

AZ ALSÓ-TISZA-VIDÉK ÁRTERÉNEK GEOMORFOLÓGIAI JELLEGZETESSÉGEI ÉS KORA

KISS TÍMEA–HERNESZ PÉTER

GEOMORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS AND AGE
OF THE LOWER TISZA FLOODPLAIN, HUNGARY

Abstract

The Lower Tisza floodplain can be divided based on height conditions. The lower floodplain was probably the result of tectonic movement and river incision during the Late Pleistocene or the Holocene. However, the exact date and circumstances of its development are not yet clear, and the theories proposed contradict each other. The aim of our study is to clarify some of these questions, based on the detailed geomorphological analysis of the area and using the available data on paleo-channel ages. In order to estimate the age of the floodplain, its recycling (turnover) time was determined.

The lower floodplain can be divided into three units. In the narrow middle unit the rate of channel migration is slow, thus its recycling time is just ca. 4500 y, while it is 7500 y in the northern unit and 14,000 y in the southern unit. However, only small number of paleo-channels and point-bars remained visible in the middle units, but it is rich in scour-channels, and here the difference between the surfaces of the lower and higher floodplains is greater. It suggests, that tectonism still plays an important role in geomorphic evolution, as the resulting intensive overbank aggradation buries the paleo-forms, and the rate of channel migration is slower.

Keywords: floodplain, paleo-channel, channel development, recycling time, tectonic activity

Bevezetés

A felszínfejlődés szempontjából hazánk egyik legváltozatosabb ártéri területe az Alsó-Tisza-vidék, amelynek történetét az Ős-Duna, az Ős-Tisza, az Ős-Körös és az Ős-Maros alakította. Az itt zajló fluvialis folyamatokat elsősorban a vertikális tektonikai mozgások működtették, amelyek a folyók futását, hidrológiai tulajdonságait, akkumulációs és eróziós képességét is nagymértékben befolyásolták. A pleisztocén végére az Alsó-Tisza-vidék területe teljesen feltöltődött (MIHÁLTZ I. 1967), a Tisza széles árteret épített. A holocénben azonban bevágódási folyamat zajlott, amit jól mutat, hogy a 10–20 m vastag holocén üledék felszíne átlagosan 2–3 m-rel a pleisztocén korú ártér szintje alatt marad (ANDÓ M. 1969). Ez a bevágódás viszont még nem tekinthető teraszképződésnek, hiszen a magasabb térszíneket a nagyobb árvizek rendszeresen elönthették, ezért célszerű e két felszín alacsony és magas ártérként definiálni (SOMOGYI S. 2000).

A Tisza alsó szakaszát kísérő alacsony ártér tehát az utóbbi 10–12 ezer év felszínfejlődési folyamatainak eredménye. Az Alsó-Tisza-vidék fejlődéstörténetében azonban több kérdés még nem tisztázott, illetve néhány tudományos magyarázat merőben ellentétes egymással. Ezért tanulmányunk célja a terület részletes geomorfológiai jellemzése alapján, illetve az eddigi adatok és kutatási eredmények felhasználásával néhány fejlődéstörténeti kérdés tisztázása. A mai alacsony ártér bevágódásának ideje, az ártérperem helyzete, valamint a különböző felszínformák (pl. kanyarulatok és paleo-medrek) morfológiája és kora számos kérdést vet fel, amelyek megválaszolása szintén céljaink között szerepel. A korábbi térképállományok segítségével megállapítottuk az ártér-átdolgozás ütemét, amivel az ártér korát próbáltunk megbecsülni, továbbá megvizsgáltuk az e folyamatokat a Tisza mentén különböző mértékben befolyásoló tektonizmus hatását is.

Az Alsó-Tisza-vidék és környékének negyedidőszaki fejlődéstörténete

A pleisztocén folyamán az Alsó-Tisza-vidék állandó jelleggel, ciklikusan süllyedt, ezért területén intenzív folyóvízi feltöltés zajlott (MIHÁLTZ I. 1967). Az ekkor lerakódott üledékrétegek vastagsága eléri az 500–600 m-t (RÓNAI A. 1978, 1979).

MIKE K. (1970) szerint a Günz glaciálisban a Tisza az Ér-völgyet elhagyva Karcag–Orosháza irányban haladt, majd a Günz-mindel interglaciális idején a tektonikai mozgások következtében egyre nyugatabbra tevődött és ömlött a Dunába. Véleménye szerint a mindelenben a Duna véglegesen elhagyta a Tisza mai vízrendszerének területét. Ezzel szemben MOLNÁR B. (1967) arra a következtetésre jutott, hogy a Duna a mindel-riss interglaciálisban vagy a riss idején folyt utójára a Szegedi-süllyedék felé, míg BORSY Z. (1989) szerint a Würm közepén hagyta el a területet. A rissben az Alföld periglaciális klímájává vált; a hidegebb és melegebb éghajlatú periódusok váltakozását jelzik a Tisza-völgy üledékeiben az ismételt előforduló löszrétegek (MIHÁLTZ I. 1967). MIKE K. (1970) szerint a rissben az Alföld a Debrecen–Szeged vonal mentén intenzíven süllyedt, ezért a Tisza a mai Berettyó táján két ágra szakadva a Békés–Orosháza és a Szentés–Szeged vonalon tartott D felé.

