.) 1999: *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society London, Special Publications, 163. 330.
- Mátyus J. 1968: Szeged földrajzi energiái és felszíne. *Földrajzi Értesítő* 17, 161-182.
- Mauz B., Bode T., Mainz H., Blanchard W., Hilger R., Dikau R., Zöller L. 2002: The luminescence dating laboratory at the University of Bonn: equipment and procedures. *Ancient TL* 20, 53-61.
- Mezősi G. 1983: Szeged geomorfológiai vázlata. *Alföldi Tanulmányok* 7, 59-74.
- Miall A.D. 1996: *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, p. 582.
- Miháltz I. 1967: A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana. *Földtani Közlemények* 97, 294-307.
- Mike K. 1991: Magyarország ösrajza és felszíni vizeinek története. Aqua Kiadó, Budapest, 361-577.
- Mol J., Vandenberghe J., Kasse C. 2000: River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology* 33, 131-148.
- Morisawa M. 1985: *Rivers: form and process*. Longman London, 222.
- Nádor A., Sinha R., Magyari Á., Tandon S.K., Medzihradsky 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.
- Nagy A.M. 1954: Talajföldrajzi megfigyelések a Tiszazugban. *Földrajzi Értesítő* 3, 507-542.
- Nagy B. 2002: A felszínfejlődés késő-pleisztocén-holocén jellegzetességei a Sajó-Hernád hordalékkúpon. *Földtani Közlöny* 132 (különszám), 93-100.
- Nagy B., Félegyházi E. 2001: A Sajó-Hernád hordalékkúp későpleisztocén mederhálózatainak vizsgálata. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 35, 221-232.
- Nagy I., Schweitzer F., Alföldi L. 2001: A hullámtéri hordalék-lerakódás (övezet). *Vízügyi Közlemények* 83, 539-560.
- Nalepka D., 1991: Lateglacial and early Holocene pollen diagrams in the western part of the Sandomierz Basin, preliminary results. *Geographical Studies* (Special Issue 6), 63-74.
- Nanson G.C., Croke J.C. 1992: A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459-486.
- Nanson G.C., Hickin E.J. 1986: A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada. *Geological Society of America Bulletin* 97, 497-504.
- Nicholas A.P., Walling D.E. 1996: The significance of particle aggregation in the overbank deposition of suspended sediment on river floodplains. *Journal of Hydrology* 186, 275-293.
- Nicoll T.J., Hickin E.J. 2010: Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies. *Geomorphology* 116, 37-47.
- Notebaert B., Verstraeten G. 2010: Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review. *Earth Science Reviews* 103, 163-182.
- Novothny Á., Frechen M., Horváth E. 2010: Luminescence dating of sand movement periods from the Gödöllő Hills, Hungary. *Geomorphology* 122, 254-263.

- Novothny Á., Frechen M., Horváth E., Wacha L., Rolf C. 2011: Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Süttő loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International* 234, 75-85.
- Novothny Á., Újházy K. 2000: A termo- és optikai lumineszcens kormeghatározás elméleti alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. *Földrajzi Értesítő* 49, 165-187.
- Olszak J. 2008: Evolution of fluvial terraces in response to climate change and tectonic uplift during the Pleistocene: Evidence from Kamienica and Ochotnica River valleys. *Geomorphology* 129, 71-78.
- Oroszi V. 2009: Hullámtér-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Doktori (Ph.D.) értekezés, Szeged, 135.
- Oroszi V., Sándor A., Kiss T. 2006: A 2005. tavaszi árvíz által okozott ártérfeltöltődés a Maros és a Közép-Tisza egy rövid szakasza mentén. In: Kiss A., Mezősi G., Sümegi Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony, tiszteletére. Szeged, 551-561.
- Orr H.G., Large A.R.G., Newson M.D., Walsh C.L. 2008: A predictive typology for characterizing hydromorphology. *Geomorphology* 100, 32-40.
- Osterkamp W.R., Hedman E.R. 1982: Perennial-streamflow characteristics related to channel geometry and sediment in Missouri River Basin. Professional Paper, vol. 1424. United States Geological Survey, Washington, D.C. 37.
- Owczarek P., Nawrot A., Migala K., Malik I., Korabiewski B. 2014: Flood-plain responses to contemporary climate change in small High-Arctic basins (Svalbard, Norway). *Boreas* 43, 384-402.
- Page K.J., Nanson G.C., Frazier P.S. 2003: Floodplain Formation and Sediment Stratigraphy Resulting from Oblique Accretion on the Murrumbidgee River, Australia. *Journal of Sedimentary Research* 73, 5-14.
- Panin A.V., Adamiec G., Arslanov K.A., Bronnikova M.A., Filippov V.V., Sheremetskaya E.D., Zaretskaya N.E., Zazovskaya E.P. 2014: Absolute chronology of fluvial events in the upper Dnieper river system and its paleogeographic implications. *Geochronometria* 41/3, 278-293.
- Pécsi M. 1953: Morfológiai megfigyelések a Duna völgyében Dunabogdány–Szentendre és Nógrádverőce–Dunakeszi között. *Földrajzi Értesítő* 2, 149-175.
- Pécsi M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346.
- Pécsi M. 1960: Hordalékmozgás és szakaszjelleg. Vita Dr. Kádár László elméletéről. *Földrajzi Értesítő* 9, 309-380.
- Pécsi M. 1968: A Duna-ártéri szintek kialakulása és fontosabb agrárföldrajzi vonatkozásai. *Földrajzi Közlemények* 16, 215-222.
- Petrovszki J., Timár G. 2010: Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. *Geomorphology* 122, 223-230.
- Petts G.E., Foster I.D.L. 1985: Rivers and Landscape. Edward Arnold, London. 274.
- Phillips J.D. 2006: Evolutionary geomorphology: thresholds and nonlinearity in landform response to environmental change. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 3, 365-394.
- Piegay H., Hupp C.R., Citterio A., Dufour S., Moulin B., Walling D.E. 2008: Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cutoff channel infill deposits: Ain River, France, *Water Resources Research* 44, 1-18.
- Pinter N., Heine R.A. 2005: Hydrodynamic and morphodynamic response to river engineering documented by fixed-discharge analysis, Lower Missouri River, USA. *Journal of Hydrology* 302, 70-91.
- Plotzki A.J., May H., Preusser F., Veit h. 2013: Geomorphological and sedimentary evidence for late Pleistocene to Holocene hydrological change along the Río Mamoré, Bolivian Amazon. *Journal of South American Earth Sciences* 47, 230-242.
- 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.



