

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi és Informatikai Kar

Földtudományok Doktori Iskola

Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

MEDER-ÁRTÉR KÖZÖTTI KAPCSOLAT VIZSGÁLATA A MAROSON

Doktori (Ph.D.) értekezés

BALOGH MÁRTON

Témavezető:

Dr. Kiss Tímea

Egyetemi docens

Szeged

2020

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés, célkitűzések.....	1
2. Irodalmi előzmények.....	3
2.1. Homokos medrű, alluviális vízfolyások morfológiai tényezői és formakincse	3
2.1.1. Kanyarulatfejlődés és kanyarulatvándorlás	3
2.1.2. Partok pusztulása	5
2.1.3. Zátonyok formálódása és jellemzőik	6
2.1.4. Folyóvízi szigetek kialakulása és jellemzőik.....	9
2.2. Az árterek formálódása és formakincse	11
2.2.1. Az árterek feltöltődése	11
2.2.2. Ártéri fluviális formák	13
2.3. Az Ártér és a meder kapcsolatrendszere (össze- és szétkapcsoltság)	14
3. Mintaterület.....	20
3.1. A Maros és vízgyűjtőterületének jellemzése.....	20
3.2. Antropogén beavatkozások a mintaterületen	21
3.3. Részletesen vizsgált mintaterületek.....	22
4. Módszerek.....	24
4.1. Hidrológiai paraméterek vizsgálata.....	24
4.2. A meder és ártér hosszú távú morfológiai változása.....	24
4.2.1. Morfometriai egységek lehatárolása.....	24
4.2.2. Mederalakulás, morfometriai paraméterek meghatározása	25
4.2.3. Ártéri szintek felmérése	25
4.2.4. Az ártéri formakincs és a szigetek formakincsének elemzése.....	26
4.2.5. GPR keresztmetszvények elemzése.....	26
4.2.6. Lézeres szemcseösszetétel vizsgálat.....	27
4.3. A Maros medrének rövid távú mederalakulása.....	27
4.3.1. Parteróziós mérések	27
4.3.2. Dendrológiai felmérések.....	27
5. Eredmények	28
5.1. Hidrológiai viszonyok alakulása	28
5.1.1. Jellegzetes vízállások alakulása.....	28
5.1.2. Vízhozamok alakulása	31
5.2. A Maros medrének morfológiai változásai	33
5.2.1. A középvonal hosszának és a meder szélességének vizsgálata.....	33
5.2.2. A meder kanyargóságának vizsgálata	35
5.2.3. A szigetek változásainak vizsgálata.....	37

5.3. A Maros árterének morfológiája	42
5.3.1. Ártéri szintek kialakulása	42
5.3.2. A folyóhátak morfológiája a Maros határ- és magyarországi szakaszán	47
5.3.3. A lecsapoló medrek morfológiája a Maros magyarországi szakaszán	52
5.3.4. Az övzátonyok morfológiája a Maros alsó szakaszán	53
5.3.5. GPR keresztmetszvények elemzése	59
6. Összegzés	86
6.1. A Maros hidrológiai viszonyainak alakulása az 1901-2017 közötti időszakban	86
6.2. A Maros medrének morfológiai változásai	86
6.3. A Maros árterének morfológiai változásai	88
6.4. Az ártér-meder összekapcsoltság értékelése	93
7. Köszönetnyilvánítás	95
8. Irodalomjegyzék	96
9. Summary	107

1. Bevezetés, célkitűzések

Földünk folyamatosan változó folyóit egyre nagyobb mértékben határozzák meg az antropogén eredetű beavatkozások, amikhez a kvázi egyensúlyi helyzetükből kibillent vízfolyások igazodni próbálnak (Rózsa 2006, Kiss 2014). A zavaró hatások következtében megváltozhat a folyóvízi folyamatok intenzitása és térbelisége (víz- és hordalékháztartás, meder- és ártérfejlődés, a kialakított meder- és ártéri formák), melyek a vízrendszer megváltoztatásán túl környezeti és társadalmi konfliktusokhoz is vezethetnek (pl.: árvizek, vízhiány, feltöltődés, megnövekedett erózió; Rakonczai 2008). Ebből kifolyólag a megfelelő kockázat-értékeléshez szükséges a folyórendszer folyamatainak feltárása, valamint a vízrendszert befolyásoló antropogén beavatkozások hatásának vizsgálata (Kiss 2014).

A zavaró hatások szempontjából megkülönböztetünk direktet és indirektet, pontszerűt és diffúzt (Kiss 2014). A direkt hatások pontszerűen elvégzett beavatkozások esetén jellemzőek, melyek célja egy rövidebb meder- és/vagy ártérszakasz közvetlen (völgyzárógát- és tározó építése, kanyarulat-átvágások, mesterségesen kialakított mederszakaszok, partbiztosítások és vezető művek) alakítása (Kiss 2014). Ezeknek a beavatkozásoknak az eredményeként megváltozik a folyószakasz esése, a partok anyaga, illetve a folyó munkavégző-képességének növekedését okozzák (Morisawa 1985). Ezzel szemben az indirekt hatások nagyobb területre, jellemzően a vízgyűjtőre hatnak (klímaváltozás, területhasználat vagy növényzet megváltozása) és közvetett módon befolyásolják a vízfolyás és az ártér morfológiáját (Kiss 2014). A zavaró hatásokra adott válasz folyónként, sőt folyószakaszonként is eltérhet, továbbá a folyók azonos hatásokra akár teljesen máshogy is reagálhatnak (Kiss 2014). Az antropogén beavatkozások következtében megindulhat a meder bevágódása, szűkülése, mintázatának megváltozása, a partok intenzív eróziója, valamint a medrek és a völgyek feltöltődése is.

Hazánkban az átfogó folyószabályozási munkálatok már a 19. században megkezdődtek és jelentősen átformálták a vízfolyások morfológiáját (Ihrig 1973, Somogyi 2000). A meder-szabályozások és ármentesítések elsődleges céljai az árvizekkel szembeni védekezés, a mezőgazdasági művelés alá vonható földek területének növelése, valamint a folyóvízi közlekedés biztosítása volt (Somogyi 2000). Mindezek következtében a folyók esése megnőtt, valamint a víz- és hordalékjárásuk jelentősen megváltozott. Az antropogén beavatkozások által előidézett hidromorfológiai változások következtében a korábbi – magyarországi folyókon jelentős számban előforduló – szigetek javarészt megszűntek, ami a folyók medrének leszűkülését, illetve a meder bevágódását (Sipos és Kiss 2004) eredményezték, hiszen a folyók egy kiegyenlítettebb esésgörbe kialakítására törekednek. A bevágódás következtében az ártéri felszín inaktívvá váltak, mivel szintjüket már a legnagyobb árvizek vízállásai sem érik el, míg az egykori partél és a jelenlegi meder közötti keskeny térszínen új ártéri szintek alakulnak ki. A bevágódás következtében inaktívvá váltó ártéri térszín kiszáradnak, a rajtuk található holtágak megszűnnek, valamint a vertikális ártérfeltöltődés hiányában az ártéri formák formálódása is megszűnik. Az árvizek során a medrét elhagyni nem tudó vízfolyás jobban erodálja a partjait, hiszen nem mérséklődhet az árvizek energiája sem. Tehát a bevágódás hatására a meder és az ártér szétkapcsoltabbá válik, a köztük végbemenő folyamatok intenzitása jelentősen lecsökken vagy akár teljesen meg is szűnhet. Ehhez hasonló folyamatok a Maroson is felismerhetőek, ahol a számos szabályozási munkálat mellett az utóbbi évtizedekben a folyó síksági szakaszát érintő homok- és kavicskitermelés is tovább módosította a folyóvízi folyamatok intenzitását és térbeliségét. Ennek eredményeként a Maros egy-egy folyószakaszán a jellemző formakincs napjainkban is rövid idő alatt jelentősen átalakulhat.

A Maros aktív folyóvízi folyamataival több kutatás is foglalkozik, azonban a kutatók jellemzően csak az ártéren (pl. Blanka és Kiss 2006, Oroszi és Kiss 2006, Oroszi 2009, Sándor 2011, Kiss et al. 2011, Kiss és Nagy 2012, Sümeghy 2014) vagy csak a mederben zajló folyamatokat vizsgálták részletesen (pl. Kiss és Sipos 2001, 2004, Sipos 2004, 2006, Fiala et al. 2006, 2007, Konecsny 2010, Právetz 2018). Ugyanakkor a medret és az árteret összekapcsoló vizsgálat még nem készült, holott ezek a térben elkülönülő formák és a bennük zajló jellegzetes folyamatok egymást

kölcsönösen befolyásolják. Azonban ez nem csak a Marost érintő tanulmányokról mondható el, hanem a többi magyarországi folyón elvégzett kutatásra is igaz.

Dolgozatom elsődleges célja a Maros Lipppa és Szeged közötti síksági szakaszán a meder és az ártér kétirányú kapcsolatrendszerének, és egymásra hatásának vizsgálata, továbbá a végrehajtott emberi beavatkozások következményeinek feltárása, hiszen az antropogén hatások jelentősen befolyásolják a meder morfológiáját, valamint a folyó víz- és hordalékháztartását, és rajtuk keresztül az ártér folyamatait is. Kutatásom megvalósításához a következő részfeladatokat határoztam meg:

1) Vízjárás alakulásának elemzése a Maroson 1901-2017 között

Mivel a meder morfológiai változásai szoros összefüggésben vannak a vízjárással, így először a Maros jellegzetes vízállás és vízhozam adatait vizsgálom meg a 20. sz. elejétől napjainkig, hiszen ezeknek a paramétereknek a hosszútávú változásaiból következtethetünk a folyószakaszt érő természetes és antropogén jellegű beavatkozásokra és azok mértékére, továbbá a meder és formakincsének alakulására is.

2) A Maros medrének morfológiai elemzése

A kutatás második fázisában célom a meder és a mederformák planimetriai tulajdonságainak vizsgálata, valamint a kanyarulatfejlődés hosszú- és rövidtávú változásainak számszerűsítése.

A Marost ért antropogén hatások velejében megváltoztatták a meder morfológiai tulajdonságait, hiszen síksági szakaszát a 18. sz. közepétől a mederszabályozási munkálatok (Oroszi 2009), továbbá a 20. századtól a mederből történő homok- és kavicsbányászat, valamint az ezek által elindított folyamatok nagyban átformálták (Sipos et al. 2012). Célul tűztem ki a teljes alföldi szakasz hosszában, szélességében és kanyargósságában, valamint a medret szabdaló szigetek tér- és időbeliségében bekövetkeztetett változások – korábbi térképek, légifotók és műholdfelvételek segítségével történő – meghatározását, továbbá a magyarországi- és a határszakaszon található szigetek formakincsének vizsgálatát nagyfelbontású DDM segítségével.

3) A Maros árterének morfológiai elemzése

Az ártéren található fluviális formakincs átfogó elemzését (folyóhátak, lecsapoló medrek és övzátöny-sorok) a magyarországi- és a határszakaszon végzem el, ahol a rendelkezésemre állt egy nagy pontosságú DDM. További célom légifotók, DDM-ek és terepi mérések felhasználásával az eróziós peremek által kirajzolt ártéri szintek lehatárolása, valamint az inaktív és a fiatal ártéri térszínek formakincsének összehasonlítása. Kutatásom e fázisában a következő kérdések fogalmazódtak meg bennem:

- Az eróziós peremek alapján hány ártéri szint különböztethető meg a mintaterületen? Mi jellemzi ezek térbeli dimenzióit?
- A szintek megléte, illetve kiterjedése alapján lehatárolhatóak-e morfológiai egységek a területen?
- Összegeyzethetőek-e a mintaterület egyes szakaszain azonosított ártéri szintek?
- Az ártéri formakincs elemei mutatnak-e valamilyen térbeli trendet?

4) Meder-ártér kapcsolatának vizsgálata a kiválasztott mintaterületeken

A kutatás ezen szakaszában célom a korábbi elemzések alapján kiválasztott mintaterületeken az ártér folyamatainak részletes elemzése a már meglévő adatok, valamint georadar, dendrológiai szelvényezés és parteróziós mérések segítségével. További célom a Maros árterén található, mára már a vertikális feltöltődés által eltemetett formák meghatározása és vizsgálata, valamint a formák és az azokat elfedő üledék szemcseösszetételének elemzése, hiszen ezek a formák utalhatnak a folyó medrének és árterének fejlődésére. A betemetett övzátöny-sorok jelzik a meder-ártér kapcsolat időbeliségét, míg a parteróziós mérések és elkészített keresztzelvények megmutatják az ártéren kialakult kisebb szinteket, amiből következtethetünk a parthátrálás, illetve a bevágódás ütemére. A kutatás ezen szakaszában felmerült kérdések:

- Milyen meder-ártér kapcsolat jellemzi napjainkban a Marost?
- Hogyan változott a meder-ártér kapcsolat a 19. sz-i mederrendezési munkálatok óta?
- Felismerhető-e valamilyen időbeli trend a meder-ártér kapcsolat alakulásában?

2. Irodalmi előzmények

A kutatás során célom a Maros medrében és árterén végbement folyamatok feltárása, e folyamatok következményeinek meghatározása, valamint a meder és az ártér formakincsének vizsgálata. Ehhez elengedhetetlenek tartom az érintett témában a külföldi és hazai kutatók által elvégzett korábbi kutatások átvizsgálását, melynek első lépéseként áttekintem a homokos medrű, alluviális vízfolyások medrére és árterére jellemző morfológiai tényezőket és folyamatokat. Különös figyelmet fordítok a fent említett vízfolyás típusok kanyarulatfejlődési és kanyarulatvándorlási módjának megismerésére, valamint a kialakult formakincs tér- és időbeliségére, hiszen a későbbiekben ezek jelenthetnek kiindulási, valamint viszonyítási alapot a Maroson elvégzett vizsgálataimhoz. Ezt követően jellemzem a medret és az árteret érő direkt és indirekt antropogén hatásokat, valamint a vízfolyásoknak e hatásokra adott válaszait, különös tekintettel a vízrendszerben bekövetkező össze- és szétkapcsoltsági viszonyokra.

2.1. Homokos medrű, alluviális vízfolyások morfológiai tényezői és formakincse

Az alluviális vízfolyások képesek a víz- és hordalékhozam függvényében változtatni a saját hidraulikai tulajdonságaikat (pl. mederszélesség, vízmélység, vízsebesség, mederesés; Leopold és Maddock 1953, Chien és Wan 1999). A folyamatos változások következtében a folyók lassan vándorolva átdolgozzák a rendelkezésükre álló árteret (Chang 1980). Az erózió és az akkumuláció arányának, valamint a szállított és a fenékhordalék összetételének térben és időben történő folyamatos módosulása igen változatos formakincset eredményezhet (Einstein 1950, Katona 2014). A formák morfológiájának vizsgálatából következtetni lehet a fluviális rendszer fejlődésére, hiszen a rendszerben végbement változások jellemzően a formák átalakulását eredményezik (Katona 2014).

2.1.1. Kanyarulatfejlődés és kanyarulatvándorlás

Az alluviális vízfolyásoknál a kanyarulatfejlődés elsősorban az egy ágból álló kanyargós vagy meanderező mintázatú folyókon jellemző (Langbein és Leopold 1966, Morisawa 1985, Thorne 1997, Hooke 2007), ahol szigeteket és zátonyokat csak komoly hordalékhozam esetén találhatunk, leginkább a medertágulatokban (Sipos 2006), a mellékfolyók torkolata alatt, illetve az inflexiókhoz közel (Tímár 2005). Ugyanakkor kanyarulatfejlődés megjelenhet az anasztomizáló folyók mellékágain is (Schumm et al. 1996). A kanyarok tér- és időbeli fejlődését nagyban meghatározzák a völgy, illetve az ártér szerkezeti jellemzői (Watson et al. 1966), a völgy/ártér és a meder esése, a szállított hordalék mennyisége és minősége, a meder és a partok anyagának összetétele, a partok erózióval szembeni ellenállása, a vízjárás, a part menti vegetáció jellege, a szomszédos kanyarulatok fejlettsége, a napjainkban egyre jelentősebbé váló antropogén beavatkozások (Bogárdi 1942, Schumm és Khan 1972, Ackers 1982, Mike 1987, Timár és Telbisz 2005, Lagasse et al. 2006, Kiss és Blanka 2012), valamint a meder geometriai tulajdonságai is (Knighton 1998, Kiss és Blanka 2006).

A kanyarulatvándorlás térben szakaszosan végbemenő folyamat (Malik 2005), amely során a kanyarulat belső ívén övzátonyok alakulnak ki, míg a külső ívén a partok eróziója dominál (Hickin 1974, Timár 2005, Fryirs és Brierley 2013). Általánosságban elmondható, hogy a domború part épülése és a homorú part eróziója nagyjából azonos sebességgel zajlik, így tartva fent a közel állandó mederszélességet, azonban lokális egyensúlyhiány esetén ez megváltozhat (Kiss és Blanka 2006, Fryirs és Brierley 2013). A partok eróziója a kanyarulatok csúcsánál, illetve az alatt a legintenzívebb (Morisawa 1985), így a kanyarulatok jellemzően folyásirányban lefelé vándorolnak. A kanyarulatok vándorlásának következtében a folyószakasz hossza megnő, melynek hatására lecsökken az esése, valamint a sebessége, ami az eróziós képesség mérséklődését, ezáltal pedig a sodorvonal egyre intenzívebb kiterülését eredményezi. Így a megnövekedett centrifugális erő miatt a folyó munkavégző képessége lokálisan megnő annak ellenére, hogy a meder esése csökken (Chen és Tang 2012).

Leopold és Wolman (1960) szerint a kanyarulat geometriája nem más, mint „néhány, eddig ismeretlen tulajdonság kapcsolata egy jóval általánosabb fizikai elvvel”. A kanyarulat elmozdulásának sebessége szoros kapcsolatban áll a görbületi sugár (R) és a mederszélesség (w)

hányadosával (Bagnold 1960, Hickin 1974, Leeder és Bridge 1975, Nanson és Hickin 1983, Harvey 1989). Az összefüggés alapján az elmozdulás sebessége akkor a legnagyobb, ha az R/w hányados 3,0, míg a hányados csökkenése az elmozdulás sebességének csökkenését eredményezi (Hickin és Nanson 1975). Az R/w hányados értékének 2,0 alá csökkenése az áramlási rendszer felbomlását vonja maga után a homorú part mentén, melynek következtében nagy kiterjedésű turbulens örvények alakulnak ki, így a partok áramlással szembeni ellenállása is megnő (Hickin és Nanson 1975). Bagnold (1960), valamint Leopold és Wolman (1960) szerint azon folyószakaszok kanyarulataiban lép fel a leghatékonyabb erózió, amelyeknél az R/w hányados értéke 2,0-3,0 közötti. A görbületi sugár mederszélességhez viszonyított túlzott megnövekedése a nyíróerő kanyarulat belüli differenciálódását eredményezi, melynek következtében a kanyarulat felsőbb része gyorsabban vándorol, mint az alsó, ami végső soron a görbületi sugár csökkenéséhez vezet. Ha a görbületi sugár túl kicsi, akkor a kanyarulat alsóbb része vándorol gyorsabban, ami a kanyar ellaposodását eredményezi (Kiss és Blanka 2006).

A kanyarulatok tehát fejlődésük során deformálódhatnak, aminek mértékét nagyban meghatározza a partok anyagának térbeli változása is (Mike 1987). Hickin (1974) szerint a nagyobb kohéziójú mederanyaggal jellemezhető folyószakaszokon kisebb a kanyarulatok deformációjának mértéke, mint a kisebb kohéziójú szakaszokon. A kanyarok laterális elmozdulása történhet áthelyeződéssel, megnyúlással, rotálódással, illetve ezek kombinációjával (Daniel 1971, Laczay 1982, Hooke és Harvey 1983, Nanson és Hickin 1983, Schumm 1985, Lagasse et al. 2004). Az áthelyeződés során a kanyarulat folyásirányban elmozdul, de ívhossza és a fő lefolyási irány nem változik. Megnyúlásnál az erózió a kanyar csúcsánál a legintenzívebb, míg a nyakánál elhanyagolható, így csak az ívhossz változik, az inflexiók helyzete nem (Lagasse et al. 2006). Ugyanakkor az inflexiók és a fő lefolyási irány együttes megváltozásakor beszélünk rotációról (Daniel 1971). Hooke és Harvey (1983) nyolc elmozdulási típust határoztak meg, miszerint a kanyarulatok fejlődése történhet: egyszerű vándorlással, növekedéssel, szorított kanyarulatvándorlással, hurokképződéssel, új kanyarulat kialakulásával, visszahúzódással és lefűződéssel, valamint összetett kanyarulatképződéssel. Nyolcadik típusként a stabil medret határozták meg, amikor nem történik elmozdulás, mert a folyó áramlási energiája nem elég nagy ahhoz, hogy formálja a partokat és a medret (Hooke 1997).

A kanyarulatfejlődés során a kanyarulatok természetes úton lefűződhetnek, valamint a mederrendezés során a kanyarulatokat át is vághatják (Andrási 2015). Lagasse et al. (2006) szerint a lefűződés folyamata két fő módon mehet végbe. Az egyiknél (*neck-cutoff*) a kanyar túlfellett lesz és egy nagyobb árvíz során a nyaka átszakad, majd a korábbi meder az inflexiók közelében gyorsan feltöltődik és kialakul egy morotva. A másik kanyarulat-lefűződési mód (*chute-cutoff*) az előbbinél lassabb folyamat: a meder árvízkor egy, az övzátonyok közötti sarlólaposba vagy egy alacsonyabb ártéri felszínre helyeződik át, azonban itt a korábbi meder inaktívvá válása nagyban függ az új meder bevágódásától (Fryirs és Brierley 2013). Az antropogén kanyarulat-átvágások fő célja az adott szakasz esésének növelése, ami a folyó munkavégző képességének növekedését (Laczay 1977, Winkley 1982), ezáltal a medergeometria megváltozását (Smith és Winkley 1996), így pedig a fenékhordalék mennyiségének gyarapodását eredményezi (Gurnell et al. 1994). Mindezek hatására a meder bevágódik az új vezérárokba (Wyzga 2001), ezzel egy időben pedig a levágott mederrész felvízi vége gyorsan eltömődik, benne az áramlás idővel megszűnik (Tiron et al. 2009). Az új mederben a folyó bevágódik (Rinaldi és Simon 1998, Gurnell 1997, Arnaud-Fassetta 2003, Surian és Rinaldi 2003), így a meder horizontális és vertikális paraméterei is megváltoznak, ami a kanyarulat fejlődését eredményezi (Page et al. 2007, Mecser et al. 2009).

Hazánkban a 19-20. század folyamán elvégzett szabályozási munkálatok során az addig meanderező folyókat szűk hullámtérbe kényszerítették, valamint medrüket jelentősen kiegyenesítették (Ihrig 1973, Tóth 2000), melyek következtében a folyók elkezdtek bevágódni (Kiss és Sipos 2001, Kiss et al. 2008, Lóczy et al. 2009), ezáltal pedig a kis- és középvizek szintjei lecsökkentek (Szlávik 2000, Lóczy 2007, Konyecsny 2010, Andrási 2015). A Maros Nagylak és a torkolat közötti szakasza az egyik legintenzívebben szabályozott folyórész, mely a szabályozások előtt még fonatos-meanderező, illetve Magyarcsanád és Makó között anasztomizáló mintázatú volt,

majd a szabályozások során kiegyenesítették a medrét (Kiss és Nagy 2012). A megnövekedett esés hatására a kanyarulatok fejlődésének üteme felgyorsult, tehát a folyó igyekszik visszatérni egyensúlyi állapotába, melynek eredményeként napjainkban újra a meanderező mintázat jellemzi, lokálisan fonatos részekkel (Sipos 2006).

2.1.2. Partok pusztulása

A meder oldalirányú elmozdulásában meghatározó folyamat a parterózió, melynek során a vízfolyás folyamatosan alámossa a partjait, majd a keletkező omladékokat elszállítja (Morisawa 1985, Nardi et al. 2012, Fryirs és Brierley 2013). Bár a parterózió természetes jellegű folyamat, amely fontos szerepet játszik az alluviális vízfolyások hordalékszállító-képességének (Lane et al. 2007), valamint a parti és ártéri területek biodiverzitásának fenntartásában (Salo et al. 1986), ugyanakkor a felgyorsult oldalirányú elmozdulás a partok és az ártéri formák pusztulásához, valamint az alsóbb szakaszokon az akkumuláció felgyorsulásához vezethet (Lawler et al. 1997). Tehát a parterózió, illetve az annak következtében lezajló hordaléklerakódás a mederben és az ártéren lejátszódó folyamatot meghatározó környezeti tényezők, amelyek nagyban befolyásolják a vízfolyás fizikai és biológiai tulajdonságait (Allan 2004). Az erózió idő- és térbelisége nagyban függ a partot érő erő nagyságától, a part anyagának kohéziójától (Thorne 1982, Morisawa 1985), a vízjárástól (Hughes 1977), a mederkeresztmetszet szimmetriájától (Knighton 1998), a talajnedvességi viszonyoktól, a fagyás-olvadás jelenségétől (Lawler 1986, Yumoto et al. 2006), a növényzet évszakos növekedésétől (Hooke 1979, Lawler 1992, 2007), valamint az erodálható part magasságától (Hickin és Nanson 1975, Xu et al. 2011, Kiss et al. 2013).

Nagyvízkor a folyó a megnövekedett munkavégző-képességének köszönhetően a szállított hordalékával szemcséről-szemcsére erodálja partot, míg kis- és középvízkor jellemzően alámossa a partját, ami tömegmozgásokhoz (pl. partomlás, csuszamlások) révén formálódik (Morisawa 1985, Knighton 1998, Kessler et al. 2013). Az időszakosan változó vízhozamok növelik az erózió mértékét, hiszen a folyamatos átnedvesedés és kiszáradás következtében a part anyagának kohéziója csökken, így a vízfolyás könnyebben erodálhatja azt (Morisawa 1985). Hughes (1977) szerint az erózió mértéke akkor a legnagyobb, ha az árvizek 1,5 évnél ritkábban vonulnak le. A parterózió folyamata tehát nem egy egyenletes folyamat, hanem időben és térben is változik (Lawler et al. 1999, Couper és Maddock 2001, Parker et al. 2007).

A partok anyagának kohézióját, így az erózióval szembeni ellenálló képességét is nagyban meghatározza a partot felépítő anyag szemcseösszetétele és rétegzettsége (Karmaker és Dutta 2013). A partot felépítő szemcsék eróziójához a kohéziótól függően eltérő mértékű indító sebesség szükséges (Knighton 1998). Hjulström (1935) szerint az indító sebesség a közepes szemcseméretű homok (0,25-0,5 mm) esetében a legkisebb, míg az agyag, iszap, illetve nagyméretű kavics frakciók irányába egyre növekszik. Tehát a kavicsos-homokos partanyag kevésbé ellenálló az erózióval szemben, mint a magasabb iszap- és agyagtartalmú (Hjulström 1935, Knighton 1998, Brierley és Fryirs 2005). A rétegzettség ugyancsak nagyban befolyásolja a partok állékonyságát, erodálhatóságát. Brierley és Fryirs (2005) szerint az összetett felépítésű partok stabilitása az alsó réteg állékonyságától függ. Hosszantartó, nagy csapadékmennyiséggel járó időjárási eseményekkor, valamint nagyvízkor a víz beszívárog a partba és kitölti a szemcsék közti pórusokat, így megnő a part súlya, amely az állékonyság csökkenéséhez vezet (Couper 2003, Wilson et al. 2007, Karmaker és Dutta 2013). A rétegek közé szivárgó víz az alsóbb, iszapos-agyagos, kevésbé vízáteresztő rétegekig szivárog be, ahol a réteg felszínén a meder felé kezd áramlani, így mosva ki a part anyagát, illetve csúszópályát képez, amin a vízszint csökkenése után megindulhat a tömegmozgás (Fox et al. 2006).

A part menti növényzet ugyancsak befolyásolja a partok anyagának kohézióját, ezáltal pedig az erózió ütemét (Walker et al. 2010). A sűrűbb növényzet akár nagyságrendekkel csökkentheti a fluviális erózió mértékét, míg a növények gyökérzete megköti a partok anyagát (Thorne 1990, Abernethy és Rutherford 1998, Pollen-Bankhead és Simon 2009, Thomas és Pollen-Bankhead 2010, Walker et al. 2010, Hughes 2016). Azonban a sűrű, lágyszárú növényzet, valamint a fás vegetáció hatására a parterózió különböző (Blanka 2010). A partot borító, lágyszárú növényzet elsősorban a fluviális erózióval áll ellen, azonban gyökérzetük nem hatol elég mélyre, hogy mechanikusan

stabilizálják a partokat (Kirkby és Morgan 1980). A part menti fák szerepe azonban nem teljesen tisztázott, mivel bár gyökereikkel stabilizálják a partot (Micheli és Kirchner 2002), ez a stabilizáló hatás a gyökérszóna alatt már nem érvényesül (Lawler et al. 1997). Továbbá a fák törzse ugyan csökkenti a part menti zónában az áramlási sebességet, de helyenként gyorsíthatja is azt, ami erős turbulens áramlatok kialakuláshoz vezet, tehát a fák végső soron saját és a part destabilizációját okozhatják (Mastermann és Thorne 1994, Gurnell és Petts 2006, Blanka 2010, Polvi et al. 2014).

A homorú part magassága több szempontból is fontos (Xu et al. 2011, Kiss et al. 2013). Egyrészt, a partok magassága és a part menti növényzet gyökérszónájának mélysége között szoros összefüggés van, mely nagyban befolyásolja a partok stabilitását (Konsoer et al. 2016). Másrészt, minél magasabb a part, annál lassabb a kanyarulatvándorlás mértéke, mivel a magasabb partról több anyag kerülhet a folyóba, amit a vízfolyás csak hosszabb idő alatt képes elszállítani (Hickin és Nanson 1975, Kiss et al. 2013). Ennek a törmelékanyagoknak az elszállítása függ a part menti áramlásoktól, azok sebességétől (Knighton 1998, Brierley és Fryirs 2005), valamint a sodorvonal helyzetétől is (Kiss és Blanka 2006).

Az oldalirányú mederelmozdulás ütemét elsősorban korábbi felmérések, légifotók, műholdképek (Fiala és Kiss 2006a), dendro-geomorfológiai szelvényezések (Kiss és Blanka 2012), meder-kereszt-szelvény elemzések (Thorne 2002, Fiala és Kiss 2006a) és terepi mérések (Sipos és Kiss 2008) alapján határozzák meg a kutatók. Somogyi (1974) a Duna sárközi szakaszán, korábbi térképsorozatok felhasználásával 16-50 m/év közötti mederelmozdulási ütemet mért a vizsgált, kb. 150 éves időtávon. András (2015) a Dráva horvát-magyar határszakaszán végzett méréseket RTK-dGPS segítségével, ahol a maximális elmozdulások 28-70 m/év között alakultak. Az előzőekkel ellentétben a parterózió üteme jóval kisebb (1-5,5 m/év) volt a Hernádon, ahol Kozma (2008) a recens partelmozdulást mérte mérőkarokkal, míg ugyancsak a Hernádon Blanka (2010) 1,8-4 m/év parteróziót mért. A Maroson Sipos (2006) vizsgálta a hosszútávú (1856 óta) mederelmozdulást térképek és légifotók felhasználásával. Mérései alapján a Maros magyarországi szakaszán a mederáthelyeződés üteme 1,7-2,1 m/év volt a vizsgált időszakban. Nagy et al. (2006) pedig a Tisza 167. VO szelvényének kereszt-szelvényeit elemezték, ahol számításaik alapján a szabályozások óta 100 m-t mozdult el a meder. Kiss és Hernesz (2011) és Kis et al. (2015, 2019) az Alsó-Tisza egy partbiztosítás nélküli szakaszán 1-2 m/év partelmozdulást mértek. Tehát jól látszik, hogy még hasonló klimatikus feltételek mellett is jelentősen különbözhet a partok eróziója, ami a folyók eltérő hidrológiai és morfológiai tulajdonságaival, illetve az erodálódó partok eltérő jellegzetességeivel (pl. szedimentológia, magasság) magyarázható.

2.1.3. Zátanyok formálódása és jellemzőik

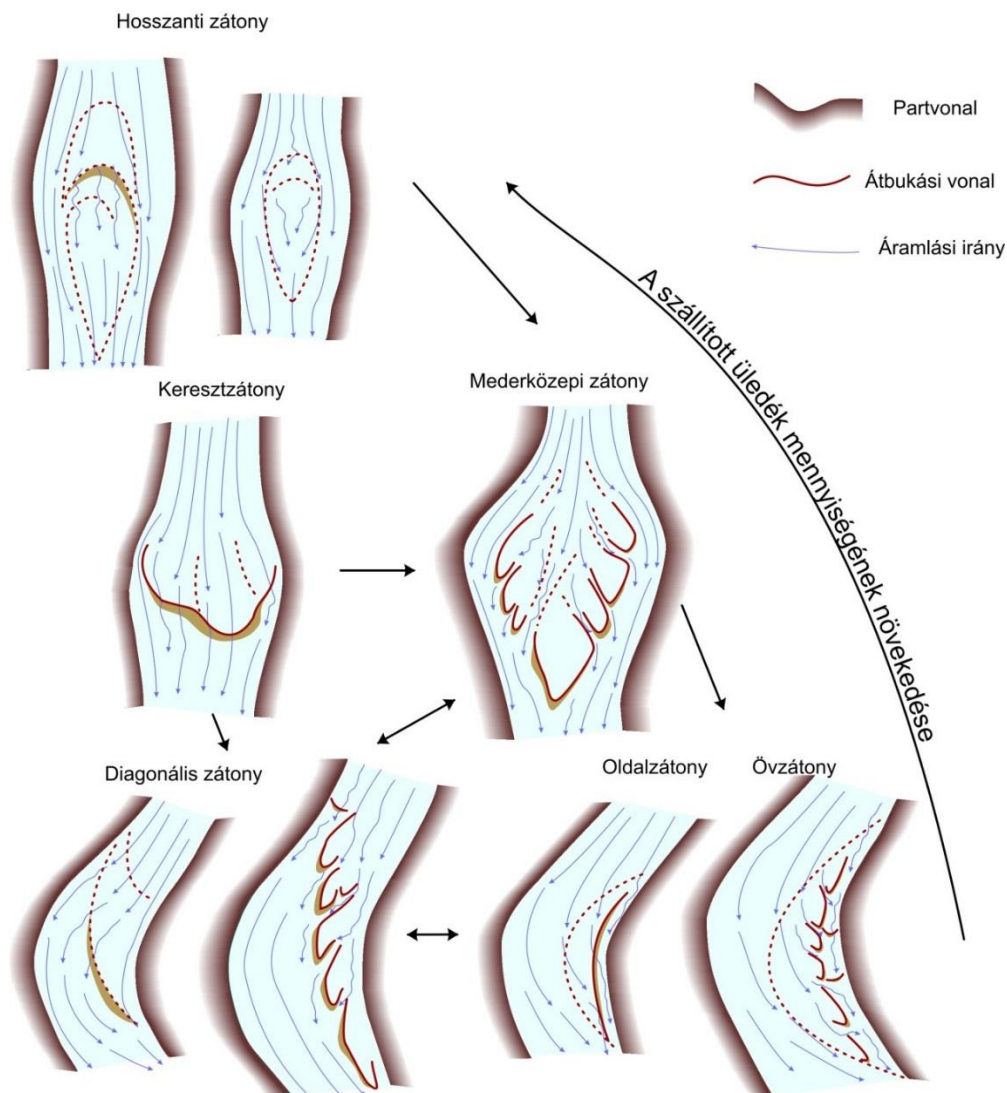
A zátanyok olyan növényzet által nem fedett akkumulációs formák, melyek kisvízkor jellemzően a víz szintje fölé magasodnak és elsősorban a meder oldalán, illetve, a hordalék-utánpótlástól függően a meder közepén alakulnak ki (Bridge 2003). Charlton (2007) szerint a zátanyképződés a zátanymag, illetve a zátanymagot alkotó kisebb-nagyobb dűne együttesek kialakulásával kezdődik (1. ábra), a lecsökkent hordalékszállító-képesség hatására. Kialakulásukban számos folyamat közrejátszik, melyek közül a legfontosabbak: (1) a vízfolyás hordalékszállító képességének hirtelen csökkenése (Ashmore 1982, Carson 1984, Bridge és Gabel 1992, Charlton 2007), amikor a vízfolyás kénytelen lerakni a szállított hordalékát, hogy visszanyerhesse hordalékszállításra és erózióra való képességét (Church és Jones 1982); (2) a spirális áramlási zónák jelenléte (Whiting és Dietrich 1993, Katolikov és Kopaliani 2001); illetve (3) a vízáramlás bifurkációja és konfluenciája (Xu 1997, Richardson és Thorne 2001). Míg a zátanyok oldalirányú növekedéséért a vízfolyás kisvízkor megnövekedett víz- és hordalékhozama felelős (Ashworth et al. 2000), addig a hosszanti megnyúlásuk a forma magasságának, valamint a vízfolyás szélességének és mélységének a függvénye (Bridge 2003). Hosszuk nagyságrendileg a folyó szélességével, míg magasságuk a vízfolyás mélységével azonos (Knighton 1998, Bridge 2003).

A zátanyok összetett formák, stabilitásukat pedig nagyban meghatározza a vízjárás, a mederesés, a meder morfológiája, az évszakosan megtelepedő növényzet, valamint az antropogén hatások (Ashworth et al 2000). A morfológiájukban bekövetkező változások általában a felvízi

szakasz hordalék-utánpótlásának megváltozását tükrözik. Például, ha egy folyószakasz jellemző zátonyformáivá a mederközépi zátonyok válnak, holott korábban az övzátonyok voltak, az a felvízi szakaszon a hordalék-utánpótlás jelentős növekedését jelenti (Bridge 2003).

A zátonyok osztályozására számos szerző (Church és Jones 1982, Balogh 1991, Brown 1997, Bridge 2003, Brierley és Fryirs 2005, Lóczy és Veress 2005, Reading 2009) tett már kísérletet, azok formája, helyzete, anyaga és a jellemző medermintázat alapján, ugyanakkor a kialakító folyamatok és formák komplexitása miatt nem sikerült még egységes nevezéktant használó rendszert kialakítani (Sipos 2006). Fergusson (1983) szerint a zátonyformák csoportosítását nagyban megnehezíti, hogy:

- 1) a felszínre kerülő formákat a posztgenetikus erózió korábbi hatása miatt nem lehet vagy igen nehéz beazonosítani;
- 2) a zátonyok gyakran nem egyedül, hanem összetett forma-együttesként jelennek meg, melyek nem csak jól elkülöníthető recens formákat, de – akár többszörösen áthalmozott – maradványformákat is magukba foglalhatnak;
- 3) a kisvízkor a víz színe fölé magasodó formát a kialakító nagyvizek és a középvizek is átdolgozhatták;
- 4) az eredeti formák stagnáló vízállás mellett is megnyúlhatnak és formálódhatnak.



1. ábra: Zátonyok típusai (Church és Jones 1982 alapján, Katona 2014)

A hosszanti és keresztzátonyok jellemzően a kitáguló mederszakaszokon találhatók, folyásirányban lefelé növekednek, illetve magasodnak (Sipos 2006). A hosszanti zátony a durvább mederanyagú, jellemzően kavicsos és kavicsos-homokos vízfolyásokban, a medertágulat közepén

kialakuló, folyásirányban „csepp” alakban elnyúló és magasodó mederforma, mely nem rendelkezik kifejllett fronttal (Fryirs és Brierley 2013). Kialakulásuk során a vízfolyás kettéválik a zátonymag körül, majd a lecsökkent vízmélység, valamint a megnövekedett súrlódás következtében lerakja hordalékát. Míg a zátonytest uszálya folyamatosan erodálódik, addig a finomszemű hordalék a zátonyfrontot építő nagyobb szemcsék közt csapdázódva építi tovább a zátonyfrontot (Church és Jones 1982, Fryirs és Brierly 2013). A hosszanti zátonyok épülése során anyagukra a horizontális osztályozódás jellemző, azonban a sodorvonal áthelyeződésének következtében a keresztirétegződés válik dominánssá (Church és Jones 1982, Brierly és Fryirs 2005, Reading 2009).

A keresztzátony elsősorban a homokos medrű vízfolyások hirtelen kiszélesedő szakaszain jellemző, háromszög vagy lencse alakú forma, mely a meder közepén, a sodorvonalra merőlegesen helyezkedik el és nem feltétlenül van kapcsolatban a parttal (Fryirs és Brierly 2013). Felszínük lebenyes, hullámzó alakú, míg középső részük ívelt (Brierly és Fryirs 2005). A túlnyomórészt homokos hordalék-utánpótlású vízfolyás a zátony közepén, az átbukási vonal előtt a lelassult vízsebesség következtében szerteágazik, majd a vonalon átbukva hordalékát leteszi a zátony lee oldalán (Church és Jones 1982). Ennek eredményeképp a hosszanti zátonyokéhoz hasonló rétegződés figyelhető meg, továbbá az üledék szemcseméretének vertikális csökkenése, valamint a zátony folyásiránybeli vándorlása jellemző (Fryirs és Brierly 2013).

Az előző típusokkal ellentétben, a rézsútós zátony kialakulhat kavicsos és homokos medrű vízfolyásban egyaránt, jellemzően azokon a szakaszokon, ahol a vízfolyás rézsútosan keresztezi a zátony hosszanti tengelyét. A mederben a rézsútós zátonyok a két part felé átlósan elnyúlva jelennek meg, szabályos távolságra egymástól, így alaprajzukra egy megnyúlt, ovális vagy rombusz alakú forma jellemző. A zátonyt felépítő szemcsék mérete folyásirányban finomodik (Brierly és Fryirs 2005, Fryirs és Brierly 2013). Jelenlétük utalhat a megnövekedett hordalék-utánpótlásra vagy a gázlók újraformálódására is (Fryirs és Brierly 2013).

A parttal szorosabb kapcsolatban lévő zátonyok közül az oldal- és az övzátonyokat kell kiemelni. Oldalzátónyok kialakulhatnak kavicsos és homokos medrekben egyaránt. Leginkább az egyenes folyószakaszokon jellemzőek, és a vízfolyás partjaihoz váltakozva kapcsolódnak (Balogh 1991). Kialakulásuk elsősorban a ferde-, vagy oldalirányú akkumulációs folyamatokhoz köthető, és felszínükre jellemző a lebegtetett hordalék-borítás, valamint a meder irányába történő enyhe lejtés. Fejlődésük során az oldalzátónyok folyásirányban lefelé vándorolnak (Fryirs és Brierly 2013). Az elnyújtott zátonyformák keresztmetszete szinuszos alakú, szélességük és hosszúságuk a folyó szélességével azonos nagyságrendű, rétegzettségükre a kereszt-, a hullámos, valamint a lencsés rétegzettség jellemző. A hosszanti és keresztzátonyoktól eltérően, az oldalzátóny anyagának vertikális finomodása kevésbé jellemző (Brierly és Fryirs 2005).