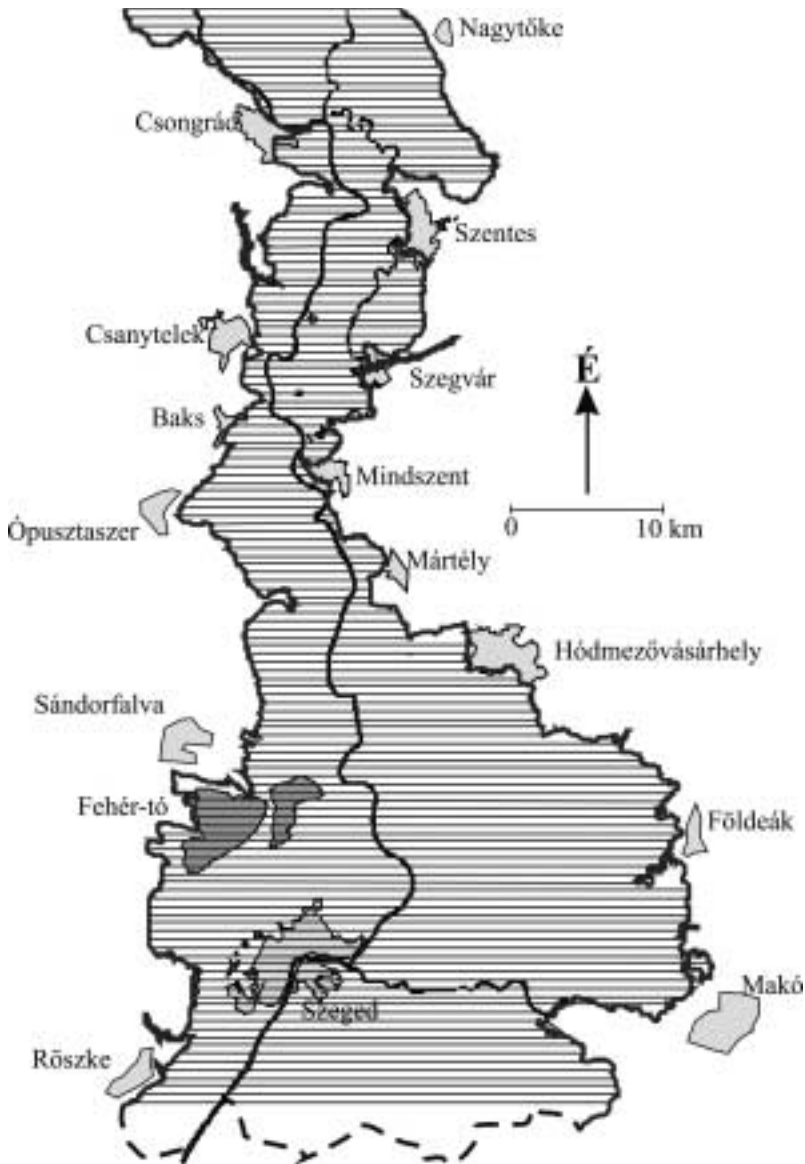
A pleisztocén óta az Alsó-Tisza-vidéket további süllyedések érték (RÓNAI A. 1978, 1979), ezért a holocén során 10–20 m üledék halmozódott fel (ANDÓ M. 1969). Az árvízmentes területeket geomorfológiailag a pleisztocénhez, míg a szabályozások előtti árteret a holocénhez sorolják (RÓNAI A. 1979). Az ártér korának meghatározására eddig konkrét mérések nem történtek, talán ebből ered az is, hogy közvetett geomorfológiai bizonyítékok alapján a kutatók különböző korokat adnak meg. BORSY Z. (1989) szerint az ártér kialakulása (bevágódása) már a későglaciálistól megkezdődött. MIHÁLTZ I. (1967) szerint az erózió a boreális-atlantikus átmenet idején ment végbe, amikor kialakult az „I. sz. óholocén terasz” (anyaga a boreális fázis idején halmozódhatott fel). Ugyanakkor GÁBRIS GY. (1995) szerint a szubboreális második felében (is) vágódtak be a folyók. Az ártér fenti, hármas tagolódását sejteti KASZAB I. (1987), aki szerint a Tisza-völgyben a legmagasabb térszínnek pleisztocén végi löszös területek, alacsonyabban van az óholocén (fenyő-nyír korú?) magas, míg a legmélyebben az alacsony ártér. A jelenkori felszíni formák legnagyobb része folyóvízi eredetű (ANDÓ M. 1969). A terület Ny-i peremén pleisztocén-holocén eolikus formák alakultak ki.

Összességében a kutatók véleménye több esetben eltér a területen lejátszódó folyamatokat és eseményeket illetően. Nem ismert pontosan, hogy a Duna mikor hagyhatta el végleg a mai Tisza vízrendszerét, illetve hogy ekkor merre vezetett a Tisza nyomvonala. Megoszlanak az álláspontok arról is, hogy mikor alakult ki az alacsony ártér, illetve ezt milyen tényezők befolyásolták. További kérdéseket vet fel a területen fellelhető elhagyott folyómedrek viszonylag kis száma is.

A vizsgált terület jellemzése

Az általunk lehatárolt mintaterület nagy vonalakban megegyezik az ANDÓ M. (1969) által kijelölt Alsó-Tisza-vidékkel, kisebb eltérések csak a peremeken vannak. A terület magába foglalja a MAROSI S. – SOMOGYI S. munkájában lehatárolt Dél-Tisza-völgy és Marosszög kistájainak nagy részét (MAROSI S. – SOMOGYI S. [szerk.] 1990). MIHÁLTZ I. (1967) szerint az Alsó-Tisza-vidékhez tartozik még a Duna–Tisza köze pleisztocén üledékekkel fedett, mélyebb helyzetű K-i szegélye, valamint a Tiszántúlnak a Tisza felé lejtő része is.

A mintaterület kiterjedése kb. 2000 km², s azokat az alacsonyan fekvő egykori árterületeket foglalja magába (1. ábra), amelyek a folyószabályozások előtt nedves-mocsaras területek voltak. Felszínét csaknem teljes egészében holocén eredetű folyóvízi üledék fedi, csupán néhány infúziós löszből álló ártéri sziget emelkedik ki belőle (MAROSI S. –SOMOGYI S. [szerk.] 1990).



1. ábra A vizsgált terület azokkal a keresztmetszényekkel, amelyek mentén az ártérszélesség és az ártérperem meredekségének mérése történt

Figure 1 The study area with cross-sections along which floodplain width and floodplain margin steepness were measured

A mintaterület É-i határát Csongrádtól É-ra, a Tiszazug kistájának D-i pereménél húztuk meg (itt a Tisza és a Körös ártere összekapcsolódik), míg D-en a mérések az országhatárig terjedtek. Ny-i határát a magas ártér peremén lévő települések jól jelzik, bár a Fehér-tó környékén a perem futása némileg bizonytalan. Az ártér K-i oldalának egy részén a határvonal szintén viszonylag nagy pontossággal meghatározható (Szentés–Mindszent-szakasz), de a Maros hordalékkúpjával közös szakaszon már nem különíthető el élesen. A terület É-i és D-i része között jelentős a szélességkülönbség: az ártér É-i és középső része 4–8 km széles, a D-i szakaszon pedig már a 20–30 km-t is eléri.

Vizsgálati módszerek

A mintaterület lehatárolását az 1 : 10 000-es méretarányú topográfiai térképlapok segítségével, ArcView 3.2-ben végeztük el. Peremét ott húztuk meg, ahol 1–1,5 m szintkülönbségű tereplépcső húzódik. A lehatároláshoz segítséget nyújtottak a szabályozások előtti mocsaras területeket mutató katonai térképek. A területen 500 m-enként vettünk fel K–Ny-i irányú szelvényeket (*l. ábra*), amelyek mentén az ártér szélességét és az ártérperem „kifejezettségét” (magasság és lejtőszög) is meghatároztuk. A geomorfológiai vázlatkészítés során 827 formát határoltunk le.

