

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi és Informatikai Kar

Földtudományok Doktori Iskola

Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

**MEDER – ÁRTÉR (SZÉT)KAPCSOLTSÁGÁNAK
VIZSGÁLATA A MAROS ALFÖLDI SZAKASZÁN**

Doktori (Ph.D) értekezés tézisei

BALOGH MÁRTON

Témavezető

Dr. Kiss Tímea

Egyetemi docens

Szeged

2020

1. Előzmények, célkitűzések

A környezeti tényezők megváltozására a folyók az esésük, valamint a víz- és hordalékhozamuk módosításával válaszolnak, amelynek eredményeként a meder kanyargóssága változhat, a meder feltöltődhet vagy bevágódhat, mintázata átalakulhat, és így az ártér és meder formakincse megváltozhat.

Az árterek a fluvialis folyamatok komplex kölcsönhatásának eredményeként jönnek létre, ezért formakincsük, tulajdonságaik és fejlődésük lényegében a folyó hidrológiai jellegzetességeinek és hordalékszállításának függvényében alakul. Az árterek kulcsfontosságú szerepet játszanak a folyó víz- és hordalékháztartásában, valamint a vízvezető képesség befolyásolása révén az árvizek levezetésében is (Schweitzer et al. 2002). Az árterek épülésében a két legfontosabb folyamat a meder- és ártér határán zajló oldalirányú üledékképződés, valamint az ártéren végbemenő vertikális üledék-felhalmozódás, melyekhez az árteret felépítő anyagok közel 80%-a köthető (Wolman és Leopold 1957, Howard 1996). A fluvialis feltöltődés alapja elsősorban a folyó energiája és a szállított folyóvízi üledék szemcsemérete és mennyisége közötti egyensúly megléte vagy hiánya (Nanson 1986, Brierley and Hickin 1992). A vertikális üledék-felhalmozás során az árvízkor medréből kilépő folyó elárasztja az árteret és a szállított hordalékát lerakva vízszintesen egymásra épülő üledékrétegeket hoz létre (Dufour and Piégay 2005, Steiger et al. 2005). Az ártérre kilépő vízből először a durva hordalék rakódik le, ami folyóhátak képződéséhez vezethet, míg a finomszemcsés, lebegtetett hordalék az ártér belsejébe szállítódik, ahol nagy kiterjedésű hordaléktakarót képez (Cazanacli and Smith 1998, Kiss et al. 2004, 2011). Az ártéri formakincs alakulása erősen függ a vízfolyás hidrológiai jellemzőitől, hiszen míg vertikális üledék-felhalmozódás csak árvízkor mehet végbe, addig az oldalirányú üledékképződés mederkitöltő vízszintet el nem érő vízállások idején is folyamatos lehet (Lóczy 2013).

A Maros árterét intenzív akkumulációs folyamatok alakították (Kiss et al. 2011), ami a folyó nagy esésével és jelentős hordalék-hozamával magyarázható. Ugyanakkor a laterális és a vertikális üledék-felhalmozás is térben korlátozott a gátak, illetve az aktív meder szűkülése és bevágódása miatt (Blanka and Kiss 2006, Kiss et al. 2017, 2018). A Maros vertikális ártér feltöltődésének tér- és időbeli jellemzőit Kiss et al. (2011) határozták meg. Bár a felhalmozódás által létrejött formakincs utal a meder és az ártér kapcsolatának jellemzőire – ami térben és időben is változhat –, ezt a kapcsolatot nem elemezték részletesen, noha jelzi az aktív fluvialis

folyamatok főbb jellemzőit. Ennek a kapcsolatnak a vizsgálatára nyílt lehetőségem a Maros 53,7 km hosszúságú magyarországi- és határszakasza mentén, LiDAR pontfelhőből generált domborzatmodell felhasználásával.

Kutatásom során a következő célokat tűztem ki:

- 1) A Maros hidrológiájában bekövetkezett változások meghatározása az 1901 és 2017 közötti időszakban.
- 2) A folyó-meder morfológiai sajátosságainak meghatározása a teljes síksági szakaszon.
- 3) A meder mentén kialakult ártéri szintek azonosítása és jellemzésük.
- 4) Az ártéri formakincs (folyóhátak, lecsapoló medrek és övzátony-sorok) azonosítása, valamint térbeli sajátosságaik meghatározása.
- 5) A folyó hossz-szelvénye mentén megfigyelt térbeli változások értelmezése az antropogén beavatkozások szempontjából, az elmúlt kb. 150 év során.
- 6) A meder és az ártér kapcsoltságának az értékelése.

2. Vizsgálati terület

A Maros medrének és árterének morfológiájában bekövetkezett rövid- és hosszútávú tér- és időbeli változásokat, továbbá az ártérfejlődés módját a Lippa és Szeged közötti szakaszon vizsgáltam. A Maros ezen síksági szakasza 176,1 km hosszúságú, nagy része Románia területén kanyarog (124,8 km), majd 25,7 km hosszan képezi a Románia és Magyarország közötti határt, végül pedig a folyó hazánk területén 28 km-t tesz meg a torkolatáig. A Lippától a torkolatig tartó szakaszon, a hordalékkúp morfológiájától függően az esés 30-60 cm/km közötti, míg a torkolathoz közeledve a folyó esése fokozatosan 4-6 cm/km-re csökken (Kiss et al. 2011). A Maros átlagos lebegtetett hordalékhozama Deszknél 265 kg/s (8,3 millió t/év), míg a fenékhordalék hozama 0,9 kg/s (28,3 ezer t/év; Bogárdi 1954). A nagy esés és a jelentős mennyiségű szállított hordaléknak köszönhetően a meder dinamikusán fejlődik (Kiss és Sipos 2007).

A Maros vízhozama Makónál 21-2450 m³/s között változik (Sipos et al. 2007). Az ártérformálódást alapvetően meghatározzák az árvizek, amelyek hossza a 20. század elején még évente 6-21 nap volt, azonban az utóbbi évtizedekben – néhány év kivételével – az árvizek elmaradtak (Kiss 2014), részben a jelentős mértékű vízviasszatartás miatt, részben a kavicskitermelés okozta bevágódás következtében (Urdea et al. 2012).