Az övzátonyok a meanderező vízfolyás kanyarulatainak belső ívén található formák, amelyek alapját jellemzően mederüledék alkotja, melyre kereszt-rétegzett közepes-finom homok, valamint a felszínhez közeli részén kereszt- és ferdén rétegzett finom homok rakódik le (Bridge 2003). Kialakulásukban nagy szerepet játszanak a spirális áramlások, melyek a kanyarulat belső ívén megnövekedett súrlódás miatt a zátonytest belseje felé mozgatják a szemcséket. Az átbukási vonalat elérve a szemcsék akkumulálódnak, majd az áramlás iránya megfordul és a megnövekedett eróziós képességének köszönhetően a partot kezdi el erodálni (Brierly és Fryirs 2005). Az övzátonyok szemcseösszetételét nagyban befolyásolja a kanyarulat görbületi sugara, valamint a vízfolyás víz- és hordalékhozama. A meanderező vízfolyás belső ívén az egymáshoz közel elhelyezkedő, egymással, valamint a kanyarulat ívével is párhuzamos övzátonyok övzátony-sorokat alkotnak, amiket a köztük kialakult keskeny mélyedések, a sarlólaposok választanak el egymástól (Fryirs és Brierly 2013). A mederhez viszonyított helyzetük az oldalirányú elmozdulás következtében meghatározó akkumuláció és az ellenkező oldalon jelentkező erózió sebességének különbségétől függ (Fryirs és Brierly 2013).

Az irodalom a fent említett zátonyformákon túl megkülönböztet összetett zátonyformákat is, melyek több alapformából állnak össze és kialakulásukért nagymértékben a vízszintváltozások a felelősek (Sipos 2006). Ilyen zátonyformák lehetnek: a folyók torkolatánál kialakuló (Brown 1997, Brierley és Fryirs 2005); a mederakadály előtti és utáni (Taylor 2002, Brierley és Fryirs 2005, Lóczy

és Veress 2005); a váltó vagy szegély (Brown 1997, Taylor 2002) és a többszörösen összetett zátonyok (Taylor 2002, Bridge 2003, Reading 2009).

2.1.4. Folyóvízi szigetek kialakulása és jellemzőik

A folyóvízi szigetek a lebegtetett- és a fenékhordalék akkumulálódása, illetve a meder avulziója révén alakulnak ki (Baubiniene et al. 2015). Osterkamp (1998) szerint szigetnek nevezzük mindazokat a középvíz szintje fölé magasodó mederformákat, melyeket minden oldalról a vízfolyás medre szegélyez és stabilitásuknak (és magasságuknak) köszönhetően az állandó növényzet meg tud telepedni rajtuk. A vegetációval borított folyóvízi szigetek a folyórendszer kulcsfontosságú elemei, hiszen befolyásolják a vízfolyás futását, valamint megváltoztathatják annak medermintázatát (Gibling és Davies 2012, Gibling et al. 2014). Előfordulhatnak természetes és szabályozott (Baubiniene et al. 2015), illetve egy (egyenes, meanderező) vagy több (fonatos, anasztomizáló, vagy vándorló) ágú vízfolyásban is (Andrási 2015). A szigetek számában és területében bekövetkező változások utalnak a folyó hordalékháztartásának (Gusarov 2004) és medermintázatának (Ashmore 1982) megváltozására, amiből következtethetünk a vízgyűjtőn végbemenő változásokra, ezáltal pedig a folyószakasz dinamikájára is (Gusarov 2004, Wyrick és Klingeman 2011). A szigetek területének csökkenése vagy növekedése utal a formálódásukhoz szükséges időtartamra, valamint a vándorlásuk ütemére (Baubiniene et al. 2015).

A szigetek képződése összetett folyamatok révén megy végbe. Ennél fogva, bár kialakulásuknak több módját is megkülönböztetjük, a szigetképződés folyamatában számos tényezőt nem ismerünk pontosan. Ilyenek például a mederközépi zátonyok szigetekké válásához szükséges vízsebesség, a fás vegetáció megtelepedéséhez szükséges szedimentológiai tényezők, valamint a vertikális és/vagy laterális feltöltődés szigetformálódásnak kedvező üteme közel-állandó homokutánpótlás során (Bridge 2003, Wintenberger et al. 2015). A hidrológiai paramétereken (vízállás, vízhozam, stb.), a hordalék tulajdonságain (hordalékhozam, szemcseméret, stb.), valamint a meder (mintázat, szélesség, stb.) és a vízgyűjtő morfológiájában bekövetkező változásokon túl, az antropogén hatások jellege és mértéke, valamint a fás vegetáció felszínstabilizáló hatása is nagyban befolyásolja kialakulásukat és fejlődésüket (Kollman et al. 1999, Gurnell et al. 2012).

Osterkamp (1998) és Wyrick et al. (2011) szerint a szigetek a következő módokon alakulhatnak ki:

- 1) Avulzió során kialakult szigetről akkor beszélünk, amikor a folyó egy nagyobb árvíz során kilép a medréről és egy új, nagyobb esésű mederbe vágódik be. Így a régi és az új mederág egy szigetet határolnak le (Wyrick et al. 2011). Slingerland és Smith (2004) az avulzió három formáját különítette el, miszerint a folyamat végbe mehet a meder egy lecsapoló mederbe történő áthelyeződésével (Makaske et al. 2002, 2012, Assine 2005), a meder hátravágódásával (Kington és Nanson 1993), valamint egy korábbi, inaktív meder visszafoglalásával (Phillips 2009). Ugyanakkor az avulzió gyakoriságát és típusát befolyásoló tényezők a szakirodalomban még kevésbé feltártak (Larkin et al. 2017).
- 2) A meder oldalirányú elmozdulása során képződő sziget akkor alakul ki, amikor a meder laterális elmozdulása során több ágra bomlik, ezzel lehatárolva egy részt az ártérből. Ide tartoznak a kanyarulat-átvágás és kanyarulat-lefűződés révén kialakult nagy, ártéri szigetek (Andrási 2015), valamint a fonatos medrű vízfolyások szigetei is (Wyrick és Klingeman 2011).
- 3) Zátony vagy gázló stabilizálódása során képződött szigetek akkor jönnek létre, ha hosszabb ideig alacsony vízállás a jellemző és nem vonul le nagyobb energiájú árvíz a folyón, így a (fás) vegetáció meg tud telepedni a zátonyfelszíneken, ezáltal pedig stabilizálhatja azokat. A megnövekedett súrlódás következtében a későbbi árvizek jellemzően nem elbontják, hanem tovább magasítják a sziget felszínét (Scott et al. 1996). A stabilizálódáshoz szükséges idő folyónként, illetve folyószakaszonként eltérő lehet. Hooke (1986) kutatása alapján az angol folyókon átlagosan 1-3 évre, míg a Kollman et al. (1999) által megvizsgált olaszországi, kavicsos medrű Tagliamento folyón akár 10-20 évre is szüksége lehet a növényzetnek a zátonyfelszínnek stabilizálásához.

- 4) Szerkezeti tagoltságból adódó szigetképződéskor a nagyésű, dominánsan bevágódó, a szerkezeti törésvonalakat követő mederben a vízfolyás bevágódik az alapkőzetbe a törések mentén és a körülfolyt térszín egy szigetként emelkedik a víz szintje fölé (Wyrick és Klingeman 2011).
- 5) Egy nagyobb árvíz levonulásához kapcsolódóan a frissen lerakott hordalékba történő gyors bevágódás során is kialakulhatnak szigetek. Ilyenkor a bevágódás során magasabb, körbefolyt ártéri felszínek maradnak vissza. Kialakulásuk az avulziós szigetekéhez hasonló, azonban itt a folyó a frissen felhalmozott hordalékba vágódik be, ellentétben az avulzióval, ahol a korábban akkumulált ártéri anyagba váj magának utat (Wyrick és Klingeman 2011).
- 6) Szigetek kialakulhatnak mederakadályok mögött is. Ezek a szigetek úgy képződnek, hogy a mederben lévő akadály (szikla, uszadék, mederküszöb, stb.) mögött, folyásirányban lefelé kialakul egy csökkent vízsebességű zóna, ahol a hordalék csapdázódik. Az akadály mögött kialakuló hordalék felhalmozódás megfelelő hidrológiai körülmények esetén tovább magasodhat, így egy szigetmagot alakítva ki (Wyrick és Klingeman 2011).
- 7) Tömegmozgások által kialakított szigetek képződése során a szigetmagot a mederbe kerülő törmelék jelenti, melyet a vízfolyás nem képes elszállítani, így kettévál a sziget körül (Wyrick és Klingeman 2011). Ilyen típusú szigetek ritkán fordulnak elő (Andrási 2015)
- 8) Vízározó üzembe helyezése révén képződött szigetekről akkor beszélünk, amikor a vízerőmű (Andrási 2015) vagy völgyzáró gát mögötti, visszaduzzasztott víztömegben lelassul a folyó sebessége, megváltozik a meder esése, így a vízfolyás nem tudja tovább szállítani hordalékát (Wyrick és Klingeman 2011). A felhalmozott hordalékfelszínek a víz szintje fölé magasodnak, ahol megtelepszik rajtuk a fás vegetáció.

A szigetképződésben fontos szerepe van a medertágulatok kialakulásának is, hiszen ezek egymással párhuzamosan lezajló folyamatok, melyek során a medertágulat folyásirányban feljebb lévő végén, a szétváló cirkulációs zónák által kialakított, lecsökkent energiájú folyó elkezd lerakni hordalékát, amiből megfelelő hidrológiai, morfológiai és biofizikai viszonyok mellett sziget képződik. Sipos és Kiss (2006) szerint a medertágulatokban kialakult szigetek a tágulat szélesebb, folyásirányban feljebb lévő végétől a keskenyebb, lejjebb lévő vége felé folyamatosan vándorolnak, majd az összeszűkülő résznél elpusztulnak. Osterkamp (1998) és Gurnell et al. (2001) szerint a szigetek pusztulása egyben a medertágulatok pusztulását is okozhatják, hiszen, ha a parthoz forrnak, akkor a meder szélessége jelentősen lecsökkenhet.

A szigetek képződése és fejlődése tehát nem tudható be egyetlen folyamatnak, hanem több, a folyószakasz hidro-morfológiai paraméterei által befolyásolt folyamat eredménye (Osterkamp 1998, Wyrick 2005). Ezen paraméterek, valamint a folyó hidrológiai és ökológiai folyamatai szolgáltatnak lehetőséget a szigetek különböző módú tipizálására. Wyrick és Klingeman (2011) létrehozott egy osztályozási rendszert, amelyben három fő kategóriát határoztak meg a vizsgált sajátosságokat figyelembe véve. A geometriai tulajdonságok kategóriájába tartozik a szigetnek a sodorvonalhoz viszonyított helyzete, a sziget- és mederszélesség aránya, a szigetek gyakorisága, valamint a forma hidrodinamikai alakja. Ezen paraméterek alapján csoportosította a Dráva szigeteit Andrási (2015). A biofizikai jellemzőknél a vegetáció fejlettségét, valamint a hordalék eredetét és összetételét vizsgálták meg. A szigetek geometriai jellemzőit vizsgálhatók légi- és műholdfelvételek segítségével, míg biofizikai jellemzőik meghatározásához terepi mérések és megfigyelések szükségesek. A harmadik kategóriába a következtetett jellemzők tartoznak, melyek nem mérhetők közvetlenül, hanem a sziget fejlődésének történetéből, valamint geometriai és biofizikai jellemzőiből vannak származtatva. Ebbe a kategóriába tartozik a forma eredete, a sziget kora és a szigetet érő változás típusa, a változásokat előidéző tényezők, a változásra való hajlam, valamint az állékonyság (Wyrick és Klingeman 2011). Azonban nem csak a szigetek formája és alakja változhat a fejlődésük során, hanem az akkumulációs és eróziós viszonyok változásai miatt, a térbeli helyzetük is (Wyrick 2005). Vándorlásukban kiemelt szerepet kap a növényzet, hiszen míg a sziget egyik végén véd az erózióval szemben, addig a másik végén stabilizálja az újonnan akkumulált hordalékot (Osterkamp 1998).

A szigetek pusztulása jellemzően a szigetek egymásba és a partba olvadása révén, vagy nagyobb árvizek romboló tevékenysége által következik be (Osterkamp 1998, Sipos 2006, Andrási

2015). Osterkamp (1998) öt folyamatot emelt ki a szigetek pusztulásával kapcsolatban. A pusztulásuk végbemehet (1) egy nagyobb árvíz során, a megnövekedett erózió vagy a sodorvonal áthelyeződése miatt (Kotoky et al. 2003, Sipos és Kiss 2003, Wyrick és Klingeman 2011), illetve hosszantartó kisvízes időszakok lassú eróziója révén (Cowell és Stoudt 2002); (2) a sziget és az ártér közötti mellékág feltöltődésével (Laczay 1968, Gurnell et al. 2001); (3) a meder bevágódásával, hiszen így a szigetet körbefolyó mellékágak egyike a csökkenő vízsebesség által megnövekedett akkumuláció hatására feltöltődik; (4) egy nagyobb árvíz során korrázióval, azaz a folyó és az ártér közötti mellékágban, a vízfolyás által korábban felhalmozott, majd az árvíz hatására újra meginduló hordalékkal erodálja a sziget oldalát, így elvékonyítva azt (Smith 1971); valamint (5) a sziget peremén folyamatosan akkumulálódó hordalék által, melynek köszönhetően a szigetek egymáshoz vagy a parthoz forrnak (Sipos és Kiss 2003). A szigetek egymásba és partba olvadása azonban nem jelenti a sziget tényleges pusztulását, csak átmenetileg megszűnik a forma izoláltsága az ártértől, de ez megfelelő áramlási viszonyok mellett újra aktívvá válhat (Andrási 2015). Fontos megemlíteni, hogy antropogén beavatkozások is hozzájárulhatnak a szigetek pusztulásához (Wyrick és Klingeman 2011), hiszen a mederbe és a partokhoz épített műtárgyakkal befolyásolják a folyók vízjárását, medermintázatát és futásvonalát (Andrási 2015). Kutatásom során a Maros egy erősen szabályozott szakaszát vizsgálom, ahol a mederben történő változások nagy része az emberi beavatkozásokhoz köthető (Török 1977).

2.2. Az árterek formálódása és formakincse

Az árterek a fluviális 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 (Gomez et al. 1997, Asselman és Middelkoop 1998, Nanson és Croke 2002). Mivel az árterek az összetett fluviális rendszer elemei, ezért nem vizsgálhatók önmagukban, hiszen, a meder-ártér kétirányú folyamatai és formái befolyásolják fejlődésüket (Fryirs és Brierley 2013).

Az árterek definíciója a szakirodalomban nem egységes, hiszen az ártereket a különböző jellegű vizsgálatok (pl.: hidrológiai, ökológiai, geomorfológiai stb.) során különböző szempontok alapján határozzák meg (Kellerhals et al. 1976, Marriott és Wright 2004, Lóczy 2013, Hernesz 2015). A hidrológiai megközelítés szerint ártérnek nevezzük azt a folyók mentén elterülő sávot, amelyet bizonyos gyakorisággal árvizek öntenek el (Brown 1997, Ward és Robinson 2000). Ebből a szempontból az árvízvédelmi gátak közé szorított folyók ártere a hullámtérrel azonos (Bren 1993). A tájökológiában az ártér egy, a mederhez kapcsolódó, főként vizes élőhely, amely gyakran ökológiai folyosóként működik (Lóczy et al. 2012). Lóczy (2013) geomorfológiai meghatározása szerint az ártér dinamikus folyamatok által kialakított forma, amely jellegzetes felszínfejlődéssel rendelkezik. Ehhez képest a Nanson és Croke-féle (1992) genetikus ártér-definíció jóval pontosabban határozza meg az árteret: olyan, leginkább vízszintesen rétegzett, a folyó recens hidrológiai rendszerében lerakott üledékekből felépülő, a folyók mentén kialakult alluviális forma, amelyet a medertől a part-élek választanak el.

2.2.1. Az árterek feltöltődése

Az árterek formálódása elsősorban a kialakító folyó energiaviszonyaitól, valamint hidrológiai és morfológiai tulajdonságaitól függ (Wolman és Leopold 1957, Lóczy et al. 2012). Ugyanakkor az éghajlati viszonyoknak is fontos szerep jut, hiszen a klíma és az ezzel szoros összefüggésben lévő vegetáció meghatározzák a víz- és hordalékhozamot, a szállított hordalék szemcseösszetételét, a vízgyűjtő lefolyását, valamint ezek időbeli változásait, amelyek végeredményeként a folyódinamikai folyamatok, végső soron pedig a meder mintázatának változását eredményezhetik (Leopold és Wolman 1957, Morisawa 1985). A meder és az ártér fejlődését befolyásoló folyamatok a különböző környezeti viszonyok között eltérően hathatnak, ezért egymáshoz való viszonyuk gyakran csak egy-egy folyószakaszra vagy folyórendszerre általánosítható (Miall 1996).

Az árterek épülésében a két legfontosabb folyamat a mederben zajló oldalirányú üledékképződés (*lateral accretion*), valamint az ártéren végbemenő vertikális üledék-felhalmozódás (*vertical accretion/overbank sedimentation*), melyekhez az árteret felépítő anyagok közel 80%-a köthető (Wolman és Leopold 1957, Morisawa 1985, Howard 1996). Schumm (1977) szerint az oldalirányú feltöltés üledékeinek nagyobb aránya az ártéren nem jelenti azt egyértelműen, hogy az ártér a vízfolyás kanyarulatvándorlásának eredményeként alakult ki, hiszen kialakíthatták laterális és vertikális folyamatok együttesen is, azonban utóbbi rétegtani bizonyítékai a későbbi oldalirányú feltöltés során megsemmisülhettek.

Az 1970-es évektől kezdődően számos ártér-osztályozási rendszer látott napvilágot (pl. Rosgen 1994), azonban mind közül a legelfogadottabb a Nanson és Croke (1992) által megalkotott genetikai ártér-osztályozási rendszer, amelynek alapja a folyó energiája és a partokon lerakott folyóvízi üledék szemcsemérete közötti egyensúly megléte vagy hiánya. Osztályozásukban három fő ártérformáló folyamatot különböztettek meg: az (1) oldalirányú üledékképződést, a (2) vertikális üledékképződést és a (3) fonatos medrek feltöltődését. A nagymennyiségű lebegtetett üledéket szállító meanderező vízfolyásokra jellemző másodlagos folyamatok csoportjába tartozik a (1) főként finom szemcse-összetételű hordalékkal jellemezhető, a kanyarulatok belső ívén lerakódó és az oldalirányúnál kevésbé intenzív ferdeirányú feltöltődés (*oblique accretion*); a (2) kanyarulatok külső ívén történő hordalék-lerakódás (*counterpoint accretion*), mely jellemzően szűk kanyarulatoknál fordul elő a szétváló áramlások holtterében és jórészt finom szemcsés anyag jellemző; illetve a (3) holtágak feltöltődése (*abandoned-channel accretion*).

A vertikális üledék-felhalmozás során az árvízkor medréről kilépő folyó elárasztja az árteret és a szállított hordalékát lerakva vízszintesen egymásra épülő üledékrétegeket hoz létre (Wolman és Leopold 1957, Balogh 1991, Brown 1997, Hughes 1997, Wolfert et al. 2002, Piégay et al. 2003, Dufour and Piégay 2005, Steiger et al. 2005). Nanson és Croke (1992) szerint a függőleges irányú feltöltődés minden olyan típusú ártéren előfordul, ahol a folyó időszakosan kilép a medréről, de a legintenzívebb a nagy energiájú, laza üledékből felépülő (A-típus), valamint az alacsony energiájú, kötött anyagú ártereken (C-típus) jellemző. Az egyes folyószakaszon fellépő vertikális üledék-felhalmozódás mértékét nagyban befolyásolják az ártér morfológiai jellemzői, a medertől való távolság, a lebegtetett üledék koncentrációja, valamint a vegetáció (Benedetti 2003, Kiss és Sándor 2009). Az árterek fejlődésében a feltöltődés domináns folyamattá válhat, ha a vízgyűjtőterületen a területhasználat jelentősen megváltozik (Knox 1987, Magilligan 1992), vagy a folyómedret hosszabb ideig oldalirányban stabilizálják (Oroszi 2009), vagy folyószabályozási munkálatokat hajtanak végre (Ten Brinke et al. 1998).

Hazánkban leginkább a vertikális ártérfeltöltődést számszerűsítették a kutatók, bár előfordul laterális feltöltődésre utaló tanulmány is. A vertikális ártéri akkumuláció ütemét jellemzően kétféleképpen vizsgálják a kutatók: vagy az utóbbi évszázadok akkumulációs ütemének tér- és időbeliségét, vagy egy-egy árvizet követően a lerakódott hordalék mintázatát és az akkumulációt befolyásoló tényezőket tanulmányozzák (Sándor 2011). Míg a rövidtávú üledékfeltöltődést jellemzően terepi felmérésekkel (Sándor és Kiss 2007) és üledékgyűjtéssel, illetve üledékcsapdákkal vizsgálják (Vass 2014), addig a hosszútávú akkumulációs ütem meghatározásához üledékprofilokat (Schweitzer 2001, Braun et al. 2003, Sándor 2011, Szabó et al. 2012), DDM-eket (Gábris et al. 2009, Szabó et al. 2012), üledék markereket (Sándor 2011, Málnás et al. 2014), polleneket (Oroszi 2009, Félegyházi 2008, Tímár et al. 2005), dendro-kronológiai elemzéseket, valamint OSL (Sümeghy 2014) és különböző izotóppal történő méréseket használnak a kutatók (Braun et al. 2003, Félegyházi 1998, 2008).

A vertikális feltöltődés mértékét hazánkban először Borsy (1972) vizsgálta a Szamoson az 1970-es árvíz után terepi megfigyelésekkel és a folyóparton 20-30 cm-es feltöltődést határozott meg. A Felső-Tiszán Vass (2007, 2014), Vass et al. (2009) és Gábris et al. (2002), az Alsó Tiszán Szilávik (2001), Sándor (2011) és Nagy et al. 2017 mérte a feltöltődés ütemét, ami jellemzően 1-2 cm/év volt. A Maros magyarországi szakasza mentén Oroszi (2008) vizsgálta a 2006-os árvíz utáni akkumuláció mértékét. A folyóparton mérhető feltöltődés maximális mértékét 11-26 cm, míg átlagos értékét 1,8-2,2 cm-közöttinek határozta meg terepi felmérése során. Botlik (2005) a gátépítések óta (1886) tartó

ártéri feltöltődés ütemét vizsgálta DDM segítségével, ugyancsak a Maroson. Míg a torkolatnál és a hordalékkúp peremén 1,3-1,6 cm/év, addig a kettő közötti szakaszon 0,8-1,2 cm/év ütemű akkumulációt határozott meg. Kiss et al. (2011) is megvizsgálták a Maros hordalékkúpjának pereme és a folyó torkolata közötti szakaszt a gátépítések óta eltelt időszakra vonatkoztatva, egy nagyobb pontosságú DDM segítségével. Kutatásaik során, a hordalékkúp peremén a feltöltődés átlagos ütemét $1,0 \pm 0,4$ cm/év mértékben határozták meg, a torkolatnál $2,0 \pm 0,5$ cm/év értéket mértek, míg a köztes szakaszon a feltöltődés üteme $0,4-1,4 \pm 0,3$ cm/év között alakult.

A fonatos folyók mellékágainak feltöltődése (braid-channel accretion) jellemzően a vízfolyás magasabb energiája és a nagyobb hordalékmennyiség következménye. Ennél az ártérformáló folyamatnál a mederágak és a zátonyok folyamatosan áthelyeződnek, valamint az eróziós képesség is intenzíven változik térben és időben, így összetett rétegzettségű és szemcseösszetételű feltöltődést okoz (Balogh 1991). Ez a folyamat végbemehet az (1) elhagyatott mederágak és zátonyaik stabilizálódásával és feltöltődésével (Chalov 2001); a (2) lokális bevágódás hatására kiemelt térszínre váló zátonyok révén (Andrási és Kiss 2013), illetve (3) a rekordárvizek során jelentősen felmagasodó térszín kialakulásával is (Nanson és Croke 1992).

Sipos (2006) a Maros magyarországi szakaszán vizsgálta a zátonyok szerepét a medertágulatok fejlődésében. Kutatása során meghatározta, hogy az apátfalvi medertágulatban, az 1950-2001 közötti időszakban folyamatosan változott a szigetek száma, valamint ezzel együtt a meder szélessége is. Az 1950-es felmérésen a Maros szélessége az apátfalvi szelvényben még 275 m volt, azonban tucatnyi sziget létrejöttét, valamint idővel egymásba, majd a partba olvadását követően a hasznos meder 140-148 m-re szűkült. Andrási (2015) a Dráva erősen szabályozott, Mura-torkolat és Duna-torkolat közötti szakaszán vizsgálta a szigetek és zátonyok medermorfológiára gyakorolt hatását. Kutatása során meghatározta, hogy a Dráva árterének gyarapodásában a zátonyok és szigetek partba olvadását jelentős folyamatnak számít. Mérései alapján, a vizsgált 1882 és 2007 közötti időszakban a folyó medre csaknem felére szűkült. A mederformák partba olvadását követően történő ártér-gyarapodás ütemét a vizsgált folyószakaszon 1,8 – 3,6 m/év mértékben határozta meg.

2.2.2. Ártéri fluviális formák

A mederben és az ártéren zajló eróziós és akkumulációs folyamatok eredményeként jellegzetes ártéri formakincs alakul ki. Az egyik legáltalánosabban megjelenő forma az **övezátony**. Az oldallirányú üledékképződés során a belső íven övezátony képződés zajlik, ami lépést tart a kanyarulat külső ívének folyamatos eróziójával, így a meder folyamatosan áthelyeződik, ami a kanyarulat fejlődését eredményezi (Leopold et al. 1964, Bridge 2003). Ezen folyamatok kiváltói a centrifugális erő által kialakított másodlagos áramlások (Chen és Tang 2012), amelyek hatására a külső íven megemelkedik a vízszint és megnő a nyíróerő, így a partnak feszülő vízfolyás erodálja a partját és a medrét, míg a belső íven a hordalék lerakódását eredményezik (Howard 1996). Az övezátonyok kialakulásának mechanizmusát a zátonyok formálódása és jellemzőik c. fejezetben részletesen ismertettem (ld. 2.1.3. fejezet).

Az övezátonyok között, velük párhuzamosan futnak a keskenyebb **sarlólaposok**, amelyek az árvizek levezetésében is szerepet játszanak (Gábris 2003). A szélesebb és mélyebb sarlólaposokat a szakirodalom **surrantónak** nevezi (Charlton 2008). Nagyobb árvizekkor az lefolyás jelentős része a surrantókba helyeződhet át, aminek hatására a főmeder vízhozama, valamint a külső ívet érő erózió intenzitása lecsökken (Hooke 2003, Kleinhans et al. 2011, Grenfell et al. 2014). Az eróziós-akkumulációs folyamatok módosulása a hordalékhozam lokális megnövekedését eredményezheti a főmederben, ami a kanyarulat surrantón át történő lefűződését (*chute-cutoff*) okozhatja (Zinger et al. 2011). Ennél az áthelyeződési folyamatnál a lefűződés lassabban megy végbe, mintha a kanyarulat nyaka szakadna át, hiszen az inaktívvá váló meder vízutánpótlása csak a fokozatosan szűnik meg (Garde 2006). Azonban egy kanyarulat lefűződése végbemehet a kanyargósság (β =ívhossz/húrhossz; Laczay 1982) növekedésének hatására is, ilyenkor a kanyarulat olyan mértékben fejletté válik ($\beta > 3,5$), hogy egy nagyobb árvíz során átszakad a nyaka (*neck-cutoff*). Mindkét lefűződési mód esetében a vízfolyás elhagyja a korábbi főmedret, ezáltal kialakítva a **holtágat** vagy **morotvát**, amit a durva fenékhordalékból (homok) felépülő üledékdugó, azaz a **malágy** zár el az aktív medertől (Balogh

1991). Ugyanakkor holtágak kialakulhatnak a folyószabályozási munkálatok során is, amikor egy-egy folyószakasz medrét kiegyenesítik (Hooke 1995).

Amikor a medréből kilépő folyóvíz sebessége a vízmélység csökkenése és a part menti növények okozta megnövekedett súrlódás miatt lelassul, akkor már nem rendelkezik megfelelő energiával a hordalékszemcsék továbbszállításához (Wolfert et al. 2002). A durva szemcsék mederből való kisodródásuk után a part vonalához közel akkumulálódnak, ahol egy kezdetleges keskeny és meredek **folyóhát**at hoznak létre. A folyóhát növekedésével a nagyobb szemcsék már csak nagyobb árvízi eseményekkor képesek a folyóhát mögé szállítódni, míg a kisebb szemcsék az egész ártéren lerakódhatnak. Minél távolabb jutnak a szemcsék a folyóháttól, annál lankásabb lesz annak oldala (Cazanacli és Smith 1998). Az időszakos vízborításuk miatt, a folyóhátak jellemzően vegetációval borított térszínnek és anyagukban nagy arányban lehetnek jelen gyökerek és más szerves anyagok (Brierley et al. 1997). Tehát mind kialakulásukban, mind fennmaradásukban fontos szerep jut a növényzetnek, hiszen hordalékcspadázó tulajdonságán túl, a gyökerek megnövelik a folyóhát anyagának kohézióját is, így a víznek nagyobb energiára van szüksége a folyóhát felszínének erodálásához (Normaniza et al. 2008). A folyóhátak anyagának szemcseösszetétele a medertől távolodva egyre finomodik, mivel exponenciálisan csökken a szemcseátmérők meridiánja, illetve lineárisan növekedik a 0,016 mm-es szemcsék (finom iszap – agyag) részaránya (Cazanacli és Smith 1998). Morfometriáját tekintve a folyóhát egy aszimmetrikusan elnyúlt, ék alakú, ártéri akkumulációs forma, ami jellemzően a folyók kisebb esésű szakaszain az egyensúlyi folyómedret szegélyezheti. A folyóhátak anyagának alvízi irányba történő finomodása általános, valamint tükrözi a mederben a nyíróerő csökkenését is az egyes árvizek során (Wizevich 1992). A morfometriai mérésekhez a folyóhát geometriájának precíz definíciójára lenne szükség, azonban a forma szélességét és relatív magasságát igen nehéz pontosan lemérni, ugyanis az fokozatosan simul (kontinuumot képez) a teljes ártérhez, és csak ritkán van markánsan kirajzolódó pereme (Cazanacli Smith 1998).

Mederkitöltő vízszintet meghaladó árvíz idején a víz erodálja a folyóhát laza anyagát, majd idővel átszakítja azt, amelynek következtében az árhullám az átszakadt folyóháton keresztül egy **fokot** vagy lecsapoló medret alakít ki, amin keresztül a víz az ártérre jut, majd apadáskor itt folyik vissza a mederbe (Smith és Pérez-Arlucea 2008, Gábris et al. 2002, Fryirs és Brierly 2012). A lecsapoló medreken keresztül az ártérre jutó víz veszít a sebességéből, így hordalékát legyező alakban, osztályozottan lerakva egy **ártéri homokfolt**ot hoz létre (Smith et al. 1989). A későbbiekben ennek az akkumulációs formának az anyagát könnyebben át tudja dolgozni a vízfolyás, ezáltal pedig további fokokat hozhat létre (Smith és Pérez-Arlucea 1994). Megfelelő magasságú árvizek során a lecsapoló medrek mentén saját folyóhátak is kialakulhatnak (Coleman 1969).

Az aktív medertől legtávolabb elhelyezkedő negatív formák az **ártéri lapályok** vagy **mocsarak**, melyek felszíne sík és esetenként tartós vízborítás alatt lehetnek. Az aktív medertől való távolságuk miatt már csak a nagyobb árvízi események során kerülhetnek előtérbe alá, továbbá csak a legkisebb, iszap- és agyagfrakcióba tartozó szemcsék képesek elszállítódni idáig (Balogh 1991).

2.3. Az Ártér és a meder kapcsolatrendszere (össze- és szétkapcsoltság)

A vízfolyások medre és ártere tehát egymásra hatva fejlődnek. Míg ez a komplex kapcsolatrendszer a holocénben csaknem természetes körülmények között formálódott, addig az utóbbi 150 évben az antropogén hatások direkt vagy indirekt módon jelentősen befolyásolhatták a rendszer elemeit (pl.: kanyarulatok, esés, vízhozam, part- és mederanyag, stb.) és a közöttük lévő kapcsolatokat, aminek következtében a meder és az ártér közötti folyamatok dinamikája térben és időben is megváltozhatott. Az alábbiakban jellemzem a kapcsoltsági viszonyokat, valamint bemutatom a legfontosabb direkt és indirekt alakító tényezőket – természetesen a teljesség igénye nélkül.

A fluviális rendszereken belüli szét-, illetve összekapcsoltságot vizsgálhatjuk a rendszer elemei közötti anyag- és energiaáramlás szempontjából. Ha a lejtőkön keletkező hordalék zavaró hatás nélkül a mederbe jut, illetve a vízrendszer felsőbb szakaszairól az alsóra szállítódhat a hordalék, akkor összekapcsoltságról beszélhetünk, míg abban az esetben, ha ez útközben (például egy antropogén eredetű tározóban vagy süllyedékben) csapdázódik, akkor szétkapcsoltság következik be

(Fryirs et al. 2007). Hidrológiai szempontból akkor összekapcsolt a rendszer, ha a víz és a víz által szállított hordalék, energia és az élőlények zavartalanul végig tudnak haladni a vízrendszeren. Ellenben ha ez egy emberi eredetű duzzasztó gát vagy árvízvédelmi töltés miatt nem valósulhat meg még árvíz során sem, akkor a rendszer szétkapcsolt (Kondolf et al. 2006).

A fluviális rendszereken belül számos olyan tényező van Harvey (2002) szerint, amely a rendszer elemei közti összekapcsoltságot növelheti (összekapcsoló elemek), csökkentheti vagy akár teljesen meg is szüntetheti (szétkapcsoló elemek). A rendszer longitudinális, oldalirányú és vertikális kapcsoltsági viszonyai jellemzik a folyónak és környezetének egymásra hatását, az ökológiája állapotát szempontjából, valamint rálátást nyújtanak a vízgyűjtő egyes pontjain zajló geomorfológiai folyamatokra (Junk et al. 1989, Ickes et al. 2005, Fryirs és Brierley 2013). A morfológiai egységek tulajdonságainak és a közöttük lévő kapcsoltsági viszonyoknak (összetételüknek és mintázatuknak) az ismerete segítséget nyújt a fluviális rendszeren belüli geomorfológiai folyamatok megértéséhez is (Lane és Richards 1997, Harvey 2001, Hooke 2003).

A longitudinális kapcsoltsági viszonyok jellemzően a vízfolyás felvízi és alvízi szakaszai, valamint a forrás és torkolat közötti kapcsolatokat jelentik a vízrendszeren belül, illetve a folyóvíz eróziós, transzportációs és akkumulációs képességének zavartalan meglétét vagy éppen hiányát jelzik (Brierley et al. 2006). Oldalirányú kapcsolat van a lejtők és a meder, valamint a meder és ártér között, melyek a vízrendszer anyagutánpótlását jellemzik (Fryirs és Brierley 2013). Ezekbe a kapcsoltságokba adnak betekintést az ártérformáló és átdolgozó folyamatok, a hordalékszállítási és akkumulációs folyamatok, illetve ide sorolható a vízgyűjtőterület lejtőin képződő hordalék mederbe való eljutásának lehetősége is (Brierley et al. 2006). A vertikális kapcsolatok jellemzően a víz, a hordalék és a szerves anyagok felszíni és felszín alatti interakcióit jelentik. Ezen kapcsolatokat jellemzik a beszivárgó vizek, a víz körforgásának megléte vagy hiánya, illetve a vízzáró rétegek, mint akadályok (Brierley et al. 2006). A horizontális kapcsoltsági viszonyokat megszüntető szétkapcsoló elemeket nevezik puffernek, longitudinális kapcsolatokat megszüntetők az akadályok, míg a vertikálisakat a takarók befolyásolhatják (Fryirs és Brierley 2013). Puffer lehet ártéri mocsár vagy akár a hordalékkúp is, hiszen ezek a hordalék a vízrendszerbe jutását korlátozzák. Akadályról beszélünk például egy gázló vagy üledékdugó esetén, amelyek ideiglenesen megakadályozzák vagy erőteljesen mérséklék a hordalék mozgását a vízrendszeren belül. A takarók jellemzően olyan morfológiai egységek, például üledékpletek, amelyek egy takaróként fedik be az adott formát, meggátolva ezzel annak átdolgozását vagy erózióját (Brierley et al. 2006, Fryirs és Brierley 2013).

Az utóbbi közel másfél évszázadban az egyre intenzívebbé váló antropogén hatások következtében a fluviális rendszer elemei, illetve folyamatai jelentős változásokon estek át, amelyek hatással vannak a folyók hidrológiai és hordalékszállítási jellegzetességeire, és összességében a kapcsoltsági viszonyaikra is (Fryirs és Brierley 2013, Kiss 2014), ezáltal pedig a vízfolyások és azok környezetének morfológiájára és ökoszisztémájára is (Thoms 2003). A magyarországi vízfolyásokon a 19. század közepe óta csaknem folyamatosan történnek emberi eredetű beavatkozások (Csoma 1965, Somogyi 2000), melyek legfőbb célja a víz- és hordalékhozam módosítása (Kiss 2014). A folyóvízi rendszer elemei között kialakult folyamatok még természetes körülmények között is térben és időben folyamatosan változnak, ám e folyamatok dinamikája az antropogén beavatkozások hatására módosulhat. Ezek következtében a vízgyűjtő elemeinek összekapcsoltsága csökkenhet, valamint a folyó kibillen egyensúlyi állapotából, amire morfológiájának megváltoztatásával válaszol (Wohl és Beckman 2014). A geomorfológiai rendszerekben a zavaró hatásokra adott válaszok nem azonosak, hiszen még egyazon folyón belül is eltérhetnek térben és időben (Kiss 2014).

A vízgyűjtőket és vízfolyásokat érő antropogén eredetű tevékenységek lehetnek direktek vagy indirektek (Kiss 2014). **Indirekt** hatásnak tekintjük azokat a nagyobb területre, jellemzően a vízgyűjtőkre ható környezeti tényezőket (pl. klímaváltozás, tájhasználat vagy növényzet megváltozása), amelyek közvetett módon alakítják a vízfolyás morfológiáját. Ezek a hatások elsősorban a vízgyűjtő lefolyását módosítják, melynek következtében megváltozik a víz- és hordalékhozam, illetve ezek éves alakulása, ami végső soron a meder fejlődését befolyásolja (Kondolf et al. 2002). A vízhozam megváltozása következtében egyes folyókon megnőhetnek a vízjárás szélsőségei, ami a kisvízes időszakok gyakoribbá válását és az árvizek elmaradását

okozhatják (Wyzga 2007, Blanka 2010, András 2015), más folyókon pedig az árvizek nagyságának és gyakoriságának növekedését eredményezheti (Baker 1977, Radoane et al. 2013). Az egyre szélsőségesebbé váló vízjárás hatására megváltozik a meder- és ártérfejlődés folyamata, valamint a medermorfológia, ami a meder-ártér összekapcsoltságát is befolyásolja (Wyzga 2007).

Direkt hatások azok a – rendszerint – pontszerűen megjelenő antropogén beavatkozások, amelyek célja a meder és az ártér közvetlen átalakítása (Kiss 2014). Ilyenek a völgyzárógát- és tározó építések, a mesterségesen kialakított mederszakaszok, a kanyarulat-átvágások, a partok stabilizálása, a vezetóművek létrehozása stb. (Knighton 1998, Newson és Newson 2000, Antonelli et al. 2004). Ezeknek a beavatkozásoknak a következtében megváltozik a meder esése és a partok anyaga, illetve jellemzően a folyó munkavégző képességének növekedését idézik elő (Kiss et al. 2011, Fryirs 2013). Bár leginkább a medernek csak egy rövidebb szakaszán hatnak kisebb-nagyobb mértékkel, de kihatással vannak mind az alvízi, mind pedig a felvízi szakaszra is (Kiss 2014).

A direkt és indirekt zavaró hatásokra a folyó jellemzően a morfológiájának megváltozásával válaszol. Ilyen válaszok lehetnek a meder mélységének változása, ami elsősorban a bevágódást jelent (Simon és Rinaldi 2006, Downs et al. 2013), a meder szélességének változása, amire a szűkülés jellemző (Doyle és Harbor 2003), vagy a meder mintázatának a megváltozása, ami jellemzően az egyszerűbb mintázatok irányába hat (Surian és Rinaldi 2003, Blanka 2010, András 2015).

A folyóvízi környezet és az árterek már az emberi civilizáció kezdetétől kiemelt szerephez jutottak a népesség ivóvíz és élelemellátása szempontjából (Wittfogel 1956), ugyanakkor később egyre inkább a vízfolyások menti területek benépesülése vált jellemzővé (Goudie 2000). A városok kialakulásával és az **urbanizáció**nak köszönhetően a beépítettség miatt jelentősen lecsökkenhet a beszivárgás mértéke, ugyanakkor a kiépített csatornarendszereknek lehetővé teszik a gyors felszíni lefolyást. Ennek hatására gyorsabban alakulhatnak ki áradások és nagyobb vízhozam csúccsal (Hollis 1975), ami az alvízi szakaszon a meder tágulását okozza, bár ez nagyban függ a lefolyási terület érdekességétől is (Hammer 1972, Bravard et al. 1997). A folyók közelében lévő nagyvárosokból a vízrendszerbe kerülő hordalékszegény vizek következtében tisztavíz erózió alakul ki, ami a városok alatti szakaszon bevágódáshoz vezethet (Bravard et al. 1997). Tovább erősítheti ezt a hatást a szennyvizek visszavezetése a vízrendszerbe (Navratil et al. 2013). A lecsökkent hordalék-koncentráció következtében az alvízi szakaszon megváltozik a folyó munkavégző képessége, ezáltal pedig a kanyarulat- és ártérfejlődési folyamatok felgyorsulhatnak (Pfister et al. 2004). A bevágódás hatására megnő a meder-ártér oldalirányú szétkapcsoltsága, hiszen az egykori ártéri térszínnek inaktívvá válhatnak.

A vízgyűjtőn illetve a partokon és ártereken lévő **növényzet**nek is fontos szerepe van a vízfolyás vízháztartási tulajdonságainak alakításában, hiszen jelentős mennyiségű vizet és hordalékot tarthat vissza, véd a talaj- és parterózió ellen, valamint befolyásolja az árterek érdekességét is (Illés és Konyecsny 2000, Brierley és Fryirs 2005, Delai et al. 2018). A vízgyűjtőn bekövetkező erdőirtások hatására megnövekszik a lefolyás és a felszíni erózió mértéke, valamint vízmosások és csuszamlások alakulnak ki, amelyek következtében megnő a vízrendszerbe jutó hordalék mértéke is (Konyecsny 2000). A megnövekedett hordalék-koncentráció eredményeként az alvízi szakaszon az akkumuláció válik dominánssá, így a meder feltöltődik, ami az árvizek gyakoriságának és szintjének emelkedéséhez vezet (Knox 1987, Brooks és Brierley 1997). Ez végső soron az oldalazó erózió ütemének felgyorsulását okozza, aminek hatására szélesebbé és sekélyebbé válik a meder (Brooks és Brierley 1997). Ugyanakkor a **folyópartokon megtelepedő fás vegetáció** hatásairól sem szabad megfeledkezni, hiszen nagymértékben stabilizálják a felszínt a partok erodálásához szükséges nyíróerő mértékének növelésével (Abernethy és Rutherford 1998). A lágyszárú növényzet pedig a part érdekességét növeli, ami a hordalék csapdázódásához, a hullámtér vízvezető képességének csökkenéséhez, ezáltal pedig az árvizek levonulási idejének növekedéséhez vezet (Kiss és Sándor 2009). Összességében tehát a vegetáció sűrűbbé válása (aminek oka lehet a parlagok elterjedése vagy a nem megfelelő ártéri gazdálkodás) a meder szűkülését (Fiala és Kiss 2006b) vonhatja maga után, ami a meder-ártér oldalirányú kapcsolatrendszerének szétkapcsoltságát okozhatja.