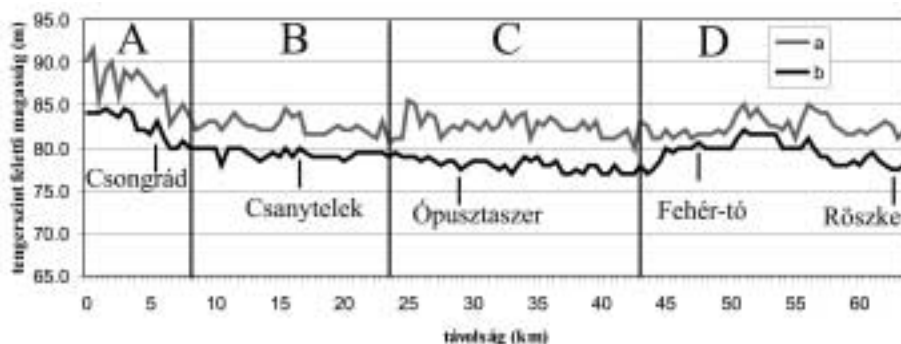
Az ártér-átdolgozási idő kiszámításakor az volt a kiindulópontunk, hogy a Tisza a teljes alacsony árterét legalább másfélszer átdolgozta, hiszen az ártér mindkét pereméig eljutott és alámosta azokat, ma pedig az ártér közepén fut. Az átdolgozott terület viszont jelentős szélességkülönbségeket mutat, tehát a földrajzi viszonyok az ártér-áthalmazás sebességét és korlátait is meghatározták. Az ártér É–D-i futásának megfelelően a kanyarulatok K–Ny-i elmozdulásának eredője lesz a medereltolódást (és így az áthalmazást) hosszú távon jellemző adat. A kanyarulat-vándorlási értékekből – összevetve azokat az átdolgozott terület nagyságával – így hozzávetőlegesen kiszámítható az ártér-átdolgozáshoz szükséges idő, azaz az ártér minimális kora. A kanyarulatvándorlás természetes ütemének mérését a II–III. katonai felmérés georeferált változatain végeztük. Pontosságukra vonatkozóan azonban kétségek merültek fel, ugyanis úgy tűnik, mintha nem történt volna új felmérés, a meder változatlan futású maradt, csak oldalirányban eltolódva ábrázolták. Az oldalazó erózió mértékét a Tisza-Atlasz térképlapjai alapján is számszerűsítettük (forrás: ATIKÖVIZIG), ebben az 1890–1891., az 1929–1931. és az 1976. évi partvonal van feltüntetve. Hátránya ennek az állománynak, hogy már a szabályozott – több szakaszon partbiztosítással ellátott – meder változásait tünteti fel, ezért a kanyarulatvándorlás mértéke korántsem a természetes állapotoknak megfelelő, ugyanakkor még mindig pontosabb adatokat ad, mint a Tisza környékét pontatlanul ábrázoló katonai térképek. Minden esetben a kanyarulatok csúcsánál, a legnagyobb ütemben vándorló szakaszon, a külső ívek elmozdulását mértük.

Tudományos eredmények

Az Alsó-Tisza-vidék ártérperemeinek futása

Az alacsony és a magas ártér elkülönítése, az ártérperemek megrajzolása több nehézségbe ütközött. Például az ártéri szinteknek elvileg azonos magasságban kellene lenniük a Tisza két oldalán, de a szomszédos kistájak eltérő geomorfológiai sajátosságai miatt maga a perem is különböző morfológiai jegekkel rendelkezik. Ezért jellemzésekor célszerű

külön elemezni a Tisza jobb (Ny-i) és bal oldali (K-i) árterét. A magas és az alacsony árter magassági viszonyait bemutató görbéket (2–3. ábra) szakaszokra osztottuk, s a szakaszhatárokat ott húztuk meg, ahol a görbék egymáshoz viszonyított futása megváltozik.



2. ábra A magas (a) és az alacsony árter (b) magassági viszonyai az Alsó-Tisza-vidék Ny-i peremén
Figure 2 Heights of high (a) and low (b) floodplain level along the western margin of the Lower Tisza Region

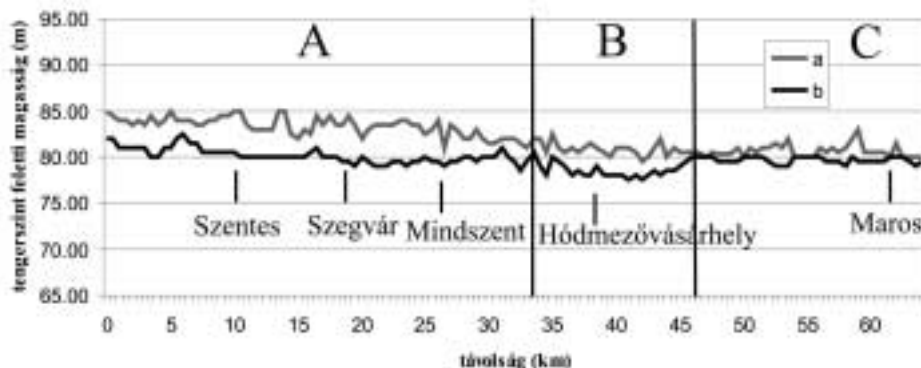
A Ny-i árterperem tulajdonságai

A Ny-i oldalon, Csongrád környékén az árterperem igen magas, mivel a Pilis–Alpári-homokhátat csaknem teljes hosszában alámosta a Tisza (2. ábra, A-szakasz). Ezen a szakaszon a magas árter többnyire 85 m felett húzódik, de magassága jelentősen ingadozik (83–91 m), ami a homokhát homokbuckákkal tagolt, hullámos felszínével magyarázható. A B-szakaszon, Csanytelek környékén már a Kiskunsági-löszös-hát a határolja az árteret; a két Duna–Tisza közti kistáj határát a Vidre-ér jelzi. Itt a magas árter pereme egyenletes magasságú (83–84 m), mivel az árterperemet a viszonylag sík löszös felszín adja. D felé továbbhaladva az árter kiszélesedik, egyre kevésbé markánsná váló pereme fokozatosan eltávolodik a Tisza mai medrétől. Ópusztaszer-től D-re egészen az országhatárig a Dorozsma–Majsai-homokhát kíséri a Tisza árterét (C-szakasz), amelynek eolikus formái újra változatossá teszik az árterperem magasságát. A legdélebbi (D-) szakaszon két jelentősebb kiemelkedés figyelhető meg, amelyek egyértelműen a peremen kialakult eolikus formák.

Az alacsony árter magassági viszonyaiban is felismerhetők a fenti szakaszok, bár ezek más jellegzetességekkel rendelkeznek. A két árteri szint közötti magasságkülönbségek változatosak. Érdekes a C-szakasz magasságkülönbsége (4–5 m), ahol az alacsony árter mélyebben húzódik, de ezt a magas árter láthatóan nem követi. Lehetséges, hogy ez egy É–D-i irányú süllyedés következménye, ami az árter központi részén indulhatott el. Ennek kimutatásához a bal oldali árterperem elemzése is szükséges (3. ábra, B-szakasz). A geomorfológiai elemzés szempontjából lényeges az árterperem kifejezettsége, tehát az, hogy milyen markánsan (meredeken) tűnik ki az alacsony és a magas árter közötti szintkülönbség. Ha a magas árter alámosott, akkor a perem meredek lejtőként jelenik meg (Csongrád környéke), ugyanakkor az eolikus folyamatok által érintett szakaszokon kevésbé kifejezett perem jellemző (Fehér-tó környéke), hiszen a Ny-ról benyúló homoklepek elfedik a magasságkülönbséget.