A Maroson az ármentesítési munkálatokat 1752-ben kezdték el, de az átfogó töltésepítési és mederszabályozási munkák csak az 1850-es években kezdődtek. Az árvízvédelmi töltésrendszert Szegedtől Főnlakig összefüggően kiépítették (Török 1977), ugyanakkor a felsőbb szakaszon csak lokális töltések találhatók, mivel a települések többsége kiemelt ártéri szinteken és teraszokon található. Az 1846-1872 évek közötti mederszabályozás során a Szeged és Lippa közötti 249,5 km hosszú szakaszt 165,6 km-re rövidítették 33 kanyarulat átvágásával (Török 1977). A megnövekedett esésű és hordalékhozamú folyón a kanyarulat-átmetszések hatására intenzívvé vált a zátony- és szigetképződés, aminek eredményeként a határszakaszon fonatossá vált a folyó, hiszen itt kisvízi szabályozást nem végeztek (Sipos 2006). A Makó és Szeged közötti (28 km) kanyargós szakaszt a kisvízi szabályozás során az 1950-60-as években sarkantyúkkal és partbiztosításokkal rögzítették (Török 1977). A nagymennyiségű szállított hordalék következtében a hullámtér-feltöltődés üteme a szabályozásokat követően volt a legnagyobb (1,2-2,5 cm/év), ami részben a leszűkített ártérnek és a gyakoribbá váló árvizeknek volt köszönhető (Kiss et al. 2011).

Az 1950-es évek óta a Maros medrére a szűkülés jellemző, amely részben a kisvízi szabályozási munkálatokhoz köthető (Sipos 2006), részben pedig a felsőbb szakaszokon a vízvisszatartás (árhullámok elmaradása) és a kavicsbányászat (bevágódás) következménye (Urdea et al. 2012). A Maros magyarországi szakaszán az 1950-60-as években volt a legintenzívebb a mederszűkülés (12-15 m/év), majd fokozatosan mérséklődött (Blanka et al. 2006). A szabályozott (28-0 fkm) és a szabályozatlan (50-28 fkm) szakaszok szűkülése között kb. 40% körüli eltérést mért Sipos (2006) a 20. sz. második felében. Terepi bejárásaim során azt tapasztaltam, hogy az egyre intenzívebb mederszűkülés és bevágódás hatására a korábbi ártéri szintek inaktívvá válhattak és új, alacsonyabban elhelyezkedő ártéri szintek alakultak ki az egykori part pereme és az új meder között.

Bár a folyó hidrológiájában bekövetkezett változásokat és a meder morfológiai változásait a teljes szakaszon megvizsgáltam, az ártér részletes feltérképezése és vizsgálata csak a magyarországi- és határszakaszon (53,7 km) készült el, ahol a rendelkezésemre álló – LiDAR pontfelhőből generált – domborzatmodell ezt lehetővé tette.

3. Módszerek

A folyó morfológiájában bekövetkezett változások vizsgálatához elengedhetetlen a folyó hidrológiájának ismerete, hiszen a hidrológiát befolyásoló tényezők nagyban befolyásolják a vízjárást, ami végső soron a meder, az ártér, valamint ezek formakincsének fejlődését is meghatározza. *Vízállás és vízhozam* adatok a Maros makói vízmércéjéről (24,5 fkm) álltak rendelkezésemre (1901-2017). Az éves jellegzetes vízállás (KV, KöV és NV) és vízhozam adatok (KQ, KöQ és NQ), illetve az árvizes és kisvizes napok számának változásait figyelembe véve a vizsgált idősort hidrológiai időszakokra osztottam. Az egyes időszakokra jellemző *legnagyobb vízállások visszatérési idejét*, illetve a Makó körüli ártéri formák elöntéséhez szükséges árvizek visszatérési idejét a Gringorten-formula (1963) alapján számítottam ki.

A medret és a mederben található formakincset érintő hosszútávú változásokat a Maros teljes alföldi szakaszán (176,1 km) megvizsgáltam. A méréseket a III. katonai térképezés (1:25.000; 1881) szelvényein és a Google Earth műholdfelvételein (2017) végeztem ArcMap 10.0 szoftverrel, míg az összehasonlító elemzést a MS Excel programban készítettem el. Bár torzításai miatt mérésekhez nem tartottam megfelelőnek az I. (1:28.800; 1783-1784) és II. (1:28.800; 1860-1865) katonai felméréseket, a Maros futásvonalában bekövetkezett változások értékeléséhez azonban nagy segítséget nyújtottak.

A vizsgált 176,1 km hosszú folyószakaszt az inflexiós pontok alapján 114 egységre osztottam. Az azonos planimetriai jellegzetességek, a meder esése, az antropogén beavatkozások, valamint a meder és az ártér fejlődési módja alapján egymástól elkülönülő *morfológiai szakaszokat* határoztam meg.

Mivel az ártéri formák igen változatos kiterjedésűek és viszonylag kis magasságúak, ezért meghatározásukhoz a topográfiai térképek nem elégségesek, ugyanakkor a terepen történő azonosításuk és felmérésük a teljes hazai szakaszon igen munka- és időigényes. A *szigetek és az ártéri formák* azonosításához, valamint morфомetriai paramétereik meghatározásához (magasság, szélesség, lejtés) az Alsó-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság által a rendelkezésemre bocsájtott LiDAR pontfelhőből generált domborzatmodellt használtam. A domborzatmodell a magyarországi- és határszakasz menti terület 96 km² nagyságú területét fedi le, 4 m² pontossággal. A felmérést 2014 őszén készítették, ezzel is

minimalizálva a növényzet hatását a felmérés pontosságában. A domborzatmodell vertikális pontossága $\pm 0,1$ m, amit a mintaterület egészen elvégzett, 525 visszamérési pontból álló RTK GPS-es mérés-sorozattal ellenőriztem. A formák morfológiai paramétereinek meghatározását ArcMap 10.0 szoftver-környezetben végeztem.

A mára már *inaktívvá vált, üledékkel borított ártéri- és mederformák* azonosításához GSSI georadart (GPR – Ground Penetration Radar) használtam, 200 MHz-es és 270 MHz-es antennákkal. A kijelölt szelvény mentén a radar behatolási mélysége 5-6 m volt, míg a felbontása 0,1-0,3 m. A felmérés során, a GPR szelvények mentén Topcon HyperPro RTK GPS-szel méterenként vettem fel magassági pontokat, hogy a későbbiekben korrigálni tudjam a keresztzelvény magassági értékeit. Az elkészült radarfelvételeket a magassági értékek korrigálását követően Radan 6.6 szoftverkörnyezetben elemeztem ki. A szelvényeken az eltérő rétegek határait jelöltem, melyből következtetni tudtam a forma épülésének fázisaira.