- Prescott J. R., Hutton J.T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- Püspöki Z., Demeter G. Tóth-Makk Á., Kozák M., Dávid Á., Virág M., Kovács-Pálffy P., Kónya P., Gyuricza Gy., Kiss J., McIntosh R.W., Forgács Z., Buday T., Kovács Z., Gombos T., Kummer I. 2013: Tectonically controlled Quaternary intracontinental fluvial sequence development in the Nyírség–Pannonian Basin, Hungary. *Sedimentary Geology* 283, 34-56.
- Rachocki A. 1981: Alluvial Fans - An attempt at an empirical approach. Wiley, 3-24.
- Rakonczai J. 2000: A környezet-átalakítás hidrogeográfiai összefüggései az Alföldön. In: Pálfi I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetek 6, 16-26.
- Réthy A. 1962: Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1700-ig. Akadémia Kiadó, Budapest.
- Rittenour T. M. 2008: Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas* 37, 613-635.
- Rittweger H. 2000: The "Black Floodplain Soil" in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe? *Catena* 41, 143-164.
- Rónai A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 21, 446.
- Rosgen D.L. 1994: A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169-199.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Fodor L., Bada G., Leél-Össy Sz., Horváth E., Dunai T.J. 2005: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. *Tectonophysics* 410, 157-172.
- Sándor A. 2011: A hullámtér feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán. Doktori (Ph.D.) értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 118.
- Sándor A., Kiss T. 2006: A hullámtéri akkumuláció meghatározása mágneses szuszceptibilitás és röntgensugaras mérések segítségével, közép-tiszai mintaterületeken. III. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), 1-10.
- Schirmer W., Bos J.A.A., Dambeck D., Hinderer M., Preston N., Schulte A., Schwalb A., Wessels M. 2005: Holocene fluvial processes and valley history in the River Rhine catchment. In: Herget J., Dikau R. (szerk.): Natural and Human Impacts in the River Rhine Catchment, *Erdkunde* 59, 199-215.
- Schmudde T. H. 1968: Floodplain. In: Fairbridge, R. W. (szerk.): The Encyclopedia of Geomorphology. Reinhold, New York. 359-362.
- Schumm S.A. 1973: Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: Morisawa M. (szerk.) *Fluvial Geomorphology*, State University of New York, Binghamton, Publications in Geomorphology, 299-310.
- Schumm S.A. 1993: River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology* 101, 279-294.
- Schumm S.A., Khan, H.R. 1972: Experimental Study of Channel Pattern. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 83. 1755-1770.
- Sidorchuk A., Borisova O., Panin A. 2001: Fluvial response of Late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain. *Global and Planetary Change* 28, 303-318.
- Sidorchuk A.Y., Borisova O.K. 2000: Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions. *Quaternary International* 72, 95-106.
- Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Doktori (Ph.D.) értekezés, Szegedi Tudományegyetem. 138.
- Sipos Gy., Kiss T. 2008: Alluviális vízfolyások mederformálásának sebessége. In: Kiss T., Mezösi G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Szeged: SZTE Juhász Gyula Tanárképző Főiskola, 17-29.
- 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.
- Sipos Gy., Kiss T., Sümeghy B., Urdea P., Tóth O., Katona O., Onaca A. 2012: Late pleistocene-holocene development of the Maros alluvial fan, Hungary-Romania. Applicability of PSL procedures and first dating results. UK Luminescence and ESR dating meeting 2012, Aberystwyth, UK.