A mezőgazdaság, az ipar és az ivóvízbázis kiépítése nagymennyiségű vizet igényel, melyet gyakran a folyóvizekből nyernek ki **vízkivétellel** vagy **vízelvezetéssel**. Ezek eredményeként az alvízi

szakaszon csökken a folyó vízhozama, ami a vízfolyás munkavégző képességének, így az medererózió mértékének csökkenését vonja maga után (Kiss 2014). Az oldalirányú kanyarulatvándorlás üteme is mérséklődhet, a kanyarulatok ívhossza csökkenhet (Kiss és Blanka 2012), illetve a meder keskenyebbé válhat (Montgomery és Buffington 1998), mivel a huzamosabb ideig tartó kisvízes időszakban a növényzet további zátonyfelszíneket stabilizálhat (Kiss és Blanka 2012). A vízkivétel pontjának alvízi szakaszán a meder be is vágódhat (Ellery et al. 2003), ami a meder-ártér közötti oldalirányú szétkapcsoltsághoz vezet.

Völgyzárógátak és tározók építése is jelentősen befolyásolja a vízfolyások hidrológiáját és morfológiáját, mivel megtörik a víz- és hordalékszállítás folytonosságát (Jiongxin 1996, Kondolf 1997, Brierley és Fryirs 2005). A vízjárás szabályozottá válik, az árvizek szintjei csökkennek, míg a kisvizeké nő (Williams és Wolman 1984). A folyóra épített völgyzárógát mind az alvízi, mind pedig a felvízi irányban megváltoztatja a meder morfológiáját (Kiss és Blanka 2012). A tározókban a lecsökkenő vízsebesség hatására nagymennyiségű hordalék csapdázódik, tehát a feltöltődés válik a domináns folyamattá (Rákóczi 1989, Szabó 2006, Dang et al. 2010, Kumm et al. 2010). Ezzel szemben az alvízi szakaszon a lecsökkenő vízszintek következtében csökken a meder szélessége, hiszen egyre több zátonyfelszín kerül a kisvizek szintje fölé, amiket a növényzet stabilizálhat (Szabó 2006), továbbá a kialakult tisztavíz erózió révén megindul a meder bevágódása (Petts és Gurnell 2005). A bevágódás hatására csökken a folyó esése, ezáltal pedig a hordalékszallító képessége is, aminek eredményeként már csak a finomabb szemcseméretű mederanyagot képes elszállítani a vízfolyás, így a gát közelében mederpáncél is kialakulhat (Bogárdi 1971, Gordon és Meentemeyer 2006, Andrási 2015). A meder méretváltozásai azonban idővel lassulnak, hiszen a zavaró hatás létrejötte után a folyó alkalmazkodik a megváltozott körülményekhez, ami a dinamikus egyensúlyi állapothoz való visszatéréshez vezet (Fergus 1997, Batalla et al. 2004, Szabó 2006). Tehát a völgyzárógátak és tározók nem csak a folyó longitudinális összekapcsoltságát, de a meder-ártér közötti oldalirányú kapcsoltságot is befolyásolják, méghozzá a gát által kettéválasztott alvízi és felvízi szakaszon ellentétes irányban. A felvízi szakaszon erősödik az oldalirányú kapcsolat a meder és az ártér között, mind a víz- és hordalékáramlás, mind pedig az ökológiai viszonyok szempontjából. Ugyanakkor a víztározóban leülepedő hordalék meggátolja a víz mélybe szivárgását, ami vertikális szétkapcsoltsághoz vezet (Woodward et al. 2007). Ezzel ellentétben, az alsóbb szakaszon a csökkenő vízszintek, valamint a bevágódás következtében a korábbi ártéri térszínek inaktívvá válhatnak, ami a meder és ártér szétkapcsoltságát jelzi.

Kanyarulat-átmetszéssel és -kiegyenesítéssel nem csak az érintett szakaszon alakítják át jelentősen a meder morfológiáját, de alvízi és felvízi irányú hatásokat is generálnak (Hooke 1995). A beavatkozás következtében lecsökken a vízfolyás hossza, ami az esés növekedését vonja maga után (Bravard et al. 1997). A megnövekedett esés következtében nő a folyó hordalékszallító képessége (Garde 2006), ami intenzívebb kanyargást és bevágódást okozhat (Surian 1999). A vezérárokba bevágódó vízfolyás idővel kiszélesíti a medrét és újra a kanyargó mintázat felvételére törekszik, amivel nagy mennyiségű hordalékot termel (Hooke 1995, Biedenharn et al. 2000). Ennek eredményeként az alvízi szakaszon lecsökken a vízfolyás energiája, lerakja hordalékát, zátonyokat és szigeteket épít, végső soron pedig megváltozhat a folyó mintázata is (Garde 2006, Sipos 2006). A megnövekedett esés következtében csökkenhet az árvizek gyakorisága, valamint gyorsabban vonulhatnak le, ami lelassítja az árterek feltöltődését, így a meder-ártér közötti kapcsolat is gyengül (Wyzga 2001).

Vízrendezési munkálatok hatására lejtős tömegmozgások is kialakulhatnak, amiket jellemzően a nyíróerő megnövekedése, a nyírószilárdság csökkenése vagy a lejtőstabilitásának csökkenése okoz. Ilyen lehet például a víztározókban vagy a folyópartok közelében elvégzett mederkotrás, aminek hatására megnő a lejtő meredeksége, ezáltal pedig csökken a stabilitása (Schumm et al. 1996). A kotrási munkálatok eredményeként megnő a meder esése és a vízfolyás hordalékszallító képessége is, aminek folytán mind alvízi, mind felvízi irányban meder túlmélyülése, illetve bevágódás jelentkezik. Ez a bevágódás ugyancsak a meder-ártér oldalirányú szétkapcsoltságát eredményezi, hiszen az árvizek már egyre kevésbé képesek kilépni az árterekre.

Árvízvédelmi töltések építése a vízfolyások síksági szakaszán jellemző. Célja a folyó árterének leszűkítése az árvizek szétterülésének megakadályozása (Lóczy 2007). Azonban ennek következtében a hordalék jóval kisebb területen akkumulálódik, így felgyorsul a hullámtér feltöltődése (Asselman és Middelkoop 1995, Nagy et al. 2001, Schweitzer 2001, Oroszi és Kiss 2004, Hudson et al. 2008, Kiss et al. 2011b). A feltöltődés dinamikája és mértéke nagyban függ a folyó hidrológiájától, a szállított hordalék mennyiségétől és minőségétől, valamint a hullámtér érdekességétől, így a vegetációjától, beépítettségétől és domborzatától is (Kiss et al. 2002). A legtöbb és legdurvább hordalék a folyó közelében rakódik le, így a hullámtereken a folyóhátak és az övzátonyok gyorsuló ütemben töltődnek fel, míg a hullámtér távolabbi részére már csak a kisebb, lebegtetett szemcsék szállítódnak el és ott okozhatnak felgyorsult akkumulációt (Cazanacli és Smith 1998). A hordalék lerakódása a hullámtér magasodását vonja maga után, ami csökkenti az ártér vízszállító kapacitását (Keesstra 2007, Nagy et al. 2018). A növekvő árvízi kockázaton túl a töltések megnövelik az alsóbb szakaszokon a vízállást és a vízhozamot (Stegaroiu 1999, Remo et al. 2009). Bár az árvízvédelmi töltések már önmagukban is növelik az ártér különböző részeinek oldalirányú szétkapcsoltságát, a felmagasodó hullámtér következtében a meder-hullámtér kapcsolata is gyengül.

A **partbiztosítások és sarkantyúk** építésének célja a vízfolyás áramlási irányának, befolyásolása, a kanyarulatvándorlás mértékének csökkentése (Surian és Rinaldi 2003), valamint a hajózási útvonalak biztosítása (Kéri 2013). A partbiztosítások stabilizálják a folyópartot, így megállítják a külső ív hátrálását, ugyanakkor a belső ív, bár lassabb ütemben, de tovább épül, ami a meder szűküléséhez vezet (Fiala és Kiss 2006b, Blanka et al. 2006). A sarkantyúk hatására a sodorvonal egyágú lesz, ami a meder további szűküléséhez, végső soron pedig akár a mintázat megváltozásához vezethet (Surian 1999). Mindezek következtében romlik a meder vízszállító képessége (Illés et al. 2003), a kanyarulatok torzulnak, és egyre élesebbé válnak (Kiss et al. 2008), ami az árvizek szintjének növekedését (Lóczy 2009, Bormann et al. 2011), valamint az ártér gyorsabb feltöltődését okozhatja (Brown 1983, Ten Brinke et al. 1998). Összességében tehát a meder-ártér oldalirányú összekapcsoltságát gyengítik, de a longitudinális kapcsolatokat elősegíthetik.

A **mederből történő kavics- és homokkitermelés, illetve a mederkotrás** elsősorban a bőséges fenékhordalékot szállító folyókon jellemző (Kiss 2014). Célja leginkább ipari jellegű, ugyanakkor fontos szerepe van a szabályozási és hajózási útvonalak biztosításában is (Rákóczi 2000). A folyókat érintő bányászat általában nagyobb mértékben zajlik, mint amit az adott folyó pufferealni tudna (Andrási 2015). Hatására csökken a meder érdekessége és a tisztavíz erózió miatt megnő a folyó hordalékszállító képessége (Pinter et al. 2004), ami a meder mélyülését és szűkülését okozza (Mossa és McLean 1997). A kitermelt hordalék hiánya miatt nem csak a bányászat által érintett szakaszon, hanem annak alvízi és felvízi szakaszán is megnő a meder bevágódása (Bravard et al. 1997). A kialakult tisztavíz erózió miatt a vízfolyás az alvízi szakaszon intenzíven erodálja a medrét, a partokat és a mederformákat (Kondolf 1997, Rinaldi et al. 2005), továbbá gyakoribbá válnak a kanyarulat-lefűződések és az avulziók is (Mossa és McLean 1997). A bevágódó szakaszon a jelentős medermélyülés következtében a korábbi ártéri térszínek inaktívvá válhatnak, ami a meder-ártér közötti oldalirányú kapcsolat megszűnését okozza, továbbá a talajvíz áramlási viszonyainak megváltozásával a meder és árterének hidrológiai és ökológiai szétkapcsoltságához vezet (Bravard et al. 1997, Mossa és McLean 1997, Wyzga 2001).

Mind a természetes, mind pedig az antropogén beavatkozások következményeként mederbe kerülő **uszadék fák** szerepét is meg kell említeni, hiszen befolyásolják a vízfolyás hidrológiáját, víz- és hordalékszállító képességét, valamint a meder morfológiai jellemzőit (Gurnell et al. 2002). A felhalmozódott uszadék mennyiségétől, térbeliségétől, illetve helyzetétől függően eltérő változások alakulhatnak ki a vízrendszerben. A felgyülemlett uszadék hatására megváltozhat a sodorvonal helyzete, ezáltal az eróziós folyamatok üteme, végső soron pedig akár a vízfolyás mintázata is (Young 1991). Az uszadék által megindulhat a zátony- és szigetképződés, ami a meder szűküléséhez vezet (Gurnell et al. 2001, Gurnell és Petts 2002). Míg a partok közelében felhalmozódó uszadék az akkumulációs folyamatok ütemét gyorsítja, addig az eltávolításuk jellemzően a meder bevágódásával jár (Thompson 1994). A kisebb vízfolyások esetében általános következménynek nevezhető az uszadék-dugók mögött a víz visszaduzzasztása, ami az árvizek gyakoriságának és csúcsának

növekedését okozza (Ehrman és Lamberti 1992). Az uszadék fák tehát általánosságban a meder-ártér oldalirányú szétkapcsoltságát vonhatják maguk után, ugyanakkor a kisebb folyókon a meder teljes szélességében kialakult akadály a vízfolyás longitudinális kapcsolatának gyengülését is okozhatja, hiszen jelentős mennyiségben képes visszatartani a vizet és a hordalékot, hasonlóan a völgyzárógátákhoz (Keller és Tally 1979, Thompson 1994).

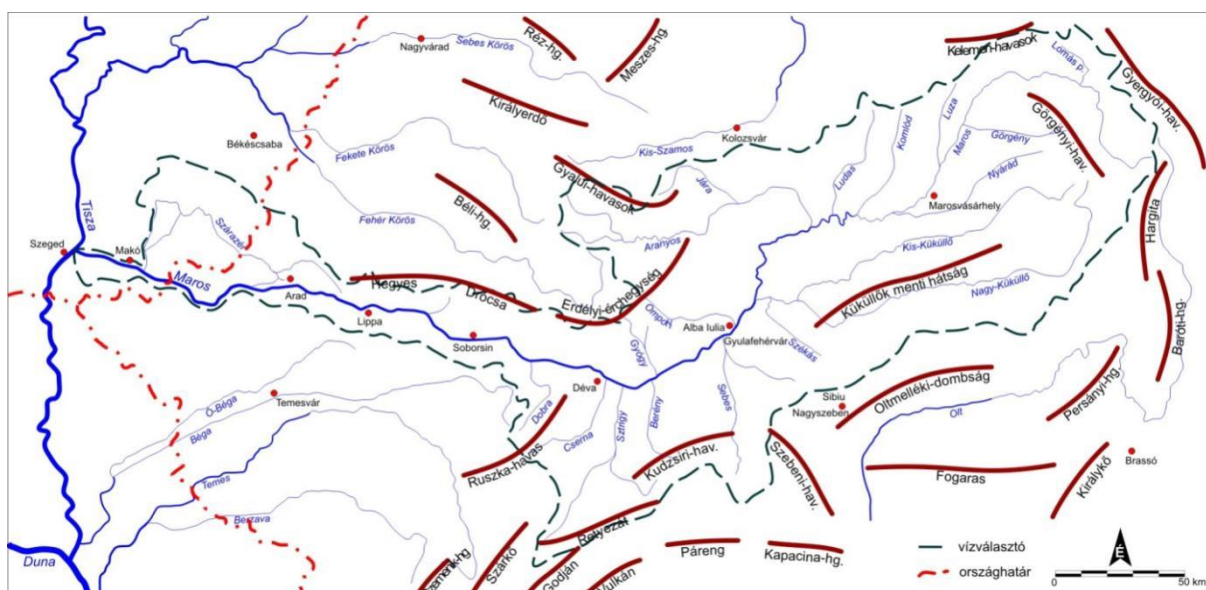
3. Mintaterület

A Maros vízgyűjtőjének és jelenlegi futásvonalának a kialakulása hosszú földtörténeti fejlődés eredménye, amit befolyásolt a hegységkeret (pl. Bihar, Zámi-szoros) különböző mértékű kiemelkedése, és az erózióbázis süllyedése (Mike 1975, 1991). A pliocén vége óta épülő hordalékkúp felszínén található medrek azt mutatják, hogy az utóbbi 18 ezer évben a Maros gyakran váltogatta a futásirányát, és a folyó a jelenlegi mederben csupán az utóbbi 2 ezer évben fut (Sümeghy 2014), tehát a mederformálás a nagy esés és a bőséges hordalékhozam miatt a földtörténeti múltban is igen intenzív lehetett (Katona 2014, Sümeghy 2014).

3.1. A Maros és vízgyűjtőterületének jellemzése

A Maros Marosfő településnél ered a Hargita északi részén, 850 m tengerszint feletti magasságban (Laczay 1975a). Mivel a folyónak két forrása is ismert (Sipos 2006), ezért a forrás pontos helyét illetően ellentmondásosak az információink. Márton (1914) szerint a forrás 892 m tengerszint feletti magasságban található, míg Oroszi (2009) 1382 m-t határozott meg.

A Maros a Tisza legnagyobb mellékfolyója, amely az Erdélyi-medence vizeit gyűjti össze és vezeti le Szeged irányába, majd a Tiszába torkollik (Laczay 1975a, Andó 2002; 2. ábra). A folyó hosszát illetően is eltérő adatok találhatóak a szakirodalomban, hiszen Márton (1914) szerint a Maros futáshossza mindössze 683 km, Laczay (1975a) szerint 749 km, ugyanakkor Andó (2002) már 766 km-nek adta meg. A folyó a síksági szakaszán 125 km hosszan kanyarog Románia területén, mielőtt 21 km hosszan a román-magyar határszakaszt képezné (Boga és Nováky 1986, Oroszi 2009), majd a fennmaradó közel 30 km-en hazánk területén folytatja útját a torkolatáig (Andó 2002, Sipos 2006).



2. ábra: A Maros vízgyűjtőterülete (Urdea et al. 2012 alapján, Právetz 2018)

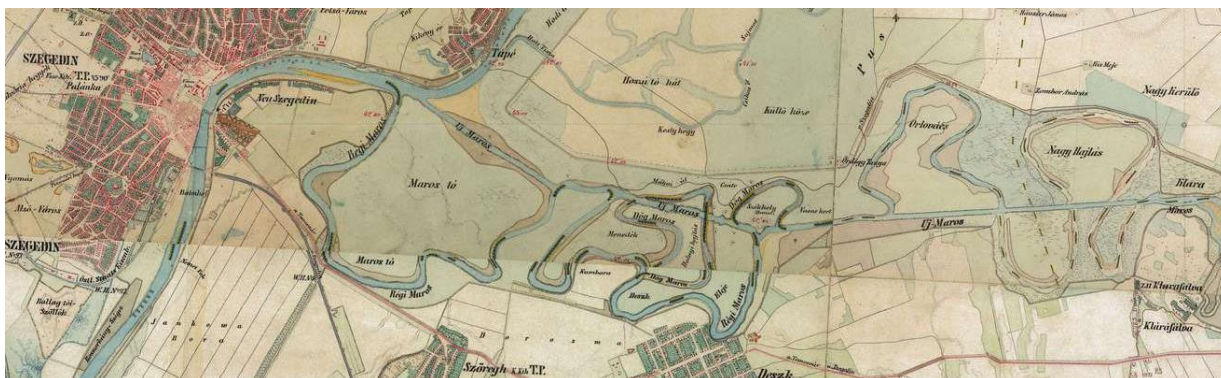
Vízgyűjtőterülete több mint 30.000 km² (Laczay 1975a), ami a Tisza vízgyűjtőterületének csaknem 20%-át teszi ki (Andó 2002). A vízgyűjtő domborzatilag három nagyobb részre osztható fel, miszerint 25%-a hegyvidéki jellegű, 55%-a fennsík és dombvidék jellegű, továbbá 20%-a alföldi jellegű, ami tovább osztható folyóvölgyi (15%) és síksági (5%) jellegre (Laczay 1975a, Török 1977). A folyó vízgyűjtőjének legmagasabb pontja a Retyezát-csúcs, ami 2511 m tengerszint feletti magasságon található, míg legmélyebb pontja a torkolati szelvényben 81 m (Boga és Nováky 1986).

A Maros recens ártérfejlődését alapvetően meghatározzák a folyó **hidrológiai tulajdonságai**. A forrásvidéken, a Gyergyói-medencében esése még 370 cm/km, majd a középső szakaszán (Déda – Lippa) a folyó esése 30-50 cm/km-re csökken. A következő, Lippától a torkolatig tartó szakaszon, a hordalékkúp morfológiájától függően az esés 30-60 cm/km közötti, Szegedhez érve, az ártéri szakaszon azonban már csak 9 cm/km (Török 1977, Sümeghy 2014). A torkolathoz közeledve a folyó

esése 2-5 cm/km-re csökken (Kiss et al. 2011). 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 1-3 hét volt, azonban az utóbbi évtizedekben – néhány év kivételével – az árvizek elmaradtak (Kiss 2014), részben a jelentős mértékű vízviszatarthatás miatt, részben a kavicskitermelés okozta bevágódás következtében (Urdea et al. 2012). Az év nagy részén (kb. 10 hónapig) jellemzően a kisvizek dominálnak (Sipos 2006). A Maros jelentős mennyiségű hordalékot szállít: 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 legújabb kutatások morfológiai alapon adtak becslést a fenékhordalék alakulására, megállapítva, hogy a vizsgált szakaszokon a mederben lévő zátonyok bár dinamikusan vándorolnak, a hordalékhozamot azonban alapvetően befolyásolja (csökkenti) a kavicskitermelés, és az alatta lévő szakaszon a medermélyülés (Urdea et al. 2012; Právetz és Sipos 2014). Az árterek fejlődését alapvetően meghatározza **növényzetük** is. A Maros magyarországi árterén napjainkban az erdők a meghatározóak, de a települések környezetében többé-kevésbé megművelt kertek és szántók is találhatóak (Oroszi 2009). Ugyanakkor a romániai hullámtéren a legelők dominálnak, bár kisebb-nagyobb foltokban ártéri erdők is előfordulnak. Véleményem szerint ez a különbség az elmúlt évtizedek hazai ártérkezelési gyakorlatára vezethető vissza, hiszen az 1960-as évektől intenzív erdőtelepítés folyik (Oroszi 2009), akárcsak a tiszai hullámtéren (Sándor 2011).

3.2. Antropogén beavatkozások a mintaterületen

A folyószabályozási munkálatokat megelőzően a Maros meanderező-anasztomizáló mintázattal rendelkezett, ahol nagyméretű ártéri szigetek tagolták a mellékágak és lefűződő meanderek kusza rendszerét (Lacza 1975a, Sipos 2006, Kiss 2014; 3. ábra). A gyors ütemű mederáthelyeződés, valamint a heves árvizek hatására a Maros menti települések veszélyeztetve voltak, így szükségessé váltak az ármentesítési beavatkozások.



3. ábra: A Maros torkolati szakasza a II. katonai felmérés idején (1861-1864; Section 61., Colonne XXXVII és XXXVIII; részlet)

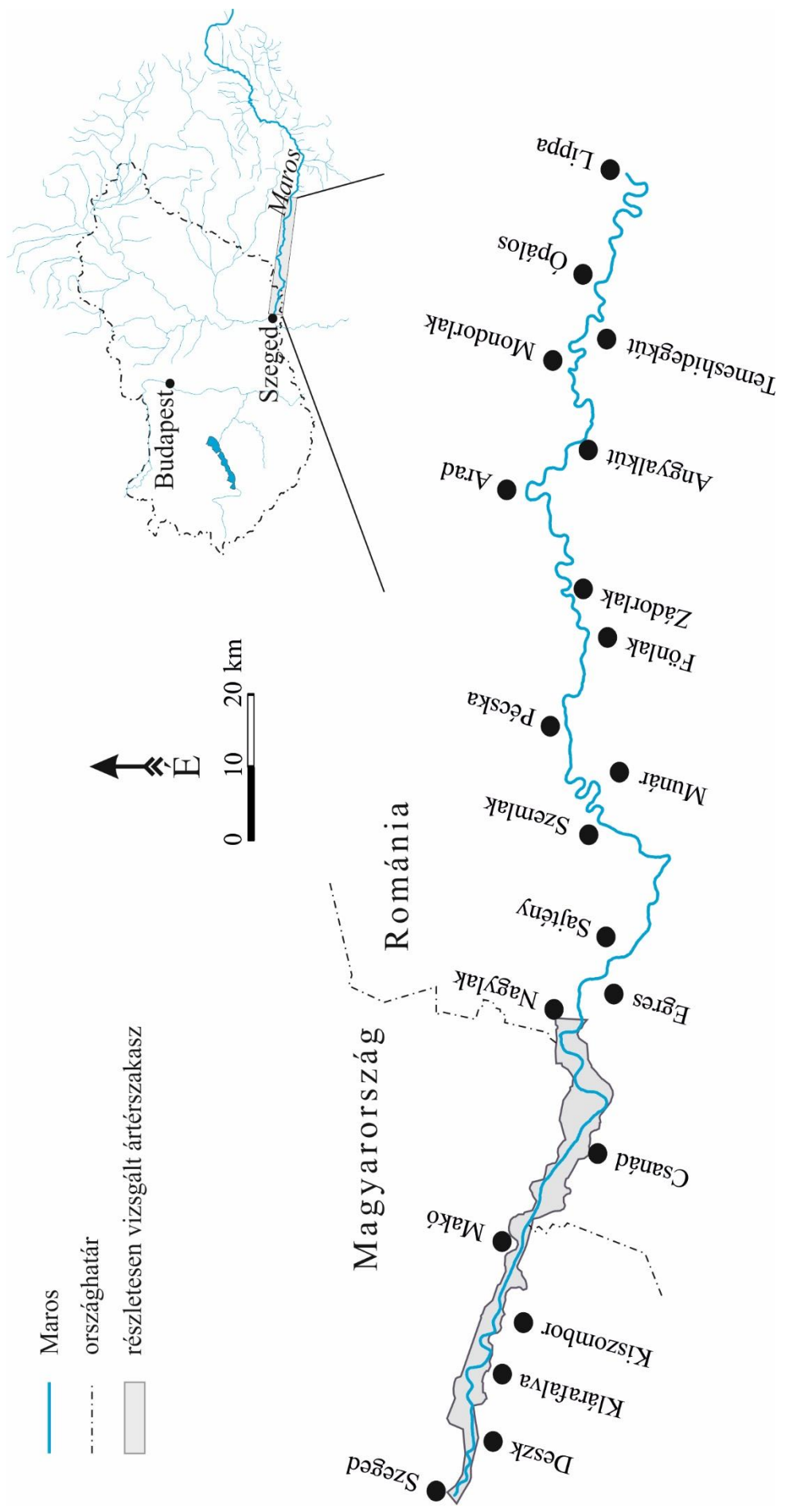
A Maroson az ármentesítési munkálatokat 1752-ben kezdték el, de az átfogó töltésépítési és mederszabályozási munkák csak az 1850-es években kezdődtek. Az árvízvédelmi töltésrendszert Szegedtől Fönlakig összefüggően kiépítették (Török 1977), ugyanakkor a felsőbb szakaszon csak lokális töltések találhatóak, mivel a települések többsége kiemelt ártéri szinteken és teraszokon található. Az 1846-1872 évek közötti mederszabályozás során a Szeged és Lippa közötti 260 km hosszú szakaszt 172 km-re rövidítették 33 kanyarulat átvágásával (Lacza 1975b, Török 1977). A nagy esésű és hordalékhozamú folyó a kanyarulat-átmetszések hatására a határszakaszon fonatossá vált, hiszen itt kisvízi szabályozást nem végeztek (Sipos 2006). Ugyanakkor a kisvízi szabályozás keretében a Makó és Szeged közötti (28 km) kanyargós szakaszt az 1950-60-as években sarkantyúkkal és partbiztosításokkal rögzítették (Török 1977). Az utóbbi években a meder alakulását az intenzív kavicsbányászat befolyásolta. A 2010-es évek közepéig kavicsot termeltek ki az Arad feletti a mederszakaszból (Ópálos – Mondorlak), ahol évente kb. 900 ezer m³ fenékhordalékot távolítottak el a mederből, míg a hazai szakaszon további 100 ezer m³-t (Urdea et al. 2012).

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 vízviszatarítás (árhullámok elmaradása) és a kavicsbányászat (bevágódás) következménye. A Maros magyarországi szakaszán az 1950-60-as években volt a legintenzívebb a mederszűkülés mértéke (Blanka et al. 2006), majd fokozatosan mérséklődött, ugyanakkor Sipos (2006) az 1980-as évek elejére tette a szűkülés csúcspontját és csak ezt követően kezdett el csökkenni az üteme. Sipos (2006) a szabályozott (28-0 fkm) és a szabályozatlan (50-28 fkm) folyórészek szűkülését külön-külön is megvizsgálta és kimutatta, hogy a két egység átlagaiban csaknem 40% körüli eltérés tapasztalható a vizsgált időszakban (1953-2000), azaz a szabályozatlan szakaszokon a meder szűkülése jóval intenzívebb volt.

3.3. Részletesen vizsgált mintaterületek

A Maros medrének és árterének morfológiájában, valamint ezek formakincsében bekövetkezett rövid- és hosszútávú tér- és időbeli változásokat, továbbá az ártérfejlődés módját a Lippa és Szeged közötti szakaszon vizsgáltam – a Maros alföldi szakaszán. A 176,1 km hosszúságú folyószakasz jelentős részén a folyó Románia területén kanyarog (124,8 km), melyet követően 25,7 km hosszan képezi a Románia és Magyarország között húzódó határszakaszt, végül pedig 28,0 km-t tesz meg a torkolatáig, Magyarország területén. A romániai szakaszon (176,1-53,7 fkm) a Maros hullámtere több helyen is 2-5 km széles, ami annak köszönhető, hogy ezen az ártérrészen nem került kiépítésre összefüggő töltésrendszer, ezért a mederből kilépő folyót a természetes tereplépcsők szorítják gátak közé. Nem csak a lokális töltések, de az árvízvédelmi beavatkozások alacsony előfordulása is hozzájárul ahhoz, hogy itt a folyó több helyen is kvázi természetes viszonyok között dolgozhatja át az árterét. A határszakaszon – Nagylak és Makó között (53,7-28,0 fkm) – a folyó hullámterének szélessége 820-3840 m között alakul, melyet összefüggő töltésrendszer határol le. Ezzel szemben a Makó és Szeged közötti (28,0-0 fkm) folyószakasz erősen szabályozott, a hullámtér pedig mindössze 410-2200 m szélességűre szűkül. A kanyarulat-átvágások során a folyószakaszt kiegyenesítették, a torkolatot áthelyezték, továbbá az összefüggő töltésrendszer által lehatárolt keskeny hullámtéren számos árvízvédelmi és partbiztosítási műtárgy is befolyásolja a folyó fejlődését.

A rendelkezésre álló nagyfelbontású domborzatmodell segítségével a magyarországi- és a határszakaszon (4. ábra) a hidromorfológiát és az ártér formakincsét is átfogóan elemeztem. A részletesen vizsgált kanyarulatokat és ártéri formákat több előzetes terepbejárást követően jelöltem ki, melyek során figyelembe vettem az adott folyószakaszon, valamint annak fel- és alvízi szakaszán található partbiztosítások és árvízvédelmi műtárgyak jelenlétét, továbbá a terepi méréseket megelőző, térképeken és műholdfelvételeken alapuló elemzéseimet is.



4. ábra: A Maros Lippa és Szeged közötti szakasza, valamint a magyarországi- és határszakasz ártere

4. Módszerek

Vizsgálataim során arra törekedtem, hogy minél több oldalról közelítsem meg az adott problémát, így a rendelkezésemre álló eszközöket igyekeztem úgy kihasználni, hogy sokrétű adatsort állíthassak elő. A nagy felbontású adatból pontosabb következtetéseket tudtam levonni a vizsgált folyamatok és formák tér- és időbeli fejlődését illetően. Mivel a meder-ártér közötti folyamatok egy komplex kapcsolatrendszer alkotnak, ezért szükségesnek tartottam mind a hosszútávú, mind pedig a rövidtávú változások vizsgálatát a meder és az ártér fejlődésének szemszögéből is, hiszen így kaphatok átfogó képet a folyó dinamikájának alakulásáról, valamint a kapcsoltági viszonyról.

4.1. Hidrológiai paraméterek vizsgálata

A Maros morfológiájában bekövetkezett változások feltárásához elengedhetetlen a folyó hidrológiájának elemzése, hiszen a vízjárásban bekövetkezett változások jelentősen befolyásolják mind a meder, mind pedig az ártér folyamatait, valamint új folyamatokat is elindíthatnak.

A Maros hidrológiájának vizsgálatához a makói vízmérce (24,5 fkm) napi vízállás (1901-2017) és vízhozam adatait használtam fel (1901-2017), melyeket az Alsó-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság bocsájtott rendelkezésemre. A feldolgozás első lépésben meghatároztam az éves legkisebb (KV), közepes (KöV) és legnagyobb (NV) vízállásokat, valamint a hozzájuk tartozó jellegzetes legkisebb (KQ), közepes (KöQ) és legnagyobb (NQ) vízhozamokat. A feldolgozott adatokból az azonos vagy trendszerű hidrológiai paraméterekkel jellemezhető éveket csoportosítva, jellegzetes hidrológiai időszakokat határoztam meg. Figyelemmel kísértem az egyes időszakokban a valaha mért legkisebb (LKV) és legnagyobb vízállások (LNV), valamint vízhozamok (LKQ, LNQ) változásait is, hiszen ezekből következtethetünk az adott időszakban jellemző árvizek hevedésére.

Az éves legnagyobb és legkisebb vízállások különbségéből számítottam az abszolút vízszintingás mértékét (vízjáték), ami megmutatja, hogy az egyes időszakokban mennyire voltak szélsőségesek a hidrológiai események. A jellegzetes kisvízi és nagyvízi vízhozamok időszakonkénti változása ugyancsak az időszakokra jellemző árvízi események hevedésére utalnak. A jellegzetes vízállások és vízhozamok egymáshoz viszonyított alakulása utal a bevágódás mértékére, hiszen azonos vízállás mellett minél nagyobb a vízhozam, annál mélyebb a meder.

Az adott vízállásokhoz tartozó visszatérési időt a Gringorten formula (1963) segítségével számítottam ki, ami megmutatja, hogy adott magasságú vízállás valószínűsíthetően hány évente fordul elő.

Az árvizes időszakok tartósságát az árvizes napok éves számával, míg a kisvizes időszakok tartósságát kisvizes napok éves számával fejeztem ki. Ezek átlagai megmutatják, hogy az egyes időszakokban mennyi ideig voltak kedvező hidrológiai viszonyok az ártér formálódásához.

4.2. A meder és ártér hosszú távú morfológiai változása

A Maros medrének és árterének hosszabb távú, tér- és időbeli vizsgálatához a teljes szakaszon rendelkezésemre álló I. (1784), II. (1864) és III. (1881) Katonai Felmérések térképszelvényeit, valamint egy 2017-ben készült Google Earth felvételt használtam fel, melyeket ArcMap Desktop 10.0 szoftverkörnyezetben vettem össze. A román-magyar határvonalat képező, és a magyarországi – összesen 53,7 km hosszú – folyószakaszon történt planimetriai változások számszerűsítéséhez, valamint a szigetek számában és területében bekövetkezett változások meghatározásához az 1953-ban, az 1982-ben és az 1991-ben készült légifotókat használtam fel.

4.2.1. Morfometriai egységek lehatárolása

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. A folyásirányban vett legfelső, a mederből történő kavicskitermelés által leginkább érintett 52,6

km hosszúságú *bányászott szakaszt* (1-37. egységek) a bányászat hatására intenzív parterózióval jellemezhető *kanyargós, 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 szakasza* (14,5 km; 60-68. egységek) mentén a folyó széles árterén, egy partbiztosítás hatására túlfajlett kanyarulatok torlódtak fel. A 38,9 km folyáshosszúságú *hordalékkúp peremi szakaszon* (69-87. egységek) a meder átlagos szélessége ($sz_{\text{át}}$: 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), ami a következő morfológiai egység neve is. Míg a következő, *ártéri szakaszon* (15,4 km; 96-104. egységek) a hullámtér szélessége még nem volt limitáló tényező az ártéri formák kialakulásában, addig a Marost a *torkolati szakaszán* (13,2 km; 105-114. egységek) már jelentős szabályozási munkálatokkal és kanyarulat-átvágásokkal kényszerítették a leszűkített hullámterére.

4.2.2. Mederalakulás, morfometriai paraméterek meghatározása

Az adatok elemzésének első lépésében a rendelkezésre álló felvételek és térképszelvények alapján digitalizáltam a meder széleit, illetve a folyó sodorvonalát. A kapott állományokból a Collapse Dual Lines To Centerline eszközzel kirajzoltattam a középvonalat, majd meghatároztam az inflexiós pontokat.

A meder szélességének meghatározásához egy python szkriptet készítettem, amely a középvonalra 100 m-enként merőlegest állít, majd az így kapott merőlegeseket elmetszi a partok vonalával. Ezáltal megkaptam a térképezések időpontjában aktuális mederszélességet.

A feldolgozott objektumok alapján meghatároztam a felvételezések között bekövetkezett változásokat a folyó futáshosszában, valamint a meder szélességében. Az eltérő időpontokban mért mederszélességek különbségeiből kiszámítottam a mederszűkülés mértékét, míg adott szakaszokra vonatkoztatva, a meder területének különbségéből meghatároztam a mederszűküléssel történő ártérfejlődés mértékét, ha-ban kifejezve.

Az eltérő időpontokban készített felvételek középvonalainak metszései alapján létrehozott polygonok segítségével meghatároztam a kanyarulatvándorlással történő ártérfejlődés mértékét ha-ban, míg a meder horizontális elmozdulási irányát a középvonal maximális elmozdulásának irányaként határoztam meg.

A kanyarulatok ívhosszát (L) a két inflexiós pont közötti középvonalhosszal, a húr hosszakat (H) pedig az inflexiós pontokat összekötő egyenesekkel adtam meg. Az egyes kanyarulatok érettségét Laczay (1982) képlete alapján ($\beta=L/H$) számítottam, majd ez alapján végeztem el osztályozásukat.

Szigetként határoztam meg azokat a mederformákat, melyeket növényzet borít és teljes egészében víz vesz körül. A szigetek számának és területének alakulását a teljes szakaszra vonatkozólag határoztam meg. A szigetek alakját a Wyrick és Klingeman (2011) által kialakított osztályozás alapján határoztam meg, míg az R értéküket ugyancsak Wyrick és Klingeman (2011) által megadott képlet segítségével számoltam, ami a mederszélesség és a szigetszélesség hányadosa.

4.2.3. Ártéri szintek felmérése

A különböző magasságokban elhelyezkedő ártéri szintek azonosításához Topcon HyperPro RTK GPS-t használtam, amivel mélyen az ártérbe nyúló keresztshelvényeket készítettem az aktív meder partjától az árvízvédelmi töltésekig, illetve azok hiányában az ártéren szemmel látható utolsó szintemelkedésig. Az adatokat ArcMap 10.0 szoftverben elemeztem ki, ahol jól kirajzolódtak az ártéri szinteket elválasztó peremek, melyek legalább 1-2 m-es tereplépcsőt jelentenek. A peremek futását hosszanti szelvények segítségével mértem fel, így az egyes ártéri szintek nagy pontossággal lehatárolhatóak lettek.

Az aktív bevágódás mértéknek meghatározásához először az ártéri szint peremének egy pontjából merőlegest állítottam a vízszint síkjában meghatározott felszínre, majd lemértem a peremen kijelölt pont, valamint az egyenes és a sík metszéspontja közötti térbeli távolságot (ortométeres

magasság). Az ártéri szintek közötti magasságkülönbséget is hasonlóképp határoztam meg, ahol a tereplépcső legmélyebb pontja jelentette a síkot, amire a magasabb ártéri szint pereméből merőlegest állítottam.

Az ártéri szintek szélességét az adott ártéri szint pereme és a két szint között található tereplépcső legalacsonyabb pontja közötti legnagyobb távolsággal jellemeztem.

Az ártéri szintek előtéséhez szükséges árvizek visszatérési idejének meghatározásához először meghatároztam az adott ártéri szint magasságát a keresztmetszvény alapján, majd megnéztem, hogy mekkora vízállás kellene ahhoz, hogy a folyó elérje a vizsgált ártéri szintet. Ezt követően a Gringorten formula (1963) segítségével kiszámítottam az adott vízálláshoz tartozó visszatérési időt.

4.2.4. Az ártéri formakincs és a szigetek formakincsének elemzése

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 morfológiai paramétereik meghatározásához (magasság, szélesség, lejtés) az Alsó-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság által rendelkezésemre bocsájtott, LiDAR pontfelhőből generált, nagy felbontású domborzatmodellt használtam fel. A felvétel 2014 októberében készült, és a magyarországi ártérszakaszt egészét lefedi, valamint a román-magyar határszakasz jobb parti, magyar ártér részét. A domborzatmodell így összesen 96 km²-nyi területet fed le, felbontása 4 m², míg vertikális pontossága 0,1 m. Utóbbi 525 pontból álló mérés sorozattal ellenőriztem terepen, Topcon HyperPro RTK GPS segítségével. A validáláshoz az ártérrész egészén visszamérési pontokat vettem fel, mind beton felszíneken, mind pedig inaktív formákon, réteken. Ezt követően összehasonlítottam felmért pontok magassági értékeit a domborzat-modell magassági értékeivel, majd az eltérések átlagolásával megkaptam a domborzat-modell pontosságát. A formák morfológiai paramétereinek meghatározását ArcMap 10.0 szoftver-környezetben végeztem, míg a 3D megjelenítéshez az ArcScene 10.0 programot használtam. A formákon az Interpolate Line eszközzel húztam meg a keresztmetszvényeket, melyeket a Profile Graph eszköz segítségével elemeztem. Az így kinyert adatokat MS Excel táblázatban vezettem, így a rendelkezésre álló adatsort könnyedén elemezni tudtam. Az összefüggések meghatározásához a MS Excel Analysis ToolPak bővítményt, valamint a Korrelációs mátrix eszközt használtam. Az R^2 a korrelációs mátrix által megadott összefüggés mértéke. A formák lejtését m/m-ben adtam meg.

4.2.5. GPR keresztmetszvények elemzése

A szelvények helyét a felmérés előtti terepi bejárások, valamint a korábbi topográfiai térképezések elemzése alapján határoztam meg. A felmérésre 2016. július 11-13. között került sor.

A mára már inaktívvá vált, üledékekkel borított ártéri- és mederformák az ártér rétegzettségéből, a rétegek vastagságából, dőléséből, valamint a rétegződés jellegéből a felszín bolygatása nélkül is azonosíthatóak. Ezen üledékrétegek azonosításához egy GSSI georadart (GPR – Ground Penetration Radar) használtam, 200 MHz-es és 270 MHz-es antennákkal. Az egyes mintaterületeket borító üledékek eltérő dielektromos állandója miatt volt szükség kétféle antennára, hiszen a homok frakció aránya folyásirányban változik. 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 keresztmetszvény magassági értékeit.

A radarfelvételeket Radan 6.6 szoftverrel dolgoztam fel, melynek első lépéseként betöltöttem az RTK GPS által a radarszelvények mentén rögzített pontokat, melyek segítségével a szelvényeket a domborzathoz tudtam igazítani, amihez esetenként lineáris interpolációt is alkalmaztam. Ezt követően a Set Time-Zero funkcióval a vertikális tengelyt a használt antenna beállításainak megfelelő nullponthoz igazítottam, valamint a Background Removal filter segítségével töröltem a horizontális csíkozottságot. A Range Gain eszközzel korrigáltam a talajadottságokat az egyes szelvények

maximális mélységéhez viszonyítva, így a formák könnyebben felismerhetők lettek (Robinson et al. 2013, Petrone et al. 2016). A szelvényeken az eltérő rétegek határait jelöltem, melyből következtettem a forma épülésének fázisaira.

4.2.6. Lézeres szemcseösszetétel vizsgálat

A részletesen vizsgált mintaterületen (86., 91-92., 95-98., 102. és 109. egységek) azonosított folyóhátak anyagából vett mintákkal a folyóhátak anyagának folyásiránybeli változását vizsgáltam. Összesen 19 mintavételi helyen végeztem fúrásokat, melyekhez Pürckhauer-típusú fúrófejet használtam. A mintavételezés minden esetben 10 cm-enként történt addig a mélységig, amíg el nem értük az egykori mederfenék homokos anyagát.