A folyóhátak anyagából vett üledékmintákkal, illetve azok szemcseméret meghatározásával a *folyóhátak anyagának folyásiránybeli változását* vizsgáltam. A mintavételeket Pürckhauer-típusú fűrófejjel végeztem. A mintavételezés minden esetben 10 cm-enként történt addig a mélységig, amíg el nem értük az egykori mederfenék homokos anyagát.

A begyűjtött, kiszáritott, majd porított minták szemcseösszetétel meghatározását Malvern Mastersizer 3000 eszközzel, valamint Hydro LV kiegészítő modullal végeztem. A műszer mérési tartománya 0,01-3500 μm közötti. A méréshez 1:10 arányú calgonos oldatot használtam. Az üledékminta szemcseméretének osztályozásához a Wentworth-skálát vettem alapul.

Az *övezet-sorok épülését* dendrológiai felméréssel vizsgáltam. A kanyarulatok belső ívén található övezet-sorok keresztzelvényét LEICA prizmás mérőállomással készítettem el, míg a szelvény mentén, az egyes övezet-yokon megtelepedett fás szárú növényzet dendrológiai mintavételét bőtüző segítségével végeztem. A begyűjtött furatok évgyűrűinek számát mikroszkóppal határozta meg, majd ezen értékekkel jellemeztem az egyes övezet-yok korát.

4. Eredmények

4.1. Hidrológiai viszonyok alakulása

A jellegzetes éves vízállás és vízhozam adatok alapján a vizsgált időszakot egymástól jól elkülönülő 5 hidrológiai időszakra osztottam. Ezen időszakok jellegzetes hidrológiai folyamatai alapvetően befolyásolták a meder- és ártérfejlődést, bár a nagy esés miatt az adatok csak a makói vízmércéhez tartozó szakaszra terjeszthetők ki nagy biztonsággal.

Elemzésem szerint a Maros vízjárása jelentősen megváltozott a vizsgált több mint száz év alatt, ami az éves jellemző vízállásokban és vízhozamokban, az árvizes és kisvizes napok számában, illetve az árvizek visszatérési idejének alakulásában is megjelent. Az 1901-1911 közötti időszakban mindössze 2 rövidebb árvíz volt, azonban az ártér fejlődésének kedvezett az 1912-1944 közötti időszak, hiszen ekkor a Maros közel két évente kilépett a medréből és viszonylag hosszan (átlagosan 21 nap/év) formálhatta az árterét, így a hosszú árvizek lehetőséget adtak a vertikális feltöltésre. A kis- és középvizek szintjének 1970-es évekig tartó emelkedése a meder lassú, összesen 8-15 cm-es feltöltődésére utal. Ugyanakkor a kisvizek tartóssága nőtt, tehát a mederformálódás mértéke időben korlátozottabbá vált. Ezzel szemben az 1970-1994 közötti időszakban a kisvizek szintje csökkent, ami a meder 19-24 cm-es bevágódására utal. Az ekkor előforduló szélsőségesen magas nagyvízi vízállások és vízhozamok során az ártér tovább fejlődhetett, igaz lassabb ütemben, hiszen az árvizes napok száma átlagosan csupán 16 nap/év volt. Az utóbbi évtizedekben (1995-2017) a bevágódás mértéke mérséklődött (12-15 cm), akárcsak az ártérfejlődés üteme, mivel az árvizek egyre ritkábbak és kisebbek, amit az árvizes napok (14 nap/év) csökkenése is jelez.

4.2. A jelenlegi Maros-meder morfológiai egységei

A Maros Lippai-kapuból kilépő 52,6 km hosszú szakasza (1-37. egységek) a mederből történő *kavicskitermelés által leginkább érintett*. Ezt a bányászat hatására intenzív parterózióval jellemezhető *kanyargós és bevágódó folyószakasz* (17,3 km; 38-50. egységek) követi. Ennek alvízi szakaszán, a védművekkel ellátott és kanyarulat-átvágások révén szabályozott *kiegyenesített szakasz* található (12,2 km; 51-59. egységek). A folyásirányban következő *nagy kanyarulatok* (14,5 km; 60-68. egységek) mentén a folyó széles árterén túlfellett kanyarulatok torlódtak fel. A 38,9 km hosszúságú *hordalékkúp peremi szakaszon* (69-87. egységek) a meder átlagos szélessége (144 m) a legnagyobb a részletesen vizsgált mederszakasz

egészén. A felvízi szakaszokon elvégzett szabályozások hatására megnövekedett esés és hordalékhozam következtében, a hordalékkúp előterében egy *fiók-hordalékkúp* (12 km; 88-95. egységek) alakult ki (Kiss et al. 2011). Míg a következő, *ártéri szakaszon* (15,4 km; 96-104. egységek) a hullámtér szélessége még nem korlátozta az ártéri formák kialakulását, addig a Marost a *torkolati szakaszán* (13,2 km; 105-114. egységek) már jelentős szabályozási munkálatokkal és kanyarulat-átvágásokkal kényszerítették a leszűkített hullámterére.

4.3. A Maros medrének alakulása 1881 és 2017 között

A Maroson elvégzett kanyarulat-átvágási és szabályozási munkálatok jelentősen megváltoztatták a vízfolyás futását és a meder morfológiáját. A Lippp és a tiszai torkolat közötti folyószakasz hosszát 83,9 km-rel (249,5 km-ről 165,6 km-re) csökkentették a III. katonai felmérés (1881) idejére. Azonban az antropogén beavatkozásokra válaszul a folyó igyekezett (egy újabb) egyensúlyi állapotába visszatérni, ami a formakincs átalakulását eredményezte.

Ugyan a folyó középvonalaának hossza az átvágások befejezése óta 9,5 km-rel nőtt 1881 és 2017 között, ez a növekedés leginkább a Lippp és az országhatár közötti folyószakaszt érintette, míg a teljes hossz-növekedés mindössze 6%-a (0,6 km) történt a magyarországi- és határszakaszon.