A K-i árterperem tulajdonságai

A K-i oldalon a magas árter pereme változó magasságú ugyan (3. ábra), de nagyjából egyenletesen alacsonyodik. É-i részét a Körösszög határolja, amely gyakorlatilag a Körös árterét foglalja magába, így itt a perem futása bizonytalan. Szentes környékén viszont a



3. ábra A magas (a) és az alacsony (b) ártér magassági viszonyai az Alsó-Tisza-vidék K-i peremén
 Figure 3 Heights of high (a) and low (b) floodplain level along the western margin of the Lower Tisza Region

magas árteret több helyen erősen alámosta a Veker-ér, a Kurca és a Tisza, ezért pereme jól kivethető (Szentés és Mindszent között 10–14%-os meredekségű). Mindszenttől D-re jelentősen csökken a perem lejtőszöge (átlagosan 2,5%), s csak a hódmezővásárhelyi paleo-meder (Hód-tó) által alámosott peremszakaszon meredekebb (4–6%); itt a magas ártéri perem egyenletes magasságban fut (3. ábra, A-szakasz). Ez részint a Csongrádi-sík löszborítottságával magyarázható, részint azzal, hogy a perem a parti dűnék szél felőli oldalán fut.

Hódmezővásárhelytől D-re a peremnek egy hatalmas paleo-meder által alámosott szakasza következik, miközben az ártérperem egyre távolabb kerül a Tiszától. A B-szakaszt hasonló magassági viszonyok jellemzik (78–79 m), mint az ártér túoldalán elkülönített C-szakaszt (2. ábra). Hasonlóságuk arra utal, hogy a felszín alakításában itt hasonló folyamatok vesznek részt.

A C-szakaszon az ártérperem futása bizonytalanra válik, <1% lejtésűvé laposodik. Itt az erősen kiszélesedő ártér a Maros árterével forrt egybe. Az alacsony ártér szintje ezen a szakaszon nem csökken tovább, sőt magassága ismét 80 m-re nő. Ebben a Maros erőteljes feltöltő és hordalékkúp-építő tevékenysége játszhat szerepet, ami a Tisza árterére is hatással van egészen a folyó vonaláig.

Az Alsó-Tisza-vidék geomorfológiai formái

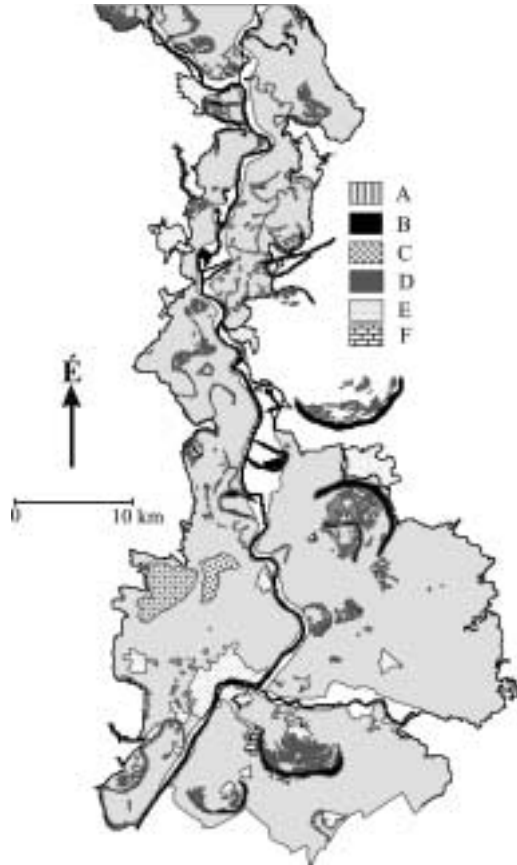
A fejlődéstörténet vizsgálatához a jelenlegi geomorfológiai formák elkülönítése és térbeli elrendeződésük elemzése is szükséges (4. ábra).

Az *elhagyott medrek* méreteik és előfordulásuk alapján változatos képet mutatnak. Csongrádtól É-ra viszonylag sok, ám különböző morfológiai paraméterekkel jellemezhető meander található. Külön kell említeni a 19. századi szabályozások során levágott holtágakat, amelyekből itt kettő található (szélesség: 130–150 m, ívhossz: 4–6 km). A Körös és a Tisza árterének közös részén több kisebb meander nyomai is fellelhetők, amelyek méreteik alapján valószínűleg a Köröshöz tartoztak (szélesség: 50–80 m, ívhossz: 0,6–1,3 km), míg a Szentés környéki medreket a Kurca alakíthatta ki. Szentestől É-ra az ártér peremét alámosó nagy paleo-meder húzódik (szélesség: 130 m, ívhossz: 3,2 km), de egy hasonló méretű medermaradvány az ártér Ny-i oldalán is található. Létrehozó folyójuk a mai Tiszának megfelelő méretű lehetett, méreteik arra utalnak, hogy koruk nagyjából megegyezhet. Bakstól D-re több kanyarulat is kirajzolódik (szélesség: 80–90 m, ívhossz: 1–2 km),

4. ábra Az Alsó-Tisza-vidék geomorfológiai formái.
 – A – hullámtér;
 B – folyó, paleo-meder, lecsapoló meder;
 C – tó, ártéri mocsár;
 D – övzátóny, sarlólapos; E – település,
 F – ártéri sziget, folyóhát

Fig 4 Landforms of the Lower Tisza Region.

- A – active floodplain;
 B – channel, paleo-channel, drainage channel;
 C – lake, backswamp;
 D – point bar and swale; E – settlement;
 F – floodplain island, natural levee



amelyek a Tiszával rokoníthatók, bár paramétereik némileg kisebb folyóra utalnak. Nem így a Hódmezővásárhelytől D-re fekvő (Hód-tó), valamint a Maros–Tisza–országhatár közötti területen lévő paleo-medrek, amelyek óriási méreteik (szélesség: 600–800 m, ívhossz: 10–15 km) miatt megkülönböztetett figyelmet érdemelnek.

A fennmaradt medermaradványok térbeli eloszlása a mintaterületen nem egységes. A Csongrád–Szentes vonaltól É-ra viszonylag sokuk fennmaradt, míg a Szentes és a Hódmezővásárhely–Sándorfalva vonal közötti középső részen kisebb számban őrződtek meg. Az ártér kiszélesedő D-i egységében a nagy paleo-medrek mellett kiterjedt területek teljesen mentesek a mederformáktól (pl. a Fehér-tó környéke, a Maros–Tisza közös ártere).

Az ártér felszínfejlődésében a medreket övező *övzátóny-sorok* és a közöttük lévő *sarlólaposok* is fontos szerepet kapnak. A területen csak ott maradtak fenn, ahol az őket létrehozó meder is jól kivehető. Az É-i részen az azonosított medreket általában jól kivehető övzátóny-sorok kísérik, a középső egységben viszont a medrekkel együtt ezek a formák is megritkulnak, illetve nehezen kivehetővé válnak (pl. a Szegvártól É-ra kirajzolódó paleokanyarulat övzátónyai). Az ártér D-i részén megmaradt medreket ugyancsak jól kivehető zátonysorok kísérik.