- Somogyi S. 1960: Hordalékmozgás és szakaszjelleg. Vita Dr. Kádár László elméletéről. *Földrajzi Értesítő* 9, 309-380.
- 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: Ösföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. *Földrajzi Értesítő* 16, 319-337.
- Somogyi S. 1974: Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782-1950 közötti térképfelvételek tükrében. *Földrajzi Értesítő* 23, 27-36.
- Somogyi S. 2000. A természeti változások és társadalmi-gazdasági folyamatok kölcsönhatása az Alföldön a Honfoglalás előtt. Az Alföld történeti földrajza, Nyíregyháza, 7-24.
- Stacke P., Janek V., Sedlacek J. 2014: Late Holocene evolution of the Bečva River floodplain (Outer Western Carpathians, Czech Republic). *Geomorphology* 206, 440-451.
- Starkel L. 1999: 8500–8000 yrs BP humid phase – global or regional? Science Reports of Tohoku University, 7th Series. *Geography* 49/2, 105–133.
- Starkel L. 2002. Younger Dryas–Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers. *Global and Planetary Change* 35, 157–167.
- Starkel L. 2007: The diversity of fluvial system response to the Holocene hydrological changes using the Vistula river catchment as an example. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 77, 193-205.
- Starkel L., Gebica P., Niedzialkowska E., Podgorska A., Katz T. 1991: Evolution of both the Vistula floodplain and late-glacial/early Holocene paleochannel systems in the Grobla Forest (Sandomierz basin). *Geographical Studies* (Special Issue 6), 87-101.
- Starkel L., Gebica P., Superson P. 2007: Last Glacial-Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. *Quaternary Science Reviews* 26, 2924-2936.
- Starkel L., Kalicki T., Krapiec M., Soja R., Gebica P., Czyzowska E. 1996: Hydrological changes of valley floor in the upper Vistula basin during Late Vistulian and Holocene. *Geographical Studies* (Special Issue 9), 158.
- Starkel L., Michczynska D., Krapiec M., Margiellowski W, Nalepka D., Pazdur A. 2013: Progress of Holocene chrono-climatiostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40/1, 1-21.
- Starkel L., Michczynska D.J., Gebica P., Kiss T., Panin A. 2015: Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60-8 ka cal BP). *Quaternary International* 1-22. In press.
- Starkel L., Soja R., Michczynska D. 2006: Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena* 66, 24-33.
- Stinchcomb G.E., Driese S.G., Nordt L.C., Allen P.M. 2012: A mid to late Holocene history of floodplain and terrace reworking along the middle Delaware River valley, USA. *Geomorphology* 169-170, 123-141.
- Stokes S., Bray H.E., Blum M.D. 2001: Optical resetting in large drainage basins: test of zeroing assumptions using single-aliquot procedures. *Quaternary Science Reviews* 20, 879-885.
- Strunk H. 1997: Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31, 137-151.
- Sümegehy B. 2014: A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. Doktori (Ph.D.) értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 109.
- Sümegehy B., Kiss T. 2011: Discharge calculation of paleochannels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. *Journal of Environmental Geography* 4, 11-17.
- Sümegehy 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, 11-19.
- Sümegehy B., Kiss T., Sipos Gy., Tóth O. 2013: A Maros hordalékkúp késő-pleisztocén–holocén fluviális képződményei. *Földtani Közlöny* 143, 445-468.
- Sümegehy P., Juhász I., Magyar E., Jakab G., Rudner E., Szántó Zs., Molnár M. 2008: A keleméri Mohos-tavak fejlődéstörténetének rekonstrukciója paleobotanikai vizsgálatok alapján. *ANP füzetek* 4, 35-57.
- Sümegehy P., Krolopp E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. *Földtani Közlöny* 125, 125-148.