A Maros szélességében jelentős változások következtek be a vizsgált időszak alatt, hiszen míg 1881-ben a meder átlagos szélessége 183 m (max: 1704 m; min: 31 m) volt, addig 2017-re ez az átlagérték 116 m-re csökkent (max: 493 m; min: 41 m). Tehát a mederszűküléssel történő horizontális ártérfejlődés átlagos üteme 0,5 m/év volt, amely folyamat a teljes szakasz 80%-át érintette. A mederszűkülés a kanyargós és fonatos folyószakaszokon volt a legintenzívebb, míg az álkanyarokkal tagolt alvízi szakaszok szélessége alig változott, illetve egy-egy kanyarulat mentén még nőtt is. Az intenzív szűkülés következtében felgyorsult az övzatony-sorok fejlődése, valamint új ártéri szintek alakultak ki, melyek lehetővé tették új folyóhát generációk kialakulását is.

A vizsgált folyószakaszon a szigetek számának csökkenése nem jelentette feltétlenül a szigetek pusztulását, hiszen több esetben is az egymáshoz közel lévő szigetek összeforrtak a köztük található átfolyások feltöltődése révén, így egy nagyobb szigetként fejlődtek tovább. A szigetek partba olvadása révén történő ártérfejlődési mód az Ópálos–Arad (8-37. egységek), Zádorlak–Pécska (45-60. egységek) és Sajtény–Magyarcsanád

(76-89. egységek) közötti szakaszokon volt jellemző. A Maros szigetei jellemzően folyásirányban vándorolnak.

4.4. Ártéri szintek alakulása a Maroson

A meder bevágódása és szűkülése miatt három szintet tudtam elkülöníteni a Maros mentén: (1) az inaktívvá vált árteret, (2) az új, alacsonyabb térszínen kialakult aktív ártéri szintet, és (3) az aktívan bevágódó meder szintjét. Ezek magasságkülönbsége és az aktív bevágódás mértéke szoros kapcsolatban áll egymással. Ópálostól Mondorlakig (8-21. egységek) – ahol a bányászat a legintenzívebb volt – az ártéri szintek magasságkülönbsége és az aktív bevágódás mértéke is nőtt, ami azzal magyarázható, hogy a Maros medre a bányászott szakasz felvízi részén hátravágódott, illetve jelenleg is bevágódik, hiszen a Maros egy kiegyenlítettebb esésgörbe kialakítására törekszik. Ez a bevágódás alvízi irányba is hat, azonban az ártéri szintek különbsége eltérő módon változik tovább. Az aktív és az inaktívvá vált ártéri szintek magasságkülönbségének mértéke Mondorlak településtől (21. egység) a mederbe épített fenékküszöbig (24. egység) kevesebb, mint a felére (42%) csökken, hiszen a fenékküszöb által mérséklődik az esés, ezáltal pedig a meder eróziójának mértéke is. Ugyanakkor a fenékküszöb alvízi szakaszán tisztavíz erózió alakul ki, aminek következtében a bevágódás mértéke, így a szintek különbsége újra megnő, ellenben az aktív bevágódás mértékével, ami továbbra is csökkenő tendenciát mutat. Zádorlak közelében (44. egység) – ami a kanyargós, bevágódó morfológiai folyószakaszon (38-50. egységek) található – az ártéri szintek közötti magasságkülönbség újra közel 4 m, míg a meder aktív bevágódása továbbra is csökken. Bár a kiegyenesített (51-59. egységek) és a nagy kanyarulatok (60-68. egységek) szakaszán nem voltak felmérhető fiatalabb ártéri szintek, ugyanakkor az (aktív) bevágódás mértéke itt is csökkent folyásirányban. A hordalékkúp peremi folyószakasz (69-87. egységek) felvízi végén az ártéri szintek közötti magasságbéli eltérés és az aktív bevágódás mértéke is egységesen csökkent, azonban a határhoz érve utóbbi értéke tizenkétszeresére nőtt. Innen kezdve újra együtt változik a két tényező: értékük Csanád településig (90. egység) csökken, majd a torkolat irányába újra növekedni kezd.

4.5. A folyóhátak morfológiája a Maros magyarországi- és határszakaszán

A DDM által lefedett, részletesen vizsgált magyarországi- és határszakaszon (84-114. egységek) 32 aktív, valamint 20 inaktív folyóhátat azonosítottam. A vizsgált folyószakasz 16 egysége mentén csak aktívan

fejlődő folyóhát azonosítható, míg 15 egységben megtalálhatóak egyaránt az aktívan fejlődő és a mára már inaktívvá vált folyóhátak is. Egyes egységek mentén, a mederszűkülés következtében, akár 3 tagból álló folyóhát generációk is megtalálhatóak.

A legszélesebb (1022 m) folyóhát a vizsgált mintaterület legfelső kanyarulata mentén található (84. egység), ahol az ártér szélessége közel 3400 m, valamint a parterózió üteme mindössze 0,3 m/év. Ennek a folyóhátnak a magassága a folyóhátak átlagos magasságával (1,7 m) megegyező, ugyanakkor lejtése igen alacsony (50 cm/km). A legmagasabb folyóhát (3,1 m) az ártéri folyószakasz egy egyenes szakasza mentén helyezkedik el (98. egység). A folyóhát szélessége mindössze 71 m, így relatíve nagy lejtése van (43,6 m/km). A vizsgált mintaterületen általánosságban elmondható, hogy a legkeskenyebb folyóhátak rendelkeznek a legnagyobb lejtéssel (lejtés_{átlag}: 42,8 m/km), míg a szélesebb formák jellemzően kisebb lejtéssel rendelkeznek (lejtés_{átlag}: 5,2 m/km), azaz a formák szélessége és lejtése között negatív korreláció van.

A legkeskenyebb aktív folyóhát (szélesség: 18 m; magasság: 1,8 m) egy újonnan kialakult, alacsonyabb ártéri szinten alakult ki, a 92. egység mentén, ahol egy mára már inaktívnak számító folyóhát is megtalálható az egykori partvonal mentén.

A folyóhátak térbeli kiterjedése összefüggésben van a folyó kanyargósságával, hiszen általánosságban elmondható, hogy a fejlettebb kanyarulatok ($B > 1,4$) folyóhátai 1,7-2,5-ször szélesebbek. A folyóhátak magassága és a kanyargósság kapcsolatáról már nem vonhatóak le egyértelmű következtetések, ugyanakkor a leglankásabb folyóhátak rendre a fejletlenebb szakaszok mentén alakultak ki.