A területen előfordulnak *lecsapoló medrek*, *ártéri mocsarak és tavak* is. Ezek kiterjedése általában jóval szerényebb: néhány ha, s a fokok hossza is mindössze néhány km.

Eloszlásuk az ártéren egyáltalán nem egységes: legnagyobb sűrűségben a középső egységben, a Szentés és Mindszent közötti szakaszon fordulnak elő, de – jóval kisebb számban – a terület D-i és É-i részén is megjelennek.

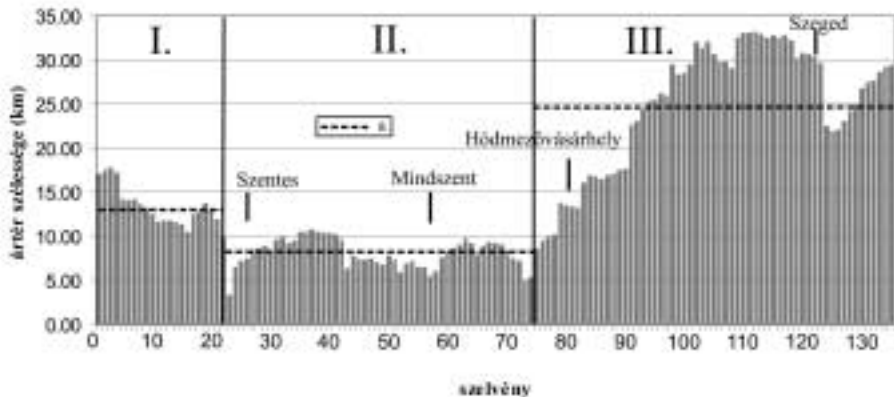
Az ártér legélesebb határvonalú, eróziós peremű formái az árvizek által ritkán előtött löszös halmok, amelyek *ártéri szigetként*, >82 m magasságban emelkednek ki a környezettükből. Leginkább infúziós löszből és száraz térszíni löszös üledékekből épülnek föl (ANDÓ M. 1969). Méretük általában nem túl nagy, a jelentősebb kiterjedésűek leginkább a D-i részen fordulnak elő (pl. Szőregi-templomdomb: 1,6 km²; Dóc: 1,7 km²; Batida: 1,8 km²).

A *települések* általában az árvizek által kevésbé érintett, magas ártéri környezetben jöttek létre, gyakran az ártérperem futásához igazodva. A Tisza jobb oldali árterének peremén a magas ártérre települt Csongrád, Csanytelek, Baks, Ópusztaszer és Sándorfalva, míg a bal oldali perem szomszédságában található Szentés, Szegvár, Mindszent, Mártély és Hódmezővásárhely. Az ártér belső területein fekvő települések (pl. Dóc, Szőreg) olyan helyeken jöttek létre, ahol a térszín szigetként állt ki a szabályozások előtti árvízjárta síkokról.

Az Alsó-Tisza-vidék geomorfológiai egységei és fejlődésük főbb jellegzetessége

Formakincsét és szélességviszonyait tekintve az Alsó-Tisza-vidék három részre osztható:

– A terület *É-i* részén az ártéri formák viszonylag egyenletesen helyezkednek el és a folyók mostani (illetve a szabályozások előtti) futásvonalától távol is jól felismerhetők. Az ártér *É-i* része (5. ábra, I. szakasz) D felé folyamatosan keskenyedik (átlagos szélesség 13,3 km).



5. ábra Az ártér szélessége a szelvények mentén, illetve a geomorfológiai egységek átlagai (a)
Figure 5 Floodplain width along the cross-sections and averages for geomorphological units (a)

– A Csongrád–Szentés vonaltól D-re, a terület *középső* egységében az ártér összesűkül (átlagos ártérszélesség 8,1 km), az ártérperem kifejezettebbé válik, miközben a formák gyakorisága is változik. Az alacsony ártéren övzátony-sorral vagy folyóhátal kísért, természetes úton lefüződött medret alig találunk. Bővelkedik viszont a terület – főleg a Kurca és a Tisza között – egykori lecsapoló medrekben és ártéri mocsarakban. Az előbbieket a folyómeder állandóságára utalnak, hiszen általuk az árvíz kivezetődik az ártérre, így szétterül a folyó energiája is, tehát az oldalazó erózió mérsékelt marad. Több helyen előfordulnak magasabb ártéri szigetek. A mai Tiszától viszonylag távol, Szegvártól É-ra

a magas ártér peremét egykor alámosta egy viszonylag nagyméretű paleo-meder, amelynek övzátonyai már csak nehezen kivehetők. Mederparaméterei (szélesség: 180–200 m, ívhossz: 5 km) alapján csaknem biztosra vehető, hogy nem a Kurca hozta létre, hanem a Tiszával rokon.

A kanyarulatok korának és a kanyarulatvándorlás ütemének ismerete fontos a terület fejlődéstörténetének rekonstruálásához. Azonban kevés biztos adat áll rendelkezésre a medrek korára vonatkozóan. A alacsony ártéren fekvő szegvári paleo-meder esetében azonban közvetett lehetőség van a meander korának megbecsüléséhez. A paleo-meder melletti ártérperemen található a késő neolitikumi (6,4–6,9 ezer éves) Szegvár-Tűzköves tell, amelynek feltárása során nagy mennyiségű kagylómaradványt találtak. Kovács R. (2007) megállapította, hogy az itt élt népesség étvendjének fontos elemei voltak a kis sodrású folyóvizekből és állóvizekből származó kagylófajok (elsősorban az *Unio pictorum*). Bár biztosan kijelenteni semmiképpen nem lehet, feltételezhető, hogy ez a kagylómennyiség a lelőhely közvetlen előterében lévő, még élővíz-utánpótlással rendelkező folyómederből származhatott. Ez viszont arra enged következtetni, hogy a mai Tiszánál nagyobb vízhozamú folyó kanyarulata közel 7 ezer évvel ezelőtt fűződhetett le (pontos optikai lumineszcens kormeghatározása folyamatban van).

– A mintaterület *D-i egysége* (a Hódmezővásárhely–Sándorfalva vonaltól D-re) jelentősen kiszélesedik. A Tisza árteréhez K-ről a Maros ártere és hordalékkúpja csatlakozik. Itt az ártér átlagos szélessége 24,8 km (5. ábra, III. szakasz). Ebben a terület egységben újra több ártéri forma fordul elő, pl. paleo-medrek, övzátony-sorok és ártéri szigetek.