- Sümei P., Krolopp E., Hertelendi E. 1998: A Ságvár-Lascaux interstadiális paleoökológiai rekonstrukciója. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 34, 165-180.
- Sümei P., Náfrádi K., Molnár D., Sávai Sz. 2014: Results of paleoecological studies in the loess region of Szeged-Öthalom (SE Hungary). *Quaternary International* 1-13. In press.
- Sylvia D.A., Galloway W.E. 2006: Morphology and stratigraphy of the late Quaternary lower Brazos valley: Implications for paleo-climate, discharge and sediment delivery. *Sedimentary Geology* 190, 159-175.
- Székely A. 1979: A Tisza vízgyűjtőjének jellemzése. In: Vízrajzi Atlasz Sorozat XX. Tisza. VITUKI Budapest, 27-58.
- Szesztay K. 2000: Az Alföld vízháztartása. In: Pálfi I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 6, 7-15.
- Szlávik L. 2000: Az Alföld árvízi veszélyeztetettsége. In: Pálfi I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 6, 64-84.
- Szőr Gy., Sümei P., Hertelendi E. 1989: Őshőmérsékleti adatok meghatározása malakohőmérő-módszerrel az Alföld felső pleisztocén - holocén klímaváltozásaival kapcsolatban. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 28-29, 217-229.
- Thamó-Bozsó E., Magyar Á., Nagy A., Unger Z., Kerckmár Zs. 2007: OSL dates and heavy mineral analysis of Upper Quaternary sediments from the valleys of the Ér and Berettyó Rivers. *Geochronometria* 28, 17-23.
- Thorne C.R. 2002: Geomorphic analysis of large alluvial rivers. *Geomorphology* 44, 203-219.
- Timár G. 2003: Geológiai folyamatok hatása a Tisza alföldi szakaszának medermorfológiájára. Doktori (Ph.D.) értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 1-135.
- Timár G. 2005: Az alluviális folyók alaktípusai és a típusok kialakulásának feltételei, Irodalmi áttekintés és gyakorlati következtetések. *Hidrológiai Közöny* 1, 1-10.
- 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., Sümei P., Horváth F. 2005: Late Quaternary dynamics of the Tisza River: evidence of climatic and tectonic controls. *Tectonophysics* 410, 97-110.
- Tóth O., Sipos Gy. 2015: Recens dunai üledékek OSL-kormeghatározása. Kézirat.
- Trogmayer O. 1977. Szőreg őstörténete. In: Hegyi András (szerk.): Szőreg és népe: tanulmányok. Szeged megyei Városi Tanács Városi Bizottság Művelődésügyi Osztálya, Szeged, 51-66.
- Twidale C.R. 1964: Abandoned ingrown meander. *The Australian Geographer* 9, 247-257.
- Vágás I. 1982: A Tisza árvizei. Budapest, 283.
- Vágás I. 2011: A Tisza-völgy árvízmentesítése és mai kérdései. In: Rakonczai J (szerk.): Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 7, Békéscsaba, 189-197.
- Vandenberghe J. 1995: Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews* 14, 631-638.
- Vandenberghe J. 2002: The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International* 91, 17-23.
- Vandenberghe J. 2003: Climate forcing on fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews* 22, 2053-2060.
- Vandenberghe J. 2008: The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. *Geomorphology* 98, 275-284.
- Vandenberghe J., French H.M., Gorbunov A., Merchenko S., Velichko A.A., Jin H., Cui Z., Zhang T., Wan X. 2014: The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP. *Boreas* 43, 652-666.
- Vandenberghe J., Wang X., Lu H. 2011: Differential impact of small-scaled tectonic movements on fluvial morphology and sedimentology (the Huang Shui catchment, NE Tibet Plateau). *Geomorphology* 134, 171-185.
- Vass R. 2014: Ártérfejlődési vizsgálatok felső-tiszai mintaterületeken. Doktori (Ph.D.) értekezés, Debreceni Egyetem, Debrecen, 1-184.
- Vis G.J., Bohncke S.J.P., Schneider H., Kasse C., Coenraads-Nederveen S., Zuurbier K., Rozema J. 2010: Holocene flooding history of the Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Quaternary Science* 25, 1222-1238.

- Walling D.E., He Q. 1998: The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. *Geomorphology* 24, 209-223.
- Williams G.P. 1984: Paleohydrological Equations for Rivers. In: Costa J. E., Fleisher P. J. (szerk.): *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.
- Willis K.J., Rudner E., Sümegi P. 2000: The full-glacial forests of central and southeastern Europe. *Quaternary Research* 53, 203-213.
- 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.
- Wohl E. 2003: Floodplains and wood. *Earth-Science Reviews* 123, 194-212.
- 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.
- Zeuner F.E. 1945: The Pleistocene Period. Ray Society, London 1945.
- Zwolinsky Z. 1992: Sedimentology and geomorphology of overbank flows of meandering river floodplains. *Geomorphology* 4, 367-379.

## 8. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Első helyen szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Kiss Tímeának az elmúlt években nyújtott önzetlen segítségéért, a hasznos szakmai tanácsaiért és a szemléletformálásáért. Külön köszönöm a terepi munkákban nyújtott segítségét, kifogyhatatlan ötleteit és jókedvét. Kitartó, sokszor türelmet igénylő munkájával nagyban hozzájárult ahhoz, hogy e dolgozat elkészülhessen.

Köszönöm Dr. Sipos Györgynek a munkám során adott tanácsait, valamint a laboratóriumi vizsgálatokban nyújtott szakmai segítségét.

Köszönetet szeretnék mondani az SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék munkatársainak és doktoranduszainak, akik az elmúlt években észrevételeikkel és türelmükkel segítettek munkámat. Köszönöm azon PhD-hallgatók és egyetemi hallgatók munkáját is, akik a terepi vizsgálatok során segítséget nyújtottak számomra.

Külön szeretnék köszönetet mondani András Gábornak, aki szakmai és baráti tanácsaival folyamatosan segítette munkámat.

S végül köszönöm Kedvesemnek, Czégi Andreának, valamint Családomnak és Barátaimnak a támogatást és türelmet, melyet az elmúlt években tanúsítottak.

Az értekezés egyes fejezeteihez (4.3. és 5.3. fejezetek) kapcsolódó kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program” című kiemelt projekt keretei között valósult meg.

## 9. SUMMARY

Natural floodplains formed along rivers are usually the result of a long development so their form reflects the changes having occurred during the time of their formation. Changes in the energy conditions, erosive capacity, and the runoff conditions of a river also cause the floodplain development to change. Most of the older forms situated near the active channel are destroyed either by lateral erosion or fresh sediment deposition in the new river development phase. However, the forms situated farther along the floodplain may be preserved, therefore these older forms can prove information about the changes in river dynamics (Nanson and Croke 1992, Vandenberghe 2003). Due to this fact, analysing wide floodplains are highly suitable for reconstructing fluvial surface development.