A begyűjtött mintákat az esetleges gyökerektől való megtisztítás után 100°C fokon 24 órán át szárítottam, majd porítottam. A 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 eredmények kiértékelése során a szemcseeloszlás d_{50} és d_{90} értékeit használtam, mivel ezek a paraméterek jól tükrözik az üledék lerakódásakor fennálló fluviális környezetet (Costigan et al. 2014).

4.3. A Maros medrének rövid távú mederalakulása

A partvonalak és formák rövid távú, rendszeres felmérésével lehetőség nyílik a mederben és az ártéren lejátszódó recens folyóvízi folyamatok sebességének és mértékének meghatározására.

4.3.1. Parteróziós mérések

A kanyarulatok rövidtávú fejlődését parteróziós mérések segítségével elemeztem, amit összesen 12 kanyarulat mentén végeztem el. A kanyarulatok külső ívén a pusztuló partok változását követtem nyomon, 3 időpontban – 2015 és 2018 között. A felmérés során a partéleket Topcon HyperPro RTK GPS-szel mértem fel, a pontokat pedig 0,5-1 m-enként rögzítettem. Az első felmérést 2015 novemberében végeztem, majd ezt követően 2016 és 2017 januárjában ismételtam meg a méréseket. Mivel a vizsgált mintaterületeken a növényzet befolyásoló hatása elhanyagolható volt, ezért a mérések pontossága rendszerint cm-es nagyságrendű (<5 cm) volt. Az így kapott adatokból meghatároztam a rövidtávú parterózió éves ütemét, majd a korábbi térképekkel és légifotókkal összevetve következtetni tudtam a parterózió mértékében bekövetkezett hosszútávú változásokra is.

4.3.2. Dendrológiai felmérések

Az övzátany-sorok épülését 2 mintaterületen (44. és 64. egységek) vizsgáltam dendrológiai felméréssel. A kanyarulatok belső ívén található övzátany-sorok keresztzelvényét LEICA prizmás mérőállomással készítettem el, míg a szelvény mentén, az egyes övzátanyokon megtelepedett fás szárú növényzet dendrológiai mintavételét az erre a célra kialakított üreges növedékfúró (bötűző) segítségével végeztem. A középvíznél magasabbra emelkedő övzátanyok fás szárú növényzete jellemzően az első vegetációs periódusban telepedett meg, így kiválóan mutatja a felszín kialakulásának korát, valamint következtethetünk belőle a kanyarulatvándorlás ütemére is.

5. Eredmények

Elsődleges célom a Maros medrében és árterén végrehajtott emberi beavatkozások következményeinek feltárása, hiszen az antropogén hatások jelentősen befolyásolják a meder morfológiáját, a folyó víz- és hordalékhiánytartását, valamint rajtuk keresztül az ártér folyamatait is.

Mivel a meder morfológiai változásai szoros összefüggésben vannak a vízjárással, így először a Maros jellegzetes vízállás és vízhozam adatait elemzem, a 20. sz. elejétől napjainkig. Majd a meder és a mederformák planimetriai tulajdonságait vizsgálom, továbbá a kanyarulatfejlődés hosszú- és rövidtávú változásait számszerűsítem. Az ártérképződés módjának meghatározásához, valamint az ártéri formakincs tér- és időbeliségének alakulásához a formák morfometriai elemzését végzem el, illetve egyes mintaterületeken részletesen vizsgálom az ártér folyamatait geo-radar, dendrológiai szelvényezések és parteróziós mérések segítségével.

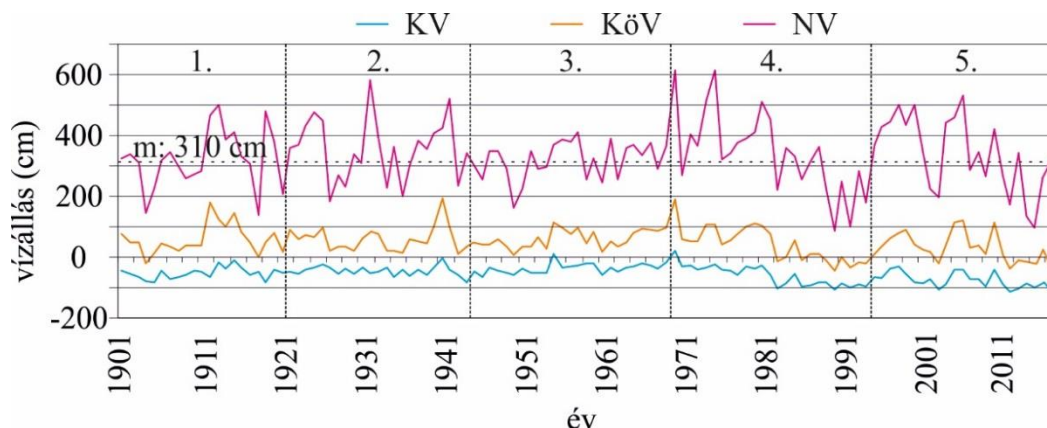
5.1. Hidrológiai viszonyok alakulása

A vízállás hosszútávú változásaiból következtethetünk a folyószakaszt érő természetes és antropogén jellegű beavatkozásokra és azok mértékére, továbbá a meder és az ártér formakincsének alakulására is. Míg a kisvizek változása jól szemlélteti az adott szakaszt érő bevágódás vagy éppen mederfeltöltődés mértékét, addig a nagyvizek alakulása meghatározó a hullámtéri akkumuláció szempontjából.

A Maros makói vízmércéjén a mederkitöltő vízszint 310 cm (kb. 850 m³/s), ami a folyó esésváltozásai miatt (a Nagylak környéki 30 cm/km-ről lecsökken 2 cm/km-re a torkolatnál) csak a vízmérce közvetlen környezetében mérhető. A rendelkezésre álló, csaknem 120 éves (1901-2017) adatsorból átfogó képet kaphatunk a folyó vízállásainak és vízhozamainak változásáról. A Marost érő emberi beavatkozások már a 19. sz. közepétől jelentős mértékben átalakították a folyó arculatát, így a rendelkezésre álló adatsor csak a szabályozások befejezése utáni állapotokat tükrözi.

5.1.1. Jellegzetes vízállások alakulása

A Maros makói vízmércéjénél a vizsgált 1901-2017 közötti időszakban az abszolút vízszintingás (vízjáték) 732 cm (LKV: -114 cm; LNV: 618 cm) volt, továbbá a legnagyobb vízhozam érték (LNQ: 2550 m³/s) 121-szer volt nagyobb a legkisebb mért vízhozamnál (LKQ: 21m³/s), ami szélsőséges értéknek számít. A rendelkezésre álló adatok alapján, a vízállás és vízhozam adatok éves ingadozásának mértékét is figyelembe véve, öt különböző hidrológiai időszakot különböztettem meg (5. ábra).



5. ábra: A jellemző vízállások (cm) szintjének alakulása a Maros makói vízmércéjén az 1901-2017 közötti időszakban. KV: éves kisvízi vízállás, KöV: éves középvízi vízállás, NV: éves nagyvízi vízállás. Meghatározott időszakok: 1: 1901-1911; 2: 1912-1944; 3: 1945-1969; 4: 1970-1994; 5: 1995-2017; m: mederkitöltő vízszint

Az **1901-1911** közötti évtizedben az éves nagyvízi vízállások 144 cm és 346 cm között, míg a kisvizek -82 cm és -44 cm között alakultak. A vizsgált időszakban nem voltak jelentősen kiugró vízállás értékek, mindössze 4 kisebb árvíz vonult le a Maroson, melyek hossza 2-4 nap volt (1901, 1902, 1906, 1907). A nagyvizek átlagos szintje 283 cm, a középvizeké 34 cm, a kisvizeké pedig -60 cm volt (1. táblázat). Míg a kisvizes napok számának éves átlaga 159 nap/év volt, addig a kisvizek hossza az egyes években 87 nap (1910) és 293 nap (1904) között változott. A legnagyobb vízállás (LNV) értéke a legkorábbi adathoz képest (1901) kétszer dőlt meg a vizsgált évtizedben, 1902-ben 14 cm-rel (338 cm) és 1907-ben 8 cm-rel (346 cm), összesen 22 cm-rel. Az időszakban mért LNV (346 cm) visszatérési ideje jellemzően 2 év volt. Ezalatt a legkisebb vízállás (LKV) szintje mindössze egyszer csökkent (1905) a korábban mérvadó minimum szintje alá, 38 cm-rel.

	1. időszak	2. időszak	3. időszak	4. időszak	5. időszak
évek	1901-1911	1912-1944	1945-1969	1970-1994	1995-2017
KV_{átl} (cm)	-60	-45	-37	-61	-76
KöV_{átl} (cm)	34	66	60	42	31
NV_{átl} (cm)	283	356	319	342	338
LKV (év)	-82 (1905)	-	-	-104 (1983), -106 (1990)	-108 (2003), -113 (2012)
LNV (év)	338 (1902), 346 (1907)	466 (1912), 500 (1913), 576 (1932)	-	614 (1970), 615 (1975)	-

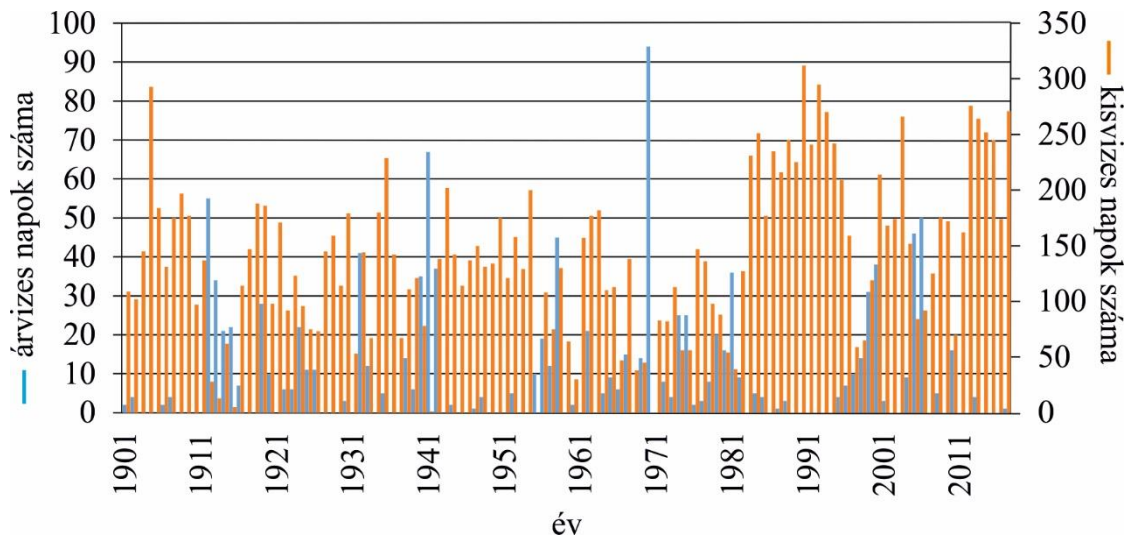
1. táblázat: A jellemző vízállások (cm) átlagos értékei az 1901-2017 közötti időszakban a makói vízmércénél

Az **1912-1944** közötti években mind a nagyvízi, mind a közép- és kisvízi vízállások jelentősen megváltoztak az előző időszakhoz képest. Az éves nagyvizek értékei 138 cm és 576 cm között, míg a kisvizek szintjei -82 cm és 5 cm között alakultak. Míg a nagyvizek átlagos szintje 73 cm-rel, a kisvizek átlaga pedig 15 cm-rel nőtt, addig a középvizek átlaga a megelőző időszakhoz képest csaknem duplájára (+32 cm) növekedett. A jellemző éves vízszintek mellett, hogy emelkedtek, szélsőségesebbé is váltak, hiszen a vízjáték csaknem megduplázódott: míg korábban a nagyvizek szintje csupán 202 cm-rel változott, addig ebben az időszakban már 438 cm-rel, továbbá a kisvizek vízjátéka 38 cm-ről 87 cm-re nőtt. A vizsgált időszakban az LNV háromszor dőlt meg (1912: 466 cm, 1913: 500 cm, 1932: 576 cm), összesen 230 cm-rel. Az időszak végén aktuális LNV (576 cm) visszatérési ideje 44 év. Az LKV szintje nem változott. Összesen 22 évben (az évek 69 %-ában) lépett ki a medréről a Maros, így az árvizes napok éves átlaga 21 nap/év volt. A leghosszabb árvíz (1941) az időszakban 67 napig tartott, míg a legrövidebb (1939) mindössze 1 napos volt. Az időszakra jellemző LNV (576 cm) szintjének visszatérési ideje 59 év volt. A kisvizes napok számának éves átlaga 113 nap/év volt, ami a korábbi időszakhoz képest 29%-os csökkenést mutat. A leghosszabb kisvizes időszak (1935) 229 napos volt, ellenben a legrövidebb (1941) alig 1 napos.

Az **1945-1969** közötti, két és fél évtizedben az éves nagy- és kisvízi vízállások kevésbé voltak szélsőségesek, mint az előző időszakban. A nagyvizek vízjátéka 248 cm-re csökkent (NV: 161-409 cm), a kisvizeké pedig 74 cm-re (KV: -65-9 cm). Míg az időszakra jellemző nagyvizek átlaga 37 cm-rel, a középvizeké pedig 6 cm-rel csökkent, addig a kisvizek átlaga 8 cm-rel nőtt. Ebben az időszakban csupán 14 árvizes év fordult elő (az évek 59 %), és az árvizes napok éves átlaga 12 nap/évre csökkent. A leghosszabb árvíz 45 napig (1958) tartott, ellenben a legrövidebb – amiből több is előfordult az időszak során – 3 napig (1955, 1964, 1967, 1969). Ugyanakkor a kisvizes napok éves átlaga minimálisan növekedett (5%), 119 nap/évre. A leghosszabb ideig tartó kisvizes időszak 200 napos, a legrövidebb pedig 30 napos volt. Az időszak folyamán sem az LNV, sem az LKV nem dőlt meg.

A vízmérce adatsora alapján lehatárolt negyedik időszakban (**1970-1994**) a vízállások az évek előrehaladtával trendszerűen csökkentek, ugyanakkor alakulásukban szélsőséges értékeket is megfigyelhetünk. A nagyvízi vízállások (NV: 86-615 cm) vízjátéka (529 cm) korábban sohasem volt ilyen magas, hasonlóan a kisvizek vízjátékához, ami ekkor 125 cm volt (KV: -106-19 cm).

Általánosságban elmondható, hogy míg a nagyvizek átlaga 23 cm-rel nőtt, addig a kisvizeké 24 cm-rel, a középvizeké pedig 18 cm-rel csökkent a megelőző időszakhoz képest. Ebben az időszakban 16 árvizes év fordult elő (az évek 64%-ában), ami az árvizek gyakoribbá válását jelzi. Az árvizes napok éves átlaga 16 nap/év volt. Ugyanakkor a leghosszabb árvíz 94 napig (1970), a legrövidebb pedig mindössze 1 napig (1973, 1984) tartott. A kisvizes napok éves átlaga csaknem másfélszeresére (+40%) nőtt, 167 nap/évre. A leghosszabb ideig tartó kisvizes időszak 312 napig tartott, míg a legrövidebb 39 nap (1981) volt (6. ábra).



6. ábra: A kisvizes és árvizes napok éves számának alakulása az 1901-2017 közötti időszakban

Az LNV értéke a vizsgált időszakban kétszer dőlt meg (1970: 614 cm, 1975: 615 cm), összesen 39 cm-rel. Ezek közül az első egybeesik a Tisza 1970-es árvizével, aminek visszaduzzasztó hatása még a makói vízmércén is észlelhető volt (Vágás 1982). A második, 1975-ös árvíz idején a Tisza nem áradt, így az egy önálló marosi árvíznek tekinthető. Az ehhez hasonló nagyságú árvizeknek a visszatérési ideje jellemzően 75-200 év. Az LKV értéke is kétszer dőlt meg a közel két és fél évtized alatt (1983: -104 cm, 1990: -106 cm). Míg az LNV szintje (625 cm) 49 cm-rel növekedett a korábbi időszak rekord vízszintjéhez viszonyítva, addig az LKV szintje 24 cm-rel (-106 cm) csökkent.

Az **1995-2017** közötti évek vízállásaiban vannak ugyan kiugró, szélsőséges értékek, de jellegzetes trend nélkül alakultak. A nagyvízi vízállások 92-531 cm között változtak, tehát a vízjáték az előző időszakhoz képest 90 cm-rel csökkent (439 cm-re), míg a kisvizeké 43 cm-rel mérséklődött (82 cm-re, KV: -113--31 cm). Átlagos értékeik alapján kimutatható a kis- (-15 cm), a közép- (-11 cm) és a nagyvizek (-4 cm) csökkenése. Míg a Maros a vizsgált időszakban összesen 14 évben (az időszak 64%-ában) hagyta el medrét, addig az árvizes napok átlagos száma 14 nap/év-re csökkent. Az időszakban előforduló leghosszabb árvíz 50 napig (2006), a legrövidebb pedig 2 napig (1995) tartott. A kisvizes napok átlagos száma 172 nap/év-re (+3%) nőtt a megelőző időszakhoz képest (2. táblázat). A leghosszabb kisvizes időszak 276 napos (2012), a legrövidebb pedig 59 napos (1997) volt. Az LNV értéke változatlan maradt, ugyanakkor az LKV kétszer is megdőlt az időszakban, legutóbb 2012-ben, összesen 7 cm-rel (7%) csökkentve az addig mért minimumot.

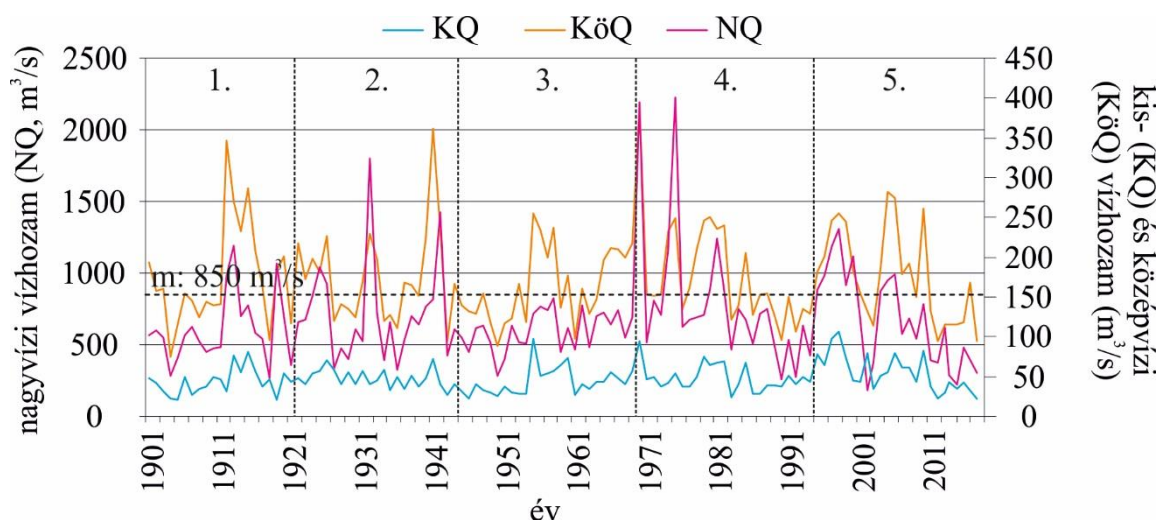
A Gringorten formula segítségével az időszak (1901-2017) éves nagyvízi értékei alapján kiszámítottam az árvizek visszatérési idejét. Ez alapján a mederkitöltő vízszint (350 cm) visszatérési ideje 2,3 év. Ugyanakkor a rekord magas árvizek esetében a görbe már torzít, de megállapítható, hogy ezek visszatérési ideje 75-200 év. A visszatérési idők alapján megállapítható, hogy az egyes ártéri formák milyen gyakorisággal kerülnek előtér alá, ami meghatározza fejlődésüket. Ezt a folyóhátakról szóló 5.3.2. fejezetben, illetve az övzátányok fejlődését tárgyaló 5.3.4. fejezetekben ismertetem.

időszak	árvizes napok éves száma	leghosszabb árvíz	legrövidebb árvíz	kisvízes napok éves száma	leghosszabb kisvíz	legrövidebb kisvíz
1901-1911	3	4	2	159	293	87
1912-1944	21	67	1	113	229	1
1945-1969	12	45	3	119	200	30
1970-1994	16	94	1	167	312	39
1995-2017	14	50	2	172	276	59

2. táblázat: Az árvizes és a kisvízes napok éves számának alakulása az egyes időszakokban

5.1.2. Vízhozamok alakulása

Megvizsgáltam az éves jellegzetes vízhozam értékek hosszútávú változásait is, a szélsőséges hidrológiai események elemzése céljából. A vízhozam adatsorban is ugyanazon időszakokat (1901-1911, 1912-1944, 1945-1969, 1970-1994, 1995-2017) különítettem el, mint amit a jellegzetes vízállások alakulásánál meghatároztam (7. ábra).



7. ábra: A jellemző vízhozamok (m^3/s) alakulása a Maros makói vízmércéjén az 1901-2017 közötti időszakban. KQ: éves kisvízi vízhozam, KöQ: éves középvízi vízhozam, NQ: éves nagyvízi vízhozam.

Meghatározott időszakok: 1: 1901-1911; 2: 1912-1944; 3: 1945-1969; 4: 1970-1994; 5: 1995-2017; m: mederkitöltő vízhozam

Az **1901-1911** közötti évtizedben a nagyvízi vízhozamok értékei a vizsgált időszakban 281-625 m^3/s között változtak, míg a kisvízi vízhozamok 21-50 m^3/s között alakultak. A nagyvízi vízhozamok átlagos értéke 503 m^3/s , középvízieké 141 m^3/s , míg a kisvízi vízhozamok átlaga 37 m^3/s volt a vizsgált évtizedben (3. táblázat). Ahogy a vízállásoknál, úgy itt is látszik, hogy a vizsgált időszakban a nagyvízi vízhozamok értéke alig érte el a mederkitöltő 850 m^3/s -os vízhozamot. Az LNQ értéke két alkalommal dőlt meg a kezdeti (1901) 568 m^3/s -os értékhez képest (1902: 597 m^3/s , 1907: 625 m^3/s), összesen 57 m^3/s -mal (625 m^3/s). A kezdeti (1901) 48 m^3/s -os LKQ értéke a vizsgált időszakban négyszer dőlt meg, négy egymást követő évben (1902-1905). A legutolsó alkalommal 1905-ben, amikor az LKQ értéke (21 m^3/s) elérte a mai napig valaha mért legkisebb vízhozamot a Maros makói vízmércéjén.

	1. időszak	2. időszak	3. időszak	4. időszak	5. időszak
évek	1901-1911	1912-1944	1945-1969	1970-1994	1995-2017
KQ_{átl} (m³/s)	37	49	44	49	57
KöQ_{átl} (m³/s)	141	186	164	178	177
NQ_{átl} (m³/s)	503	711	600	792	688
LKQ (év)	42 (1902), 31 (1903), 22 (1904), 21 (1905)	-	-	-	-
LNQ (év)	597 (1902), 625 (1907)	987 (1912), 1195 (1913), 1804 (1932)	-	2193 (1970), 2228 (1975)	

3. táblázat: A jellemző vízhozamok (m³/s) átlagos értékei az 1901-2017 közötti időszakban a makói vízmércénél

Az **1912-1944** közötti években mind a nagy-, mind pedig a közép- és kisvízi vízhozamok értékei igen szélsőséges értékek között ingadoztak. Az éves nagyvízi hozamok különbsége 6,6-szoros volt (NQ: 270-1804 m³/s), míg az éves kisvízi hozamoké 3,8-szoros (KQ: 21-81 m³/s). A legnagyobb és legkisebb vízhozamok között 85-szörös különbség volt. A vizsgált időszakra vonatkozó átlagos értéküket tekintve a nagyvízi vízhozamok átlaga 41%-kal, míg a közép- és kisvízieké 32-32%-kal nőtt a korábbi évtizedhez képest. Az LNQ értéke a 32 év alatt háromszor dőlt meg (1912: 987 m³/s, 1913: 1195 m³/s, 1932: 1804 m³/s), összesen 1179 m³/s-mal, ami csaknem háromszoros (+188%) növekedést jelent. Az LKQ értéke ugyan már a megelőző időszakban elérte a valaha mért minimumát, azonban ebben az időszakban is volt egy olyan év (1919), amikor sikerült a minimum szintet elérnie.

Az **1945-1969** közötti időszakban az éves nagyvízi vízhozamok értéke 281-827m³/s, a kisvízieké pedig 23-98 m³/s között alakult. A nagy-, a közép- és a kisvízi vízhozamok átlagos értékei egységesen csökkentek, a nagyvizeké 111 m³/s-mal, a közepes vízhozamoké 22 m³/s-mal, míg a kisvizeké 5 m³/s-mal csökkent az előző időszak átlagaihoz képest. Ebből kifolyólag az időszakon belül az éves nagyvízi vízhozamok különbsége a korábbi érték közel harmadára, 33%-ára mérséklődött, ugyanakkor a kisvizek vízhozam-különbsége valamelyest nőtt (4,2-szeresére). A legnagyobb és legkisebb vízhozamok között 35-szörös különbség volt, tehát a vízjárás kevésbé szélsőségesé vált. Ennek köszönhetően sem az LNQ, sem az LKQ értéke nem változott az időszakban.

Az **1970-1994** közötti években a jellegzetes vízhozamok éves értékei trendszerű csökkenést mutattak – hasonlóan a vízállásokhoz – az időszak folyamán. Az éves nagyvízi vízhozamok 259-2228 m³/s között változtak, míg a kisvizek vízhozama 24-95 m³/s között ingadozott. Ugyanakkor a nagyvízi vízhozamok átlagos értéke 192 m³/s-mal, a középvízike 14 m³/s-mal, míg a kisvízi vízhozamoké 5 m³/s-mal növekedtek a korábbi időszak átlagaihoz képest. A vízállásokban megfigyelt szélsőségek a vízhozamokban is jelentkeztek, hiszen ebben az időszakban az éves nagyvízi vízhozamok különbsége 8,6-szorosára nőtt (a korábbi érték közel háromszorosára), míg a kisvizek vízhozam-különbsége hasonló maradt (3,9-szeres). A szélsőségesebbé váló vízjárást tükrözi, hogy az időszak legnagyobb és legkisebb vízállásai között 92,8-szoros különbség alakult ki. Az LNQ értéke kétszer dőlt meg a 24 év alatt, a vízállásoknál is említett két (1970: 2193 m³/s, 1975: 2228 m³/s) nagyobb áradás során, az előző időszakhoz képest összesen 24%-kal. Az LKQ értéke továbbra sem változott.

Az **1995-2017** közötti években a vízhozamok, bár a megelőző időszaknál kevésbé, de továbbra is szélsőséges értékek között változtak. Az éves nagyvízi vízhozamok 184-1310 m³/s közötti, a kisvízi vízhozamok pedig 22-106 m³/s közötti értékeket vettek fel. A nagyvízi vízhozamok időszakra vetített átlagai a megelőző időszakhoz képest 104 m³/s-mal, a középvízi vízhozamok pedig 1 m³/s-mal csökkentek, míg a kisvízi vízhozamok 8 m³/s-mal növekedtek. Bár az éves nagyvízi vízhozamok különbsége 7,1-szeresére csökkent, a kisvizek vízhozam-különbsége 4,8-szorosára nőtt,

míg az időszak legnagyobb és legkisebb vízhozamai közötti különbség 59-szeresre csökkent. Sem az LNQ, sem az LKQ értékében nem történt változás.

5.2. A Maros medrének morfológiai változásai

A Marost ért antropogén hatások velejében megváltoztatták a meder morfológiai tulajdonságait. A Maros síksági szakaszát a 18. sz. közepétől mederszabályozási munkák (Eperjessy 1993), majd a 20. században a mederből történő kavicsbányászat érintette (Urdea et al. 2012), amelyek hatására jelentősen megváltozott a vízfolyás hossza, a meder futása, esése és szélessége. A 19. században átvágott 33 kanyarulat összességében 83,9 km-rel csökkentette a folyószakasz hosszát.

A hosszútávú változásokat – melyek a szabályozások befejezésétől napjainkig jellemzik a folyó medrét – korábbi térképek, légifotók és műholdfelvételek segítségével értékeltem a Maros Lippa és a torkolat közötti szakaszán. A mederben található szigetek morfológiai jellegzetességeit csak a Maros magyarországi szakaszán elemeztem, mivel itt állt rendelkezésemre egy LiDAR felmérésből generált DDM.

A romániai részen csak a III. katonai felmérést (1881) és a Google Earth (2017) felvételeit használhattam, ezért a teljes szakasz fejlődését e két időpont között vizsgálom a térbeli trendek megállapítására. Ugyanakkor a magyar szakaszról már több adatforrás áll rendelkezésre, így itt a mederfejlődés időbelisége is vizsgálható a köztes felmérések alapján.

5.2.1. A középvonal hosszának és a meder szélességének vizsgálata

A középvonal és a meder morfometriai tulajdonságaiban és térbeliségében bekövetkezett változásokból következtethetünk a kanyarulatfejlődés mértékére, valamint az ártérfejlődés módjára is, hiszen az ártéri terület növekedése laterális akkumulációval is végbemehet.

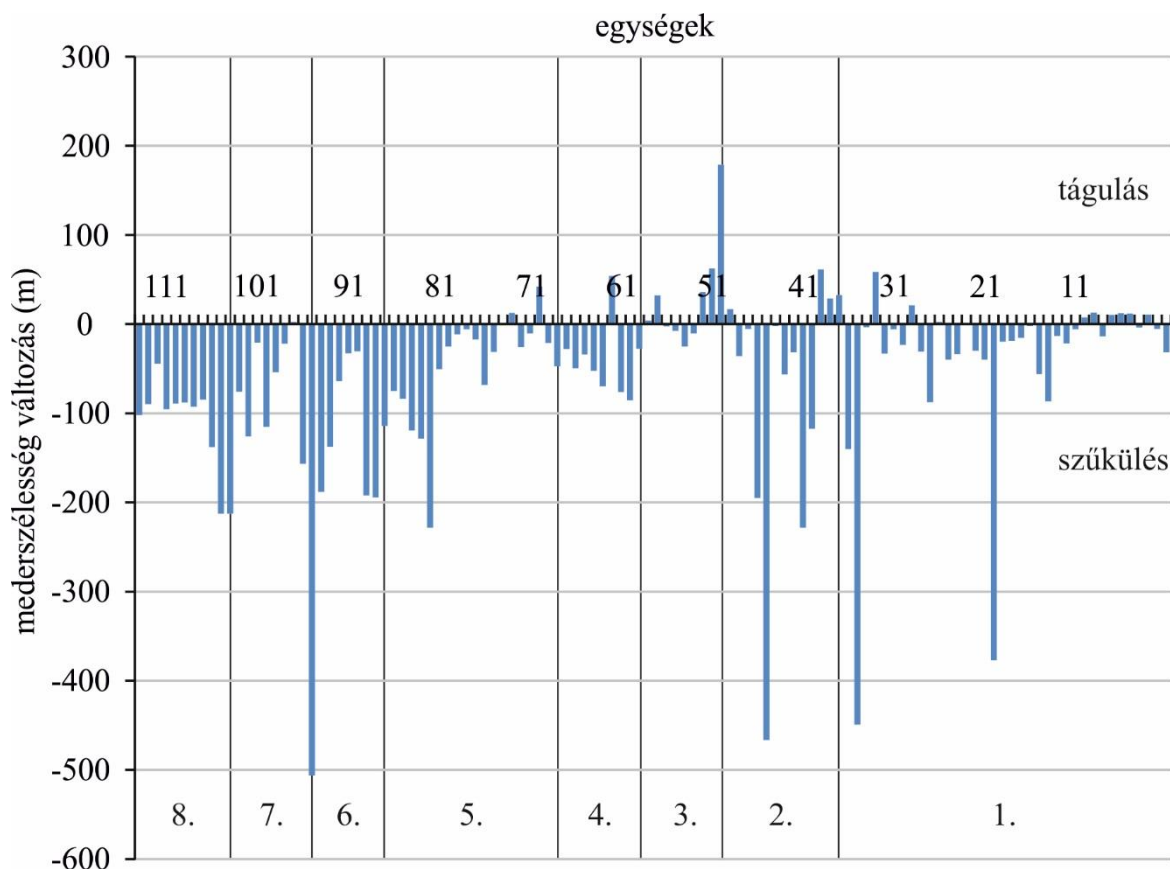
A teljes szakasz szélességének és a folyó középvonalának alakulása az 1881-2017 közötti időszakban

A III. katonai felmérés (1881) idején a Maros 165,6 km hosszan kanyargott a síksági szakaszán. A meder legkisebb szélessége alig hatoda (31 m), míg a legnagyobb több, mint kilencszerese (1704 m) volt az átlagos mederszélességének (183 m). Ezzel szemben a 2017-es műholdfelvételen már 176,1 km volt a vízfolyás hossza és a meder maximális szélessége jelentősen lecsökkent. A meder legkisebb szélessége (41 m) ugyanakkor 32%-kal nőtt az eltelt 136 év alatt és a teljes síksági szakaszra számolt átlagos mederszélességnek (116 m) több, mint harmadát jelentette. A legnagyobb szélesség (493 m) 71%-kal csökkent, így már csak alig több, mint négyszerese volt az átlagos szélességnek. A legkisebb szélességek növekedése és a legnagyobb szélességek csökkenése a meder egységessé válását és a korábbi medertágulatok felszámolódását mutatja. Ugyan a 19. századi kanyarulat-átvágások hatására a Maros hossza több, mint harmadával (-34%) csökkent, azóta azonban egyre kanyargósabbá vált a medre, aminek következtében a vizsgált időszakban a futáshossza összesen 5%-kal növekedett.

A 136 éves időszak alatt a vizsgált síksági szakasz teljes hosszának 82%-án tapasztaltam mederszűkülést, ami összességében 868 ha-ral gyarapította a Maros árterét. A legnagyobb mértékű szűkülést, ott mértem ahol a kanyarulat-átvágások révén létrejött ártéri szigetek olvadtak a partba (pl. 15., 81-82. és 94-95. egységek), hiszen itt a vízzel körülvett szigeteket a meder részének tekintettem. Ugyanakkor az Arad és Szeged közötti szakaszon előfordulnak olyan egységek is (a teljes hossz 20%-án, azaz 31,4 km-en), amelyek mentén az ártér pusztul a meder szélesedése miatt. Ez elsősorban az intenzíven vándorló kanyarulatokra (pl. 44-46. és 60-67. egységek), illetve azokra a javarészt egyenes szakaszokra jellemző, ahol az 1881–2017 közötti időszakban új sziget vagy szigetek alakultak ki. Itt a létrejövő sziget miatt a sodorvonal kitért vagy kettévált, ami gyors parteróziót eredményezett. A legnagyobb szélességnövekedés (139%) a 65. egységben következett be, ahol a szigetképződés révén a meder átlagos szélessége 129 m-ről 308 m-re nőtt.

Hogy átfogóbb képet kapjak a futáshossz-változás és a mederszűkülés térbeliségéről, megvizsgáltam ezek alakulását a síksági szakaszt alkotó nyolc geomorfológiai egységben is (8. ábra).

A folyó középvonalának hossza az egyes egységekben jellemzően 4-6%-kal nőtt, ami a morfológiai szakaszok csaknem kétharmadára igaz is volt. Kivételt képez azonban a nagy kanyarulatok szakasza (60-68. egységek), ahol a Maros középvonala a 136 év alatt 61%-kal lett hosszabb, valamint a fiók-hordalékkúpi szakasz (88-95 egységek), ahol mindössze 1%-kal nőtt a futáshossz – igaz, ez olyan kismértékű, hogy a hibahatáron belül volt. További kivételt képez az ártéri szakasz (96-104), ami a vizsgált időszakban 7%-kal lett rövidebb.



8. ábra: A Maros medrének szélességváltozása 1881 és 2017 között a 114 egységben. Lehatárolt geomorfológiai egységek: 1. bányászott szakasz, 2. kanyargós, bevágódó folyószakasz, 3. kiegyenesített szakasz, 4. nagy kanyarulatok szakasza, 5. hordalékkúp peremi szakasz, 6. fiók-hordalékkúpi folyószakasz, 7. ártéri szakasz, 8. torkolati szakasz

A mederszélesség változása azonban az előzőtől eltérő képet mutat. A bányászott szakaszon (1-37. egységek) – ahol a legintenzívebb volt a homok- és kavicskitermelés – a meder kevesebb, mint felére (-51%) csökkent (193 m-ről 95 m-re), ami az intenzív homok- és kavicskitermelés következtében meginduló bevágódással magyarázható. Ugyanakkor mégsem ez a morfológiai folyószakasz szűkült a legnagyobb mértékben, hanem az ártéri (-60%) szakasz, ahol a partba olvadt a teljes mintaterület legnagyobb ártéri szigete. Míg a többi szakaszon a meder jellemzően 5-34%-kal csökkent, addig a nagy kanyarulatok szakaszán (60-68. egységek) – az egyedüli, ahol nőtt a meder futáshossza – 18%-kal lett szélesebb, ami az intenzív mederelmozdulással magyarázható.

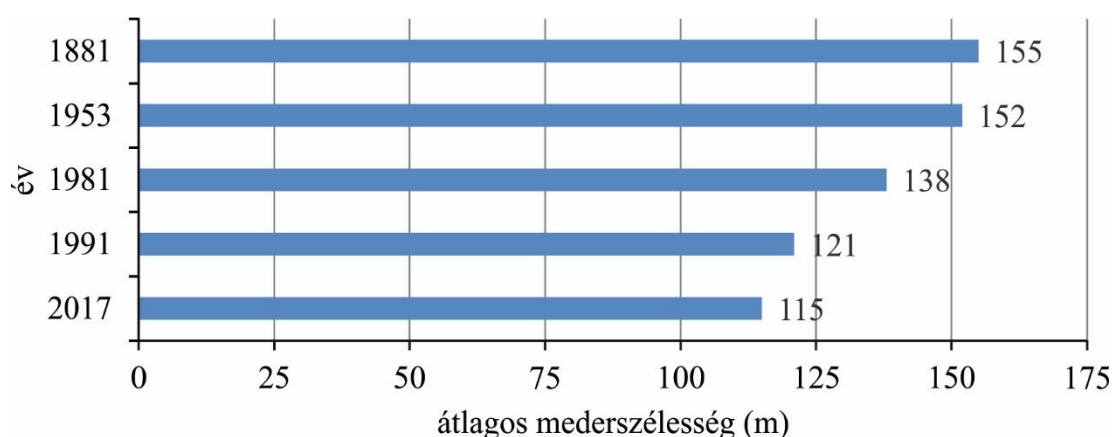
A magyarországi- és határ szakasz hosszának és szélességének alakulása a 20. sz. második felében

A köztes adatokat (légifotók: 1953, 1981 és 1991) felhasználva megvizsgáltam részletesebben is a magyarországi szakaszon a középvonal hosszát, valamint a meder szélességének alakulását. A Maros futáshossza ezen a szakaszon az 1881-1981 közötti évszázadban nem változott, végig 53,4 km volt. Tehát a korábban jelzett hosszváltozás csak a romániai szakaszt érintette. Ugyanakkor 1981-1991 között a magyarországi szakasz hossza 0,1 km-rel (<1%), majd az 1991-2017 közötti időszakban további 0,2 km-rel (53,7 km-re) nőtt, ami a teljes síksági szakasz hosszához viszonyítva

mindössze 1%-os hosszgyarapodást jelent. Bár ezek az adatok hibahatáron belüliek, de jelezhetik a lassú kanyargósabbá válást.

A meder átlagos szélességének változásában azonban jóval szembetűnőbb különbségek voltak, hiszen míg 1881-1953 között csupán 2%-kal (155 m-ről 152 m-re), addig az 1953-1981-es időszakban már további 9%-kal (138 m-re) csökkent az átlagszélesség (9. ábra). A folyamat folytatódott az 1981-1991 közötti évtizedben is, amikor 12%-kal (121 m-re) szűkült a meder, majd 1991-2017 között átlagosan további 5%-kal lett keskenyebb a Maros medre, ezzel átlagos szélessége összességében 155 m-ről 115 m-re csökkent.

Összességében a magyarországi szakasz mederszűkülése az 1881-2017 közötti időszakban átlagosan 26% volt, tehát a teljes síksági szakaszon mérthez (37%) képest kisebb mértékű volt, de arányában hosszabb szakaszt érintett, hiszen a hazai szakasz 88%-át érintette, míg a teljes szakasznak csupán 82 %-át. A szűkülés nem volt időben egyenletes, mivel míg az 1881-1953 közötti években elhanyagolható volt a mederszűkülés (2%) – így az ártér területi gyarapodása is –, addig az 1953-2017 közötti időszakban már 24% volt a mértéke, azaz 0,6 m/év ütemben szűkült a meder és gyarapodott az ártér.



9. ábra: A Maros magyarországi szakaszának szélességváltozása a vizsgált időszakban

5.2.2. A meder kanyargósságának vizsgálata

A teljes szakasz kanyargósságának alakulása az 1881-2017 közötti időszakban

A Maros kanyarulatainak átlagos fejlettsége közvetlenül a szabályozások után – az 1881-es felmérés idején – még csak $\beta=1,26$ volt, míg 2017-re ez az érték $\beta=1,42$ -re nőtt. Az 1881-es katonai felmérés idején a 114 egységnek több, mint a felét (75,7 km hosszan) a fejletlen (54%) kanyarok tették ki, míg a fejlett kanyarulatok aránya mindössze 27%, az éretteké pedig 19% volt (10. ábra). Túlfejlett kanyar a felmérés idején nem volt. A 2017-es műholdfelvétel elkészülésekor már a fejlett (40%) és az érett (25%) kanyarulatok voltak túlsúlyban (89,9 km hosszan), amik a teljes síksági szakasz közel kétharmadát tették ki. A fejletlen kanyarok aránya 34%-ra csökkent, továbbá egy túlfejlett kanyarulat is kialakult (1%).