A 19. századi kanyarulat-átvágások és a 20 századi mederszűkülés térbeliségének ismeretében meghatározható ezen folyamatok szerepe a folyóhátak fejlődésében. Mivel a részletesen vizsgált mintaterület felvízi szakaszán (84-89. egységek) nem voltak kanyarulat-átvágások, így itt a folyóhátak már legalább a kanyarulat-átvágások óta fejlődnek. Ezek az idős folyóhátak szélesek (szélesség_{max}: 1022 m) és lankásak (lejtés_{átlag}: 7,6 m/km). Ezzel ellentétben a mintaterület alvízi szakaszán (90-114. egységek) több kanyarulatot is átvágtak, melynek következtében a korábbi folyóhátak inaktívvá váltak, az alacsonyabban kialakult felszíneken pedig új formák kezdtek el fejlődni. Mivel az újonnan kialakult formák alig 150 éve fejlődnek, ezért jellemzően keskenyebbek (szélesség_{max}: 768 m), mint a felvízi szakasz formái. Ugyanakkor a fiatal formák átlagos magassága az összes folyóhát

átlagos magasságával (magasság_{átlag} 1,7 m) megegyezik, azaz lejtésük relatíve nagy (lejtés_{átlag} 42 m/km). A mederszűkülés következtében kialakult legfiatalabb folyóhátak összesen 12 kanyarulat mentén fejlődnek. Ezek a formák a legkeskenyebbek (szélesség_{max}: 79 m), de magasak (magasság_{max}: 3,1 m), azaz lejtésük is a legnagyobb az összes forma közül (lejtés_{max}: 99,1 m/km).

4.6. A fokrendszerek morfológiája a Maros magyarországi- és határszakaszán

Fokrendszerek a Maros azon szakaszai mentén alakultak csak ki, amelyeket nem érintettek a 19. századi kanyarulat-átvágási munkálatok, valamint az elmúlt évtizedekben csak minimálisan mozdultak el a csekély mértékű parterózió ($\leq 0,3$ m/év) következtében. Az alacsony parteróziós ütem jellemzően a nagy kohéziójú partanyagnak (1. mintaterület) és a beépített partbiztosításoknak (2-3. mintaterület) köszönhető.

A folyásirányban vett legfelső fokrendszer (1. mintaterület; 86-87. egységek) mentén a Maros esése 38 cm/km. Míg a parttól 20 m-es távolságban lévő szelvényben a lecsapoló medrek átlagos mélysége 0,7 m, addig a távolabbi szelvényekben (50-500 m) az átlagos mélységük már 0,4 m-re csökken. A legmélyebb fok (0,8 m) a kanyarulat csúcsánál helyezkedik el. A fokhálózat lecsapoló medrei viszonylag rövidek (400-600 m) és jellemzően a folyóhátak ártér felőli pereméig azonosíthatóak, hiszen a mezőgazdasági művelés következtében az ártéri formák nagy részét mára már elegyengették. A vizsgált fokhálózat teljes hossza 6,6 km, míg a foksűrűség 2,2 km/km². A lecsapoló medrek elágazásának száma (1 elágazás/km²) alapján a fokrendszer egységesnek tekinthető, aminek az oka feltehetően az, hogy a lecsapoló medrek csak a folyóhát széléig láthatóak. A fokok átlagos lejtése 15 cm/km. A leghosszabb (1,6 km) és legmeredekebb (30 cm/km) lecsapoló meder a folyóhát folyásirányban vett alsó végénél alakult ki, ahol egy-egy nagyobb áradás során melléágként funkcionálhatott.

A 2. mintaterület fokrendszere a Maros egy álkanyarolata mentén alakult ki (98. egység), ahol a folyó esése már csak 12 cm/km. E fokhálózat lecsapoló medrei könnyedén azonosíthatóak, hiszen a parttól 20 m-es távolságban készült szelvény mentén átlagos mélységük 1,5 m (1,0-1,8 m). Ugyanakkor az 50 m-es szelvényben átlagos mélységük már csak 0,8 m, ami az ártér belseje felé haladva tovább csökken (250 m: 0,6 m; 500 m: 0,4 m). A fokhálózat sűrűsége itt már jóval nagyobb, mint az első mintaterületen, 2,7 km/km², továbbá az elágazási index (4 elágazás/km²) és a lecsapoló medrek

lejtése is nagyobb (17 cm/km). A mintaterület legnagyobb lejtésű (41 cm/km) lecsapoló medre a kanyarulat csúcsánál található.

A folyásirányban vett legalsó, azonosítható fokrendszer (3. mintaterület) két egymást követő érett kanyarulat mentén található (100-101. egységek). A vizsgált fokhálózatok közül itt alakult ki a legkomplexebb lecsapoló meder rendszer, melynek sűrűsége 8,4 km/km², ami 2-4-szerese a folyásirányban feljebb található mintaterületekének. A fokhálózat lecsapoló medrei jellemzően a folyóhát végét is jelentő, korábbi kubikgödrökben végződnek el, a töltés lábánál. Míg a parttól 20 m távolságban található szelvény mentén a lecsapoló medrek igen sekélyek (0,1-0,3 m), addig a parttól távolabbi szelvényekben (50-500 m) a mélységük átlagosan 0,4 m-re nő (1,0 m). A fokok komplex rendszert alkotnak, hiszen a fokhálózat elágazási indexe 21 elágazás/km², ami jóval több, mint a másik két mintaterület esetében. Ugyanakkor a lecsapoló medrek átlagos lejtése (15 cm/km) már közel hasonló a korábbi mintaterületeken mértékhez. A legmeredekebb lejtésű lecsapoló meder (32 cm/km) a kanyarulat csúcsánál található, ahol a meder a legközelebb van a töltéshez.

4.7. Az övzátany-sorok morfológiája a Maros magyarországi- és határszakaszán

A vizsgált mintaterületen összesen 26 kanyarulat mentén azonosítottam övzátany-sorokat, melyekből 18 ma is aktívan fejlődik, 9 pedig mára már inaktívvá vált a 19. századi kanyarulat-átvágások miatt.

Az inaktív övzátany-sorok eltérően fejlődtek az alsó és a felső kanyarulatok mentén. Míg a felsőbb szakaszon (92-94. egységek) az övzátany-sorok szélesek (524-1133 m) és jellemzően 11-34 tagból épülnek fel – melyek szélessége 63-79 m között változik –, addig az alsóbb szakaszon (100-107. egységek) azonosított övzátany-sorok keskenyebbek (172-921 m), valamint jellemzően csak 5-22 tagból épülnek fel. Ugyanakkor az alsóbb szakasz övzátanyai szélesebbek (50-115 m). Ugyan az övzátany-sorokon belüli a legmagasabb (0,3-1,0 m) övzátanyok magasságának alakulásában nincs egyértelmű folyásiránybeli trend, az egyes övzátany-sorokon belül elfoglalt helyük utal a sor fejlődésére. Míg a felsőbb szakasz mentén a legmagasabb övzátanyok jellemzően az övzátany-sorok legfiatalabb harmadában találhatóak, addig az alsóbb szakaszon a legnagyobb magassággal rendelkező övzátanyok rendszerint a levágott kanyarulat partjához legközelebb helyezkednek el.