Even though the present-day modern technology would make it possible, the geomorphological analysis and evaluation of both the floodplain levels and their forms in the Lower Tisza Region have not been carried out yet, as opposed to the floodplains of the upper section of the Tisza (Bereg Plain, Middle Tisza) and the drainage-system of its tributaries (Sajó-Hernád, Zagyva-Tarna, Körös, Maros). Most of the studies concerning this particular river section were published decades ago, and they are mainly characterised by logical deductions rather than exact measurements. In addition, there are not only numerous differences in the research results, but the researchers themselves have completely opposing views on the same subject. At the same time, this region may gain great importance in understanding the various river processes of the Great Hungarian Plain since the more important rivers of the Great Hungarian Plain have run in that direction. It is due to the almost continuous sinking of the area since the Pliocene which means that there have not been any major changes in the river courses. The river processes may have been influenced by the fact, though, that the floodplain was enclosed by the huge alluvial fans of the Danube and the Maros, and, as a result, the younger processes occurring on their surface may have buried the older Tisza forms.

There are several unexplained aspects of the floodplain development in the Lower Tisza Region. It has not been clarified how many morphological levels can be distinguished on the floodplain, when they were formed, and what kind of factors influenced the river processes. It has not been explained either whether the changes characterising the lower section of the Tisza may be related to the changes occurring on the Danube, or if yes, how far their influence spread.

The main aim of my dissertation is the geomorphological analysis of the floodplain of the Lower Tisza, stretching from Csongrád to the river mouth, and, based on this analysis, a more detailed and thorough reconstruction of the Late Pleistocene and Holocene evolution of the fluvial system. I compiled an investigation consisting of several stages in order to answer the following questions:

In order to the reconstruct the development of the floodplain, four main goals were appointed:

- To analyse the fluvial forms on the floodplain and create a geomorphological map of the study area.
- To investigate the height features of the floodplain.
- To analyse the grain composition and age of the floodplain forms
- To reconstruct the evolution history of the floodplain along the Lower-Tisza.

## METHODS

The first step of the investigation was to identify the forms of the study area, which I carried out by employing the ArcGIS 10. software on topographical maps as well as by specifying them in field trips. The area limits of the various forms found on the Hungarian



floodplains were marked by using EOTR maps (scale 1:10,000) and digital terrain models, and I used topographical maps (scale 1:25,000), 90-m resolution SRTM images, and satellite images. The bankfull discharge of the paleo-meanders was calculated by applying regional equations (Gábris 1995; Timár and Gábris 2008; Sümeghy 2014), which were based on morphometric parameters. In some cases, data refining was necessary, so I prepared cross-sections employing high-precision GPS measurements, while the depth of the paleo-meanders was determined by drilling.

In order to identify the floodplain levels and islands located at different heights, I drew cross-sections at an average of 5-8 km in a west-east direction on the basis of topographical maps. The downstream development of the floodplain height was examined on the basis of length-sections; data were taken per kilometer, but where the floodplain levels appeared only in small patches, I increased the data sampling density to 0.5 km. There was a 15-km-long data hiatus south to the Hungarian border, but, fortunately, it did not affect the tendency of the changes.

After digitising, I created a terrain model of the floodplain islands, which helped to identify their edge and forms. Then I determined the morphometric parameters (area, maximum width and length) and the height features (absolute height and relative height compared to the floodplain levels) of the islands.

By analysing the grain composition of the samples coming from the point-bars and the meander beds identified in the study area as well as in the outer banks of the active channel of the Tisza and the Maros, my goal was the spatial determination of sediment quality. The forms were drilled at a total of 22 points, and 21 profiles were deepened into the river walls of the active channels. Sampling occurred every 10 cm. Grain size classes were determined by using the Udden scale. The evaluation of the results was based on the grain distribution of the  $d_{50}$  and  $d_{90}$  values of the samples.

The OSL sediment samples were taken from the point-bars of the paleo-channels and from the river walls of the present-day channel of the Tisza and that of the Maros in the study area, which provided information about the chronological order of the fluvial surface development processes. I intended to sample the oldest as well as the youngest point-bars of the individual meanders so that the activity period of the given meander could be determined too. My main aim concerning the river walls was to determine the age of their layers (e.g. paleo-soils, zone boundaries) in order to deduce the conditions of sediment accumulation.