Az alacsony ártér D-i egységének formái között fellelhető néhány olyan paleo-meder, amelyek méreteinek és morfológiai tulajdonságainak ismeretében több kérdés is felvetődik. Bár nem tartozik az alacsony ártéri mintaterülethez, de meg kell említenünk a Hódmezővásárhelytől É-ra elhelyezkedő, a magas ártéren jól kivehető hatalmas paleo-medret a Kenyere-ér mentén, amelynek korát OSL-kormeghatározással állapították meg (SÍPOS Gy. et al. 2009). A meder kora $11,3 \pm 0,8$ ezer év, míg az övzátonyok korából kiszámított kanyarulatvándorlási üteme 1,2 m/év. A kanyarulat méretei (szélesség: 1 km, ívhossz: 25 km) jóval meghaladják a Tisza mai méreteit. A szerzők vizsgálatai szerint a medret létrehozó folyó közép-vízhozama 12–13 ezer m^3/s lehetett (ma a Tisza közép-vízhozama Algyőnél: $700 \text{ m}^3/\text{s}$), tehát a pleisztocén végén a mai magas ártér lehetett a Tisza aktív ártere, miközben a folyó a mainál jóval nagyobb vízhozamú volt.

Ilyen kanyarulati paraméterekkel rendelkező elhagyott meder azonban nem egyedülálló a térségben. Hódmezővásárhelytől D-re, de már az alacsony ártéren egy hasonló méretű (szélesség: 800–1000 m, ívhossz: 15 km) paleo-meder található (az egykori Hód-tó) – továbbá egy kisebb a Gyülő-ér mentén –, ami a mai Tisza kanyarulatainál még így is csaknem kétszer nagyobb (szélesség: 400–500 m, ívhossz: 7 km) méretet jelent. Ezeken kívül a Marostól D-re, Deszk és Tiszasziget mellett is van két hatalmas paleo-meder (szélesség: 500–800 m, ívhossz: 9–10 km). Közös jellemzőjük, hogy kialakító folyójuk paraméterei szintén meghaladták a mai Tiszáét. Az említett alacsony ártéri medrek közül a deszki kanyarulatot vizsgálták behatóbban (SÍPOS Gy. et al. 2009; HORVÁTH Zs. 2010). Megállapították, hogy ezt a kanyarulatot a mai Duna méreteihez hasonló nagyságú, $8,7 \pm 1$ ezer évvel ezelőtt létező folyó hozta létre. A kanyarulat vándorlási üteme – az övzátony-sorok kormeghatározása alapján – 1,3 m/évnek adódott. Tehát a Deszktől D-re, az alacsony ártéren fekvő kanyarulat kb. 3–4 ezer évvel fiatalabb a Hódmezővásárhelytől É-ra fekvő magas ártéri paleo-medernél. Ez azt jelenti, hogy az alacsony ártér bevágódása 11,3–8,7 ezer évvel ezelőtt, a holocén elején történt. Morfológiai bélyegeik alapján feltételezhető, hogy az alacsony ártéren fekvő többi nagy paleo-meder kora a deszki mederéhez hasonló.

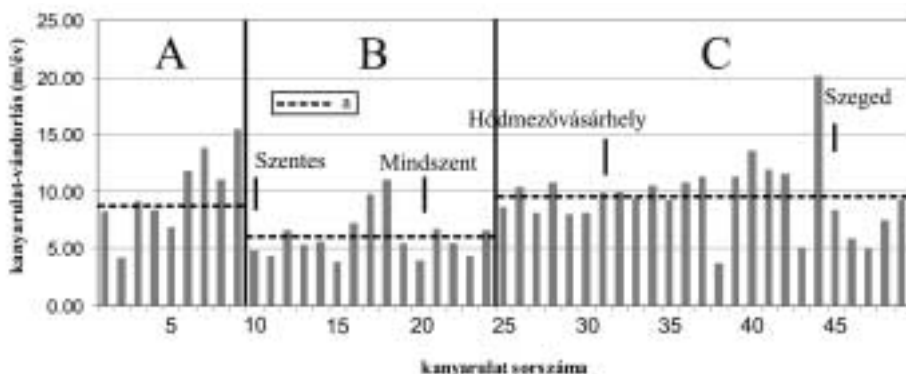
Érdekes, hogy ezek a nagy paleo-medrek kizárólag a Tisza bal partján találhatóak, az ártér Ny-i oldalán vagy a Marostól É-ra hasonló formákkal nem találkozunk. Felmerül tehát a kérdés, mi az oka annak, hogy a fenti, a holocén első felében keletkezett ártéri formák csaknem sértetlenül fennmaradtak, míg az ártér többi részén az elhagyott medrek jórészt hiányoznak? E kérdés megválaszolásához meg kell határoznunk az ártér-átdolgozás ütemét, ami végeredményben utal az ártér minimum-korára is.

Az ártér-átdolgozás üteme és az ártér kora

A teljes ártér átdolgozásához szükséges időnek, azaz végeredményben az ártér minimális korának meghatározásához először a természetes kanyarulat-vándorlás sebességét kell megadnunk. Ennek megállapításához viszont elég kevés forrás áll rendelkezésünkre. A katonai felmérések közül az I. térképezés – pontatlansága miatt – alkalmatlan a meder oldalazó eróziójának vizsgálatára. A II. és a III. felmérés már georeferált térképlapjai viszont elvileg felhasználhatók egy ilyen elemzéshez, hiszen ezek még a szabályozások elején készültek, tehát a csaknem természetes kanyarulatvándorlást mutatják. Ennek ellenére a katonai térképek alapján kiszámolt értékek csupán fenntartással kezelendők, mivel a két időpontban ugyanazt a futást ábrázolták, csak oldalirányban eltolva.

A katonai térképek alapján 49 kanyarulat vándorlási ütemét mértük meg (6. ábra). A mintaterület fentebb leírt hármas egysége ebből a szempontból is kirajzolódik. Az ártér É-i részén (A-szakasz) a medervándorlás sebessége gyors (átlag 9,1 m/év), így az ártér átdolgozása is viszonylag gyorsan mehet végbe. E kanyarulat-vándorlási ütem mellett, a terület átlagos szélességi viszonyait (13,3 km) figyelembe véve az ártér teljes átdolgozásához szükséges idő alig 2200 év. D felé haladva, Szentestől (B-szakasz) nagyjából harmadával csökken a kanyarulatok elmozdulásának átlagos mértéke (6,1 m/év). Mivel e szakasz mentén az átlagos ártérszélesség is jelentősen kisebb (8,0 km), itt az ártér minimális átdolgozási ideje csupán 2000 év lenne. A mintaterület legdélebbi egységében, ahol a legszélesebb az ártér (átlag: 24,8 km) és a kanyarulatvándorlás is a leggyorsabb ütemű (9,5 m/év), az ártér teljes átdolgozása alig 4000 évet venne igénybe. A korábbi kutatások (SIPOS Gy. et al. 2009; HORVÁTH 2010) eredményei viszont nem támasztják alá ezeket az adatokat.