Az aktív övzátany-sorok kevésbé fejlettek. A felsőbb szakasz mentén szélességük 265-926 m között alakul, és jellemzően 6-11 tagból állnak. Az egyes övzátanyok magassága 0,9-1,4 m között alakul, ami folyásirányban csökkenő tendenciát mutat. Ezzel szemben, az alsóbb szakasz övzátany-sorai már csak 96-709 m szélesek és rendszerint 4-13 tagból állnak. A forma-együttest alkotó övzátanyok magassága (0,4-1,5 m) alacsonyabb, mint a felsőbb szakaszon, továbbá fejlődésükben nem figyelhető meg folyásiránybeli változás.

4.8 Talajradaros felmérés és szemcseméret analízis eredményei

A mára már betemetett, de néhány száz éve még aktív övzátany-sorok az egykori meder irányába lejtének több mintaterületen is, például Ópálos (6. egység), Szabadhely (egységek) és Mondorlak (21. egység) térségében. A talajradaros szelvényeken (pl. O1 szelvény) egymás felett elhelyezkedő forma együttesek sekélyebben található tagjainak és az inaktív kanyarulat irányába lejtő formáknak a csökkenő mérete, valamint a negatív formákban kirajzolódó, a felszínhez közeledve egymáshoz egyre közelebb elhelyezkedő réteghatárok a folyó csökkenő energiaviszonyaira utalnak. Azaz az egykori bevágódás következtében a meder-ártér kapcsolat egyre gyengébb lett, egyre kisebb energiájú árvizek formálták az árteret.

Ezt az eróziós ciklust egy feltöltődési ciklus követte, amikor az övzátanyok egyre magasodtak és a köztük lévő sarlólaposok legmélyebb pontja is egyre sekélyebben követték egymást. Ezt támasztják alá a többszörösen egymásra épülő övzátanyok (pl. M4 szelvény), melyek egy hosszútávú övzátany-épülés folyamatát mutatják be, amikor a Maros a mintaterületen feltöltődő jellegű volt. A szelvényen található övzátanyok térbeli kiterjedésének trendszerű csökkenése feltöltődést feltételez. A formaszegény ártéri területeken (pl. Zádorlak és Pécska mellett: 44-46. és 65. egységek) elkészült GPR szelvények is arra utalnak, hogy ez a 1,5-2,0 m mély, homogén üledékréteg feltehetően egyszerre rakódott le egy nagyobb áradás során, intenzív vertikális feltöltődést jelezve. Ugyanakkor ezeken a helyeken a számos lecsapoló meder az ártér és a meder egykori szoros kapcsolatára utal ezen ciklus alatt.

A folyóhátak szemcseösszetételének folyásiránybeli változásait megvizsgálva kiderült, hogy az aktív (A1 és B1 típusú) folyóhátak anyagának szemcsemérete folyásirányban csökkenő tendenciát mutat. Míg a hordalékkúp peremi szakaszon (82-87. egységek) leginkább közepes és

finom szemű homokból ($d_{90} = 270\text{--}277\ \mu\text{m}$) épülnek fel, addig a fiók-hordalékkúpi szakaszon (90-95. egységek) a homok és az iszap egyenlő arányban ($d_{90} = 175\text{--}220\ \mu\text{m}$) képezik az anyagukat. Az ártéri és torkolati folyószakaszokon (102-114. egységek) pedig már jellemzően finom szemű hordalékból épülnek fel ($d_{90} = 90\text{--}119\ \mu\text{m}$). A C típusú folyóhátak anyagát a homok frakció túlsúlya (71-91%) jellemzi az egész magyarországi- és határszakaszon, de szemcseösszetételükben nem találtam jellegzetes folyásiránybeli trendet. Azonban az általánosságban elmondható, hogy a C típusú folyóhátak anyaga durvább ($d_{90} = 272\text{--}318\ \mu\text{m}$), mint a szomszédos A1 és B1 típusú folyóhátak anyaga.

4.9. A Maros meder-ártér kapcsoltságának értékelése

A Maros mentén az ártér és a meder egyre gyengébbé váló kapcsolatát jelzi, hogy a szabályozások és a kavicsbányászat hatására a meder akár 662 cm-rel is bevágódott. A bevágódás következtében az árteret elöntő árvizek egyre inkább elmaradoznak, ami az ártér feltöltődéséhez, így az ártéri formák fejlődésének megszűnéséhez vezet.

A legintenzívebben fejlődő árterek – ahol erősebb kapcsolat van a meder és az ártér között –, jellemzően az Temeshidegkút– Angyalkút (10-29. egységek) és a Munár – Sajtény (59-76. egységek) szakaszokon találhatók, hiszen itt a legnagyobb a partelmozdulás, a legintenzívebb a mederszűkülés, és a partba olvadó szigetek száma is magas. Ez összefüggésbe hozható azzal, hogy itt találhatók a legnagyobb fejlettségű kanyarulatok és a hordalékkúp laza, homokos-kavicsos anyaga könnyen erodálható. Ugyanakkor jelenleg ezeken a szakaszokon a legnagyobb a bevágódás is, ami igen gyors szétkapcsolódást fog eredményezni a jövőben.

A napjainkig bekövetkezett antropogén beavatkozások mellett nem szabad megfeledkeznünk a vízgyűjtő egészét érintő hatásokról sem, pl. klímaváltozás (Sipos et al. 2014), vagy a felszínborítás és művelési ágak megváltozása (Oroszi és Kiss 2006). A jellegzetes vízállások 1980-as évek óta tartó bevágódása, valamint az egyre ritkább árvizek következtében a jelenleg aktív folyóhátakat is elöntő árvizek visszatérési ideje 20-38 év közötti, azonban ha ez a trend folytatódik, akkor a fejlődésük a jövőben még korlátozottabbá válik, azaz a meder ártér kapcsolatrendszerre még inkább szétkapcsolt lesz.