## RESULTS

### *Geomorphological analysis of the floodplain*

There are sharp erosional edges of north-south direction in the *floodplain levels* of the Lower Tisza Region, and these edges separate floodplain levels of significantly different morphological characteristics. The lowest floodplain level of these is *Level A* which is directly adjacent to the present-day rivers and was regularly flooded until the beginning of river engineering, and it became the present-day low-floodplain. It covers an area of 2,160 km<sup>2</sup>, which is one-third of the whole study area. Almost the entire length of this area is bordered by a sharp edge (3-6 m), especially on the western side, where it is usually connected directly to the highest levels. *Level B* is not to be found as a whole area, only patches of different size remained, so it makes up only 17.8% of the total area (1,160 km<sup>2</sup>). While the edges separating Level B from Level A are well-defined (3-5 m), the edges separating Level B from *Level C*, *the highest of the floodplain levels*, are not so well-defined (1.5-2 m). The highest floodplain level (C) makes up almost half of the Lower Tisza floodplain areas (47.4%, 3,070 km<sup>2</sup>). This floodplain level remained only in the north-eastern boundary area in the northern part of the

study area, while it was buried by the Maros Alluvial Fan in the south and the aeolian forms of the Danube-Tisza Interfluve (Kiss et al. 2013).

The study area can be divided into *three units* on the basis of the width features of the floodplain levels, the run and definition of the erosional edges, and the forms of the different levels (Hernes et al., 2015). The smallest area (984 km<sup>2</sup>) is the *northern* unit which stretches to the Dóc-Hódmezővásárhely line. The joint width of all three floodplain levels gradually narrows to the south (24,3 km on average). Level C constitutes about two-third of the study area. The southern border of the unit was drawn where the biggest and intertwined part of Level C ends. The *central* unit (1,424 km<sup>2</sup>) of the study area stretches from the Dóc-Hódmezővásárhely line to the Horgos-Nagykikinda line. The average width of the floodplain is 21.2 km, but it is slightly narrower in the north. Most of its area belongs to the lowest floodplain level (Level A: 59,7%), the run of which is not uniform as it splits into two to the south of Szeged. The floodplain widens (36,5 km on average) in the *southern* unit (3,941 km<sup>2</sup>), and a large proportion of its surface belongs to Level C again (60.2%). The floodplain area of the Danube and that of the Tisza are connected in the lower third part of the southern unit, however, the erosional edges running from the north to the south indicate that the last period of the floodplain development was influenced by the Tisza (Hernes et al. 2015).

*Paleo-meanders* (281 pieces) were divided into four groups on the basis of the distribution curves of their horizontal meander parameters (Rc, L, H, Wm). The members of the group with *the smallest meanders* (Group I) are those which have smaller dimensions than the present-day Tisza, they mostly appear in the foreground of the Maros Alluvial Fan and along smaller streams running from the alluvial fan of the Danube (on Levels A and C). Paleo-meanders belonging to *Group II* are characterised by dimensions similar to the present-day parameters (before river engineering) of the Tisza. They are found mainly in a narrow range (3-10 km) adjacent to the present-day line of the Tisza (Level A). Paleo-meanders belonging to *Group III* are 1.5-2 times larger than the current channel of the Tisza, and they are adjacent to the zone of the meanders belonging to the Group II, or they are very near the largest channels (Levels A and B). *The largest meanders* (Group IV) exceed the parameters of the present-day Tisza at least four to five times. These meanders are characteristics to the east of the river, on the surface of Level C in particular.

In order to estimate the *bankfull discharge* of the paleo-meanders, I applied Sümeghy's formulas (2014). The mean bankfull discharge of the smallest meanders (Group I) was around 565 m<sup>3</sup>/s. It is similar to the current discharge values of the Maros and those of the Körös. The bankfull discharge of the medium-sized meanders (Group II) corresponds to the mean present-day values of the Tisza (2,007 m<sup>3</sup>/s), while the large meanders (Group III) could take 4,087 m<sup>3</sup>/s of water on average at bankfull water-level. The bankfull discharge (10,907 m<sup>3</sup>/s) of the largest paleo-channels (Group IV) exceeded the current values of the Tisza from five to six times (Hernes et al. 2015).

Altogether 39 *floodplain islands* were distinguished in the study area, which I divided into two morphological groups (Kiss et al. 2012a). The *real floodplain islands* are the remnants of an earlier floodplain development phase, they are usually underwashed by either the paleo-meanders or the active channels, their edges are sharp. Surface forms are usually not recognizable. Another group of forms is the *meander core floodplain islands (umlaufberg)* created by the incision of the paleo-meanders. Their formation is connected to those of the ingrown-type meanders, their edges are less sharp. Height differences on their surface reach 1-2 m indicating the location of older point-bars and scroll-bars. Since they were formed during the time of incisions, their further investigation was appropriate.

*Other forms* (point bars, scroll bars, natural levees, crevasse channels, backswamps) located on the floodplain areas were best preserved on the lower (younger) and widening

floodplain areas. There is no significant difference between the individual morphological units regarding the frequency of their forms (Kiss and Hernesz 2011).

#### *Height features of the floodplains in the Lower Tisza Region*

Based on the cross-sections, it can be established that meanders from Level C were silted up as high as Level B, while meanders of Level B were silted up as high as Level A. It all shows that after the first incision the deeper meanders of Level C functioned as a low floodplain; a bigger part of its area, meanwhile, functioned as the high floodplain of Level B. During the second incision, Level B functioned as the high floodplain of Level A, however, its channels were silted up in the regular floods of Level A. By this time, Level C became totally flood-free.