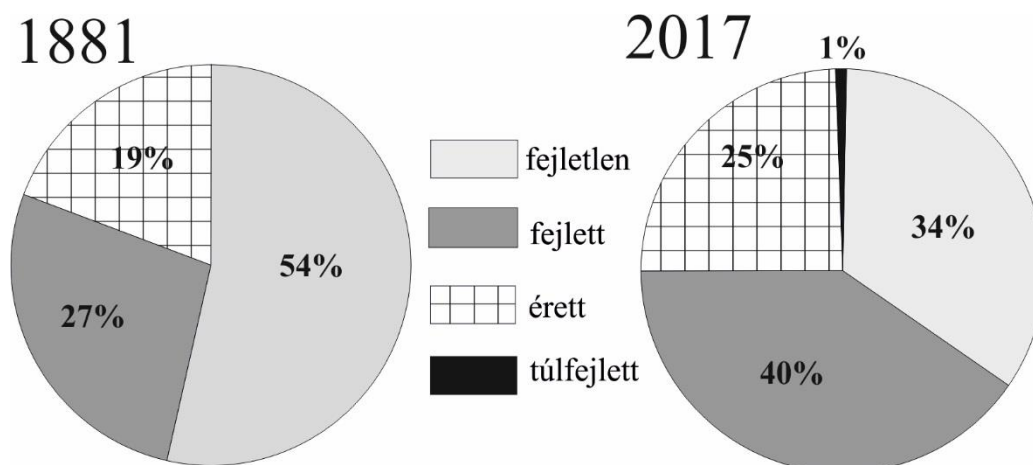
A III. katonai térképezés idején (1881) az érett és fejlett szakaszok jellemzően a bányászott (1-37. egységek) és a kanyargós, bevágódó folyószakaszokon (38-50. egységek) voltak meghatározóak. Előbbi esetében a kanyarulatok 78%-a, utóbbin pedig 54%-uk tartozott a fejlett és az érett kategóriákba. Ezzel szemben a kiegyenesített folyószakaszt (51-59. egységek) kivétel nélkül fejletlen kanyarulatok alkották, továbbá a fiók-hordalékkúpi (88-95. egységek) és torkolati szakaszokon (105-114. egységek) mindössze egy-egy fejlett kanyarulat volt található a fejletlenek között (4. táblázat).

folyószakasz (egységek)	érettség szerinti darabszám							
	III. katonai felmérés (1881)				Google Earth felvétel (2017)			
	fejletlen	fejlett	érett	túlfejlett	fejletlen	fejlett	érett	túlfejlett
bányászott (1-37)	8	17	12	-	7	15	14	1
kanyargós, bevágódó (38-50)	6	4	3	-	1	7	5	-
kiegyenesített (51-59)	9	-	-	-	7	2	-	-
nagy kanyarulatok (60-68)	5	1	3	-	2	1	6	-
hordalékkúp peremi (69-87)	12	5	2	-	6	10	3	-
fiók-hordalékkúpi (88-95)	7	1	-	-	8	-	-	-
ártéri (96-104)	5	2	2	-	4	5	-	-
torkolati (105-114)	9	1	-	-	4	6	-	-

4. táblázat: A Maros kanyarulatainak érettsége a III. katonai felmérés (1881) és a Google Earth (2017) felvétel készítésének idején

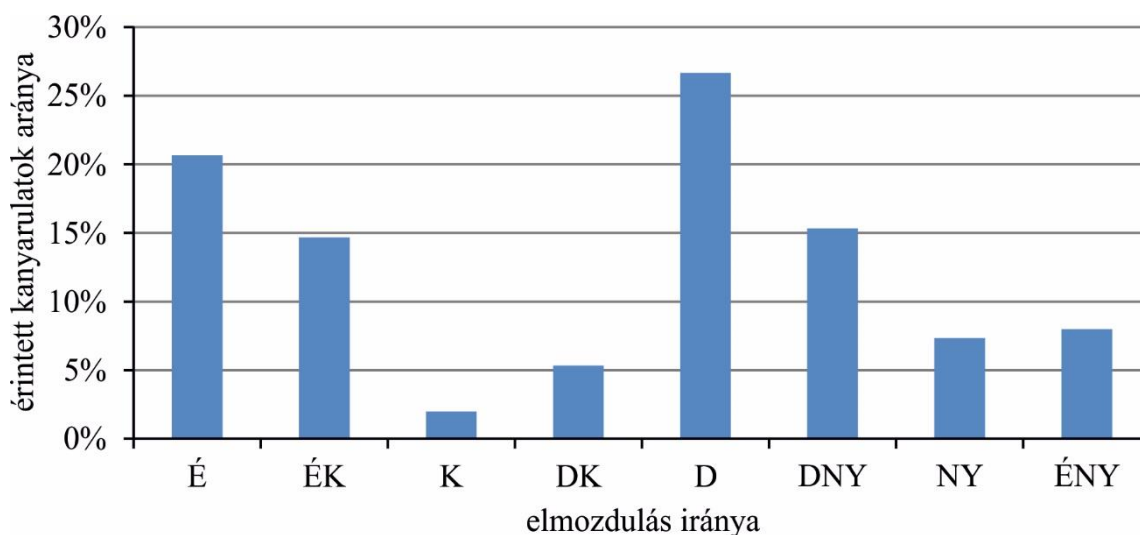
A 2017-es évre (Google Earth felvételek) jelentősen átalakult a folyószakasz képe, hiszen ekkorra már csak a fiók-hordalékkúpi szakasz (88-95. egységek) volt az egyetlen, ahol kivétel nélkül fejletlen szakaszok voltak. Ezzel szemben a bányászott szakaszon (1-37. egységek) továbbra is a kanyarulatok 78%-a fejlettnak vagy érettnak számított. A kanyargós, bevágódó folyószakaszokon (38-50. egységek), valamint a nagy kanyarulatok szakaszán (60-68. egységek) mindössze 1, illetve 2 kanyarulat volt, ami a fejletlen kategóriába sorolható, továbbá a torkolati szakasz (105-114. egységek) korábban kiegyenesített kanyarulatai is már 60%-ban fejlettek voltak.

Tehát ez azt jelenti az ártérfejlődés szempontjából, hogy bár a mederszűkülés révén az ártér területe gyarapszik, de az oldalazó erózió egyidejű felerősödésével az ártér-átdolgozás dinamikusabbá vált.



10. ábra: A Maros egységeinek fejlettsége (β) 1881-ben és 2017-ben

Ezért megvizsgáltam a meder áthelyeződésének mértékét és irányát is az egyes egységekben 1881 és 2017 között. A kanyarulat-áthelyeződés jellemző iránya ÉÉNY (31%) és DDNY (46%) volt. A DDNY felé történő elmozdulás a teljes síksági szakasz középvonalának 42%-át (73,9 km), míg az ÉÉNY felé történő elmozdulás a 28%-át (48,1 km) érinti, ami egyértelműen következik a Maros K-Ny irányú futásából. Ugyanakkor azt is jelzi, hogy a meder lassan dél felé tevődik át, tehát a medertől északra lévő ártéri területek gyarapodnak gyorsabban (11. ábra).



11. ábra: a vizsgált kanyarulatok elmozdulásának iránya a teljes mintaterületen 1881 és 2017 között

A magyarországi- és határ szakasz kanyargósságának alakulása a 20. sz. második felében

A köztes felmérések (1953, 1981 és 1991) segítségével a magyarországi folyószakasz kanyargósságának változását részletesen is megvizsgáltam. A 1881-es felmérés idején a magyarországi- és határszakaszt javarészt fejletlen kanyarulatok (65%) jellemezték, ami elsősorban a kanyarulat-átvágásoknak volt köszönhető, hiszen a torkolati szakaszt kiegyenesítették. A részletesen vizsgált mintaterületen mindössze 8 fejlett (26%) és 3 érett kanyarulat (11%) volt, így a teljes szakaszra számított β_{1881} értéke 1,14 volt. A fejlett és érett kanyarulatok a hordalékkúp peremi szakasz alvízi részén (83-87 egységek), valamint az ártéri szakaszon, Ferencszállás közelében (101-103) helyezkedtek el. A 72 évvel későbbi – 1953-as – felmérés elkészültének idején már csak a kanyarulatok 48%-a (15 db) számított fejletlennek, emellett volt még 13 fejlett (42%), valamint 2 érett (10%) kanyar is. A jelentős változást az okozta, hogy a Maros az egyensúlyi állapotra törekedve, a rendelkezésére álló keskeny ártérrel jelentős mértékben átdolgozta és újra meanderező mintázatot vett fel, aminek következtében a β_{1953} értéke 1,18-ra nőtt. Az 1953-2017 közötti időszakban jelentős változás nem történt a területen. A nagyszámú terelóműveknek és partbiztosításnak köszönhetően a legtöbb kanyarulat rögzítve van, kanyargósságuk mindössze elhanyagolható mértékben változhatott.

A vizsgált időszak alatt a Maros intenzíven átdolgozta az árterét, hiszen a romániai szakaszon az összefüggő töltésrendszer hiányában széles ártéren kanyaroghatott a folyó, ezáltal pedig a kanyarulatvándorlás révén történő ártérfejlődés volt a legmeghatározóbb, ami 2427 ha területgyarapodást jelentett.

5.2.3. A szigetek változásainak vizsgálata

Egy vízfolyáson található szigetek számának és területének alakulása betekintést nyújthat a vizsgált időszakban a folyón bekövetkező víz- és hordalékjárás változásaiba, valamint az eróziós és akkumulációs folyamatok ütemének alakulásába. A Marost ért antropogén beavatkozások következtében a szigetek száma, valamint térbeli kiterjedése jelentősen átalakult a vizsgált időszak alatt.

A teljes szakaszon a szigetek alakulása az 1881-2017 közötti időszakban

A Maros Lippa és Szeged közötti, síksági szakaszán az 1881-es felmérés idején 46 sziget tagolta a medret, melyek jellemzően nagyobb mederközépi vagy az oldalirányú kanyarulatvándorlás révén létrejött szigetek voltak. A szigetek összterülete akkor 460 ha volt. A legnagyobb sziget az időszakban a Maros vizsgált szakaszán fellelhető egyetlen ártéri sziget (Zugoly, 98. egység) volt,

melynek területe 123 ha volt, ami az összes sziget területének csaknem 27%-át tette ki. Napjainkra (2017) a szigetek száma csak minimálisan (-2%) változott, hiszen 45 sziget található a Maros medrében, amelyek a korábbi felméréshez hasonlóan mederközépi vagy az oldalirányú mederáthelyeződéshez kapcsolódó szigetek. Ugyanakkor kiterjedésük jelentősen – közel negyedére – lecsökkent, továbbá mindössze 110 ha területet foglalnak el a mederből. A legnagyobb sziget területe jelenleg csak 20 ha (64-65. egységek), ami a szigetek összterületének mindössze 18%-a.

A magyarországi- és határ szakaszon a szigetek változásai és morfológiája

A köztes felmérések (1953, 1981 és 1991) segítségével a magyarországi szakaszon is megvizsgáltam a szigetek számának és területének változását (5. táblázat), hiszen dinamikájukból következtethetünk a meder és az ártér folyamataira is.

1881		1953		1981		1991		2017	
szám (db)	T (ha)	szám (db)	T (ha)	szám (db)	T (ha)	szám (db)	T (ha)	szám (db)	T (ha)
15	170	18	19	25	30	21	27	25	35

5. táblázat: A Maroson magyarországi- és határszakaszán szakaszán található szigetek számának és területének alakulása a vizsgált időpontokban

Az 1881-1953 közötti években bár a szigetek száma nőtt (15-ről 18-ra), kiterjedésük 170 ha-ról 19 ha-ra – csaknem 90%-kal csökkent. Ennek elsődleges oka a Zugolyi (98. egység) ártéri szigetet határoló mederrészlet feltöltődése volt, aminek a következtében ez a nagyméretű sziget az ártérhez forrt. Az 1953-1981 közötti időszakban a szigetek száma tovább gyarapodott (25), valamint méretük 11 ha-ral (+58%) több, mint duplájára nőtt. Tehát egyre több és egyre kisebb sziget jellemezte a folyószakaszt. Ezzel szemben az 1981-es évtől kezdődően számuk csökkenni kezdett, így 1991-re már csak 21 sziget maradt a Maros részletesen vizsgált szakaszán. Mindez idő alatt területük 3 ha-ral (-10%) csökkent. Az 1991 óta eltelt időszakban számuk és területük is nőtt, így már újra 25 sziget szabdalja a Maros medrét, melyek együttes mérete 35 ha (+30%). Tehát az, hogy a teljes szakaszon nem változott a szigetek száma 1881 és 2017 között, annak tulajdonítható, hogy a 20. sz. végén újabb szigetek jelentek meg, igaz kisebbek, mint a korábbiak.

A szigetek jellemzően a 84-103-as egységekben, a hordalékkúp peremi, fiók-hordalékkúpi, valamint ártéri morfológiai szakaszokon található. Míg a hordalékkúp peremi szakaszon előfordul olyan kanyarulat (84. egység) is, melynek mentén akár két nagyobb sziget található, addig a fiók-hordalékkúpi szakaszon leginkább csak elszórtan találunk kisebb, magányos szigeteket. Kivételt képez ez alól a 92-93. egységek határán kialakult medertágulat, amiben 4 kisebb sziget helyezkedik el egymáshoz közel. Az ártéri morfológiai szakaszon mindössze 3 sziget található, a Ferencszállás és Klárafalva közelében kialakult fejlettebb kanyarulatok mentén (101-103. egységek), melyek egyben a Maros folyásirányban vett legalsó szigetei is. Azaz a Maros magyarországi szakaszán a szigetek száma és területe is csökken folyásirányban.

A szigetek átlagos területe csupán 1,4 ha, amit összesen 8 sziget területe halad meg. Ezeknek a szigeteknek több, mint fele (5 db) a sodorvonaltól távolabb helyezkedik el, rendszerint a kanyarulatok folyásirányban vett alsó harmadában, a parthoz közel. Az átlagot meghaladó területtel rendelkező szigetek összterülete 28,6 ha, ami 82%-a az összes sziget együttes kiterjedésének, tehát a többi sziget jellemzően kis méretű (0,05 – 1,2 ha).

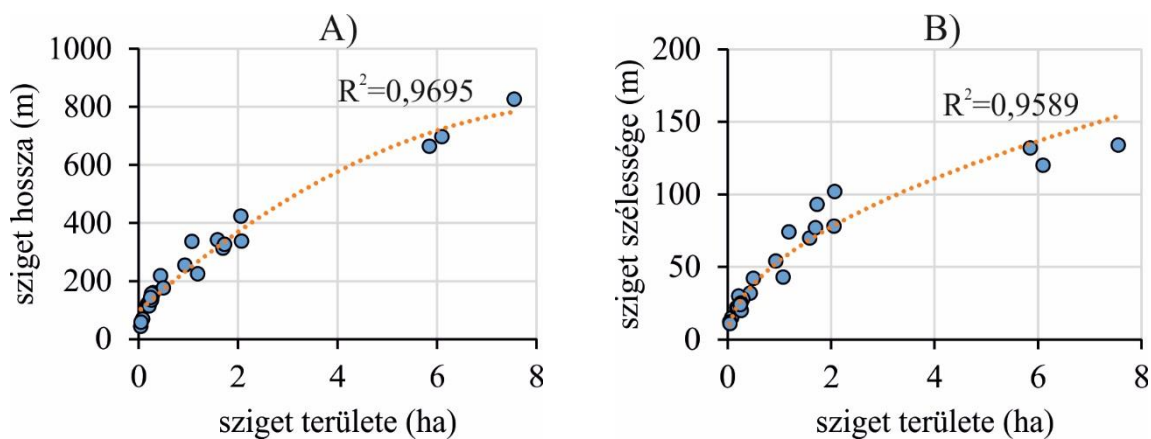
A rendelkezésre álló LiDAR alapú DDM (2014) segítségével a magyarországi szakaszon napjainkban is aktív szigetek számán és területén kívül felszínük formakincsét is részletesen meg tudtam vizsgálni, amiből következtetni tudok a fejlődésük módjára.

A szigetek átlagos szélessége 52 m, ugyanakkor találhatunk köztük 134 m (86. egység), illetve 11 m (92. egység) széleset is. Az átlagos szélességet meghaladó oldalirányú kiterjedéssel mindössze 10 sziget rendelkezik, melyek javarészt a hordalékkúp peremi fejlett és érett kanyarulatok mentén (84-87. egységek), valamint a fiók-hordalékkúpi medertágulatokban (89-93. egységek) található. Az

ártéri szakaszon található szigetek közül mindössze 1 – a folyásirányban vett legalsó – sziget (103. egység) mérete haladta meg az átlagos méretet. A szélesebb szigetek jellemzően a nagyobb kanyarulatok belső ívén, valamint a medertágulatokban helyezkednek el, a sodorvonalától távolabb, hiszen a sodorvonal rendszerint a kanyarulatok külső ívének feszül. Ez alól kivétel a folyásirányban vett legfelső három sziget (84-85. egységek), melyek ugyan a sodorvonalhoz közel helyezkednek el, de jóval nagyobb kiterjedésűek (1,6-7,5 ha), mint a többi sodorvonal közelében található sziget (0,4-2 ha). Ennek oka, hogy itt a sodorvonal folyamatosan a külső ív felé tolódik el, és nekifeszül a szigetek partjának, így a lecsökkenő vízsebesség következtében újabb üledék rakódik le a sziget sodorvonal felőli oldalán.

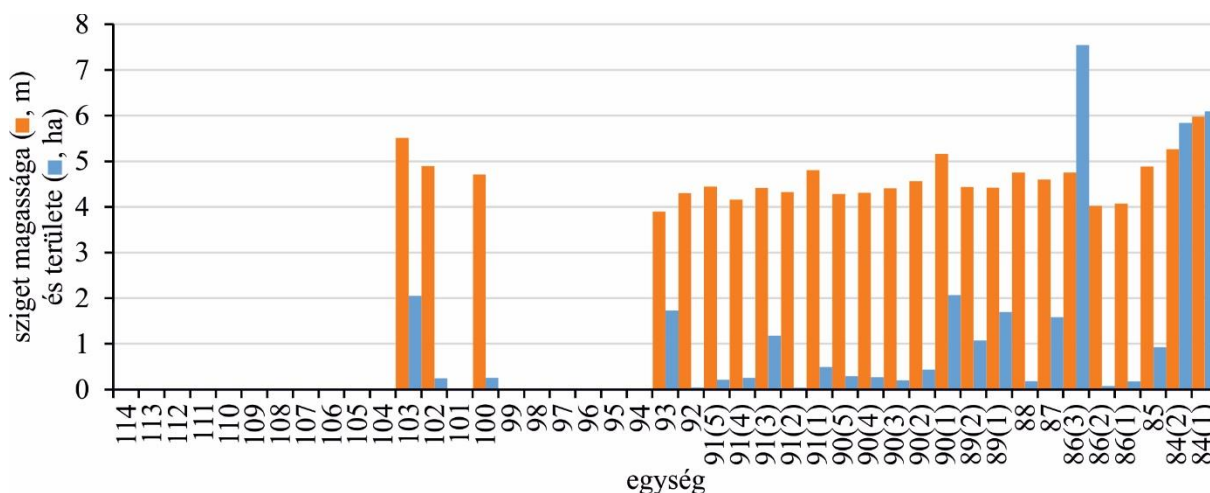
A vizsgált szakaszon található szigetek hossza 827 m és 44 m között változik. Az átlagot (261 m) csupán 9 sziget hossza haladja meg. Ezek közül 6 sziget helyezkedik el a sodorvonalától távolabb, míg a fennmaradó három sziget a sodorvonalban elhelyezkedő szigetek közül a három legnagyobb (84-85. egységek).

Szoros kapcsolat van a szigetek területe és hossza ($R^2=0,9695$; 12/A ábra), valamint a szigetek területe és szélessége ($R^2=0,9589$; 12/B ábra) között. Tehát minél nagyobb egy sziget a területe, annál nagyobb a szélessége, illetve hossza is, azaz nem jellemzőek a nagyon hosszán sodorvonalban elnyúlt, vagy a kerekdeddéváló, és lassan a partba olvadó szigetek.



12. ábra: A) szigetek hossza és területe közötti összefüggés; B) szigetek szélessége és területe közötti összefüggés

A szigetek átlagosan 4,6 m-rel magasodnak a kisvízi vízállás szintje fölé, tehát a magasságuk az ártér magasságával azonos, vagy annál nagyobb. A legmagasabb sziget 6 m-rel, míg a legalacsonyabb 3,9 m-rel emelkedik a kisvizek szintje fölé (13. ábra). Az átlagot meghaladó magasságú 10 sziget közül mindössze 3 olyan van, melyek nem a sodorvonalban helyezkednek el.



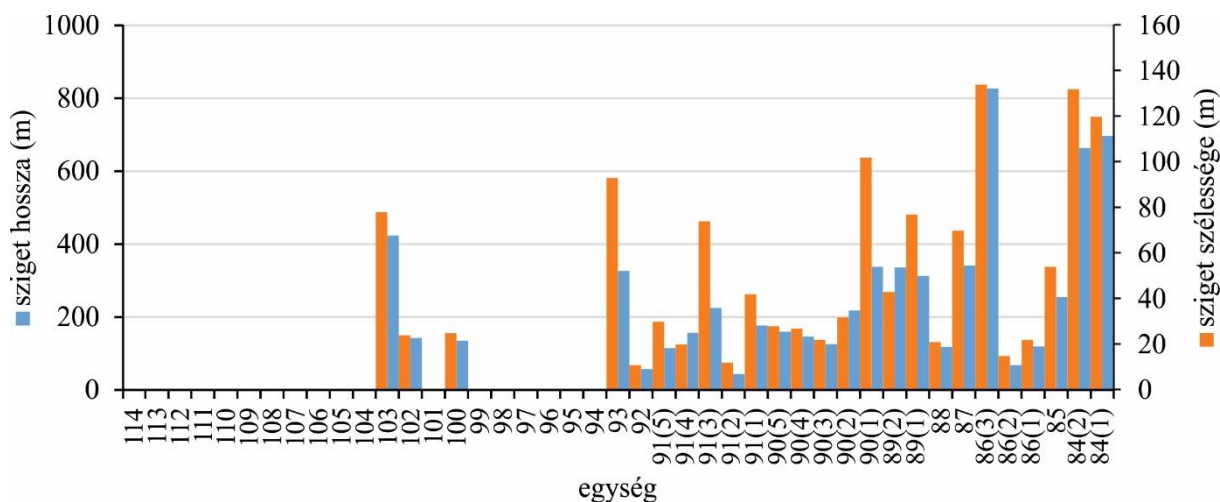
13. ábra: A Maros magyarországi- és határszakaszán található szigetek magassága és területe a 2014-es DDM alapján

Mivel a sodorvonalhoz viszonyított helyzetük alapvetően meghatározza vertikális és horizontális paramétereiket, ezért összehasonlítottam a részletesen vizsgált folyószakasz medrét szabdaló szigetek térbeli dimenzióit. Összesen 13 sziget van a sodorvonalban, 12 pedig a partok közelében. A sodorvonalban található szigetek átlagos területe 13%-kal, hossza 19%-kal, szélessége pedig 16%-kal kisebb, mint a sodorvonalától távolabbi szigeteké, ami azzal magyarázható, hogy oldalaik intenzíven erodálódnak. Ugyanakkor a sodorvonalban lévő szigetek átlagos magassága 4%-kal nagyobb, mint a partok közelében, a fő áramlási zónától távolabb elhelyezkedő szigeteké (6. táblázat). Ez azzal magyarázható, hogy mederkitöltő vízszintnél itt a legnagyobb a folyó energiája és itt szállítja a legtöbb hordalékot, ezért a sodorvonalhoz közeli szigetekeken csapdázódik a legtöbb hordalék.

	terület _{átl} (ha)	hossz _{átl} (m)	szélesség _{átl} (m)	magasság _{átl} (m)
sodorvonalban	1,3	235	48	4,7
partok mentén	1,5	290	57	4,5

6. táblázat: A Maros magyarországi szakaszán található szigetek térbeli dimenzióinak átlagai a sodorvonalhoz viszonyított helyzetük szerint, a 2014-es DDM alapján

Térbeliségüket tekintve elmondható, hogy a leghosszabb és legszélesebb szigetek egyaránt a vizsgált szakasz folyásirányban vett felső végén (84-86 egységek) található és kiterjedésük folyásirányban csökken. A legnagyobb szélességgel, hosszal jellemezhető sziget a 86. egységben található, míg a legmagasabb a 84. egységben és az oldalirányú mederáthelyeződés következtében alakultak ki (14. ábra). Ezek az egységek a szabályozások óta mentesek a direkt antropogén beavatkozásoktól, így fejlődésük közel természetes viszonyok között zajlik.



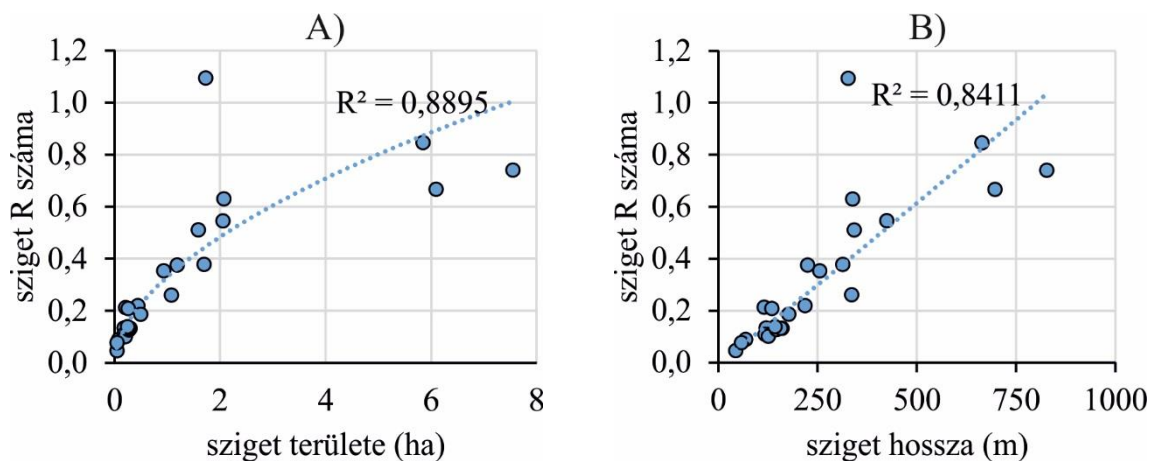
14. ábra: A Maros magyarországi- és határszakaszán található szigetek szélessége és hossza a 2014-es DDM alapján

A vizsgált szigetek 72%-a (18 db) szűkülő folyószakaszon található, mely szigetek fele a sodorvonalban helyezkedik el. A szűkülő és nem szűkülő szakaszokon található szigetek térbeli dimenzióinak átlagait összevetve jelentős különbségek adódnak. A szűkülő szakaszokon található szigetek átlagos területe 78%-kal, hossza 53%-kal, szélessége 43%-kal, valamint magassága 10%-kal kevesebb, mint a nem szűkülő szakaszok szigetek hasonló paraméterei (7. táblázat).

	terület _{átl} (ha)	hossz _{átl} (m)	szélesség _{átl} (m)	magasság _{átl} (m)
szűkülő	0,7	199	43	4,5
nem szűkülő	3,2	423	75	5,0

7. táblázat: a Maros magyarországi szakaszának szűkülő és nem szűkülő részein található szigetek térbeli dimenzióinak átlagai a 2014-es DDM alapján

A fenti különbségek miatt kiszámoltam, hogy a szigetek szélessége hogyan viszonyul a mederszélességhez ($R = \text{mederszélesség/szigetszélesség}$). Eszerint a 25 szigetből 7 az egyenlő, míg 18 (72%) a keskeny kategóriába tartozik. Ez utóbbi kategóriába tartozó szigetek jellemzően (83%) a szűkülő mederszakaszokon találhatók. A szigetek R értéke és területe között is pozitív korreláció ($R^2=0,8895$; 15/A ábra) van, illetve az R érték és a szigetek hossza között is ($R^2= 0,8411$; 15/B ábra) van, igaz ez a kapcsolat kevésbé szoros.



15. ábra: A) szigetek területe és R száma közötti összefüggés; B) szigetek hossza és R száma közötti összefüggés

A Wyrick és Klingeman (2011) által meghatározott osztályozás szerint a szigetek 92%-a (23 db) az áramvonalas kategóriába tartozik, míg a fennmaradó 2 sziget szabálytalan formával jellemezhető. A szabálytalan kategóriába tartozó szigetek az inflexiókhoz közel, a part közvetlen közelében helyezkednek el és mindössze csak egy keskeny mellékág választja őket el a parttól. Így a mellékág nem egyenlő ütemű feltöltődése, valamint a víz csökkenő energiájának következtében a sziget környezetében zátonyok alakultak ki, melyek később hozzá nőttek a szigethez, ezáltal pedig partvonaluk csipkézetté, alakjuk pedig szabálytalanabbá vált.

A DDM alapján megállapítható volt a szigetek épülésének iránya is, a meredek szakadó partok, illetve a szigetmagokhoz hozzáfert zátonyok alapján. A Maros vizsgált szakaszán a szigetek 80%-a (20 db) fejlődik folyásirányban lefelé, míg folyásiránnyal ellentétesen csupán 8%-uk (2 db), illetve a három legnagyobb sziget mindkét irányban fejlődik. A folyásirányban felfelé fejlődő mindkét sziget a sodorvonalától távolabb található, így az előttük kialakuló áramlási holtterben is képződhetnek zátonyok. Ugyancsak fejlődésük irányára következtethetünk a szigetek végén kialakult szintkülönbségekből. A vizsgált szigetek kétharmada (17 db) lépcsőzetesen ér véget, azaz fokozatos, kisebb szintkülönbségek sorozatával éri el a víz szintjét. Ellenben ezzel, a 8 nyolc sziget hirtelen végződik el, ami arra utal, hogy nem fokozatosan, hanem egy nagyobb árhullámhoz kötődve alakultak ki, vagy a lépcsős uszályukat a parterózió elmosta.

A szigetmagok körül megjelenő zátonyfelszínek utalhatnak a szigetek kialakulásának időbeliségére, amit hosszirányú szelvények segítségével vizsgáltam. A nagyobb szigetek jellemzően 3-5 épülési periódusban alakulhattak ki, míg a kisebbeknél még csak 1-2 árvíz akkumulációs tevékenysége látszik. Itt meg kell jegyezni, hogy valószínűleg nem minden árvíz akkumulációs tevékenysége számszerűsíthető, csak azoké, amelyek jelentős mennyiségű hordalékkal gyarapították a szigetek kiterjedését. A nagyobb szigetek régebb óta fejlődnek, ezért nagyobb a stabilitásuk és nagyobb az erózióval szembeni ellenálló képességük, míg a fiatalabb szigetek kisebbek, így kevésbé ellenállóbbak, tehát zátonyfelszíneiket is könnyebben elmoshatta a víz. Két olyan sziget is van a vizsgált folyószakaszon, melyek jól láthatóan több kis szigetmagból forrtak össze és formálódtak tovább. Ezen változások következtében bár a szigetek száma csökkent az adott időszakban, ugyanakkor átlagos területük növekedett.

A folyóvízi szigetek az árterekhez hasonló formakincsel rendelkezhetnek. Ennek tekintetében fontosnak tartottam megvizsgálni a szigetekeken található folyóhátak magasságát és

szimmetriáját, mert ez utalhat a fejlődésük tér- és időbeliségére, illetve befolyásolja a korábban említett magassági viszonyait.

A Maros magyarországi folyószakaszán 19 szigeten található folyóhát. Ezek közül összesen 14 olyan sziget van, amelyek mindkét oldalán található folyóhát. Ezek meglehetősen nagy valószínűséggel az olyan nagy vízszintet elérő áradásokhoz köthető, amikor a főág és a mellékág felől is áramlik víz a sziget belseje felé, azonban a sűrű növényzet miatt a szállított nagymennyiségű hordalék lerakásra kerül. Ezt támasztja alá, hogy a 14 kétoldali folyóháttal rendelkező szigetből 8 szigetnél magasabb a főág felőli folyóhát, mint a parthoz közelebbi – jellemzően 0,1-0,4 m-rel. Ezekhez képest 5 olyan szigetet azonosítottam, melyeken csak az egyik oldali folyóhát van meg, közülük 4 esetben csak a part felőli oldalon (0,1-0,5 m), egynél pedig csak a folyó felőli oldalon (1,2 m) van folyóhát, melynek oka feltehetően az, hogy a sziget folyóhát nélküli oldala intenzíven erodálódik. Míg az 5 legnagyobb sziget folyóhatai jellemzően 0,8-1,7 m-re magasodnak a sziget belsőbb térszíne fölé, addig a kisebb szigetek folyóhatai csak 0,2-0,7 m magasak.

A szigetek partba olvadása révén történő ártérfejlődés a teljes szakasz 38%-át érintette és összesen 447 ha-ral növelte a folyó árterét, ami 51%-a a mederszűkülés során az ártérhez forrt területeknek. Ugyanakkor a szigetképződés okozta ártérpusztulás csekély mértékű, mindössze 18 ha-ral csökkentette az árteret.

5.3. A Maros árterének morfológiája

A meder intenzív szűkülése révén az egykori ártéri területek inaktívvá válhatnak, és új, alacsonyabb térszínen fekvő ártéri szintek alakulhatnak ki. Mivel a Maros medre a vizsgált, 1881-2017 közötti időszakban a síksági szakaszon átlagosan 37%-kal szűkült – ami a teljes síksági szakasz 80%-át érintette –, ezért fontosnak tartom az újonnan kialakult ártéri térszínnek formakincsének vizsgálatát, valamint morfológiájuknak összevetését az idősebb, esetlegesen mára már inaktívvá vált formákkal.

Terepbejárásaink során azt tapasztaltuk, hogy a mederszűkülés és mederbevágódás révén alacsonyabb ártéri szintek jöttek létre a teljes szakaszon, ezért ezeket pontosan Lippától a torkolatig felmértem. Azonban az ártér formakincsét csak a magyarországi területen értékelem, mivel a romániai szakasz árteréről csak 1:25.000 méretarányú térképek állnak rendelkezésemre, amelyek nem vagy csak elnagyoltan mutatják az ártéri formákat. A magyarországi- és határszakasról rendelkezésemre álló DDM segítségével nagy pontossággal tudom elemezni az ártéri formákat. Az ártéri formák közül a folyóhátak, a lecsapoló medrek és az övzátányok tér- és időbeliségét vizsgálom, valamint az egyes paramétereik közötti összefüggéseket.

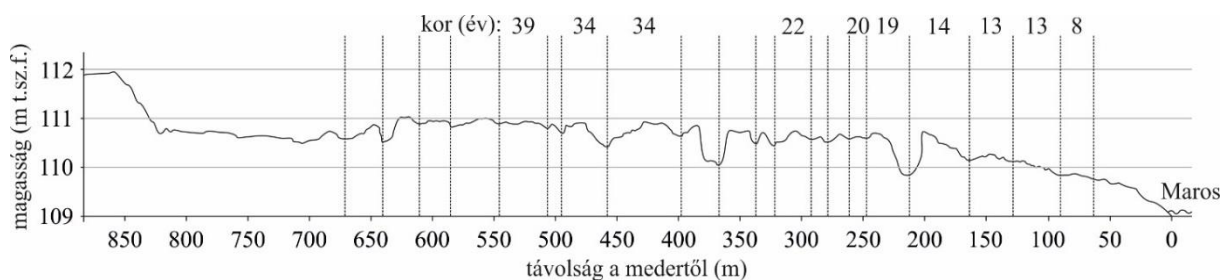
5.3.1. Ártéri szintek kialakulása

Az 19. századi szabályozások során a Marost árvízvédelmi töltések közé szorították, mellyel jelentősen lecsökkentették árterének szélességét (Laczay 1975a). Ennek következtében a folyó hullámtere az árvizek során intenzíven feltöltődött (Oroszi 2009), amihez az átvágások miatt megnövekedett hordaléktöbblet is hozzájárul (Oroszi 2009). A 20. század közepétől pedig az egyre intenzívebbé váló 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.

A bevágódás időbelisége

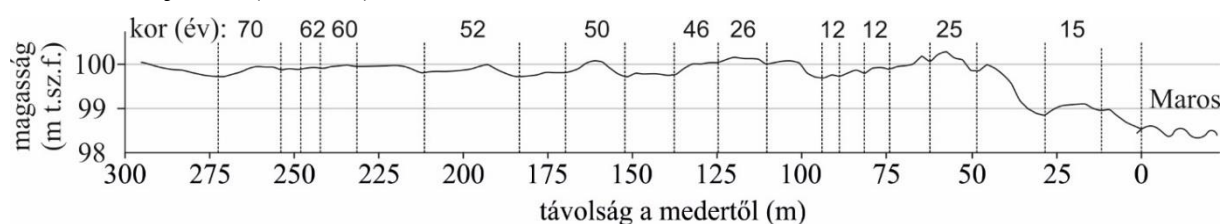
A két legintenzívebb parterózióval jellemezhető egységben (44. és 64. egységek) elkészítettem a kanyarulatok belső ívén található övzátány-sorok keresztmetszelyét LEICA prizmás mérőállomással, illetve az egyes övzátányokon megtelepedett fás szárú növényzet dendrológiai kormeghatározását, aminek a segítségével következtethetünk a bevágódás, illetve a kanyarulatvándorlás időbeliségére is.

Zádorlak település közelében (44. egység) – a Maros jobb partján – egy 21 tagból álló övzátony-sort (870 m) elemeztem. Mivel a mintaterületen intenzív erdőgazdálkodás zajlik, ezért nem sikerült minden övzátonyról megfelelő mintát gyűjtenem. Az inaktív és a meder bevágódása során kialakult ártéri szinteket elválasztó tereplépcsőnél egy inaktív, közel 190 m széles egykori mederág található, ahová feltehetően egy avulziós folyamat során helyeződött át a meder (*chute cut-off*). Az övzátony-sort alkotó övzátonyok szélessége 8-25 m, míg magasságuk 0,2-1,1 m között alakul. Az övzátonyok magasságának, valamint a köztük található sarlólaposok mélységének szelvény menti változása, továbbá a dendrológiai koradatok alapján két fejlődési ciklust határozhatunk meg. Ez első az egykori meder elhagyásától az 1970-es évek végéig tartott, amikor akkumuláció jellemezte a területet, hiszen az övzátonyok között található sarlólaposok az aktív meder irányába egyre sekélyebbek. Azonban az 1970-es évek végétől intenzív mederbevágódás jellemzi a területet, hiszen mind az övzátonyok relatív magassága, mind pedig a sarlólaposok relatív mélysége egyre kisebb (16. ábra).



16. ábra: Övzátony-sor épülése és az övzátonyok kora a 44. egységben

Pécska településnél (64. egység) is megvizsgáltam az intenzív eróziós parttal szembeni övzátony-sor fejlődését (290 m). Az előző területtől eltérően, itt 70 évre visszamenőleg sikerült felmérni az övzátonyokon található fák korát, mivel a terület csak egy kis részén folyik erdőgazdálkodás. A mintaterületen az 1950-es évektől egészen az 1990-es évek közepéig kiegyenlített akkumulációs és eróziós folyamatok uralkodhattak, hiszen az övzátonyok magassága (0,1-0,6 m) és szélessége (3-15 m) közel azonos. A szelvény magasabb szintjének aktív meder felőli végén egy egykori, partba olvadt szigetet láthatunk. Az inaktív sziget és az egykori part közötti mederág mára már javarészt feltöltődött és erdőgazdálkodás folyik rajta. Az ezredforduló óta azonban intenzív mederbevágódás jellemzi a területet, aminek a mértéke 1,4 m. Az alacsonyabb ártéri szint közel 15 éve fejlődik (17. ábra).



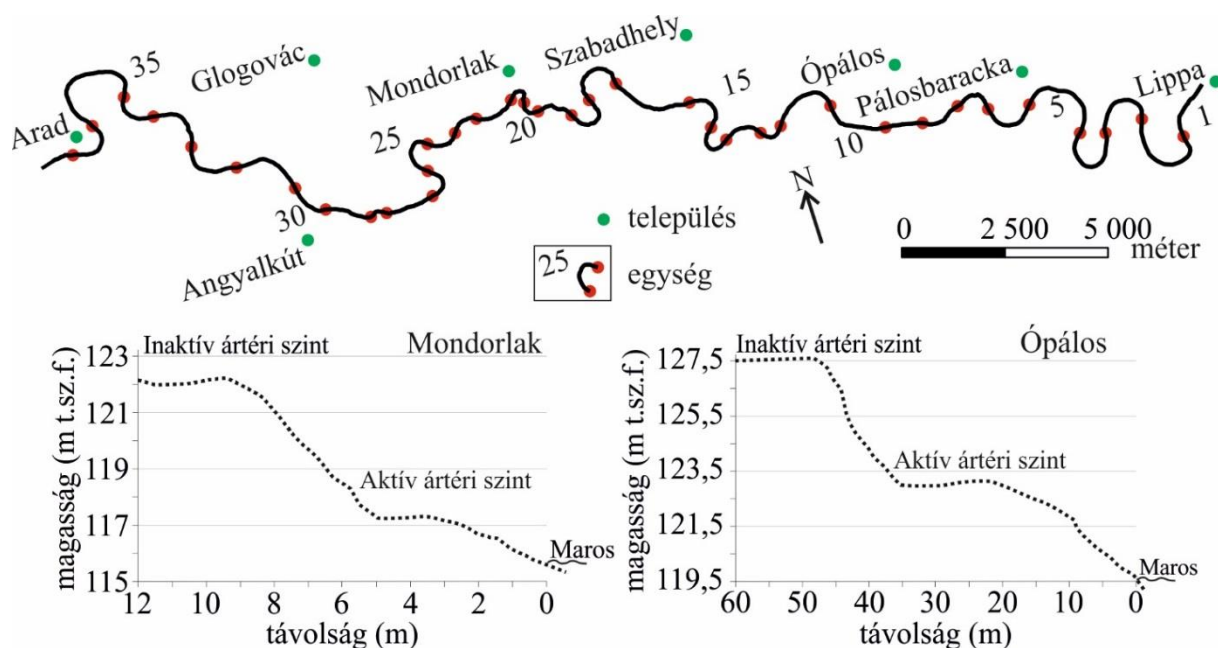
17. ábra: Övzátony-sor épülése és az övzátonyok kora a 64. egységben

Bevágódás térbelisége

Vizsgálataim során a Maros Lippa és Szeged közötti szakaszán hasonlítottam össze az egykori és az új, alacsonyabb ártéri szintek szélesség- és magasságviszonyait RTK-dGPS-es terepi mérések segítségével.