5. Tézisek

1) *A Maros árterének fejlődése az 1901 óta eltelt időszakban az 1912-1944 közötti években lehetett a legintenzívebb, de jelentős ártérformálódás játszódhatott le az 1970-es évek rekord-árvizeihez köthetően is.* Az 1912-1944 közötti időszakban a Maros közel kétévente lépett ki a medréből és viszonylag hosszan, átlagosan 21 nap/év formálta az árterét, míg 1970-1994 között 16 nap/év volt az elöntés átlagos hossza. A viszonylag hosszú árvizek lehetőséget adtak az intenzív vertikális feltöltésre.

2) *A Maros Lippa és Szeged közötti alföldi szakaszának középvonalában 1881 és 2017 között bekövetkezett hosszúnövekedés mindössze 6%-a érintette a magyarországi- és határszakaszt.* Ez azzal magyarázható, hogy a romániai szakaszon a folyó esése nagyobb és több hordalékot szállít (Právetz 2018), ami megteremti az intenzívebb mederformálódás lehetőségét, illetve a romániai szakaszt utólag kevésbé szabályozták partvédő művekkel. Mivel sok helyen nem került összefüggő töltésrendszer kiépítésre – hiszen a környező települések a magasabb térszíneken helyezkednek el –, így viszonylag széles ártéren tudott fejlődni a folyó.

3) *A mederszűkülés a Lippa és Szeged közötti folyószakasz 80%-át érintette, ami lehetővé tette ezen időszakban a horizontális ártérfejlődést.* A szűkülés elsősorban az intenzív bevágódásnak, valamint a medret tagoló szigetek partba olvadásának tulajdonítható. A legkisebb szélességek növekedése és a legnagyobb szélességek csökkenése a meder egységessé válását és a korábbi medertágulatok felszámolódását mutatja. Ezt a tendenciát már Sipos (2006) is kimutatta, de csak a magyarországi szakaszon.

4) *A Maros mentén az ártéri szintek közötti magasságkülönbség, valamint az aktív bevágódás mértékének folyásiránybeli alakulása alapján, a Maroson két ellentétes irányú bevágódási folyamat ment/megy végbe egyszerre.* Az egyik bevágódási folyamat kiinduló pontja Mondorlak (21. egység) település közelében található, ahonnan mind felvízi, mind pedig alvízi irányba hat a bevágódás, utóbbi hatása egészen Csanád és Apátfalva településekig érvényesül, csaknem 110 km hosszan. Azonban ezt a folyamatot a 24. egységben elhelyezett fenékküszöb megtöri. Míg a fenékküszöb felvízi szakaszán csökken a vízszín esése és a mederben az akkumuláció a domináns folyamat, addig alvízi szakaszán a bevágódás

mértéke a meginduló tisztavíz erózió függvényében alakul. A másik bevágódási folyamat a Tisza, mint erózió-bázis süllyedése miatt következett be, hiszen a szabályozások hatására a Tisza medre 3-3,6 m-rel vágódott be (Kiss et al. 2008). Ez a bevágódás pedig a Maros torkolatától felvízi irányba hat. A két bevágódási folyamat közötti inflexió Apátfalva és Makó (91-95. egységek) települések között található.

5) *A jelenlegi bevágódási ciklus nem tekinthető egyedinek a Maros fejlődés-történetében.* A GPR keresztmetszelvények alapján elmondható, hogy a jelenlegihez hasonló eróziós ciklus már korábban is jelentkezett a Maros történetében. Míg a mélyebben fekvő, az egykori meder irányába lejtő, üledékekkel fedett ártéri formák egy a maihoz hasonló eróziós ciklusra utalnak, addig a két eróziós ciklus közt egy akkumulációs ciklus volt, amiben az ártéri formák magasodtak, illetve nagymértékű vertikális feltöltődés zajlott.

6) *A Maros mentén egy új ártéri szint fejlődik, míg a régi, 19. sz-ban aktív ártér napjainkra már ármentessé vált.* A kanyarulat-átvágási munkálatok következtében az egykori formák horizontálisan eltávolodtak az aktív medertől, így az elöntésükhöz a korábbinál nagyobb árvizekre volt szükség. A mederszűkülés és bevágódás hatására ez a horizontális távolság tovább nőtt, valamint már vertikálisan is távolabb kerültek a formák az aktív medertől szintjétől. Mindezek együttes hatására az ártéri formák elöntéséhez már a legnagyobb árvizek sem elegendőek. Míg a korábbi ártéri szint inaktívvá vált, addig a mederszűkülés következtében az egykori és a jelenlegi partvonal között kialakult felszínen egy újabb ártéri szint fejlődik.

7) *Az ártéri formák morfológiája nagyban függ a medret és az árteret érő antropogén beavatkozások (pl. kanyarulat-átvágások, partbiztosítások és töltések építése, kavicsbányászat) mértékétől és minőségétől.* A beavatkozások következtében részben kialakulhatnak új forma-együttesek (pl. holtág-rendszer, ártéri szint), megszűnhet a korábban aktív formák fejlődése (pl. folyóhátak, lecsapoló medrek, övzátonyok), és a jelenleg aktívan formálódó formák morfológiája is jelentősen módosulhat a (közel) természetes körülmények között fejlődő, korábbi formákhoz képest.

8) *Különleges ártéri formáknak tekinthetők a folyóhát-sorok, amelyek kialakulása a folyószabályozásokhoz köthető.* A kanyarulat-átvágások hatására az egykori medertől horizontálisan eltávolodott folyóhátak inaktívvá

váltak, és az új partvonal mentén fiatal folyóhátak fejlődtek. Azonban a mederszűkülés és bevágódás következtében ezek a formák is fokozatosan eltávolodtak az aktív medertől, valamint idővel inaktívvá váltak. Az újonnan kialakult alacsonyabb ártéri szinten pedig napjainkban már a folyóhátak egy újabb generációja fejlődik.

9) *Fokrendszerek csak a kanyarulat-átvágással nem érintett szakaszokon maradtak fent, és ma már nem alakulnak ki.* Míg a szabályozások által nem érintett szakaszokon a hosszú időn keresztül fejlődő fokhálózatok markáns ártéri formákká fejlődtek, helyenként saját folyóhátal, addig az átvágott kanyarulatok mentén található fokrendszerek vízutánpótlása megszűnt és idővel teljesen az ártérbe olvadtak. Napjainkban az elmaradozó és rövid árvizek miatt nem fejlődhet ki fokhálózat, hiszen a vízfolyásnak nincs kellő energiája, hogy áttörje a folyóhát anyagát.