The **slope** of all three units is the biggest in the northern unit, but the height difference of the levels is not significantly different (they are parallel to each other). The slope in the central unit is a bit smaller, their height difference, however, remains similar. As opposed to this, the slope characterising the southern unit increases significantly for all three levels, but their height changes differently; the difference between Levels A and B increase slightly, while Levels B and C relatively converge to each other. The slope of Levels A and B continues increasing on the southernmost part of the study area, but the slope of Level C virtually disappears. Consequently, the individual levels take on a strongly divergent run compared to each other (Hernesz et al. 2015).

Changes in the slope and relative height may indicate the tectonic movements of the area as well as the incision of the erosion base (the Danube). Based on these data, there could have been a sinking area in the central unit (near the present-day mouth of the Maros), which caused a decrease in the slope of the floodplain levels. The sinking must have characterised the area for a long time as all three levels were exposed to a gradual back-cut in the northern unit. The increased slope in Levels A and B in the southern unit may have been formed the same way. Yet, the sinking that caused the previously mentioned phenomena may have started to the south from the mouth of the Tisza, perhaps somewhere adjacent to the Danube. The back-cut gradually moved upstream, as evidenced by the divergent run of the two lower levels.

#### *Analysing the grain composition of the floodplain forms*

Regarding grain composition, the analysis of point-bars coming from *Level C* shows significant differences within a relatively short distance, the grain size of the transported sediments varies greatly (e.g. Kis-rév:  $d_{90}$ : 0.042 to 0.059 mm; Téglás Brook:  $d_{90}$ : 0.170 mm). It may indicate significant (climatic) changes in the active phase of Level C which determined the energy conditions of rivers as well as the size range of the sediment (Kiss et al., 2014). The impact of the tributaries cannot be excluded either as the Maros, which had more and coarser sediment than the Tisza, often changed its flow direction (Sümegehy 2014), and, as a result, also affected the sediment conditions of the Tisza.

The diameter of the transported fluvial sediment significantly decreased in the active phase of Level B, which is explained by low energy conditions (Hernesz and Kiss 2013). The Tisza started to transport coarser sediment again as a result of the *incision separating Levels B and A*, although there were not such big changes in the development of grain composition as in the previous erosional period.

Four of the sampled meanders belong to the largest channels (Group IV), Group III consists of three, and Group II consists of two meanders. It is remarkable that the finest sediment ( $d_{90}$ : 0.081 mm on average) was transported by the largest channels, and the coarsest sediment ( $d_{90}$ : 0.203 mm on average) was transported by the channels of Group III. The meander generation of Group II transported finer sediment again ( $d_{90}$ : 0.097 mm on average).

I concluded that sediment composition did not change parallel to the decreasing discharge, which is due to other impacts occurring in the drainage basin (e.g. vegetation, changes of slope, erosion of loess sediments) (Hernesz et al. 2015). Channels formed during incisions can be characterised by coarser sediment, since the sampled third-generation channels were active mainly at that period.

Drillings in the meanders reveal that the channels were silted up with very fine alluvial sediment at all three levels once the active development ceased. After becoming inactive, they did not carry flood flows, and they became the lowest parts of the floodplain, where only the finest grain-sized suspended sediment could travel. It may indicate avulsion, the abandonment of the active channel.

#### *OSL dating of the material of floodplain forms*

Based on OSL dating, the oldest sample is  $25.6 \pm 1.4$  thousand years old, while the youngest was deposited only  $0.25 \pm 0.03$  thousand years ago. Thus, the fluvial processes taking place in the Lower Tisza Region can be reconstructed from the beginning of the Upper Pleistocene to the end of the Holocene (Hernesz et al. 2015).

#### *The evolution of the Lower Tisza floodplain*

The Nagybecskerek-channel, located on Level C, was active in the *first half of the Upper Pleniglacial*, its oldest point-bars are  $25.6 \pm 1.4$  thousand years old. Its estimated bankfull discharge was around  $10,800 \text{ m}^3/\text{s}$ , which is almost the same as the mean discharge ( $10,907 \text{ m}^3/\text{s}$ ) of the largest meander generation found on Level C. The meander development was accompanied by much colder and drier climatic conditions compared to today's climate (Kiss et al. 2014). Sediment grain size ( $d_{90}$ : 0.125 mm) indicates relatively high stream power, but it was not powerful enough to form braided patterns (due to the small slope and the small proportion of bedload sediment), similarly to many Western and Central European rivers (Kasse et al. 2003, Starkel et al. 2015).

The sample from the Szegvár erosional island core originates from the *Late Glacial Maximum* ( $20.1 \pm 2.4$  thousand years). The oldest point-bar of the Téglás Brook meander was formed at the same time ( $19.2 \pm 2.7$  thousand years). The eight point-bars of the Téglás Brook meander indicate an increased river activity. The greater erosional capacity is also indicated by coarser sediment ( $d_{90}$ -value: 0.242 mm and 0.152 mm). Based on the meander dimensions, discharge did not change significantly. All this shows that the morphological influence of the sharp cooling of the climate and that of the sparse vegetation was less significant in the Lower Tisza Region, it only caused the sediment to be coarser (Hernesz et al. 2015).