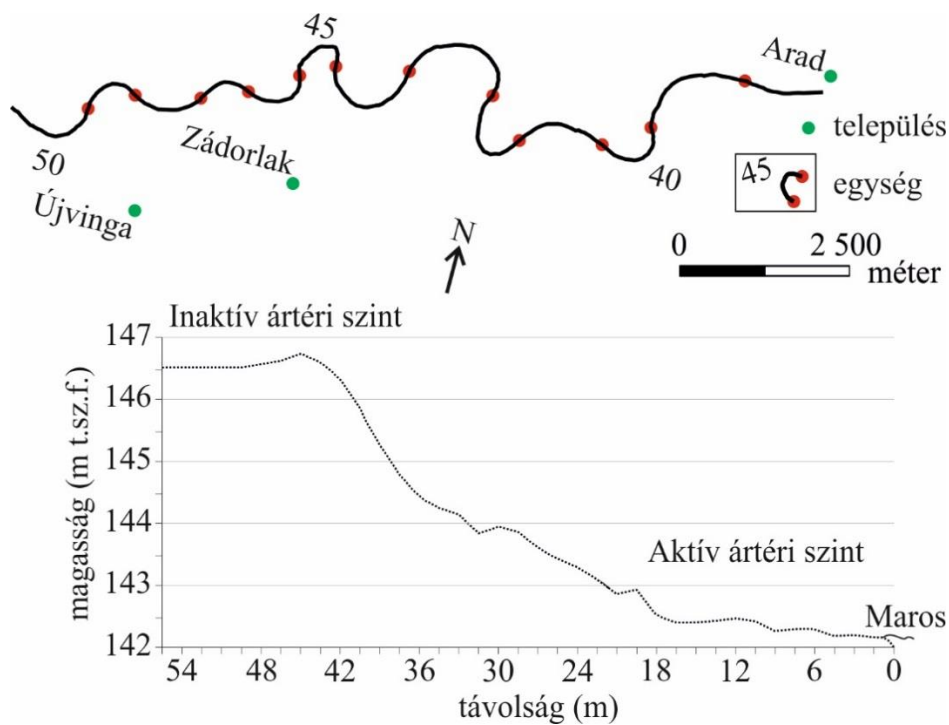
A Lippa és Arad között húzódó **bányászott szakaszt** (1-37 egységek) a folyómederből történő intenzív kavics- és homokkitermelés jellemezte a 2010-es évek elejéig (Urdea et al. 2012). Azóta a bányászat az egykori ártéren zajlik, ahol akár egész ártéri szinteket is elbontanak. Az antropogén hatások következtében a szakaszon intenzív mederszűkülés és bevágódás jelentkezett. A völgyéből síkságra érő Maros esése ezen a morfológiai folyószakaszon átlagosan 43-95 cm/km közötti (saját mérés: 2017.01.25.). A bevágódás során kialakult új és az egykori ártéri szint magasságának

különbsége Ópálosnál (8. egység) – ami a Marost érintő bányászat legfelső határát jelöli – még csak 230 cm, míg a jelenlegi partél és a kisvízi vízszint között mérhető aktív bevágódás mértéke 165 cm. Folyásirányban 11 fkm-rel lejjebb, Szabadhelynél (15. egység) a két ártéri szint különbsége már 507 cm-re nő (+120%), ugyanakkor az aktív bevágódás mértéke 137 cm-re csökken (-17%). A Maros teljes síksági szakaszán a legnagyobb bevágódást Mondorlak (21. egység) településnél mértem, hiszen itt volt a legintenzívebb a kitermelés. Az elmúlt évtizedek során inaktívvá vált egykori és az új, alacsonyabb ártéri szintek magasságkülönbsége 575 cm (+13%), míg az aktív bevágódás mértéke már csak 87 cm (+36%; 18. ábra). Tehát a bányászott szakasz felvízi végétől Mondorlakig (1-21. egységek) az ártéri szintek magasságkülönbsége folyásirányban növekvő tendenciát mutat. Ezzel szemben az aktív bevágódás mértéke folyásirányban csökken. Ezt követően, a 24. egységben egy fenékküszöb szűkíti le a medret, ami jelentősen megváltoztatja a meder esését is, hiszen a felvízi részén felgyorsul az akkumuláció üteme, míg az alvízi szakaszán a tisztavíz erózió révén egyre nagyobb mértékben pusztul a meder. Angyalkút (29. egység) település közelében – ami mindössze 2,6 fkm-rel helyezkedik el a fenékküszöb alatt – a két ártéri szint különbsége már csak 241 cm (-58%), az aktív bevágódás mértéke pedig mindössze 44 cm (-49%).



18. ábra: A bányászott szakasz a morfológiai egységekkel (1-37), valamint az ártéri szinteket bemutató keresztmetszvények Ópálos és Mondorlak településeknél

Az Arad és Újvinga közötti **kanyargós, bevágódó folyószakaszon** (38-50 egységek; 19. ábra) a Maros átlagos esése nő (64-106 cm/km, saját mérés: 2017.01.25.), azt viszont meg kell jegyezni, hogy a morfológiai folyószakaszokon belül a gázló- és üstszakaszok folyamatos váltakozása miatt a mederfenék esése ettől eltérhet (Laczy 1975a).



19. ábra: A kanyargós, bevágódó szakasz a morfológiai egységekkel (38-50), valamint az ártér keresztmetszévénye Zádorlaknál

A Zádorlak (45. egység) közelében található mintaterületen az inaktív és az új ártéri szint között 391 cm a magasságkülönbség, míg a meder aktív bevágódása 38 cm. Előbbi az Angyalkút település közelében mért átlagos szintkülönbség mértékénél 150 cm-rel (+62%) nagyobb, utóbbi pedig 6 cm-rel (-14%) kisebb.

Mivel a morfológiai folyószakaszon csak ezen az egy helyen készítettem keresztmetszvényt, továbbá a folyószakasz felvízi (38-43. egységek) végén a kanyarulatok jellemzően partbiztosítással vannak ellátva, ezért ez a pontszerű adat nem általánosítható a teljes szakaszra.

A folyásirányban következő **kiegyenesített szakaszon** (51-59 egységek) a korábbi meanderező futást felváltják a szabályozások során kialakított egyenes szakaszok. A folyószakasz jellemző esése 44 cm/km (Andó 2002), valamint jelentős a hordalék-lerakás és a zátonyosodás is (Právetz 2018). A mintaterületen Fönlak település közelében (53. egység) készítettem keresztmetszvényt, ahol alacsonyabban elhelyezkedő ártéri szintet nem találtam, ugyanakkor a meder (aktív) bevágódása 211 cm volt.

A Pécska és Szemlak közötti **nagy kanyarulatok szakaszát** (60-68 egységek) jól fejlett, dinamikusan változó kanyarulatok jellemzik, ahol a folyó esése 10 cm/km-re csökken (Právetz 2018). Az 1950-es évek óta intenzívvé váló bevágódás következtében kialakult új ártéri szintet ezen a mintaterületen (65. egységben) sem találtam. Ennek oka leginkább az intenzív oldalirányú erózió lehet, ami eltüntethette a keskeny, mélyebben fekvő ártéri szintet. Ugyanakkor a meder (aktív) bevágódása 195 cm, ami 16 cm-rel kisebb (-8%), mint amit az előző szakaszon mértem.

Folyásirányban haladva a következő geomorfológiai folyószakasz a Szemlak és Csanád közötti **hordalékkúp peremi szakasz** (69-87 egységek), ahol a meder esése 22 cm/km (Kiss et al. 2018). A folyószakasz Szemlak és a határ közötti felvízi részét (69-83. egységek) fejletlen kanyarulatok alkotják, amiken jellemző a zátony- és a szigetképződés (Sipos 2006). A határszakaszon ugyan történtek kanyarulat-átvágások, azonban partbiztosításokat nem építettek (Andó 2002). Az elmúlt évtizedekben a folyószakasz határ jellege miatt nem végeztek el újabb szabályozási munkálatokat (Oroszi 2009), így ezek a kanyarulatok közel természetes módon fejlődnek és a partok mentén újra megjelenik az alacsonyabb ártéri szint. A bevágódás hatására kialakult ártéri szintek különbsége Sajténynál (76. egység) 113 cm, ami 278 cm-rel kevesebb (-71%), mint a kanyargós, bevágódó szakaszon – ahol még voltak alacsonyabb szintek. Az aktív bevágódás mértéke mindössze 27 cm, ami ugyancsak csökkent 11 cm-rel (-29%). A szakasz alvízi végén, Bökénynél (86. egység)

az inaktív és a fiatal ártéri szintek különbsége már csak 92 cm, azaz tovább csökkent 21 cm-rel (-19%), míg az aktív bevágódás mértéke (324 cm) tizenkétszeresére nőtt.

A Csanád és Makó között elhelyezkedő **fiók-hordalékkúpi szakaszon** (88-95 egységek) a folyó esése 12 cm/km-re csökken (Kiss et al. 2011). A 20. század közepe óta egyre intenzívebbé váló mederszűkülés révén kialakult új ártéri szintek Csanád település közelében (90. egység) jellemzően 63 cm-rel vannak alacsonyabban, mint az inaktív ártér szintje, azaz a magasságkülönbség tovább csökken (-32%). A meder aktív bevágódásának mértéke is illeszkedik a korábbi folyásiránybeli tendenciához, így értéke 301 cm-re csökken (7%). A morfológiai folyószakasz alvízi végéhez közel, a 94. egységben – Apátfalva és Makó között – a korábbi folyásiránybeli csökkenő trend megváltozik és mind az inaktív és az új ártéri szintek közötti magasságkülönbség (84 cm), mind pedig az aktív bevágódás mértéke (342 cm) nő. Előbbi értéke 19 cm-rel (+33%), utóbbié pedig 41 cm-rel (+14%).

A Makó és Klárafalva közötti **ártéri szakaszon** (96-104 egységek) a meder esése már csak 5 cm/km (Kiss et al. 2011). Ferencszállás közelében két szelvényt is készítettem. A folyásirányban feljebb lévő (101. egység) szelvénynél a két ártéri szint közötti különbség 98 cm, ami 14 cm-rel nagyobb (+17%), míg az aktív bevágódás mértéke 347 cm (8. táblázat), ami 5 cm-rel nagyobb (+1%), mint amit az előző, még fiók-hordalékkúpi szakaszon mértem. A folyásirányban lejjebb lévő, 99. egységben az inaktív és a fiatal ártéri szintek különbsége 23%-kal (121 cm), míg az aktív bevágódás mértéke 2%-kal (355 cm) tovább nőtt.

folyószakasz (egységek)	mérés helye (egység)	az ártéri szintek magasságkülönbsége (cm)	aktív bevágódás (cm)	új szintek szélessége (m)
bányászott (1-37)	8.	230	165	42
	15.	507	137	12
	21.	575	87	9
	29.	241	44	32
kanyargós, bevágódó (38-50)	45.	391	38	94
kiegyenesített (51-59)	53.	-	(211)	
nagy kanyarulatok (60-68)	65.	-	(113)	
hordalékkúp peremi (69-87)	76.	113	27	329
	86.	92	324	196
fiók-hordalékkúpi (88-95)	90.	63	301	230
	94.	84	342	91
ártéri (96-104)	101.	98	347	158
	103.	121	355	137
torkolati (105-114)	106.	157	363	156
	110.	-	(422)	
	112.	169	392	73

8. táblázat: A Maros Lippa-Szeged közötti szakasán az inaktív és az aktív ártéri szintek magasságkülönbsége (cm), az aktív bevágódás mértéke, valamint a bevágódás során kialakult ártéri szintek szélessége

A **torkolati szakasz** (105-114 egységek) mesterségesen kialakított és partbiztosított kanyarulatai mentén – ahol a folyó esése mindössze 2 cm/km-re csökken (Kiss et al. 2011), folytatódik a bevágódás mértékének növekedése. A 106. egységben az ártéri szintek közötti magasságkülönbség 157 cm (+30%), míg az aktív bevágódás mértéke 363 cm, ami mindössze 8 cm-

rel több (+2%), mint az ártéri szakasz alvízi részén mért bevágódás. A torkolat közelében (112. egység) az inaktívvá vált és az új, alacsonyabb ártéri szintek különbsége 169 cm (+8%). Az aktív bevágódás mértéke 392 cm, ami további 8%-os növekedést jelent.

A Maros mentén az ártér és a meder egyre gyengébbé váló kapcsolatát jelzi, hogy a szabályozások és a kavicsbányászat hatására a meder 5,6-6,3 méterrel vágódott be, így a szabályozások kori medrek teljesen elveszítették vízutánpótlásukat, egyes szakaszokon a gátak feleslegessé váltak, hisz az árvizek már nem önthetik el a kisvizek szintjénél 8-10 méterrel feljebb lévő ártér-részleteket.

5.3.2. A folyóhátak morfológiája a Maros határ- és magyarországi szakaszán

A Maros medrének fejlődését jelentősen befolyásolták a kanyarulat-átvágások, a partbiztosítások és a 20. század közepétől egyre intenzívebbé váló mederszűkülés. Ugyanakkor az ártér fejlődése mindössze – a medertől igen változatos távolságra található – az árvízvédelmi töltések által leszűkített hullámtérre korlátozódik. A kanyarulat-átvágásokkal és a mederszűküléssel inaktív folyóhátak jöttek létre, így – az övzátonyokhoz hasonlóan – sorokat alkothatnak. A Maroson jellegzetesek a dupla folyóhátak, de tripla formájuk is megjelenik, ami a természetesen fejlődő ártereken nem jellemző. A Maroson összesen hat főbb folyóhát-generációt lehet elkülöníteni:

- A) a 19. századi szabályozásokkor is már fejlett folyóhát, amelynek a fejlődése:
 - A1) azóta is folyamatos;
 - A2) megállt a mederszűkülés miatt;
 - A3) befejeződött a 19. századi a kanyarulat-átmetszés miatt;
- B) a 19. századi szabályozások óta fejlődő folyóhát, amelynek fejlődése akkor kezdődött, amikor a vezérárkot elfoglalta a Maros és:
 - B1) azóta is folyamatosan fejlődik
 - B2) fejlődése megállt a mederszűkülés miatt;
- C) az 1950-es években kezdődő mederszűkülés következtében létrejött új felszíneken kialakuló, ma is aktívan formálódó folyóhát.

A Maroson az aktív folyóhátak csaknem kétharmada (63%) a fejletlen kanyarulatokon található. Az érett szakaszokon (12%) található folyóhátak átlagos szélessége (581 m) több, mint háromszorosa a fejletlen szakaszok folyóhátainak átlagos szélességének (168 m). Továbbá a fejletlen szakaszok folyóhátainak átlagos lejtőszöge (0,028) a duplája a fejlett (25%) kanyarulatokhoz tartozó folyóhátak átlagos lejtőszögének (0,014).

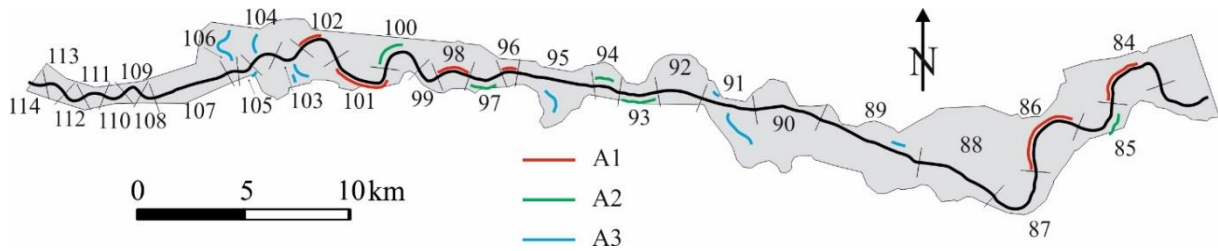
A Maros magyarországi- és határszakasza (84-114. egységek) mentén lévő ártéri szinteken kialakult folyóhátak több, mint egyharmada (36%) az A típusú folyóhátak közé tartozik, amelyek már a szabályozások előtt is fejlettnak számítottak, azonban fejlődésük különböző eseményekhez köthetően mára megszűnhetett. Hosszantartó fejlődésük következtében ezek a folyóhátak voltak a legszélesebbek és legmagasabbak a mintaterületen. Ugyanakkor inaktív tagjai a mederszabályozások következtében jelentősen eltávolodtak az aktív medertől.

Mivel az A1 típusú folyóhátak a Maros átvágások által nem érintett szakaszain helyezkednek el, ezért az elmúlt évszázadok során szabadon szélesedhettek és magasodhattak. Ennek megfelelően ezek a folyóhátak a legszélesebbek (sz_{át}: 441 m) és a legmagasabbak (m_{át}: 1,8 m), továbbá térbeli fejlődésük korlátlanúsága miatt a leglankásabbak (l_{át}: 0,0052) is.

Az A2 típusú folyóhátak is hosszú időn át fejlődhettek, hiszen már a 19. századi szabályozásokkor is fejlettek voltak, azonban fejlődésük a 20. sz. közepétől egyre intenzívebbé váló mederszűkülés miatt megállt, mivel előterükben kialakult az alacsonyabb ártéri szint, és így ezek a formák az aktív medertől távolabb kerültek. Átlagos szélességük (sz_{át}: 173 m) és magasságuk (m_{át}: 1,4 m) ezáltal az A1 típusú folyóhátakénál kisebb.

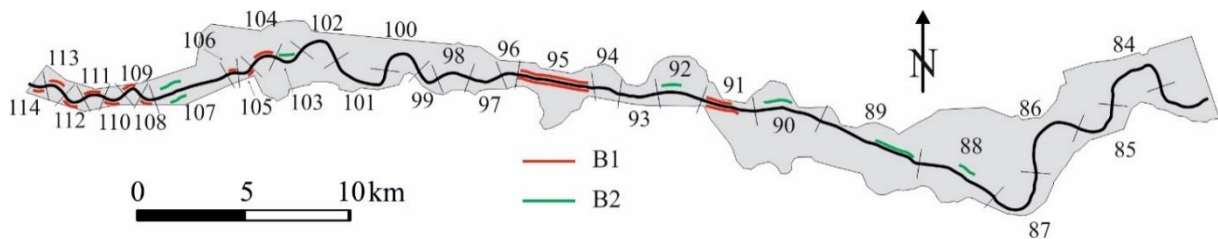
A vizsgált folyószakaszon a 19. századi szabályozásokkor aktív, de a kanyarulat-átvágások miatt inaktívvá vált folyóhátak az A3 típusba tartoznak. Ennek a csoportnak a legnagyobb az elemszáma, hiszen a hazai szakaszt csaknem teljesen kiegyenesítették, így a levágott kanyarulatok mentén lévő folyóhátaknak a fejlődése megállt. Átlagos szélességük (sz_{át}: 187 m) az A2 típusú

folyóhátakéhoz hasonló, azonban magasságuk (mátl: 1,1 m) az A típusú folyóhátak között a legkisebb. Míg az A1 és A2 típusok jellemzően a kevésbé szabályozott (84-86 és 93-102 egységek) folyószakaszokon, addig az A3 típusúak a kiegyenesített szakaszok (87-92 és 103-107 egységek) mentén találhatók, jellemzően a B típusú folyóhátak mögött (20. ábra).



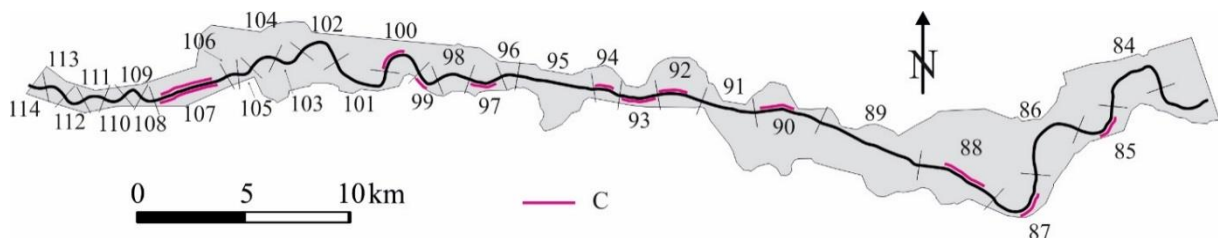
20. ábra: A típusú folyóhátak térbelisége

A B típusú folyóhátak (40%) a 19. századi szabályozások óta fejlődnek az egyenes és enyhén kanyargós folyószakaszok (88-95 és 103-114 egységek) mentén (21. ábra). Fejlődésük akkor kezdődött, amikor a Maros elfoglalta a vezérárkot, amit az átvágások során alakítottak ki. A B típusú formák szélessége és magassága az A2 és A3 típusú folyóhátakéhoz hasonló, azonban lejtésük azokénál 38%-kal meredekebb. A B1 típusú, napjainkban is aktívan fejlődő folyóhátak magasabbak (mátl: 1,7m) és meredekebbek (lát: 0,0159), mint a B2 típusú folyóhátak (mátl: 1,5 m; lát: 0,0084), hiszen utóbbiak fejlődése a 20. század közepétől jellemző mederszűkülés miatt megszakadt. A B típusú folyóhátakról általánosságban elmondható, hogy a szélesebb folyószakaszok mentén a legmagasabbak, mivel az intenzívebb oldalazó erózió miatt itt nagymennyiségű mederanyag halmozódhat fel a partok mentén, árvízi elöntés idején.



21. ábra: B típusú folyóhátak térbelisége

A C típusú folyóhátak mindössze az összes folyóhát 12%-át teszik ki. Ezek a formák a legfiatalabbak, hiszen a 20. század második felében zajló mederszűkülés miatt létrejött új, alacsonyabban elhelyezkedő térszíneken alakultak ki, az aktív meder közvetlen közelében. Mivel horizontális kiterjedésüket erősen korlátozza az ártér szélessége, így ezek a folyóhátak voltak a legkeskenyebbek (szátl: 46 m; 9. táblázat). Ugyanakkor vertikális növekedésüket semmi sem akadályozza, így magasak (mátl: 1,6 m), ezáltal pedig igen meredek (lát: 0,0428). A C típusú folyóhátak a Maros alsó szakasza mentén csaknem teljes hosszban megtalálhatók, kivéve a torkolati (108-114 egységek) szakaszt, mivel itt jellemzően szélesedett a meder (22. ábra).



22. ábra: C típusú folyóhátak térbelisége

Típus	n	szélesség (m)			magasság (m)			lejtés (m/m)		
		min	átlag	max	min	átlag	max	min	átlag	max
A1	6	210	441	1022	1,3	1,8	2,2	0,0016	0,0052	0,0076
A2	4	78	173	333	0,8	1,4	1,9	0,0056	0,0074	0,0092
A3	9	69	187	329	0,3	1,1	2,9	0,0031	0,0061	0,0165
B1	14	42	182	768	0,4	1,7	2,8	0,0051	0,0159	0,0420
B2	7	63	208	391	1,0	1,5	2,1	0,0043	0,0084	0,0174
C	12	18	46	79	0,7	1,6	3,1	0,0220	0,0428	0,0991

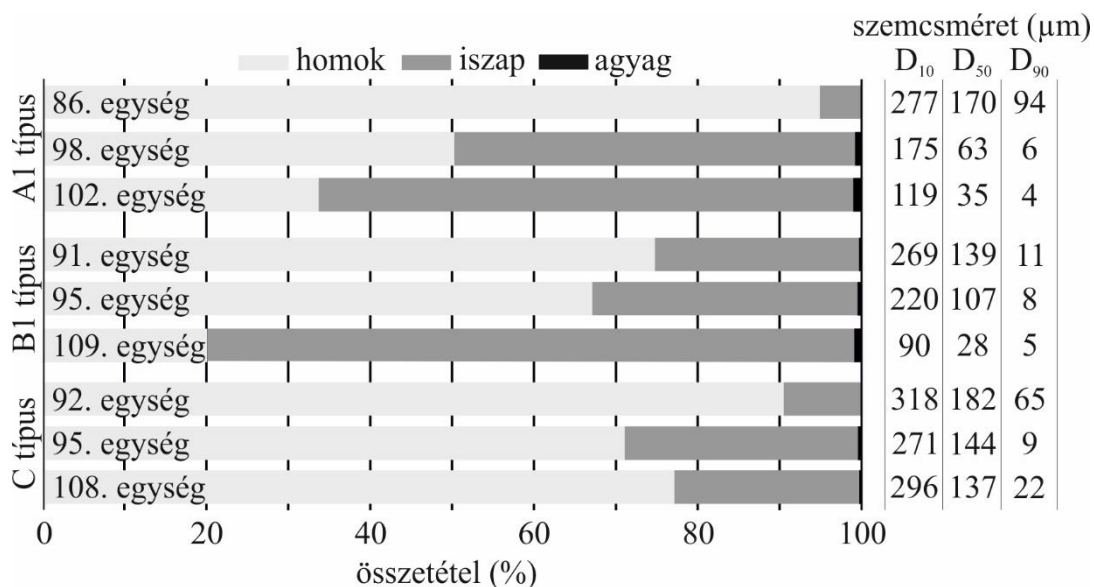
9. táblázat: A Maros magyarországi szakasza mentén található folyóhátak térbeli dimenzióinak alakulása az egyes folyóhát típusokra vonatkozóan. n: darabszám

Mivel a különböző típusú folyóhátak eltérő időszakokban, eltérő körülmények között fejlődtek (pl. más volt a hordalék-utánpótlás a kanyarulat-átvágások időszakában, más volt a növényzet, más a szállított hordalék szemcseösszetétele), ezért csak a jelenleg is aktív (A1, B1, C típusú) folyóhátak morfológiáját vettem össze részletesen.

A legrégebb óta fejlődő folyóhátak (A1 típus) már a 19. századi szabályozások idején is fejlettek voltak, így kb. négyszer szélesebbek, mint azok, amelyek csak a szabályozások óta fejlődnek (B1), továbbá csaknem tizenhatszázszor szélesebbek, mint a legfiatalabb, C típusú folyóhátak, amik az 1950-es években alakultak ki. Bár magasságuk hasonló, átlagos lejtésük korokkal arányosan csökkent, így a C típusú folyóhátak az A1 típusúaknál csaknem nyolcszor, míg a B1 típusú folyóhátaknál háromszor meredekebbek.

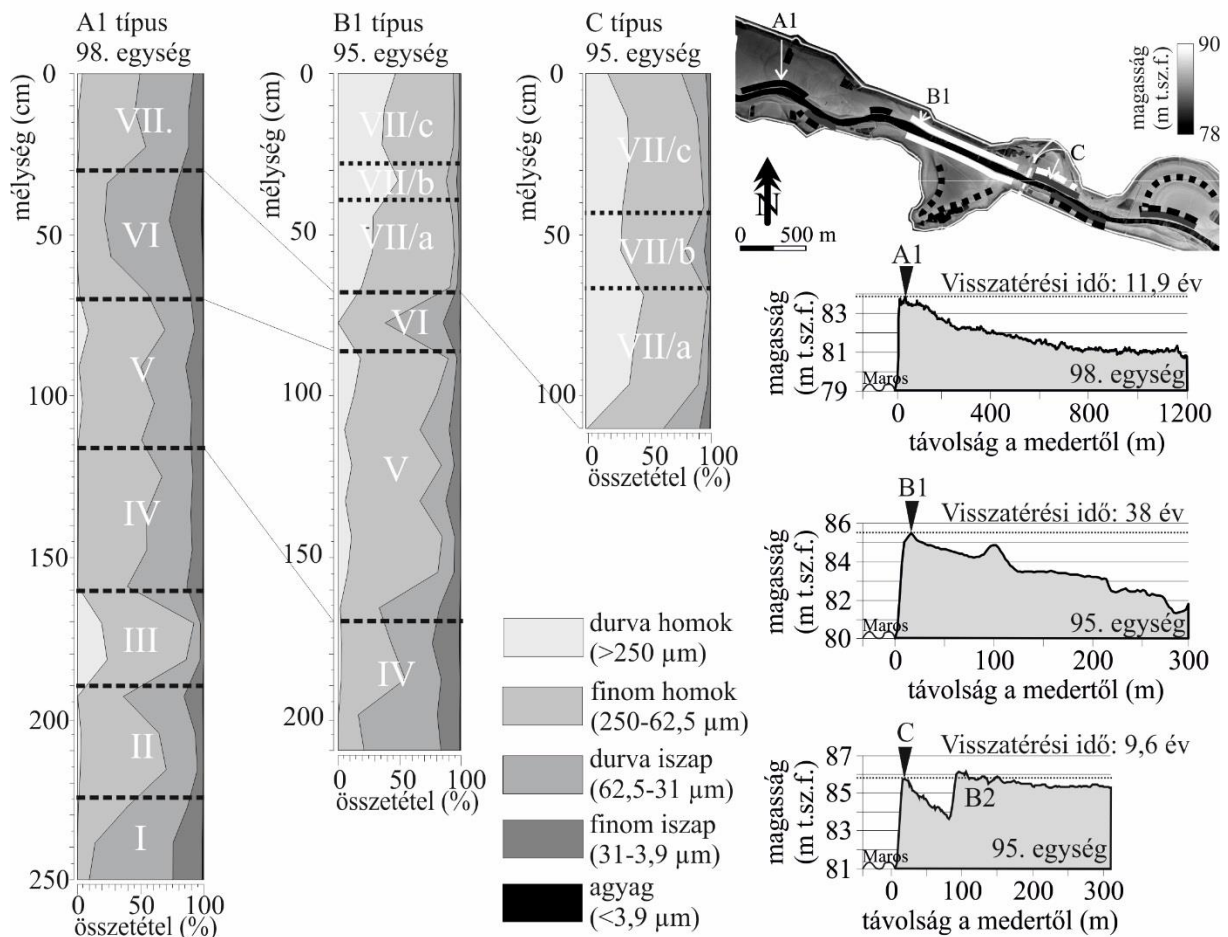
Az A1 típusú folyóhátak teljes elöntéséhez legalább 490 cm magas árvizek szükségesek, melyek jellemzően 11,9 évente fordulnak elő. Minél hamarabb szakadt meg az egyes folyóhátak fejlődése, annál kisebb árvizek szükségesek az elöntésükhöz. Az A2 típusú folyóhátak elöntéséhez például már 462 cm-es árvíz (visszatérési idő: 8,4 év), míg az A3 típusúakéhoz 455 cm magas vízállás is elegendő (visszatérési idő: 7,8 év). A B típusú folyóhátak elöntéséhez – amelyek a mesterségesen kiegyenesített, nagyobb energiával jellemezhető folyószakaszok mentén alakultak ki – már magasabb árvizek szükségesek (B1: 550 cm; B2: 514 cm), melyek visszatérési ideje is nagyobb (B1: 38 év; B2: 20,5 év). Bár a C típusú folyóhátak a mederszűkülés révén kialakult alacsonyabb ártéri szinteken találhatóak, nagy magasságuk miatt jellemzően minimum 475 cm magas vízállás szükséges az elöntésükhöz, amely 9,6 évente fordul elő.

A különböző típusú folyóhátak szemcseösszetételének folyásiránybeli trendjét, valamint az ugyanazon szakaszon belüli, különböző típusú folyóhátak üledékprofilját is megvizsgáltam. Az A1 és B1 típusú folyóhátak szemcsemérete folyásirányban csökkenő tendenciát mutat. Míg a hordalékkúp peremi szakaszon (82-87. egységek) leginkább közepes és finom szemű homokból ($d_{90}=270-277 \mu\text{m}$) épülnek fel, addig a fiók-hordalékkúpi szakaszon (90-95. egységek) a homok és az iszap egyenlő arányban ($d_{90}=175-220 \mu\text{m}$) képezik az anyagukat (23. ábra). Az ártéri és torkolati folyószakaszokon (102-114. egységek) pedig már jellemzően finom szemű hordalékból épülnek fel ($d_{90}=90-119 \mu\text{m}$). 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 ($d_{90}=272-318 \mu\text{m}$), mint a szomszédos A1 és B1 típusú folyóhátak anyaga.



23. ábra: Aktív folyóhátak anyagának folyásiránybeli változása

Az ártéri folyószakaszon (96-104 egységek) található aktív folyóhát típusok egy-egy tagjának vertikális szemcse-összetételi jellemzőit is megvizsgáltam, majd az eredményeimet összevettem Kiss et al. (2011) által a területen elvégzett üledékvizsgálat (szemcseméret és pollenanalízis) eredményeivel, amiből következtethetünk a profilok korára is. Az A1 típusú folyóhát volt a legmagasabb a megmintázott folyóhátak közül. A legelső (1. zóna) minták anyagát a finom homok és az iszap frakciók alkották és színük sötét volt, így ez az üledék feltehetően a folyóhát képződése előtti felszín anyagát képezte. Erre kissé durvább, de még jellemzően finom homok ülepedett (2. zóna), ami az aktív meder közelségére utal. A 3. zóna anyagát még durvább szemcsék jellemezték, melyek feltehetően akkor rakódtak le, amikor a folyóhát elkezdett intenzíven fejlődni. Ezt egy finomabb szemcseméretű üledékréteg fedte be (4. zóna), ami a leülepedés idejében jellemző kisebb vízsebességre utalhat. A B1 típusú folyóhátak elsősorban ezen az üledéken kezdtek el fejlődni a mesterségesen kiegyenesített folyószakaszok mentén, amiket a szabályozások idején intenzív medertágulás jellemezett (Laczay 1975a). Ennek értelmében az erre ülepedő 5. zóna anyaga – amiben a homok frakció a domináns – képezi a Marosnak az átvágások miatt megnövekedett hordalékszállító-képességű időszakában lerakott hordalékát. Az A1 és B1 szelvényekben a 6. zóna anyaga finomszemcsés homokból áll, míg a legfelső, 7. zóna üledéke már jóval durvább, hiszen elsősorban durva- és finomszemcsés homok alkotja. Ez a zóna minden aktív folyóhát profiljában megtalálható, ezért feltehetőleg egyazon áradás során rakódott le az egyes folyóhátakon. Az 7. zónát jellemző hordalék anyaga a folyóhátak korával megegyezően durvul és egyre nagyobb vastagságú. Míg az A1 típusú folyóhátak esetében jellemzően csak 30 cm vastagságú ez az üledékréteg, addig a B1 típusúnál 65 cm, a C típusúnál pedig már 110 cm. A C típusú folyóhátak anyagának teljes egésze ebbe az 7. zónába sorolható, amiből arra következtethetünk, hogy ennek a típusnak a tagjai hirtelen alakultak ki, és csupán néhány árvíz elegendő lehetett a jelenlegi méreteik eléréséhez (24. ábra).



24. ábra: Aktív folyóhátak (A1, B1, C) szediment profilja és a folyóhátakat elöntő árvizek visszatérési ideje. A szemcseösszetétel változása alapján a profilokat zónákra (I-VII) és alzónákra (a-c) osztottam.

Az aktív folyóhátak szemcseösszetételének folyásiránybeli változását is megvizsgáltam, hogy megnézzem, a hordalékkúp morfológiai tulajdonságai befolyásolták-e a fejlődésüket. A magas és nagy térbeli kiterjedésű folyóhátak leginkább a fiók-hordalékkúpon (88-95 egységek) fejlődtek ki, ahol a rendelkezésre álló területet nagy részét (81%-ig) kitöltik. A folyóhátak magasságának fokozatos csökkenése jellemzi a fiók-hordalékkúp és a torkolat közötti szakaszt, ami feltehetően a meder esésének 12 cm/km-ről 2 cm/km-re való csökkenésével lehet párhuzamban. Az árvízvédelmi töltések által lehatárolt hullámtér a hordalékkúp peremi (69-87 egységek) és ártéri (96-104 egységek) szakaszokon igen széles, így itt a folyóhátak a rendelkezésre álló térnek csak egy kisebb részét töltik ki (<59%). Magasabb folyóhátak a torkolati szakaszon is előfordulnak, hiszen ezekben az egységekben (105-114. egységek) a Tisza visszaduzzasztó hatása miatt hosszabbak és feltehetően nagyobbak is voltak az árvizek (nincs mért adat), így ezek a folyóhátak a rendelkezésre álló szűk hullámteret gyakorlatilag teljesen (<95%) kitöltik.

Az A1 és B1 típusú folyóhátak horizontális kiterjedését lényegében csak az árvízvédelmi töltések szabályozzák, míg a C típusú folyóhátak esetében az új, alacsonyabban kialakult térszínnek szélessége. A legnagyobb szélességű A1 típusú folyóhátak jellemzően a rendelkezésre álló mögöttes ártéri terület 40-80%-át (átlagosan 64%-át) töltik ki. Ezzel ellentétben a B1 és C típusú folyóhátak esetén már nagyobb különbségek (4-100%) adódnak, hiszen míg a B1 típusú folyóhátak a mögöttes ártéri terület átlagosan 45%-át, addig a C típusúak már az alacsonyabb ártéri térszín 71%-át foglalják el. A hullámtér szélessége tehát az ártéri szakaszon (84-103. egységek) nem volt limitáló tényező a folyóhátak fejlődésében, így az itt található folyóhátak a mögöttes terület átlagosan 43%-át töltötték csak ki. Ezzel szemben, a torkolati szakaszon (104-114. egységek), ahol a szűk (s_{zmax} : 1,6 km) hullámteret jelentős ütemű oldalirányú erózió jellemzi, a folyóhátak csaknem egészen (60-100%)

kitöltik. Míg a C típusú folyóhátak a vizsgált magyarországi- és határszakasz közel egészén (85-107. egységek) jelen voltak, addig a szélesedő torkolati szakaszon már nem jellemzőek. Annak ellenére, hogy a C típusú folyóhátak keskenyek (18-79 m), a rendelkezésükre álló alacsonyabb ártéri szint 24-100%-át elfoglalják.

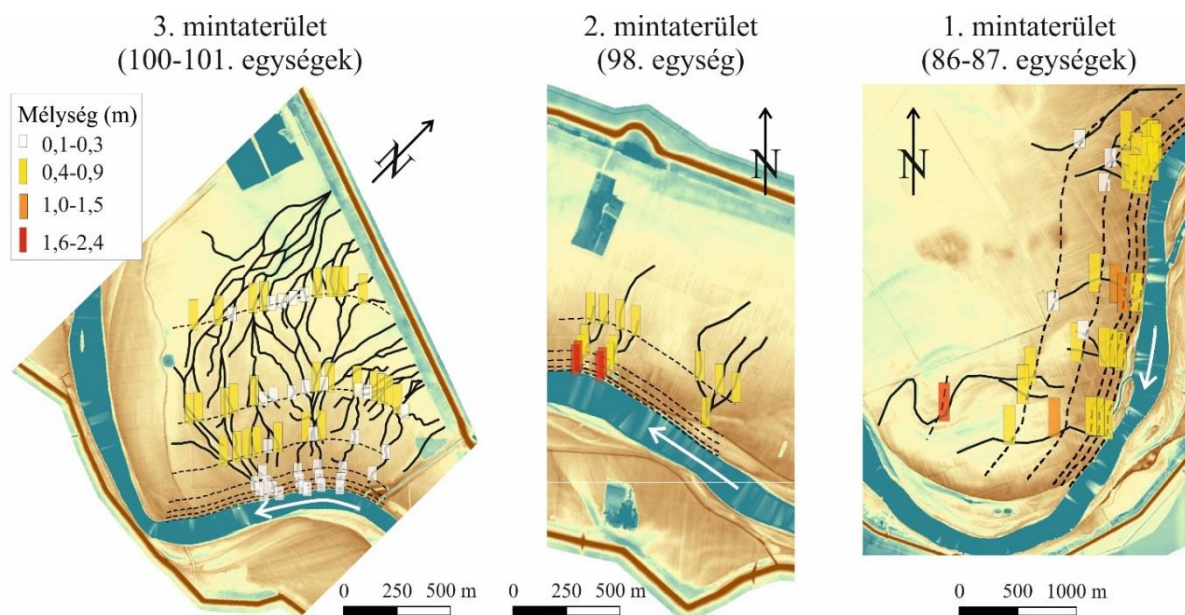
A szabályozások utolsó lépésében (1946-1958) partbiztosítások építésével akadályozták meg a Maros parthátrálását, amellyel jelentősen befolyásolták a folyóhátak fejlődését is. A partbiztosított szakaszok (86-87., 98-99. egységek) mentén található folyóhátak 24-36%-kal magasabbak, mint a közel szabadon fejlődő szakaszok (84-85., 88-97. egységek) folyóhátai. Azonban a folyóhátak szélessége és lejtése, valamint a partbiztosítások megléte, vagy éppen hiánya között nem volt összefüggés. Például, az A1 típusú folyóhátak 50%-kal keskenyebbek (száti: 331 m) és kétszer meredekebbek (I_{áti}: 0,0062) voltak a partbiztosított szakaszon, mint a biztosítások nélküli szakaszon. Ezzel szemben a B1 és C típusú folyóhátak két- háromszor szélesebbek, aminek következtében 10-20%-kal lankásabbak voltak a partbiztosított szakaszokon.

5.3.3. A lecsapoló medrek morfológiája a Maros magyarországi szakaszán

Kiterjedt fokhálózat a Maroson csak azokon a folyószakaszokon (86-87., 96-97. és 101-102. egységek) alakulhatott ki, ahol nem történt kanyarulat-átvágás és a meder hosszabb ideje egy helyben van (oldalirányú elmozdulás 1881 óta $\leq 0,3$ m/év). Ez jellemzően azokat a folyószakaszokat jelöli, ahol a partanyag kötött (1. mintaterület), vagy a kanyarulatot partbiztosítások és sarkantyúk által stabilizálták (2-3 mintaterület). Ezekon a szakaszokon található a régóta fejlődő A1 és B1 típusú folyóhátak, melyek lankás oldalain az összetett fokrendszerek hosszan az ártérbe nyúlnak. Az ilyen lecsapoló medrek jellemzően nem egy árvízi esemény során alakulnak ki, hanem több, nagyobb árvíz során fejlődtek, hiszen a víznek akár 1,6 km-re is be kellett nyomulnia az ártérre. A vizsgált mintaterületen kiterjedt fokhálózat csak az A1 típusú folyóhátak mögöttes ártéri területein alakult ki.

Az 1. mintaterületen található fokrendszer egy fejlett és egy érett kanyarulat mentén (86-87. egységek; 25. ábra) alakult ki. Ezen a szakaszon a Maros esése 22 cm/km. A fokhálózat sűrűsége 2,2 km/km², míg elágazási indexe mindössze 1 elágazás/km². A lecsapoló medrek mélysége a part menti (0-20 m) zónában még átlagosan 0,7 m (max: 0,8 m, min: 0,5 m), azonban a medertől távolabb (50-500 m) már csak 0,4-0,5 m. A legmélyebb fok (0,8 m) a mintaterület felvízi szakaszán, a kanyarulat csúcsánál alakult ki, hiszen itt feszül neki legjobban a sodorvonal a partnak, így itt áromlott be a legnagyobb energiával a folyóvíz. Ezen a mintaterületen a lecsapoló medrek jellemzően hamar (400-600 m-en belül) elvégződnek és leginkább csak a folyóhátak végéig tartanak. Ez azonban következhet abból is, hogy a folyóhát mögötti területen intenzív szántóföldi földművelés zajlik, így feltehetőleg a lecsapoló medreket és a partjaikon kialakult kisebb folyóhátakat mára már elszántották. A fokhálózat teljes hossza 6,6 km, míg a lecsapoló medrek átlagos esése 0,0015. A legnagyobb hosszal (1,6 km) és a legnagyobb eséssel (0,0016) rendelkező fok a mintaterület alvízi szakaszán, egy kanyarulat (87. egység) belső ívén található, és két övzátony közötti sarlólaposban végződik el.

A fejletlen és álkanyarokkal tagolt ártéri szakasz mentén alakult ki a 2. mintaterület fokrendszere (98. egység). Itt a lecsapoló medrek jóval markánsabban kirajzolódó formák, mint az előző mintaterületen. A vizsgált szakaszon a meder esése 12 cm/km, tehát kisebb, mint az 1. mintaterületen. A fokhálózat sűrűsége 2,7 km/km², míg az elágazási indexe 4 elágazás/km², azaz mindkét paraméter meghaladja az 1. mintaterületén mért értékeket. A lecsapoló medrek átlagos mélysége a partélnél 1,1 m, a parttól 20 m-re már 1,5 m, míg az ártér belseje felé haladva átlagos mélységük fokozatosan csökken (50-500 m: 0,4-0,8 m). A lecsapoló medrek a partél szelvényében már eltömödtek, legmélyebb pontjuk jellemzően a 20 m-es zónában található, ahonnan az ártér belseje felé haladva egyre sekélyebbek lesznek. Eltérés van a lecsapoló medrek esésében is, hiszen itt már 0,0017 a fokok átlagos esése. A legnagyobb esésű (0,0041) fok a mintaterület alvízi szakaszán, a kanyarulat csúcsánál található. Tehát ezen a mintaterületen a fokok mélyebbek és nagyobb az esésük, mint az 1. mintaterület lecsapoló medrei.



25. ábra: A Maros magyarországi- és határszakaszán azonosított fokhálózatok, valamint a fokrendszer mélységének ábrázolása (a part mentén, illetve a parttól 20-50-100-200-500-1000 m-re).