10) *A Maros medre és az ártere között zajló folyamatokat az egyre erősebb szétkapcsoltság jellemzi.* Ennek hátterében az áll, hogy a szabályozások és a kavicsbányászat hatására a meder akár 662 cm-rel is bevágódott. A bevágódás következtében az árteret elöntő árvizek egyre inkább elmaradoznak, ami az ártér-feltöltődés és az ártéri formák fejlődésének megszűnéséhez vezet. Az inaktív ártéren található morotvák és lecsapoló medrek vízutánpótlása teljesen megszűnt, ezáltal pedig számos közülük ki is száradt, ami a környezet ökológiájában okozhat változásokat.

6. Irodalomjegyzék

- Blanka V., Kiss T. 2006. Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. Hidrológiai Közlöny 86(4), 19-22.
- Blanka V., Sipos Gy., Kiss T. 2006: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei, CD-kiadvány, MTA FKI, ISBN 963-9545-12-0.
- Bogárdi J. 1954. Hordalékméréseink eddigi eredményei. Vízügyi Közlemények 36(2), 135-146.
- Brierley G.J., Hickin E.J. 1992. Floodplain development based on selective preservation of sediments, Squamish River, British Columbia. Geomorphology 4, 381-391.
- Cazanacli D., Smith N.D. 1998. A study of morphology and texture of natural levees, Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. Geomorphology 25, 43-55.
- Dufour S., Piégay H. 2005. Restoring floodplain forests. In: Mansourian, S., Vallauri, D., Dudley, N. (szerk.), Forest Restoration in Landscapes: Beyond Planting Trees. Springer, New York, 306-312.
- Howard A.D. 1996. Modelling channel evolution and floodplain morphology, In: Anderson M.G. (szerk.): Floodplain Processes, Chichester, John Wiley & Sons, 15-62.
- Kiss T. 2014. Fluviális folyamatok antropogén hatásra megváltozó dinamikája: egyensúly és érzékenység vizsgálata folyóvízi környezetben. Szegedi Tudományegyetem. Akadémiai doktori értekezés.
- Kiss T., Sipos Gy. 2007. Braid-scale geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. Geomorphology 84(3-4), 209-221.
- Kiss T., Sipos Gy., Oroszi V., Barta K. 2004. Üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Maros és az Alsó-Tisza hullámterén. In: Barton G., Dormány G. (szerk.) A magyar földrajz kurrens eredményei: II. Magyar Földrajzi Konferencia Szeged, Magyarország: SZTE TTK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 927-948.
- Kiss T., Fiala K., Sipos Gy. 2008: Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). Geomorphology 98(1-2), 96-110.

- 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, 191-202.
- Kiss T., Nagy Z., Balogh, M. 2017. Floodplain level development induced by human activity - case study in the lower Maros/Mures river, Romania and Hungary. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 12(1) 83-93.
- Kiss T., Balogh M., Fiala K., Sipos Gy. 2018. Morphology of fluvial levee series along a river under human influence, Maros River, Hungary. *Geomorphology* 303 309-321.
- Lóczy D. 2013. Az árterek geomorfológiai osztályozásai a nemzetközi szakirodalomban. *Földrajzi Közlemények* 137, 105-120.
- Nanson G.C. 1986. Episodes of vertical accretion and catastrophic stripping: a model of disequilibrium flood-plain development. *Geological Society of America Bulletin* 97(12), 1467-1475.
- Oroszi V.Gy., Kiss T. 2006. Területhasználat-változás a Maros egy hullámtéri öblözetében a XIX. századtól napjainkig. *Tájökológiai Lapok* 4(2), 309-316.
- Právetz T. 2018. A morfológia és a mederanyag-egyenleg térbeli és időbeli változása a Maros síksági szakaszán. Szegedi Tudományegyetem. Doktori (PhD) értekezés
- Schweitzer F., Nagy I., Alföldi L. 2002. Jelenkori övzátony (parti gát) képződés és hullámtéri lerakódás a Közép-Tisza térségében. *Földrajzi Értesítő* 51(3-4), 257-278.
- Sipos Gy. 2006. A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Szegedi Tudományegyetem. Doktori (PhD) értekezés.
- Sipos Gy., Kiss T., Fiala K. 2007. Morphological alterations due to channelization along the Lower Tisza and Maros Rivers (Hungary). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 30, 239-247.
- Sipos Gy., Blanka V., Mezősi G., Kiss T., van Leeuwen B. 2014. Effect of Climate Change on the Hydrological Character of River Maros, Hungary-Romania. *Journal of Environmental Geography* 7(1-2) 49-56.
- Steiger J., Tabacchi E., Dufour S., Corenblit D., Peiry J.L. 2005. Hydrogeomorphic processes affecting riparian habitat within alluvial channel-floodplain river systems: a review for the temperate zone. *River Research and Applications* 21, 719-737.

- Török I. 1977: A Maros folyó 0-51,33 fkm közötti szakasza általános szabályozási terve. Alsó-Tisza Vidéki Vízügyi Igazgatóság, Szeged.
- Urdea P., Sipos Gy., Kiss T., Onaca A. 2012. The Maros/Mureş, In: Sipos, Gy. (szerk.) Past, Present, Future of the Maros/Mureş River. SZTE, Szeged, 9-32.
- Wolman M.G., Leopold L.B. 1957. River floodplains: some observations on their formation. USGS Professional Papers 282 C, 87-107.

7. A disszertáció alapjául szolgáló publikációk jegyzéke

- 1) Balogh M., Kiss T., Sümeghy B.A. 2017. Aktív ártérfejlődési típusok a Maros Lippa és Szeged közötti szakaszán. Földrajzi Közlemények 141(4) 309-320.
- 2) Kiss T., Nagy Z., Balogh, M. 2017. Floodplain level development induced by human activity - case study in the lower Maros/Mures river, Romania and Hungary. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences 12(1) 83-93.
- 3) Kiss T., Balogh M., Fiala K., Sipos Gy. 2018. Morphology of fluvial levee series along a river under human influence, Maros River, Hungary. Geomorphology 303 309-321.
- 4) Balogh M., Kiss T., Fiala K., Fehérvári I. 2020. Floodplain forms along the lowland Maros River, Hungary. Geographia Polonica 93(1), 51-68.