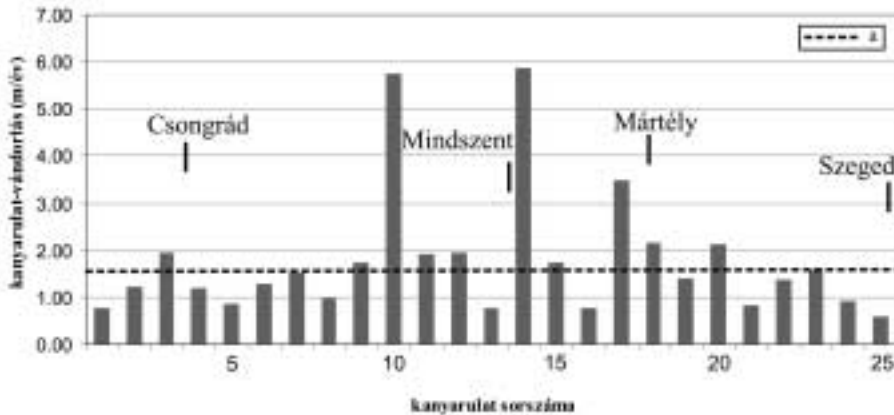
Mivel úgy tűnik, hogy a katonai térképek pontatlansága miatt a kanyarulatvándorlás sebessége „túlbecsült” lett, szükség volt pontosabb térképek felhasználására is, csakhogy,



6. ábra Kanyarulatvándorlási sebesség (m/év) az Alsó-Tiszán a II–III. katonai térképek alapján és az egyes geomorfológiai egységek átlagai (a)

Figure 6 Rate of meander shift (m/y) based on the interpretation of the Second and Third Military Survey and averages for geomorphological units (a)

a 19–20. századi térképek már a szabályozott Tiszát mutatják. A Tisza-Atlasz (VITUKI 1976) segítségével azonosítottuk azokat a kanyarulatokat (25), ahol nincs partbiztosítás, tehát a kanyarulatvándorlás üteme mérhető. A kapott értékek (átlagosan 1,7 m/év) jóval elmaradnak a katonai felméréseknél mért vándorlási ütemtől (7. ábra). Ráadásul a kevés adat miatt a mintaterület sem osztható egyértelmű szakaszokra. A jelenlegi kanyarulatvándorlási ütemmel számolva a terület egyszeri, teljes átdolgozásához szükséges idő a mintaterület É-i részén 7500 év, közepén 4500 év, míg D-en 14 ezer év.



7. ábra Kanyarulatvándorlási sebesség (m/év) 1890 és 1976 között az Alsó-Tiszán és ennek átlaga (a)
 Figure 7 Rate of meander shift (m/y) between 1890 and 1976 along the Lower Tisza River and its averages (a)

Összefoglalás

Az Alsó-Tisza-vidék harmadidőszaki és pleisztocén felszínfejlődését számos kutató vizsgálta (MIHÁLTZ I. 1967; ANDÓ M. 1969; RÓNAI A. 1978, 1979), a holocén folyamatokkal viszont már kevesebb kutatás foglalkozik (GÁBRIS GY. 1995, SOMOGYI S. 2000). Ugyanakkor több kérdésben (pl. az alacsony és a magas ártér kialakulása ideje és körülményei tekintetében) még nem alakult ki egységes álláspont. A geomorfológiai formák elemzésével azonban a holocén folyamatok jellegére következtetni lehet. Az itt bemutatott kutatás során a Tisza alacsony árterének geomorfológiai jegyei és a meglévő adatok összefoglalása alapján a felszínfejlődés főbb folyamataira világítunk rá.

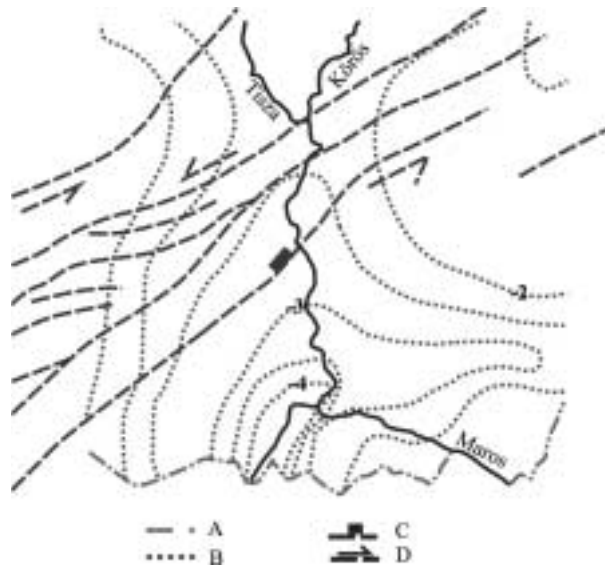
Az ártér minimum korára utal az ártér-átdolgozási idő. A kanyarulatok vándorlása a II. és III. katonai felmérés alapján szakaszonként eltérő intenzitással, de általában gyors ütemben zajlott (6,1–9,5 m/év). Ezzel az adattal számolva az ártér átdolgozási ideje alig 2–4 ezer év, viszont ez a térképek pontatlansága miatt vitatható. A vízrajzi térképek alapján a kanyarulatvándorlás üteme jóval lassabb (1,7 m/év), de ezen érték realitását mutatja, hogy hasonló ütem adódott a paleo-medrekre is (1,2–1,3 m/év), illetve GPS-es méréseink is 1,15 m/év ütemet adtak (KNYIHÁR Zs. 2010). Ezzel az ütemmel számolva a Tisza alacsony árterének középső részén az ártér-átdolgozási idő legalább 4500, az É-i egységben 7500, a déliben pedig 14 ezer év, tehát ez lehet az ártér minimális kora.

Az ártér korára utalnak az azonos generációkba tartozó paleo-medrek is. A Hódmezővásárhelytől É-ra, magas ártéren fekvő (kenyere-éri) meder kora $11,5 \pm 0,8$ ezer év (SÍPOS GY. et al. 2009), tehát a mai magas ártér ekkor egy jóval nagyobb vízhozamú folyó aktív

ártere lehetett. Az alacsony ártér kialakulása, a terület bevágódása csak ezután kezdődhetett meg. Hasonlóan nagyméretű medrek előfordulnak az alacsony ártéren is; közülük a deszki paleo-meder kora ismert: $8,7 \pm 1$ ezer év (SIPOS Gy. et al. 2009; HORVÁTH Zs. 2010). A holocén elején tehát már kialakult a Tisza alacsony árterének jelenlegi térszíne. Mivel a magas ártéren lévő Kenyere-ér menti paleo-meder és az alacsony ártéri Hód-tavi paleo-meder mérete csaknem megegyezik, feltételezhető, hogy az azokat kialakító folyó vízhozama a kialakulásuk között eltelt idő alatt nem változott jelentősen, csupán a bevágódása zajlott le. Ha pedig a vízhozam nem változott, akkor a bevágódásnak nem lehetett hidrológiai vagy klimatikus oka, mint azt például BORSY Z. (1989) feltételezte.

Az alacsony ártér K-i részén található szegvári, gyülő-éri és tiszaszigeti paleo-medrek méretei elmaradnak az előbb említett paleo-medrekéitől, de még így is meghaladják a jelenlegiek méreteit. A paleo-medrek méretbeli hasonlósága miatt a hasonló kialakulási kor feltételezhető. Régészeti leletek (KOVÁCS R. 2007) azt mutatják, hogy a szegvári paleo-meder 6,7–6,9 ezer évvel ezelőtt még rendelkezett vízutánpótlással. Tehát e medrek és a deszki paleo-meder létrejötte közötti időszakban (8,7–6,7 ezer éve) a folyó vízhozama valószínűleg jelentősen csökkent.