A harmadik részletesen vizsgált mintaterület a Maros ártéri szakaszán, egy fejlett kanyarulat mentén található (100-101 egységek). Itt alakult ki a legkiterjedtebb fokhálózat, ahol a lecsapoló medrek többsége a gátak lábánál található kubikgödrökben végződik el. Az érintett folyószakaszon a meder esése jellemzően 5 cm/km közötti. A fokhálózat sűrűsége ($8,4 \text{ km/km}^2$) és az elágazások száma is jóval nagyobb (21 elágazás/km^2), mint a másik két mintaterületen. A lecsapoló medrek a parton és a 20 m-es sávban sekélyek (0,1-0,3 m), míg a távolabbi (50-500 m) szelvényekben mélységük már átlagosan 0,4 m, de előfordulnak 0,5-1,0 m-es értékek is. A lecsapoló medrek átlagos esése: 0,0015, ami a másik két mintaterület értékeihez hasonló. A legnagyobb esésű fok (0,0032), akárcsak a másik két mintaterületen, úgy itt is a kanyarulat csúcsánál található, ahol a sodorvonal leginkább nekifeszül a partnak.

5.3.4. Az övzátonyok morfológiája a Maros alsó szakaszán

Az magyarországi- és határszakaszon összesen 26 kanyarulat mentén azonosítottam övzátony-sorokat, ahol a részletesen vizsgált formaegyüttesek közül 18 övzátony-sor fejlődik napjainkban is aktívan, 9 övzátony-sor a 19. századi kanyarulat-átvágási munkálatok következtében mára már inaktívvá vált – eltávolodott az aktív medertől –, valamint 5 övzátony-sor az 1950-es években intenzívvé váló mederszűkülés eredményeként vált inaktívvá – azaz már a legnagyobb árvizek során sem kerül elöntés alá.

Fejlődésükben a folyóhátakéval megegyező időszakokat határoztam meg, így az övzátony-sorok esetében is 6 kategóriát különböztettem meg:

A) a 19. századi szabályozásokkor is már fejlett övzátony-sor, amelynek a fejlődése:

A1) azóta is folyamatos;

A2) megállt a mederszűkülés miatt;

A3) befejeződött a 19. századi a kanyarulat-átmetszés miatt;

B) a 19. századi szabályozások óta fejlődő övzátony-sor, amelynek fejlődése akkor kezdődött, amikor a vezérárkot elfoglalta a Maros és:

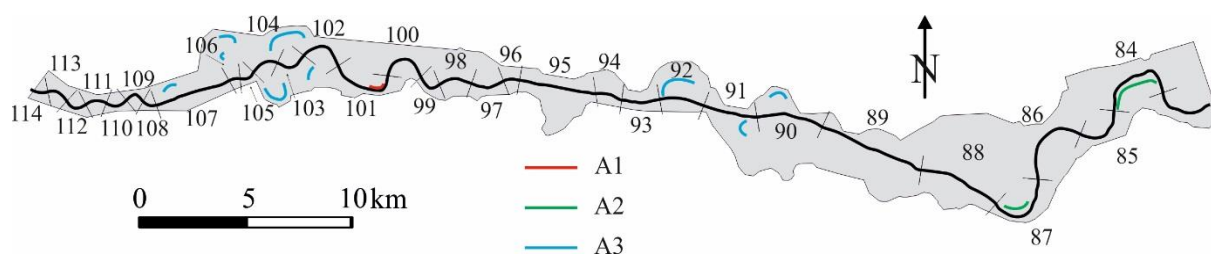
B1) azóta is folyamatosan fejlődik

B2) fejlődése megállt a mederszűkülés miatt;

C) az 1950-es években kezdődő mederszűkülés következtében létrejött új felszíneken kialakuló, ma is aktívan formálódó övzátony-sorok.

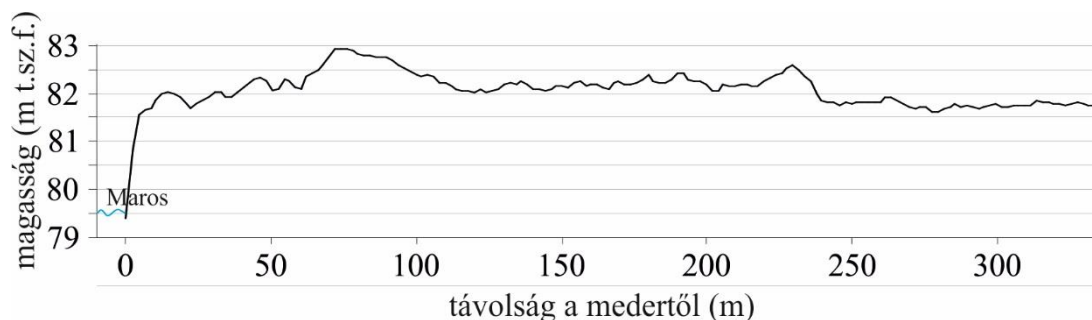
A részletesen vizsgált mintaterület övzátany-sorai jellemzően a fejlett és érett (61%) kanyarulatok mentén találhatók, ahol a formaegyüttesek legfeljebb 13 tagból állnak. Ezzel ellentétben a fejletlen kanyarok övzátany-sorai akár 34 övzátanyból is állhatnak. Az övzátanyok legnagyobb magasságai (0,3-1,5 m) megegyeznek a vizsgált szakasz egészén, ellenben az egyes övzátanyok legnagyobb szélessége az érettséggel egyenes arányosságban nő. Míg a fejletlen kanyarulatok övzátanyai jellemzően 32-100 m szélesek, addig a fejlett szakaszok mentén már 20-132 m, az érett kanyarokon pedig 32-139 m szélességük. Ugyanakkor az övzátanyok legkisebb szélessége a kanyarulatok érettségével fordítottan arányos, hiszen a fejletlen szakaszokon a legkeskenyebb övzátanyok 6-63 m közöttiek, ami a fejletteknél már csak 6-41 m, az érett kanyarulatoknál pedig 8-22 m-re csökken. A legnagyobb sorszélességgel (68-1133 m) a fejletlen szakaszok övzátanyai rendelkeznek, ami annak a következménye, hogy a hosszú időn át fejlődő övzátany-sorok az átvágási munkálatok eredményeként eltávolodtak az aktív medertől, amit még napjainkban is fejletlen kanyarulatok alkotnak.

Az A típusú – leghosszabb fejlődési idővel jellemezhető – övzátanyok rendszerint a fejlett és érett kanyarulatok (64%) mentén helyezkednek el (26. ábra) és 3-34 tagból épülnek fel.



26. ábra: A típusú övzátany-sorok térbelisége

A1 típusú, a szabályozások előtt már fejlettnek számító, és azóta is folyamatosan fejlődő övzátany-sor mindössze egy volt a részletesen vizsgált szakaszon, egy fejlett (98. egység) kanyarulat mentén, Ferencszállás közelében – a Maros jobb partján. Ez az övzátany-sor hét tagból áll, melyek átlagosan 0,4 m (10. táblázat) magasak. A legmagasabb övzátany (0,9 m) az övzátany-sor aktív medertől távolabb lévő végén található (27. ábra).



27. ábra: A1 típusú övzátany keresztmetszelvénye

Ebben az övzátany-sorban a legszélesebb (58 m) és legkeskenyebb (12 m) tag között ötszörös különbség van. A formaegyüttes medertől távolabbi végén az övzátanyok közel kétszer olyan szélesek (14-30 m), mint a mederhez közelebbi végén (12-14 m). Az övzátany-sor egésze az aktív meder irányába lejt (lejtés: 0,01013).

típus	n	övező-sorok tagjainak száma	övező-sorok legmagasabb tagjai (m)	övező-sorok átlagos magasságai (m)	övező-sorok legnagyobb szélességei (m)	övező-sorok legkisebb szélességei (m)	övező-sorok átlagos szélességei (m)	övező-sorok szélességei (m; átlag)
A1	1	7	0,9	0,4	58	12	24	165
A2	2	10-12	1,2	0,4-0,5	68-139	13-22	37-88	439-876 (658)
A3	9	4-34	0,3-1,0	0,2-0,5	50-115	8-63	29-91	172-1133 (533)
B1	12	3-13	0,6-1,5	0,3-0,7	32-132	6-28	2-59	68-708 (200)
B2	3	3-8	0,8-1,3	0,5-0,7	80-97	19-38	41-67	168-357 (264)
C	5	3-7	0,4-1,5	0,3-0,9	20-60	8-25	17-54	67-167 (121)

10. táblázat: A Maros alsó szakaszán feltérképezett övező-sorok átlagos értékei

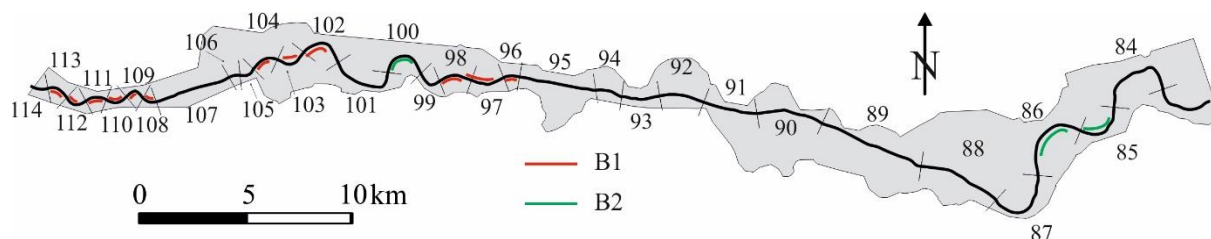
Az A2 típusú (6%) övező-sorok hosszú ideig fejlődtek, azonban fejlődésüket a 20. sz. közepétől egyre intenzívebbé váló mederszűkülés megszakította, így inaktívvá váltak. Ezek az övező-sorok jellemzően 10-12 tagból épülnek fel, és átlagos magasságuk 0,4-0,5 m körüli, ami alig haladja meg az A1 csoportét. Az övező-sorok legmagasabb tagjai (1,2 m) rendre az aktív mederhez legközelebb helyezkednek el, utalva arra, hogy egyre magasabb árvizek alakíthatták őket. Az A2 típusú övező-sorok átlagosan 658 m szélesek, azaz ezek a legszélesebb formaegyüttesek. Tagjaik átlagos szélessége (37-88 m) pedig a legnagyobb az A típusú övező-sorok között. Az e típusba sorolható övező-sorok kivétel nélkül az ártér felé lejtnek (lejtés_{átl}: 0,00385) – az A1 csoport tagjaival ellentétben.

A vizsgált folyószakaszon található, már a 19. századi szabályozásokkor is aktív övező-sorok közül az A3 típus (28%) volt a legnépesebb. Ezeknek az övező-soroknak a fejlődése a 19. századi kanyarulat-átmetszések során állt meg. Az övező-sorok átlagos magassága (0,4 m) megegyezik az A1 típusú övező-sorokéval, ugyanakkor átlagos szélességük (56 m) inkább az A2 típusú övező-sorokéhoz hasonló. Ennél a csoportnál fordulnak elő a legalacsonyabb övező-sorok, hiszen a legnagyobb magasságok átlaga mindössze 0,6 m. Míg a legmagasabb övező-sorok az inaktív mederhez közelebb helyezkednek el, addig a legszélesebbek mélyen az ártérben találhatóak. A típusba tartozó övező-sorok átlagosan 12 tagból (4-34 tag) állnak – tehát ez a legnépesebb csoport – és átlagos sorszélességük 533 m, ami a második legnagyobb az összes típus közül. Az egymás után sorakozó övező-sorok az A3 típusnál jellemzően az ártér felé lejtnek, átlagos lejtőszögük, pedig 0,00281.

A B típusú övező-sorok a 19. századi kanyarulat-átmetszések óta fejlődnek, amióta a Maros elfoglalta a vezérárkát. A formaegyüttesek jól tükrözik, hogy a vezérárk elfoglalása milyen ütemben mehetett végbe, valamint azt is, hogy az eltelt közel másfél évszázad alatt hogyan változott a Maros akkumulációs-eróziós egyensúlya. Térbeliségüket tekintve elmondható, hogy leginkább a szabályozott ártéri és torkolati szakaszon helyezkednek el (28. ábra).

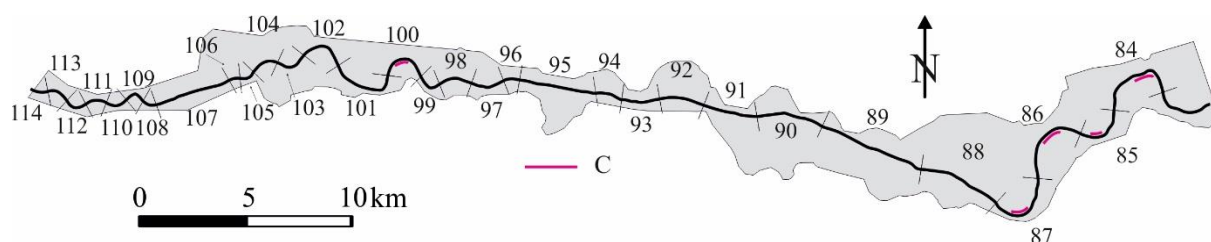
Míg a B1 típusban (38%) vannak a legnagyobb szintkülönbségek (0,6-1,5 m), addig az övező-sorok átlagos magassága csak az A2 típusúakéhoz hasonló. A formaegyüttes legmagasabb tagjai jellemzően az aktív meder közelében helyezkednek el. A legnagyobb szélességű övező-sor rendszerint az övező-sor ártér felőli végén, míg a legkeskenyebb övező-sorok az aktív mederhez közelebbi végén vannak. Az övező-sorok átlagos szélessége (29 m), valamint a formaegyüttesek teljes szélességének átlaga (200 m) csak némiképp nagyobb, mint az A1 típusú övező-soroké és annak tagjait jellemző értékek. A vizsgált övező-sorok egy része (42%) a meder irányába, más része (58%) pedig az ártér irányába lejt (lejtés_{átl}: 0,00772).

A B2 típusú (9 %) övzátany-sorok 3-8 tagból állnak. Az egyes övzátanyok átlagos (0,5-0,7 m) és legnagyobb magasságai (0,8-1,3 m) a B1 és C típusokéhoz hasonló, míg szélességeik valamivel nagyobbak, mint a két említett csoport tagjaié. Míg az övzátany-sorok legnagyobb szélessége elmarad, addig átlagos szélességeik már meghaladják a B1 típusúakét.



28. ábra: B típusú övzátany-sorok térbelisége

A C típusú (16%) övzátanyok a legfiatalabbak, hiszen az 1950-es évektől egyre intenzívebbé váló mederszűkülés révén kialakult új, alacsonyabban elhelyezkedő térszíneken fejlődnek, az aktív meder közvetlen közelében. A C típusú övzátany-sorok jellemzően 3-7 övzátanyból épülnek fel – az összes típus között a legkevesebb –, ami magyarázható a viszonylag rövid formálódási idejükkel. Annak ellenére, hogy rövid fejlődésük miatt kevesebb övzátanyból épülnek fel, legnagyobb magasságuk a B típusú övzátanyokéhoz hasonló. Bár a tagjainak átlagos szélessége a B típusúakéhoz hasonló, a C típusba tartozó övzátany-sorok átlagos szélessége mindössze 121 m, ami a legkisebb az összes típus közül – hiszen térben erősen korlátozott a fejlődésük. A legszélesebb tagok – az A1 és B típusokhoz hasonlóan – jellemzően itt is a formaegyüttes ártér felőli végén található. A vizsgált alsó szakasz hordalékkúp peremi részén elhelyezkedő (29. ábra), a kanyarulat-átmetszések által nem érintett nagy kanyarulatok mentén az övzátany-sorok jellemzően a meder irányába, míg az ártéri folyószakaszon az ártér irányába lejtnek (lejtésait: 0,00817).



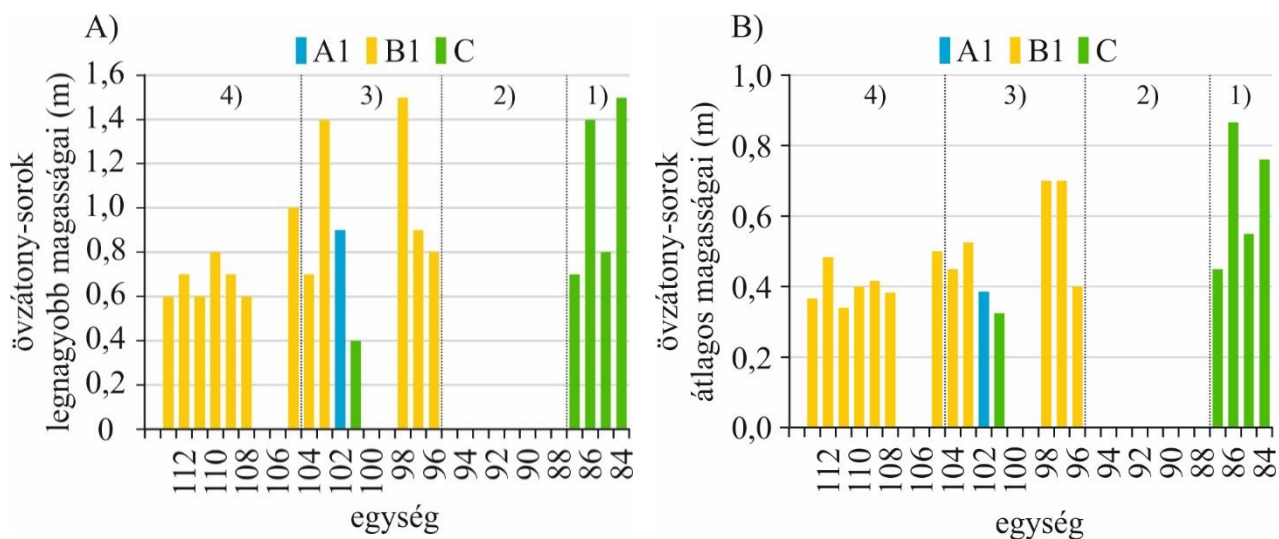
29. ábra: C típusú övzátany-sorok térbelisége

Megvizsgáltam az egyes övzátany típusok különböző paramétereinek közti kapcsolatokat is. Az új, alacsonyabb ártéri szinten fejlődő, C típusú folyóhátak esetén a mederszűkülés fontos tényező az övzátanyok átlagos magasságának alakulásában. Tehát azokon a folyószakaszokon, ahol a meder jelentősen szűkült, ott az övzátany-sort alkotó övzátanyok átlagos magassága is lecsökkent. Ugyanakkor az alig szűkülő vagy szélesedő szakaszokon az övzátanyok is magasabbak. Ez arra utal, hogy a mederszűkülés gyors üteme miatt az egyes övzátanyok rövidebb ideig formálódtak, ellenben azokkal a szakaszokkal, ahol a mederszélesség alig változik, így a partok is alig erodálódnak, ott nincs elég tér újabb és újabb övzátanyok létrejöttére, tehát azok árvizekkor inkább magasodhatnak, mint szélesedhetnek. A B és C típusú övzátany-sorok legnagyobb és átlagos magasságai, valamint az egyes tagok szélességei hasonlóak, ami arra enged következtetni, hogy hasonló fejlődési körülmények jellemzik őket, mindössze az intenzív mederszűkülés és bevágódás időszakában az övzátany-képződés egy újabb ártéri szinten folytatódott tovább. Az aktív övzátany-sorok (A1, B1, C) tagjai rendszerint egyre keskenyebbek az ártér belsejétől az aktív meder irányába. Ezek összességében egyre erősödő szétkapcsoltságot jeleznek.

A magassági adatok ismeretében meghatároztam az övzátanyokat előntő árvizek visszatérési idejét is. Az A1 típusú övzátany-sor teljes előntéséhez 448 cm, míg a legfiatalabb tagjának vízzel való borítottságához 383 cm magas árvíz szükséges. Előbbinek a visszatérési ideje 7,8 év, míg utóbbié 3,5 év. Abból kifolyólag, hogy az A2 típusú övzátanyok-soroknál a legmagasabb övzátany minden

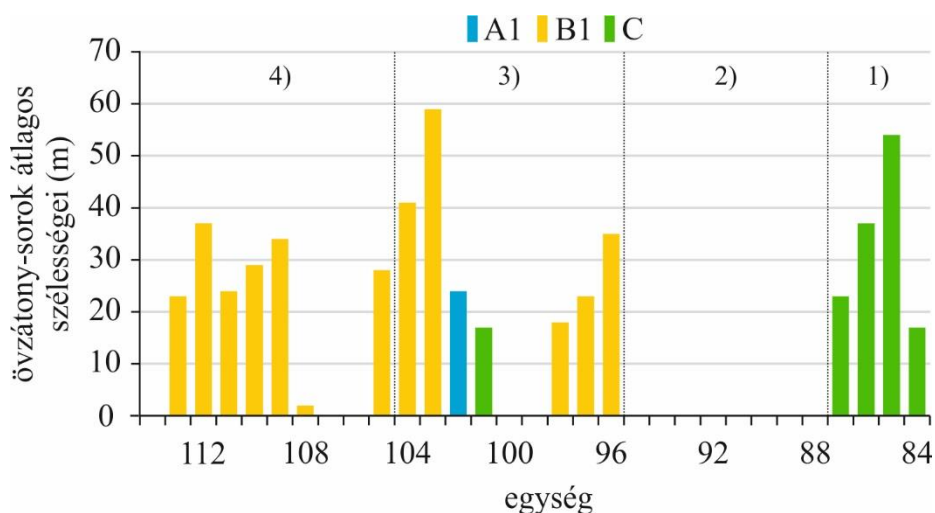
esetben a legfiatalabb is volt, ezért mind a teljes sor, mind pedig a legfiatalabb elem előntéséhez 446 cm-es vízállás szükséges, aminek a visszatérési ideje 7,3 év. Bár az A3 típusú övzátonyok átlagos magassága a legkisebb az összes övzátony közül, azonban mára már inaktívvá váltak, azaz a legnagyobb árvizek sem öntik el őket. A B típusú övzátonyok az A típusoknál alacsonyabban helyezkednek el, így a teljes sor már 404 cm-nél (visszatérési idő: 4,3 év), a legfiatalabb övzátony pedig már 374 cm-es előntés során (visszatérési idő 3,1 év) víz alá kerül. Bár a C típusú folyóhátak átlagos magassága a legnagyobb, ugyanakkor a mederszűkülés révén kialakult alacsonyabb ártéri szinteken található, így már egy 336 cm-es vízállás is elegendő a teljes övzátony-sor előntéséhez (visszatérési idő 1,9 év). A C típusú övzátony-sorok legfiatalabb tagjának előntéséhez csupán 306 cm-es vízállás szükséges, aminek a visszatérési ideje 1,6 év.

Megvizsgáltam az aktív övzátony-sorokra jellemző folyásiránybeli trendeket is, hogy megnézzem, a hordalékkúp morfológiája hogyan befolyásolja a fejlődésüket. A legmagasabb övzátonyok, valamint a legnagyobb átlagmagassággal rendelkező övzátony-sorok is jellemzően a hordalékkúp-peremi (69-87 egységek) szakaszon találhatóak (30/A. ábra). Míg a hordalékkúp peremi szakaszon a legmagasabb övzátonyok átlagosan 1,1 m magasak, addig az ártéri szakaszon már csak 0,9 m, a torkolati szakaszon pedig 0,7 m magasra nőttek. Az övzátony-sorok átlagos magasságát tekintve pedig elmondható, hogy a hordalékkúp peremi szakaszon még átlagosan 0,7 m magasak, ami az ártéri szakaszra érve 0,5 m-re, míg a torkolati szelvényben 0,4 m-re csökken (30/B. ábra).



30. ábra: A Maros magyarországi- és határszakaszán az aktív övzátony-sorok legnagyobb magasságainak (A) és átlagos magasságainak (B) változása folyásirányban; 1) hordalékkúp peremi szakasz, 2) fiók-hordalékkúpi szakasz, 3) ártéri szakasz, 4) torkolati szakasz

Hasonló, bár kevésbé jelentős különbségekkel csökken az övzátonyok átlagos szélessége is. Ez a hordalékkúp peremi folyószakaszon még átlagosan 33 m-t jelent, ami az ártéri szakaszon már csak 31 m, a torkolatinál pedig további csökkenést követően 25 m (31. ábra).



31. ábra: A Maros magyarországi- és határszakaszán az aktív övezet-sorok átlagos szélességének változása folyásirányban; 1) hordalékkúp peremi szakasz, 2) fiók-hordalékkúpi szakasz, 3) ártéri szakasz, 4) torkolati szakasz

Az övezet-sorok egymáshoz viszonyított térbeli helyzetét vizsgálva megállapítható, hogy a hordalékkúp peremi szakasz nagy fejlett és érett kanyarulatai mentén (84-87 egységek) a mederszűkülés következtében az aktív övezetek az új, alacsonyabban elhelyezkedő térszínen fejlődnek tovább, így a korábbi övezetek inaktívvá váltak, aminek eredményeként ezen a szakaszon csak C típusú övezet-sorokat találtam. Ugyanakkor az erősen szabályozott, partbiztosítások által védett torkolati szakaszon csak a szabályozások óta fejlődő, B1 típusú övezet-sorok találhatók. Az előbbiekkal ellentétben, az ártéri szakasz övezetei között találhatunk A1, B1 és C típusú aktív övezeteket is.

Az övezetek fejlődésében az árvízvédelmi töltések és a partbiztosítások is fontos szerepet játszanak, hiszen az övezetek a kanyarulat oldalirányú elmozdulása során képződnek, azonban ha a kanyarulatot stabilizálják, akkor lelassul vagy meg is állhat az övezetek fejlődése is. Az egyetlen A1 típusú övezet-sor az ártéri szakaszon (96-104. egységek) helyezkedik el, és a szemközti oldalon a folyó mindössze 20 m-re található az árvízvédelmi töltéstől. Tehát amennyiben ezt az erodáló oldalt partbiztosítással látják el, az övezet fejlődéséhez egyre kevesebb tér lesz, aminek a fejlődése így egy idő megfog szűnni. A B1 típusú, aktív övezetek képezik a torkolati szakaszon (105-114. egységek) előforduló övezet-sorok teljes egészét, illetve az ártéri szakasz alvízi részét is. A torkolati szakaszon a partbiztosítások miatt a kanyarulatok stabilizálva vannak, aminek következtében a folyó szűk mederbe (a meder átlagos szélessége 90 m) van kényszerítve. Az itt fejlődő B1 típusú övezet-sorok legmagasabb tagjai jellemzően az aktív mederhez közel találhatóak, hiszen a kanyarulatvándorlás hiányában nincs tér az övezetek szélesedésére, így inkább magasodnak. Ezzel ellentétben, szinte csak a hordalékkúp peremén (84-87. egységek) elhelyezkedő C típusú övezetek fejlődését jelentősen korlátozza a kialakult ártéri szint szélessége, a kanyarulatvándorlás üteme, ebből fakadóan pedig az árvízvédelmi töltések közelsége és a partbiztosítások jelenléte is.

A nagyvizek alakulása meghatározó a hullámtéri akkumuláció szempontjából, hiszen a formák csak akkor tudnak fejlődni, ha megfelelő mértékű hordalék-utánpótlást kapnak, ami csak akkor következhet be, amikor elönti őket a víz.

A legnagyobb és átlagos magasságok, valamint az átlagos szélességek folyásiránybeli csökkenése az esés mérséklődése (22 cm/km-ről 2 cm/km-re) mellett magyarázható az egyre kevesebb szállított hordalékkal, annak folyamatos finomodásával, illetve a meder egyre kisebb kanyarulataival és egyre mérsékeltebb szűkülésével is.

Tehát az övezet-sorok jelenléte, azok térbeli kiterjedése, valamint morfológiája utal a meder-ártér gyengülő kapcsolatára, hiszen a mederszűkülés és bevágódás következtében a korábban aktívan fejlődő, sok tagból álló övezet-sorok nagy része mára már inaktívvá vált. A meder irányába

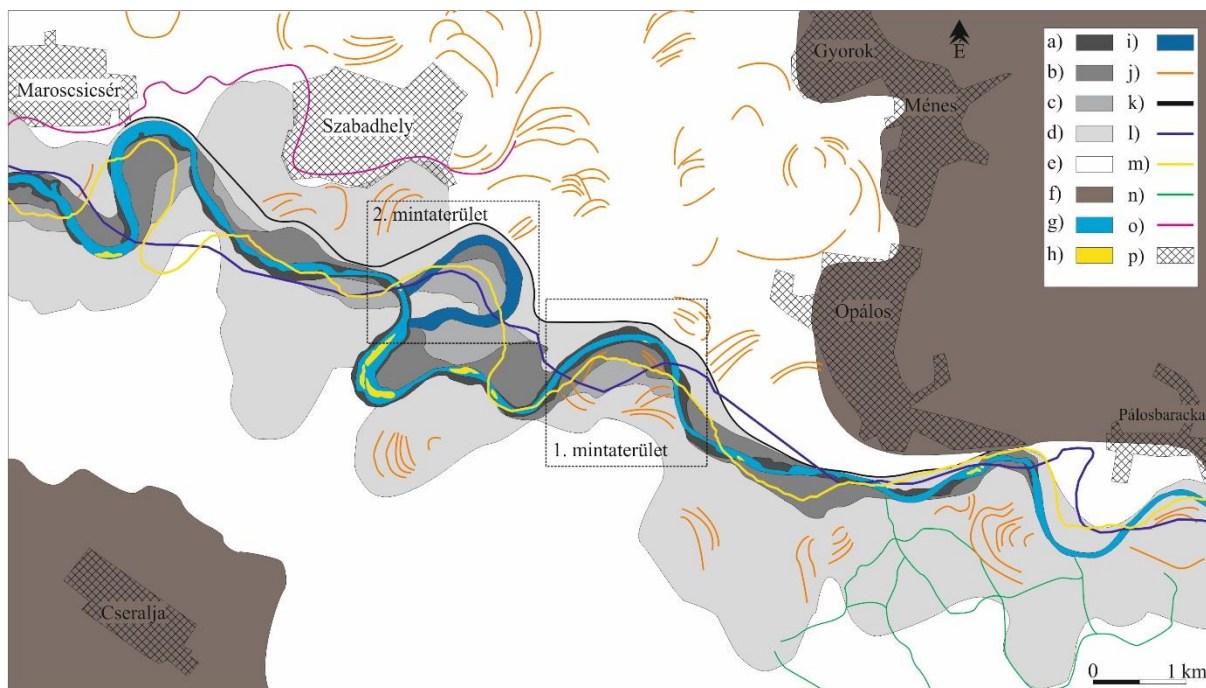
lejtő övzátóny-sorok, valamint az egyre mélyülő sarló-laposok a meder bevágódására utalnak. A fiatalabb térszíneken fejlődő övzátóny-sorok fejlődése pedig jellemzően az antropogén beavatkozások által lecsökkent kanyarulatvándorlási hajlandóság következtében folyamatosan lassul.

5.3.5. GPR keresztmetszvények elemzése

Az **Ópálos és Maroscsicsér** közötti mintaterület (1-18. egységek) a Maros bányászott szakaszán, folyásirányban legfelül helyezkedik el. Ez a terület jelentette a mederből történő, intenzív kavicskitermelés legfelső határát a 2010-es évekig. Bár a mederanyag bányászata napjainkra már megszűnt, az alacsonyabb ártéri részekben, valamint az oldal- és övzátónyokon napjainkban is számottevő kavicsot termelnek ki (Urdea et al. 2012), helyenként teljes ártéri szinteket elbontva. A nagymennyiségű kibányászott mederanyag következtében kialakuló tisztavíz erózió révén a folyó újabb hordalékot termelve mélyítette tovább a medrét. A megemelkedett hordalékhozam az esés növekedését eredményezi az alvízi szakaszon, amire a folyó, a dinamikus egyensúlyra törekedve, fokozott kanyargással válaszol (Csoma 1973, Balogh et al. 2017). Ennek megfelelően a folyószakaszon a mederszűküléssel történő ártérfejlődés a meghatározó.

A vizsgált folyószakasz **medrét** az *I. katonai felmérés idején (1784)* 16 kanyarulat és 5 sziget alkotta. A kanyarok túlnyomó része fejlett (31%) és érett (44%) volt, míg a többi fejletlen (25%) volt ($\beta_{\text{átl}} = 1,47$). A szigetek közül négy volt mederközépi és egy alakult ki a meder oldalirányú elmozdulása során.

A *II. katonai felmérés idejére (1864)* Ópálos és Hidegkút között egy, míg Szabadhelytől délre két kanyarulatot vágtak át, melyekkel összesen 3 km-rel rövidítették meg a vizsgált szakasz hosszát. A két térképezés közötti időszakban a Maros medrét intenzív kanyarulatvándorlás jellemezte, helyenként több száz méteres elmozdulással. Lippa és Ópálos (1-8. egységek) között például egy túlfejlett kanyarulat fűződött le, további 4 km-rel rövidítve meg a Maros futását a vizsgált szakaszon, ami így 17,4 km lett. Az átvágások ellenére a térképezés idején 18 kanyarulat alkotta a vizsgált folyószakaszt, azonban ezeknek csupán 56%-a volt fejlett vagy érett ($\beta_{\text{átl}} = 1,21$), a többi fejletlen. A *III. katonai felmérés (1881)* elkészültéig – jellemzően a kiegyenesített szakaszokon –, de a teljes mintaterületen általánosságban is, a folyó elkezdett kanyargóssá válni ($\beta_{\text{átl}} = 1,54$), melynek következtében a futása csaknem 40%-kal hosszabbodott, 24,3 km lett. A kanyargósság növekedését mutatja az is, hogy a felmérés idején a folyószakaszt alkotó 16 kanyarulatból 15 (94%) volt fejlett vagy érett kanyar. A meder átlagos szélessége 191 m volt (min: 83 m, max: 630 m) és helyenként 500-600 m széles medertágulatok jöttek létre. A medret a tágulatokban összesen öt mederközépi és egy avulziós sziget bontotta ágakra, tehát a folyó már ekkor felvette a Sipos (2004), valamint Sipos és Kiss (2006) által definiált lokális fonatos jellegét. A folyó sodrását jellemzően kőből és rőzséből készült terelőművekkel befolyásolták. *Napjainkra (Google Earth felvétel, 2017)* a folyószakaszt 17 kanyarulat és 10 sziget alkotja (32. ábra). A kanyarok zöme a fejlett és az érett (71%) kategóriákba tartozott, míg álkanyarok (24%) és túlfejlett (5%) kanyarulat csak néhány volt ($\beta_{\text{átl}} = 1,65$). Bár a szigetek száma nőtt a korábbi vizsgálati időponthoz képest, méretük jelentősen csökkent. Kialakulásukat tekintve nyolc volt mederközépi, egy alakult ki avulzióval, egy pedig a meder oldalirányú vándorlása során. A folyószakasz hossza a közel 135 év alatt mindössze 1,5 km-rel nőtt, míg szélessége 53%-kal, 89 m-re csökkent (min: 42 m, max: 302 m).



32. ábra: Az Ópálos és Maroscicsésr közötti mintaterület geomorfológiai térképe; a) I. ártéri szint; b) II/A. ártéri szint; c) II/B. ártéri szint; d) II/C. ártéri szint; e) II/D. ártéri szint; f) lejtő; g) aktív meder; h) aktív sziget; i) inaktív meder; j) övzátony; k) gát; l) II. katonai felmérésen a Maros futásvonala; m) III. katonai felmérésen a Maros; n) egykori fokhálózat; o) egykori lokális töltés; p) település

A vizsgált folyószakaszon kijelölt két mintaterület mentén rövidtávú parteróziós méréseket is végeztem. Méréseim alapján a 2015. november és 2017. január között eltelt időszakban az ópálosi kanyarulat (1. mintaterület; 11. egység) mentén a parthátrálás átlagos üteme 0,6 m/év volt, míg a legnagyobb partelmozdulás 1,7 m/év-nek adódott. A 2017 január és 2018 január között eltelt évben a parterózió átlagos sebessége közel azonos volt (0,7 m/év), maximuma pedig 82%-ára (1,4 m/év) csökkent. A Szabadhelyi kanyar (2. mintaterület; 15. egység) aktív mederhez közeli részén, ahol az inaktív kanyarulat nyaka található, hasonló tendencia figyelhető meg, mint az előző mintaterületen. A partelmozdulás átlagos üteme 2015 novembere és 2017 januárja között 1,3 m/év volt, legnagyobb mértéke pedig 3,9 m/év. A 2017 január és 2018 január között eltelt évben a parterózió átlagos üteme 1,5 m/év-re (+15%), míg legnagyobb értéke 4,2 m/évre (+8%) nőtt.

A Maros medrét érő antropogén hatások jelentősen átformálták a folyó arculatát. A szabályozások ugyan kiegyenesítették a folyó medrét, kibillentve ezzel természetes egyensúlyából, azonban a kezdeti kis, fejletlen kanyarok idővel nagy, fejlett vagy érett kanyarokká formálódtak, így az I. katonai felmérés idején (1784) mért kanyargóssági értéket ($\beta_{\text{át}} = 1,65$) a 2017-es Google Earth felvétel idejére már el tudta érni a folyó.

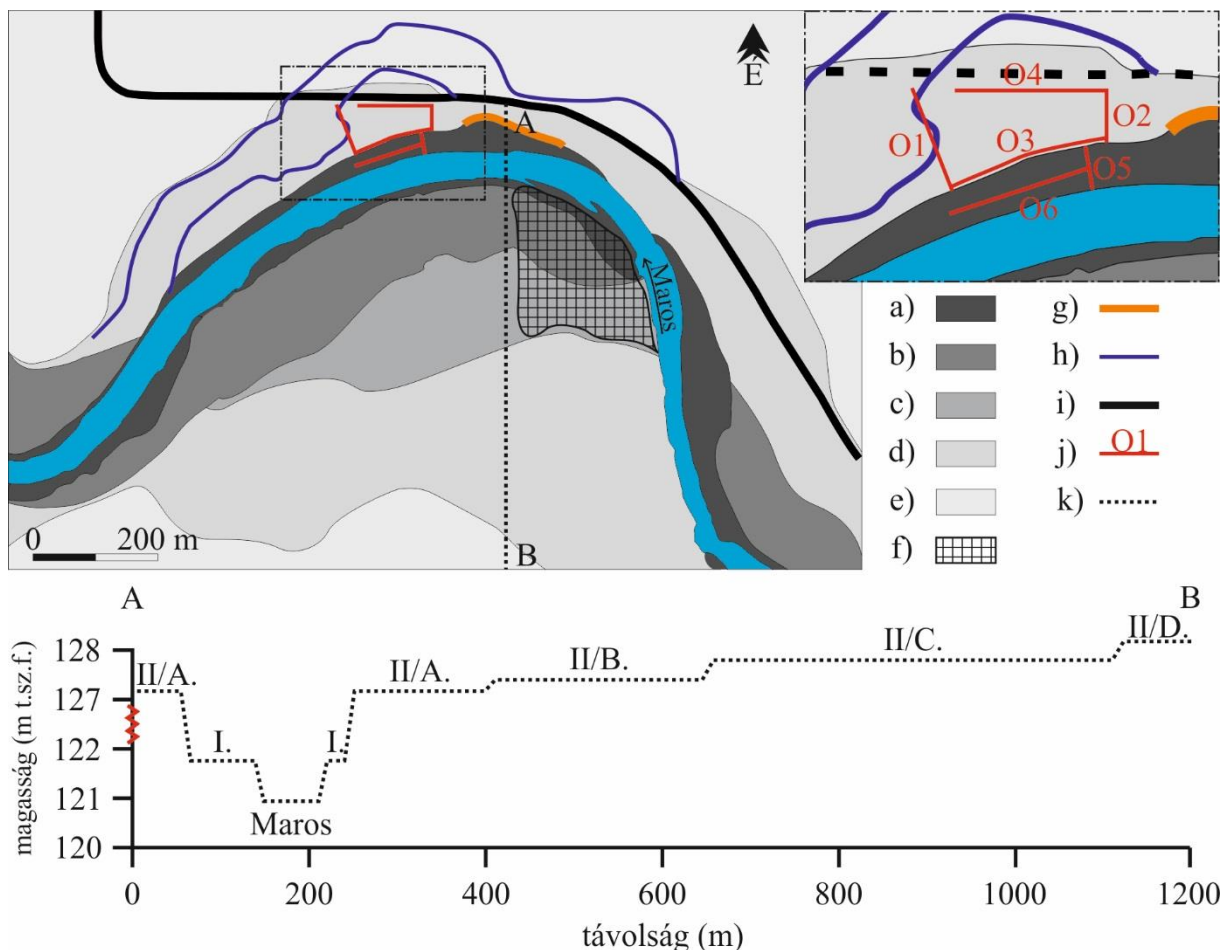
Az 1950-es évektől elkezdődő bevágódás mértéke a bányászott folyószakasz folyásirányban vett felső végénél (5. egység) még csak 153 cm, az ópálosi (1. mintaterület; 8. egység) kanyarulatnál 395 cm, míg a Szabadhelytől délre (2. mintaterület; 15. egység) elhelyezkedő kanyarulatnál már 644 cm. A bevágódás következtében a korábbi ártéri szintek inaktívvá váltak és az egykori partél, valamint a meder között egy alacsonyabban elhelyezkedő, új ártéri szint kezdett fejlődni. Fontos hangsúlyozni, hogy a különböző magasságú ártéri szintek lokálisan maradtak csak fenn, ezért csak egy-egy szakaszon belül lehet őket egymással párhuzamba állítani. A II. ártéri szintet tovább tagoltam a rajta található kisebb peremek alapján. Ezen peremek futása arra utal, hogy a bevágódás időszakosan történt, vagy a korábbi kanyarulatvándorlás során a meder fokozatosan lecsúszott az éppen aktuális ívéről. A terepi méréseink során gyűjtött adatokból, valamint a geomorfológiai térképezés alapján az I. és a II. mintaterületen négy-négy kisebb – egymással összeegyeztethető –

ártéri szintet különböztettem meg a II. szinten belül. A II/A.-II/D. ártéri szintek között rendre 0,2-0,4 m, összesen pedig 1,2 m magasságkülönbség van.