The floodplain development phase when the Tisza built the Szegvár floodplain island stretched into the *Ságvár-Lascaux interstadial*  $18.1 \pm 2.4$  thousand years ago (Kiss et al. 2012), similarly to the oldest point-bar ( $18.0 \pm 1.3$  thousand years) located along the Kórógy Brook and the aeolian sand layer of 2-2.5 m ( $17.1 \pm 1.4$  thousand years) covering the older point-bar along the Téglás Brook. The youngest point-bar of the meander was formed almost at the same time ( $16.9 \pm 1.1$  thousand years) as the aeolian activity occurred. Although the horizontal parameters (Group IV), the discharge values and the number of the point-bars, of the channels being active in the interstadial do not show any major changes compared to the last glacial maximum, the sediment became considerably finer. Due to the increasingly denser and more closed vegetation (Gábris and Nádor 2007), less sediment was washed into the channel, by which time the 3,000-4,000-year-long process of loess formation (Sümegei et al. 2014) was already indicated by the presence of the finer and finer alluvial sediment (Kiss et al. 2014b, Hernesz et al. 2015).

The incision located between Levels C and B in the northern unit of the study area had not started in the *Bölling-Alleröd interstadial* either, because the youngest point-bar ( $13.2 \pm 0.9$

thousand years) of the meander along the Kórógy Brook on Level C was being formed then, similarly to the lower zone of the Kistrév meander containing point-bar systems/layers ( $13.1 \pm 1.2$  thousand years; Hernesz and Kiss, 2013). Meanwhile, a new incision started in the southern unit (between levels B/A) which is indicated by the age of the point-bar ( $13.4 \pm 0.7$  thousand years), with the same height as Level B, located on the surface of the Törökbecse umlaufberg (Hernesz et al., 2015). An incision occurred on the Danube too, since, according to Gábris (2007), the formation of the Danube II/a terrace, having started in the Ságvár-Lascaux interstadial, continued due to the warming up that occurred at the beginning of the late-glacial.

The incision between Levels C and B started in the northern and central units *at the end of the Bölling-Alleröd interstadial and at the beginning of Dryas III*. It is indicated by the Dóc umlaufberg, the youngest point-bar of which is  $12.8 \pm 0.8$  thousand years old. The discharge of the Tisza had already decreased significantly by then, the meander belonging to the erosional island can also be classified into Group III ( $7,480 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

The incision between Levels C/B in the northern unit continued at the beginning of the *Preboreal Phase*, which is indicated by the age of the younger point-bar ( $11.4 \pm 2.0$  thousand years) of the Batida erosional island. The discharge was similar to that of the Dóc meander ( $8,240 \text{ m}^3/\text{s}$ ). The second half of the phase, however, witnessed the formation of Level B in the northern and central units, which is proved by the age of the Deszk meander ( $11.0 \pm 0.7$ ,  $9.9 \pm 0.7$  thousand years; Sipos et al., 2009). The formation of Level A was already going on in the southern unit by then (Hernesz et al. 2015).

The incision between Levels B and A in the central and northern units took place in the *Boreal Phase*. It is proven by the fact that the samples originating from the *first half of the Atlantic Phase* belong to the floodplain development cycle of Level A. An example of it is the age ( $8.0 \pm 0.8$  thousand years) of the upper zone of the river wall along the Kistrév meander, which is similar to the lowest layer of the Árnýás meander ( $7.4 \pm 0.5$  thousand years) too (Kiss et al. 2012b, Hernesz and Kiss 2013).

The size of the Tisza meanders was considerably reduced in the *Subboreal Phase*. It is evidenced in the Csúrog meander of the southern unit which was active  $3.2 \pm 1.1$  thousand years ago. This meander belongs to the second meander generation already, its estimated bankfull discharge ( $2,220 \text{ m}^3/\text{s}$ ) was only slightly bigger than that of the present-day values of the Tisza. On the basis of the morphological position of the meanders, discharge decreased gradually and not suddenly, and, by the end of the Subboreal Phase, the Tisza was characterised by the present-day values, just like during the *Subatlantic Phase*, when the Kis-Tisza meanders were being formed ( $2.0 \pm 0.2$  and  $1.1 \pm 0.1$  thousand years).

During my research it was proved that, unlike several previous researches (e.g. Miháltz 1967, Mátyus 1968, Popov et al. 2008, 2012), three morphological levels can be distinguished in the Lower Tisza Region, and not two as previously argued. These levels are separated by two strongly defined incisions. The OSL dating and the data of the morphological analyses also support Somogyi's theory (1962, 1967) that the flood-free level along the Tisza can be related to the Danube II/a terrace, and the beginning of its formation is associated with the erosional phases of the Danube.

Based on the results of my research, it can be stated that the development of the three floodplain areas in the Lower Tisza Region was determined by the following factors the most: 1) the proximity to the Danube mouth, 2) the great distance from the upper part of the drainage basin, 3) climatic factors, and 4) a combination of local tectonic movements. Thus, the phases of incision and alluvial deposition are the result of an extremely complex development, and they cannot be connected to the direct effect of individual factors.