Az alacsony ártér bevágódását követően létrejött kisebb-nagyobb paleo-medrek és övzátony-sorok a mintaterületnek csak a szélesebb É-i (13,3 km) és D-i (24,8 km) egységeiben maradtak fenn nagy számban. Ezek a formák a szűk (8,0 km) középső egységben általában hiányoznak, miközben a lecsapoló medrek válnak jellegzetessé. Nyilván a középső egységben is kellene lennie paleo-medereknek, hiszen a magaspártok ívesen alámosottak, tehát a Tisza bebarangolhatta az egész árteret. Felvetődik a kérdés, hogy akkor itt miért nem maradhettek fenn holocén elejei medrek? Valószínűleg itt olyan intenzív a szűk ártér feltöltődése, hogy ezeket a formákat vastag üledék fedi, ráadásul a lecsapoló medrek maguk is ezt az ártérfeltöltődést segítik azzal, hogy a folyótól távolabbra is nagy mennyiségű, hordalékban gazdag vizet vezetnek árvizek idején.



8. ábra Az Alsó-Tisza-vidék jelenkori feszültségtere és a függőleges kéregmozgások (Forrás: Joó I. 1998).

– A – államhatár; B – függőleges felszínmozgások; C – normál vető; D – oldalirányú elmozdulás

Figure 8 Present-day pressure field and vertical tectonic movements in the Lower Tisza Region (source: Joó, I. 1998).

– A – national border; B – vertical tectonic movements; C – normal fault; D – lateral displacement

A középső egység intenzívebb feltöltődésének okát a magas és alacsony árteret elválasztó ártérperem jellegzetességei tárják fel. A mintaterület É-i és D-i egységében a két ártéri szint magassági értékei együtt változnak, míg az ártérperem meredeksége mindkét oldalon D felé haladva fokozatosan csökken (5–8-ról 1–2%-ra). Azonban a terület középső, legkisebb részén (Mindszenttől a Sándorfalva–Hódmezővásárhely vonalig) az alacsony ártér szintje 79 m alá csökken, a magas ártéré az 82–84 m körül marad. Ez arra enged következtetni, hogy ez a szakasz erőteljesebb tektonikus hatás alatt áll. A környezetéhez képest intenzívebben süllyedő térszínen az ártér-átdolgozás mérséklődött, illetve ezzel párhuzamosan a feltöltődés felgyorsult. Az így képződött fiatal alluvium pedig elfedte a holocén első felében képződött ártéri formákat. Ezt az intenzív ártér-feltöltődési folyamatot támasztja alá az itt nagyobb számban előforduló lecsapoló medrek jelenléte.

A feltételezés igazolására tektonikai térképet (Joó I. 1998) kerestünk, amely azt mutatja, hogy nagyjából Mindszent tájékán harántolja egy DNY–ÉK-i irányú vető a területet (8. ábra), amelynek mentén oldalirányú elmozdulás is zajlik. A térkép szerint a mintaterület D-i egysége, Szeged környéke és a Maros torkolatától É-ra lévő terület süllyed a legintenzívebben. Az egyik formaszegény terület a Maros medrétől É-ra található. Ez egybeesik az erősen süllyedő térszínnel, ami – ha számításba vesszük a Maros magas hordalékhozamát – megmagyarázza a formák hiányát az intenzíven feltöltött ártéren. Ezzel szemben a mindszenti, középső egységként meghatározott, feltételezhetően intenzívebben süllyedő terület nem rajzolódik ki a térképeken a kis méretarány miatt, de véleményünk szerint a paleo-medrek hiánya itt is a feltöltődés következménye. Ugyanakkor például a Maros–Tisza szöge környezetükhöz képest kevésbé süllyedhettek, ami a holocén eleji formák megőrződéséhez vezethetett.

KISS TÍMEA

SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
kisstimi@gmail.com

HERNESZ PÉTER

SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
herneszf@freemail.hu

IRODALOM

- ANDÓ M. 1969: Az Alsó-Tiszavidék. – In: PÉCSI M. (szerk.): A tiszai Alföld. Magyarország tájféldrajza sorozat. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 142–158.
- BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – Földr. Ért. 38. 3–4. pp. 211–224.
- GÁBRIS GY. 1995: A folyóvízi felszínalakítás módosulásai a hazai későglaciális-holocén öskörnyezet változásainak tükrében. – Földrajzi Közlemények 119. 1. pp. 3–10.
- HORVÁTH ZS. 2010: A deszki egykori meder paleohidrologiai vizsgálata. – Diplomamunka. SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék. pp. 31–43.
- JOÓ I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. – Geodézia és Kartográfia, 50. 9. pp. 3–9.
- KASZAB I. 1987: Építéstani összefüggések Szeged és környéke felszínközeli üledékeiben. – MÁFI, Budapest. 112 p.
- KOVÁCS R. 2007: Szegvár-Tűzköves késő neolitik tell kagylóanyagának környezetrégészeti vonatkozásai. – Diplomamunka. SZTE TTK Földtani és Őslénytani Tanszék. pp. 26–38.
- KNYIHÁR ZS. 2010: A Tisza aktív mederformálása Mindszentnél. – Szakdolgozat, SZTE–TFGT, Szeged. 36 p.
- MAROSI S.–SOMOGYI S. (szerk.) 1990: Magyarország kistájainak katasztere. – MTA Földrajztud. Kut. Int. Budapest. pp. 210–218.
- MIHÁLTZ I. 1967: A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana. – Földtani Közlemények, 97. pp. 294–307.
- MIKE K. (szerk.) 1970: A Tisza. – Vízrajzi Atlasz Sorozat, VITUKI, Budapest.

- MOLNÁR B. 1967: A Dél-Alföld pleisztocén feltöltődésének ritmusai és vízöldtani jelentőségük. – Hidrológiai Közöny, 47. 12. pp. 537–552.
- RÓNAI A. 1978: Hódmezővásárhely. – (Az Alföld földtani Atlasza: magyarázó). Budapest: MÁFI, XVI. 18.
- RÓNAI A. 1979: Szeged. – (Az Alföld földtani Atlasza: magyarázó). Budapest: MÁFI, XI. 19.
- SÍPOS GY. – KISS T. – KOROKNAI L. – HORVÁTH Zs. 2009: Pleisztocén és holocén medrek vizsgálata az Alsó-Tiszavidéken. – In: 100 éves a Jégkorszak. Tudományos Konferencia, PTE TTK Földrajzi Intézet.
- SOMOGYI S. 2000: A természeti változások és társadalmi-gazdasági folyamatok kölcsönhatása az Alföldön a Honfoglalás előtt. – Az Alföld történeti földrajza, Nyíregyháza. pp. 7–24.