Az *I. katonai felmérés (1784) idején* kisebb (3-4 km) lecsapoló medrek az egész, részletesen vizsgált **ártér**részen megtalálhatók voltak, azonban a Maros bal partján, Temeshidegkúttól északra egy nagyobb, összetett fokhálózat is kialakult, melynek egy morotva is a részét képezte. Ennek a fokhálózatnak a hossza hozzávetőlegesen 16 km volt. A felmérés idején mindössze néhány km hosszan, de a települések közelében már megkezdődtek a töltésépítések. Összefüggő töltésrendszer azonban még nem épült, így a kanyarulatvándorlást, valamint az árvizeket leginkább csak a domborzat korlátozhatta. Lippától Ópálosig az ártér északi peremét a Zarándi-hegység jelentette, míg Ópálostól Maroscsicsérig csak a településeket védő töltések szabtak gátat az árvizeknek. Ezzel szemben a Maros bal partján a domborzat miatt az ártér szélessége 2-3 km volt. A *II. katonai felmérés elkészültére (1864)* a kiterjedt fokrendszer a kanyarulatvándorlás során keletkezett, valamint az átvágások által létrejött morotvák és inaktívvá vált mederágak által tovább növekedett. Mivel a Maros medre jellemzően É-ÉK irányba vándorolt a két időszak között, ezért a folyó jobb partján mindössze néhány kisebb, 3-5 km hosszú lecsapoló meder volt csak látható. A helyi jellegű szabályozási munkálatok során, a kiágazó vízfolyások elgátolásával igyekeztek megakadályozni az árvizek szétterülését (Török 1977). Míg a Maros bal partján a települések rendszerint a magasabb teraszokon alakultak ki, addig a jobb parti, Lippa és Hidegkút közötti településeket nem védte semmi a közeli, kiterjedt fokhálózattól, így itt a korábbi, lokális árvízvédelmi töltéseket magasították és hosszabbították meg. A *III. katonai felmérés (1881) idejére* a Maros bal partján lévő, Lippa és Ópálos közötti, kiterjedt fokhálózat sikeres elgátolásával megszüntették a vízrendszer vízutánpótlását, ami így teljesen kiszáradt. Megkezdődtek az összefüggő töltésépítések, melyek első lépéseként a levágott és lefűződött kanyarulatok nyakánál emeltek árvízvédelmi töltéseket. A bal parti töltésépítést a Felső-Torontáli Ármentesítő Társulat (1858) végezte, jellemzően pontos műszaki tervezés nélkül. Ezzel ellentétben a folyó jobb partján, a Körös-Tisza-Maros Ármentesítő és Belvízszabályozó Társulat (1885) végzett átfogó töltésépítési munkálatokat a 20. sz. elején, immár komoly műszaki hangsúlyt fektetve a vízrendezési feladatok kivitelezésére (Sipos 2006). A töltésépítések eredményeként a folyó ártere 3,5-5,5 km-re szűkült. Az 1950-es évektől jellemző bevágódás következtében a folyó *napjainkra (Google Earth felvétel, 2017)* már nagyvízkor sem éri el a korábbi ártéri rész peremét, így az ártéren található morotvák és lecsapoló medrek teljesen kiszáradtak. A folyószakasz formakincsét nagyban meghatározza az intenzív kavicsbányászat, hiszen maga a bevágódás is a mederből történő kavicskitermelés eredménye. Ráadásul a bányászat során az alacsonyabb ártéri szinteket is rendre elbontják, továbbá az ártéren nagy kiterjedésű bányatavakat hoznak létre.

Ópálosi kanyarulat (1. GPR mintaterület; 8. egység)

A GPR szelvényezés során vizsgált mintaterületek közül az Ópálostól DNY-ra található kanyarulat volt folyásirányban a legfelső. A kanyarulat mentén az ezredfordulóig intenzíven bányászták a kavicsot a mederből, azonban napjainkban, a törvényi szabályozásoknak köszönhetően, a kavics kitermelése már csak az ártéren zajlik (Urdea et al. 2012). A bányászat okozta bevágódás következtében a Maros mentén kialakult egy jelenleg is aktív, alacsonyabb ártéri szint, ami keskeny sávként övezi a jelenlegi medret. Az érintett szakaszon az ártér alakításában 1881-ig a kanyarulat-fejlődés és a szabályozások, míg 1881 és 2017 között a kanyarulat-fejlődés, a mederszűkülés és a bevágódás voltak a meghatározó folyamatok (Balogh et al. 2017). A kanyarulatvándorlás során a kanyarulat egyre délebbre helyeződött át, gyakorlatilag az egykori belső ívét erodálva. Ez a folyamat még a töltésépítések előtt elkezdődhetett, hiszen a 20. században megépített, jelenleg is funkcionáló gát az inaktív medren halad keresztül (33. ábra).



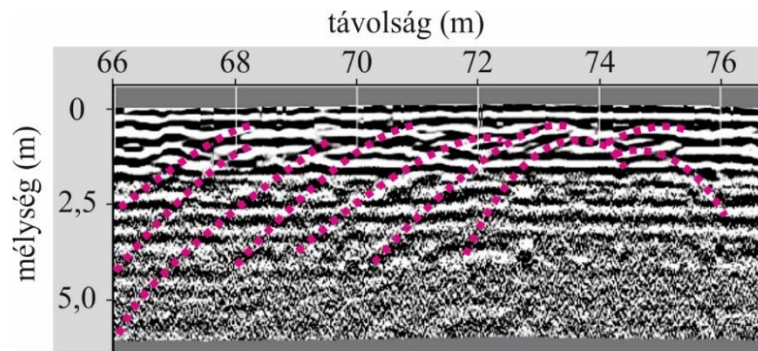
33. ábra: Az ópálosi kanyarulat geomorfológiai térképe és az ártér idealizált keresztmetszete; a) I. ártéri szint; b) II/A. ártéri szint; c) II/B. ártéri szint; d) II/C. ártéri szint; e) II/D. ártéri szint; f) kavicsbánya; g) egykori partvédelem; h) inaktív meder; i) gát; j) GPR szelvények; k) ártéri keresztmetszvény

A kanyarulat mentén összesen hét GPR szelvényt készítettünk, melyek közül kettő párhuzamos az aktív mederrel, négy merőleges rá, egy pedig párhuzamos az árvízvédelmi töltéssel.

O1 szelvény

A radarfelvétel a II/C. magasabb ártéri szinten készült, a gát lábától az ártér peremének irányába, a jelenkori mederre merőlegesen. A terepi viszonyok és a GPR szelvények is arra utalnak, hogy a szelvény az inaktív meder egy kiszélesedő, tágabb szakaszát, valamint az ahhoz tartozó belső ívet reprezentálja, az inflexióhoz közel.

A szelvény első 66 méterén, ami az egykori medren keresztül készült, nem voltak kivehető formák és a radar mindössze 1,5 m-es mélységig tudott lehatolni. Az inaktív meder partján egy 8 m széles, 7 üledékrétegből felépülő oldalzátóny látható, ahol a zátóny üledékrétegei 0,5-1,0 m-es vastagságúak (34. ábra). A vékony, közel egyenletes vastagságú üledékrétegek arra utalnak, hogy a lerakódásuk egymást követő árvízi eseményekhez köthető.



34. ábra: Övzátany épülése az O1 szelvény mentén (részlet)

Az övzátanyok anyaga finomodik az egykori meder felé haladva, amit jól mutat, hogy míg az inaktív mederhez közelebbi tagok még 6 m mélységig látszanak a szelvényen, addig a medertől távolabbiak már csak 4 m-ig. A sűrűn rétegzett formaegyüttest egy 14 m széles, 4 m magas övzátany követi, ami 3 periódusban magasodott. A szelvény fennmaradó részében hét övzátany követi egymást. Az övzátanyok 8-16 m szélesek és 3-6 m magasak. A köztük lévő sarlólaposok mindössze 1-6 m szélesek és a bennük látható réteghatárok alapján 3-4 periódusban töltődtek fel. Az övzátanyok a jelenlegi meder felé haladva egyre mélyebben helyezkednek el.

O2 szelvény

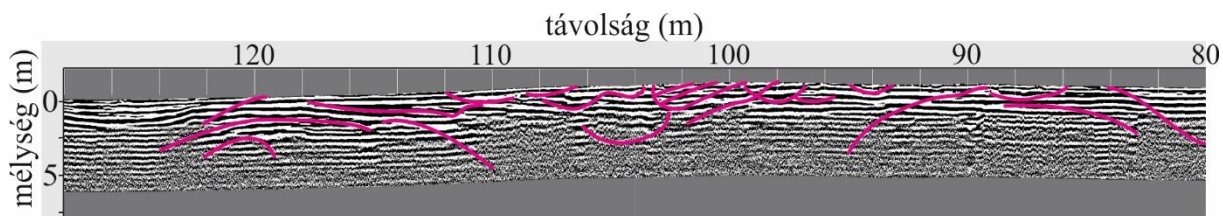
A szelvény a magasabb ártéri szinten (II./C) készült mind az árvízvédelmi töltés, mind pedig a tereplépcsőre merőlegesen.

A szelvény tereplépcső felőli kétharmadán oldalzátany épülésére utaló formák találhatók. Míg 3-6 m-es mélységben 6-12 m széles zátonyttestek követik egymást, addig felettük, 0-3 m-es mélységben kisebb, 4-8 m széles üledékrétegek rakódtak le. A felsőbb üledékekre a ferde rétegzettség jellemző, ami egyben megmutatja fejlődésük irányát is. Míg a mélyebben elhelyezkedő zátonyttestek mélysége a jelenlegi meder irányába csökken, addig a sekélyebben található a jelenlegi meder irányába egyre nő. A szelvény fennmaradó harmadán széles, keresztirányban rétegzett üledékréteg határok láthatók, ami oldalzátany fejlődésre utalnak.

O3 szelvény

A radarszelvény a II./C. ártéri szinten készült, a teraszszint peremével párhuzamosan, az O1 és O2 szelvények övzátanyait és sarlólaposait részsütosan metszve.

A GPR felvétel folyásirányban vett felső harmadán mindössze két sarlólapost találhatunk, melyekben az üledék rétegzettsége jól láthatóan kirajzolja a feltöltődésük ütemét. Ezt követően a szelvény két övzátanyt, valamint a köztük elhelyezkedő sarlólapost metszi részsütosan (35. ábra). Az övzátanyok magassága 4-5 m közötti. Míg az inaktív medertől távolabbi övzátany felszíne a jelenlegi felszint képezi, addig a közelebbit már 1 m vastag üledék fedi, tehát az övzátanyok az inaktív meder irányába lejtnek. A kirajzolódó réteghatárok alapján az övzátanyok 2-3 periódusban magasodtak, szélesedtek, míg a köztük található sarlólapos feltöltődésében az oldalirányú rétegzettség volt a meghatározó és 4-5 periódusban töltődött fel. Az övzátanyok alatt egy újabb sarlólapost láthatunk, melynek szélessége 28 m, maximális mélysége pedig 2 m. Feltöltődése feltehetően 3 periódusban zajlott le. Az inaktív mederhez közeledve egyre kevesebb forma vehető ki a felvételtől. A szelvény folyásirányban vett alsó harmadán mindössze néhány sekélyebb sarlólapost, egy övzátanyt, valamint egy az egykori meder közvetlen közelében látható oldalzátanyra utaló rétegződést láthatunk. Az övzátany 3 periódusban magasodhatott, továbbá az oldalzátany vándorlását is 3 szorosan egymásra épülő réteg jelzi.

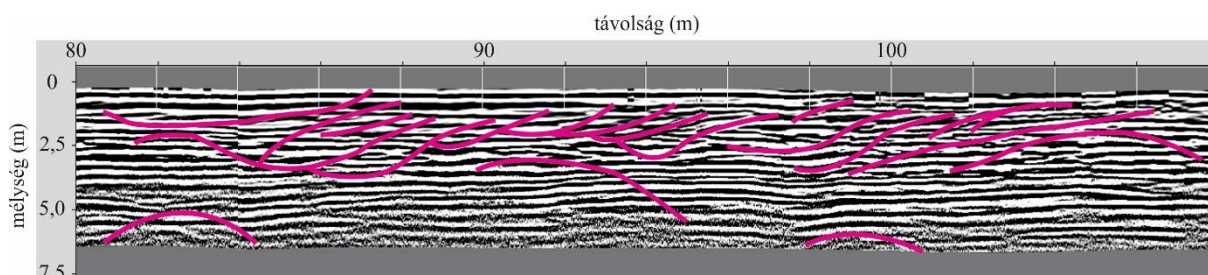


35. ábra: Övzátányok az O3 szelvény mentén (részlet)

O4 szelvény

A radarszelvény a II/C. ártéri szinten készült, az árvízvédelmi töltéssel párhuzamosan, az O1 és O2 szelvények övzátányait és sarlólaposait részütosan metszve, de a kanyarulat csúcsához közelebb, mint az O3 szelvény.

A felvétel folyásirányban vett felső harmadán, az inaktív meder inflexiójának közelében, egy öttagú övzátány-sor rajzolódik ki, a tagok fejlődésére utaló rétegzettséggel. Az inflexióhoz legközelebbi két övzátány szorosan követi egymást, a köztük lévő sarlólapos minimális szélességű. Az övzátányok alapját egy-egy nagyobb zátonytest alkotja, melyre a későbbi árvizek során kisebb üledékrétegek rakódtak le, összesen 3-5 periódusban. A nagyobb zátonytestek inaktív medertől távolabbi oldala jellemzően lankásabb, így a kisebb rétegek is egyre mélyebben helyezkednek el az inaktív medertől távolodva. A következő három övzátány között egyre szélesebb sarlólaposok találhatóak, melyek jellemzően 3-4 periódusban töltődtek fel. Az övzátányok magasodása itt már csak 2-3 periódusban zajlott le. Az alsóbb rétegek jellemzően az inaktív meder felé lejtnek, míg a felsőbb üledékrétegek már közel azonos magasságban vannak. A GPR szelvény középső harmadán két övzátány, valamint a köztük elterülő szélesebb surrantó látható. Az övzátányok magassága 3-4 m, valamint 2-3 periódusban fejlődtek. A köztük lévő surrantó feltöltődésében az oldalirányú rétegződés volt a meghatározó. A surrantó közepén egy kisebb, 6-7 m széles övzátány vonalai rajzolódnak ki (36. ábra).



36. ábra: Övzátány-sor épülése az O4 szelvény mentén

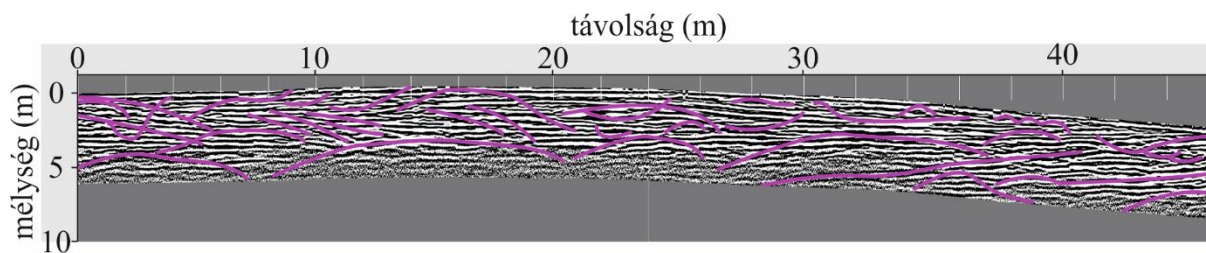
A szelvény fennmaradó harmadában – ahol a GPR jellemzően 3 m-ig tudott behatolni – hat övzátány követte egymást, köztük kisebb-nagyobb távolsággal. Az övzátányok 2-3 periódusban magasodtak, míg a sarlólaposokban csak részlegesen vehetőek ki réteghatárok, így azok feltöltődésére nem tudunk következtetni.

O5 szelvény

A GPR felvétel az alacsonyabb ártéri szinten (I.) készült, a II/C. és az I. szintek közötti tereplépcső lábától a jelenkori meder irányába, utóbbira merőlegesen.

A felvétel első 38 méteren, két egymás felett elhelyezkedő övzátány-sor látható. Az alsó formaegyüttesnek négy tagja látszik, melyek 2-5 m szélesek, azonban feltehetően csak részben látszanak, 5-6 m mélységben. A felsőbb övzátány-sor nyolc tagja 0,5-4 m mélységben található, szélességük 2-5 m közötti, magasságuk pedig 0,5-1,5 m között alakul (37. ábra). Míg a formaegyüttes gáthoz közelebbi övzátányai jellemzően 0,5-2 m mélységben vannak a jelenkori felszíntől, addig a meder felé haladva mélységük egyre nő (2-4 m), tehát a jelenkori meder irányába lejtnek. A szelvény második felében újabb, egymás fölött elhelyezkedő övzátány-sorokat láthatunk. A GPR felvétel 4-6 m közötti mélységében nagyobb, 4-8 m széles és 1-3 m magas övzátányok követik szorosan egymást,

míg a köztük található sarlólaposok mindössze 1-2 m szélesek. A négy övzátóny a jelenkori meder irányába egyre magasodik. A felső formaegyüttes ugyancsak négy övzátónyból épül fel, azonban az alsóval ellentétben ezeknek a rétegzettsége jobban kirajzolódik, így látható, hogy 1-3 periódusban magasodtak. Szélességük 4-6 m, magasságuk pedig 1,5-3 m közötti. Ellenben az alsóbb övzátónysorral, itt a tagok a jelenlegi meder irányába lejtnek.



37. ábra: Övzátóny-sor épülése az O5 szelvény mentén (részlet)

O6 szelvény (152 m)

A radarfelvétel a jelenkori mederrel párhuzamos és az alacsonyabb ártéri szinten (I.) készült, a tereplépcső és a meder közötti távolság felénél.

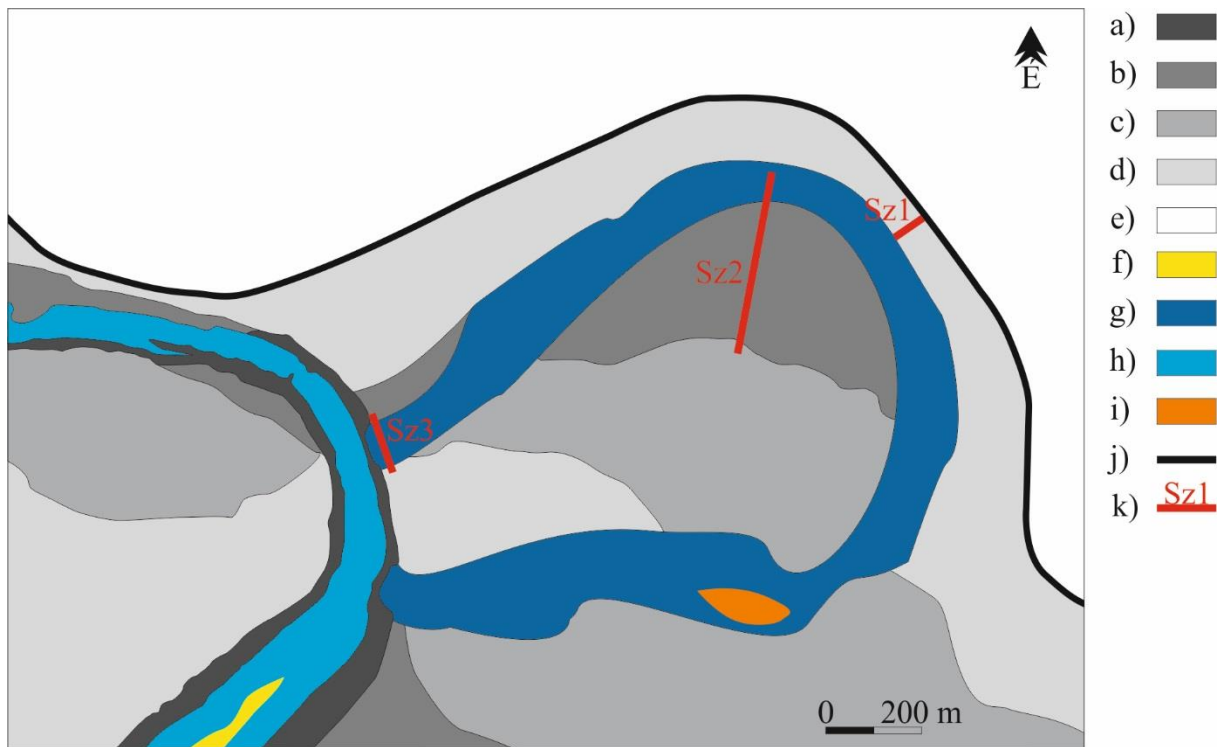
A GPR szelvény folyásirányban vett felső végén (0-36 m) három nagyobb, részben egymásra épülő oldalzátóny követi egymást 0-5 m mélységben. A zátonytestek szélessége 10-14 m, valamint 4-6 periódusban épültek fel. Az alsóbb (3-5 m) rétegek jellemzően 8-12 m, míg a felsőbb rétegek (0-3 m) már csak 1-4 m szélesek. A következő 100 méteren egy egykori mederág, valamint a feltöltődésére utaló, ferdén rétegzett üledékhatárok rajzolódnak ki. A GPR korlátozott behatolási mélysége (5 m) miatt nem látszik a teljes forma alja, csak az egykori partjai. Feltöltődésében a rétegek nagyjából 0,5-1 m-re követik egymást és folyásirányban egyre sekélyebben helyezkednek el.

Az inaktív kanyarulat tehát a töltések megépítése előtt még megnyúltabb volt és a jelenlegi töltéseket keresztezve folyt. A későbbiekben, az éppen aktív meder feltehetően egy sarlólaposba helyeződött át (*chute-cutoff*) – hiszen a mintaterületen történt kanyarulat-átvágásról nem találtam feljegyzést –, ezzel rövidítve a kanyarulat ívhosszát. Az új meder bevágódott, míg a korábbi inaktívvá vált. A kanyarulat belső ívén található kisebb szintek, valamint az inaktív övzátóny-sorok a kanyarulat lefűződése előtti intenzív parthátrálásra utalnak.

Szabadhelyi kanyarulat (2. mintaterület; 15. egység)

A részletesen vizsgált mintaterület Szabadhelytől délre (15. egység) található, folyásirányban mindössze 3,5 km-rel az ópálosi kanyarulat alatt. A szakaszon ugyancsak intenzív homok- és kavicsbányászat zajlott, melynek következtében a meder jelentősen bevágódott (644 cm). A folyószakasz mentén, az inaktív (II.) ártéri szinten található egy inaktív kanyarulat (38. ábra), amit 1881 és 2017 között vágtak át.

A kanyarulat mentén összesen két GPR radarfelvétel készítettünk, melyek közül egy az inaktív kanyarulat külső ívén, annak partjára merőlegesen, a magasabb ártéri szinten (II/C.) készült. Az inaktív kanyarulat medrének legmélyebb pontja a külső ív mentén található, így az egykori mederfal igen meredek, ezért GPR szelvényt nem tudtunk készíteni rajta. A tereplépcső magasságkülönbsége 5,4 m. A belső ív mentén készült szelvény az inaktív meder partjától a kanyarulat nyaka felé tart, a kisebb ártéri szintekre (II/A-II/B.) merőlegesen, egészen az inaktív meder legmélyebb pontjáig, beleértve a lankásabb mederfalat is. Továbbá készült még egy radarfelvétel a lefűződött kanyarulat nyakánál, ami áthalad az inaktív medren és egyben párhuzamos a jelenlegi mederrel is.



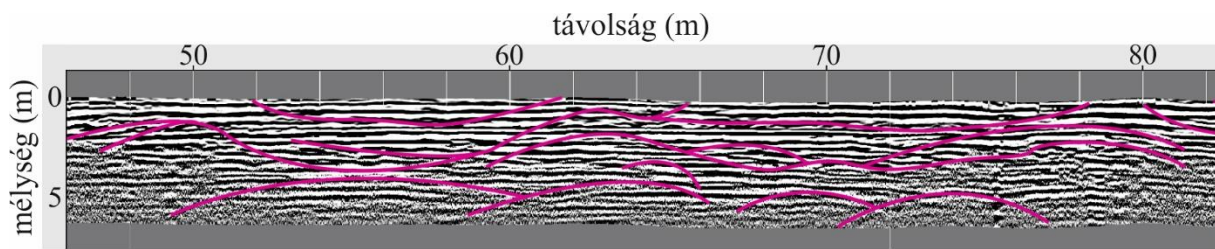
38. ábra: A szabadhelyi kanyarulat geomorfológiai térképe és az ártér idealizált keresztmetszete; a) I. ártéri szint; b) II/A. ártéri szint; c) II/B. ártéri szint; d) II/C. ártéri szint; e) II/D. ártéri szint; f) aktív sziget; g) inaktív meder; h) aktív meder; i) egykori sziget; j) árvízvédelmi töltés; k) GPR szelvények

Sz1 szelvény

Az egész szelvényen mindössze három kisebb átfolyás látható, melyek szélessége 10-16 m közötti, maximális mélységük pedig 2-3 m. Ezek mára már teljesen feltöltődtek. A feltöltődésüket jelző réteghatárok nem kivehetőek.

Sz2 szelvény

A szelvény mentén az inaktív övzátöny-sor 18 tagja rajzolódik ki. A kilenc legidősebb övzátöny szélessége 4-8 m, míg magasságuk 1,5-3 m közötti. A köztük lévő sarlólaposok szélessége 1-3 m, továbbá az övzátöny-sor tagjai az inaktív meder felé haladva egyre mélyebben helyezkednek el. Míg a legidősebb – az inaktív medertől legtávolabbi – övzátöny felszíne a jelenkori felszín képezi, addig a kilencedik övzátónyt már 2 m vastag üledékréteg borítja. Az inaktív meder felé haladva, a következő kilenc övzátöny szélessége 6-12 m, magasságuk pedig 1,5-3 m közötti. A köztük lévő sarlólaposok szélessége itt már 2-5 m között alakult, ami jóval nagyobb, mint az idősebb övzátönyoknál mért. Az inaktív meder felé közeledve mélyességük csökken, ugyanakkor magasságuk nő, továbbá egyre sekélyebben helyezkednek el, azaz, míg a távolabbi zátonytestek rendre a 1-2 m mélységben találhatóak, addig a meder közelében lévő három övzátónyt már csak 0-0,5 m üledék borítja. Az inaktív mederhez legközelebbi három övzátöny rétegzettsége jól kivehető a GPR felvételen, miszerint rendre 4-5 periódusban magasodtak, továbbá a kirajzolódó réteghatárokból látható, hogy míg az alsóbb rétegek az inaktív meder felé lejtettek, addig a rátelepedő üledékek a meder partja felé egyre vastagabbak, azaz az övzátönyok lejtése fejlődésük során megváltozott (39. ábra).

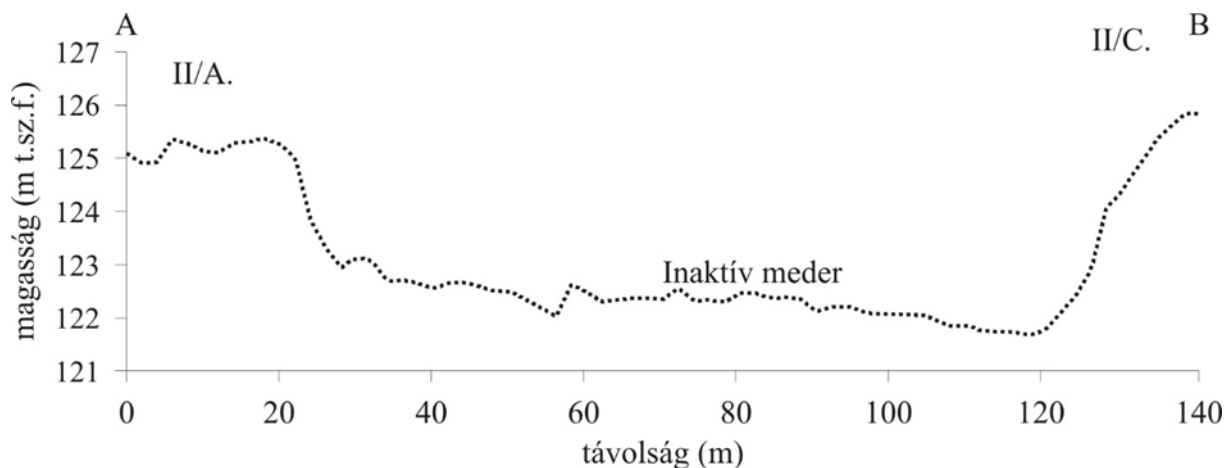


39. ábra: Inaktív övzátányok az Sz2 szelvény mentén

A mélyebben elhelyezkedő övzátányok felett rendre 10-14 m széles és 0,5-1,0 m mély átfolyások találhatók. A mederfalán, illetve a II/A. ártéri szinten nagy, több tíz méter széles kereszt rétegzett formák jelölik az egykori meder vándorlásának ütemét jelezheti.

Sz3 szelvény

Az inaktív meder legmélyebb pontja, illetve az egykori partél között csaknem 2,7 m különbség van. A szelvény mentén az inaktív mederben mindössze egy-két kisebb 3-6 m széles és 1-1,5 m mély átfolyást, valamint hasonlóan kevés 2-3 m széles és 1-1,5 m magas mederközépi zátonyt láthatunk. Jól kirajzolódó formaegyüttes csak a meder partjainál látható, ahol három-három szoroson egymáshoz kapcsolódó, 3-6 m széles és 1-2 m magas oldalzátány sorakozik egymáshoz közel (40. ábra).



40. ábra: A szabadhelyi mintaterületen található inaktív kanyarulat nyakánál készült keresztiszelvény

A szelvényeken beazonosított inaktív övzátányok alapján arra következtethetünk, hogy mielőtt a részletesen vizsgált kanyarulat nyaka átszakadt (*neck cut-off*), a kanyarulat mentén egy ideig erőteljes bevágódás volt a jellemző, hiszen az övzátányok az inaktív meder irányába lejtettek. Ezt az eróziós ciklust egy feltöltődési ciklus követte – ami egészen a kanyarulat nyakának átszakadásáig tartott. Ebben a ciklusban az övzátányok egyre magasodtak és a köztük lévő sarlólaposok legmélyebb pontja is egyre sekélyebben követték egymást.

Mondorlak – Angyalkút

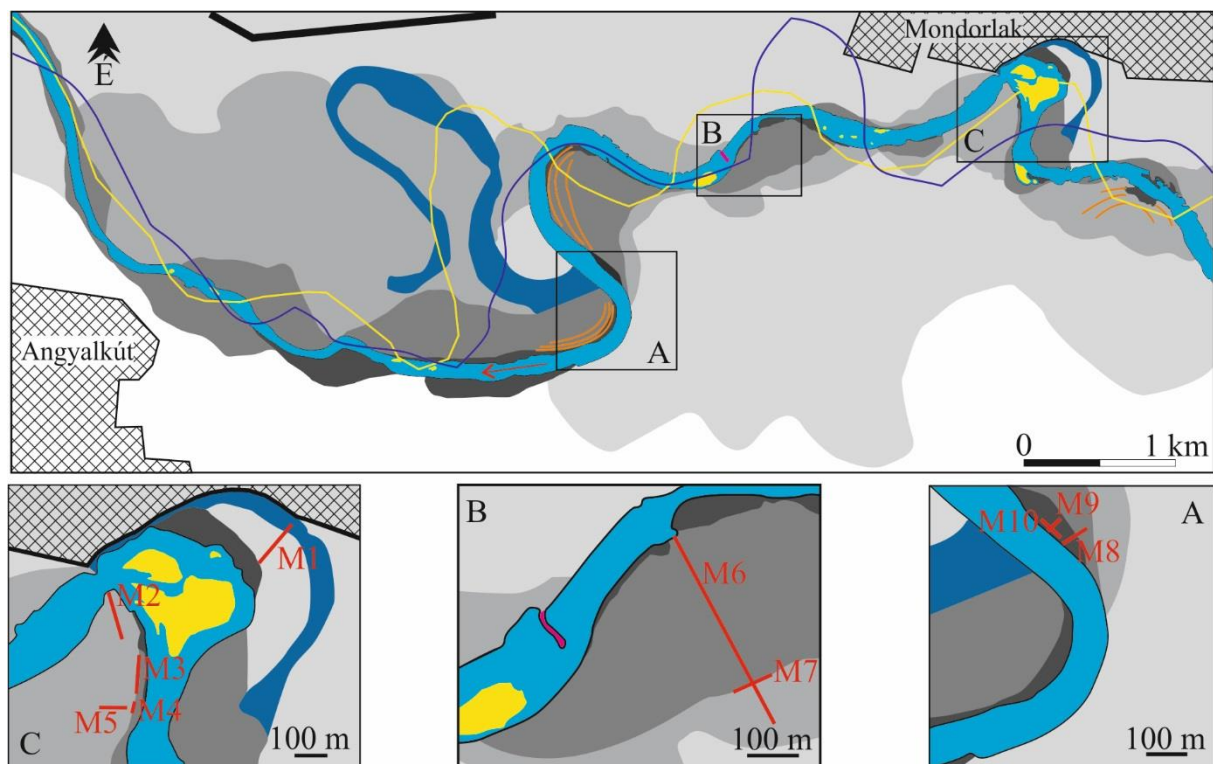
A részletesen vizsgált folyószakasz a bányászott szakaszon Maroscsicsér és Angyalkút községek között (19-26. egységek) található, folyásirányban közvetlenül az előző mintaterület alatt. A kavics- és homokkitermelés mértéke, valamint a meder bevágódása itt volt a legnagyobb. A bányászat által kialakuló bevágódás mértékét tovább növelte a felsőbb szakaszon meginduló nagymennyiségű hordalék, amivel a folyó tovább erodálta a medrét és partjait. Az ártér fejlődésének meghatározó módjai a kanyarulatvándorlás, valamint a meder szűkülése és bevágódása, ugyanakkor nem feledkezhetünk meg a szigetek partba olvadásáról sem, hiszen az I. katonai felmérés óta számos sziget alakult ki, illetve nőtt a parthoz a mintaterületen.

A vizsgált mintaterületen a Maros **medrét** az *I. katonai felmérés (1784)* idején még 14 kanyarulat alkotta, melyek túlnyomó része fejlett (36%) vagy érett (36%) volt. A fejletlen kanyarok mindössze a teljes szakasz 21%-át jellemezték, továbbá egy túlfejlett (7%) kanyarulat is megtalálható volt ($\beta_{\text{átl}} = 2,05$). A medret két nagy, a meder oldalirányú vándorlása során kialakult, valamint egy kisebb, mederközépi sziget tagolta. A *II. katonai felmérés idejére (1864)* a vizsgált folyószakasz egy csaknem 7 km hosszúságú szakasza egy új mederbe helyeződött át avulzióval. Ennek következtében a folyó 1,5-2,5 km-rel északabbra került, továbbá jelentősen megváltozott a futása. Az új mederbe terelődött folyószakasz hossza 9 km-re csökkent és már csak 11 kanyarulat alkotta, melyek több, mint fele (55%) fejletlen, illetve álkanyar volt. Fejlett kanyarulatokból mindössze négy, míg érettből csupán egy volt a mintaterületen. Tehát a szakasz kanyargóssága jelentősen lecsökkent ($\beta_{\text{átl}} = 1,21$). A *III. katonai térképezés (1881)* idejére a folyószakaszon végrehajtottak egy átvágást, amivel 1,3 km-rel csökkentették a Maros folyáshosszát. Ennek ellenére a folyószakasz kanyargósabb lett az eltelt 17 év alatt és a kanyarulatvándorlások eredményeként a futáshossza 13,9 km-re nőtt. A kanyarulatok száma mindössze 10 volt, azonban érettségük jelentősen megnőtt ($\beta_{\text{átl}} = 1,36$), hiszen 90%-uk már fejlett (50%) vagy érett (40%) volt, míg álkanyarból (10%) mindössze egy volt. A meder átlagos szélessége 242 m (min: 97 m, max: 629 m) volt a felmérés idején, és 11 sziget tagolta. A szigetek közül hét volt mederközépi, három alakult ki a meder oldalirányú elmozdulása révén, egy pedig avulzióval. A *Google Earth felvétel (2017)* idejére a folyószakasz némiképp egyenesebb lett ($\beta_{\text{átl}} = 1,32$). A 12,4 km hosszúságú folyószakaszt 13 kanyarulat alkotta a felvételezés idején, melyek 77%-a volt fejlett (54%) vagy érett (23%) és mindössze 23%-a fejletlen. A meder szélessége csaknem 56%-kal csökkent a két időpont között, így az átlagos mederszélesség 107 m (min: 48 m, max: 343 m) volt. A szigetek száma ötre csökkent (7. ábra). A III. katonai felmérés idején a Mondorlak (21. egység) alatt elhelyezkedő három nagy szigetből napjainkra egy már a partba olvadt. A kisebb szigetek jellemzően mederközépi szigetek, melyek zátonyok stabilizálódása, valamint mederakadályoknál felhalmozódó hordalék révén jöttek létre. A Maros teljes alföldi szakaszát tekintve az 1950-es évektől elkezdődött bevágódás a Mondorlak alatti szakaszon a legnagyobb, 662 cm.

Az avulziós folyamat, valamint a kanyarulat-átvágások következtében a folyószakasz futása jelentősen megváltozott. A 19. sz. végére a folyószakaszt ismét intenzív parterózió jellemezte, aminek következtében egyre kanyargósabb lett. A 20. sz. végére azonban az átvágásnak és szabályozási munkálatoknak köszönhetően újra egyenesebb lett a medre, ami az intenzív mederbevágódás következtében napjainkra sem lett kanyargósabb.

A rövidtávú parteróziós méréseket a legintenzívebben bevágódó szakaszon végeztem el. Míg a 20. egységben a partelmozdulás éves átlaga 2015 novembere és 2017 januárja között 1,3 m/év volt, addig 2017 januárja és 2018 januárja között már csak 0,3 m/évnek adódott. A legnagyobb ütemű elmozdulás is jelentősen lecsökkent. Értéke 2015 novembere és 2017 januárja között még 4,1 m/év volt, ugyanakkor a 2017 januárja és 2018 januárja között eltelt évben jelentősen mérséklődött és már csak 1,5 m/év volt. Ezzel szemben a folyásirányban közvetlenül következő 21. egységben már más tendencia figyelhető meg az átlagos és maximális partelmozdulás alakulásában. A kanyar alvízi felén, a csúcsától az inflexióig végeztem a méréseket. A 2015. november és 2017 január közötti időszakban az átlagos mederelmozdulás 0,6 m/év volt, míg a legnagyobb 1,9 m/év. Ellenben a 2017. január és 2018. január között eltelt egy évben mind az átlagos, mind pedig a maximális elmozdulás értéke nőtt. Előbbi üteme 1,6 m/év-re, utóbbi pedig 2,4 m/év-re.

A 20. századi homok- és kavicskitermelés ezen a szakaszon volt a legintenzívebb, melynek következtében az inaktív és aktív ártéri szintek közötti magasságkülönbség, valamint a meder bevágódása is itt volt a legnagyobb. Előbbi 575 cm, utóbbi pedig 662 cm. A bevágódás következtében a korábbi ártéri szinteket mára már a legnagyobb árvizek sem érik el, inaktívvá váltak. Az inaktívvá vált ártéri szinten (II.) – az Ópálos és Maroscsicsér közötti szakaszhoz hasonlóan – itt is meghatároztam négy kisebb szintet (II/A.-II/D.; 41. ábra). A szintek közötti magasságkülönbség jellemzően 15-20 cm, ami összességében 75 cm-nek felel meg.



- a) b) c) d) e) f) g) h)
i) j) k) l) m) n) o)

41. ábra: A Maroscsicsér és Angyalkút közötti mintaterület geomorfológiai térképe; a) I. szint; b) II/A. szint; c) II/B. szint; d) II/C. szint; e) II/D. szint; f) aktív sziget; g) inaktív meder; h) település; i) aktív meder; j) fenékküszöb; k) övzátony; l) gát; m) II. katonai felmérés futásvonal; n) III. katonai felmérés futásvonal; o) GPR szelvény

Az I. katonai felmérés elkészültekor (1784) a Maros **árterének** jobb partját kisebb, 1,5-3 km hosszúságú lecsapoló medrek, egy nagyobb morotva szabdalta, míg a lejtők közelsége miatt leszűkült bal parton nem voltak felismerhető formák. Maroscsicsér és Mondorlak települések közelében (17-21. egységek) a folyó jobb partján a települések védelmére lokális árvízvédelmi töltéseket építettek. A Maros bal partján erre a domborzat miatt nem volt szükség, hiszen a települések a magasabb – még a legnagyobb árvizek szintjét is meghaladó – teraszokra épültek. Az ártér szélessége így egy 3-5 km széles területre korlátozódott. A nagyobb árvizek idején azonban a korabeli töltések könnyen átszakadtak és az árvíz messze behatolt a szárazföldre (Oroszi 2009). A II. katonai felmérés idejére (1865) a folyó a már korábban említett, közel 7 km hosszúságú mellékágba helyeződött át avulzióval. Az új mederében intenzív kanyarulatvándorlás jellemezte a folyót, hiszen mind a jobb, mind a bal partján kisebb (1-1,5 km) lecsapoló medrek és morotvák szabdalták a felszínt. Továbbá a részletesen vizsgált B jelű mintaterületen napjainkban is jól kivehetők az egykori fonatos meder maradványformái, melyek feltehetően ebben az időszakban képződtek. Az elhagyott meder továbbra is összeköttetésben állt a főmederrel, így vízutánpótlása bizonyos mértékig továbbra is biztosított volt. A folyó jobb partján Mondorlak és Glogovác között (21-29. egységek) is elkészült az árvízvédelmi töltés. Az ártér szélessége így 2-4 km szélesre szűkült. A III. katonai felmérés idejére (1881) a Maros jobb partján lévő lecsapoló medrek és morotvák a felmérés idejére már kiszáradtak. A bal parton található korábbi mederág összeköttetése megszűnt a főmederrel és elkezdett kiszáradni, de még így is számos lecsapoló meder és morotva tagolta az árteret. Összefüggő töltésepítés továbbra sem történt, árvízvédelmi töltéseket elsősorban a levágott és lefüződött kanyarulatok mentén, illetve a lecsapoló medrek elgátolására építettek. Mindezek következtében az ártér szélessége helyenként már 1 km-re szűkült, míg legnagyobb szélessége továbbra is 4 km körüli volt. Napjainkra (2017) az inaktív ártéri szinten található formák (fokok és morotvák) már teljesen kiszáradtak. A jelentős

homok- és kavicskitermelés következtében azonban számos bányatavat is találhatunk a mintaterületen. A bevágódás következtében az összefüggő töltésrendszer kiépítése még napjainkra sem történt meg, leginkább csak a régi, lokálisan elhelyezett töltéseket magasították meg. Az ártér szélessége, így a korábbi időszakhoz hasonlóan, 1-4 km között alakul.

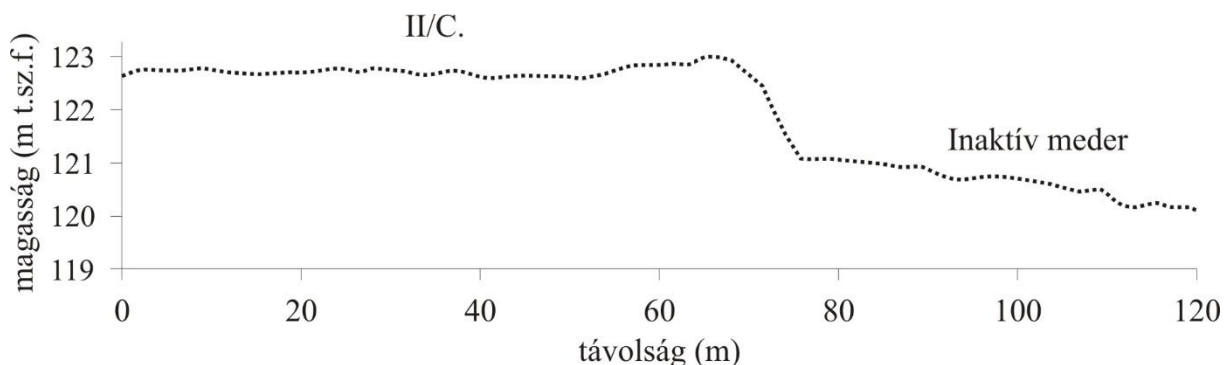
Mondorlak – C mintaterület (21. egység)

A részletesen vizsgált mintaterület a Maros jobb partján, Mondorlak településtől délre (21. egység) található, egy inaktív kanyarulat belső ívéen. Az inaktív kanyarulat feltehetőleg úgy vált inaktívvá, hogy az egykori főág egy surrantóba helyeződött át és a bevágódás miatt az egykori kanyarulat lefűződött (*chute-cutoff*). A jelenlegi meder ettől a kanyartól K-re helyezkedik el. Az aktív meder inaktív mederbe való visszatérését sarkantyúval, illetve a kanyarulat nyakának feltöltésével akadályozták meg. Az aktív kanyarulat nyakánál egy be nem fejezett átvágás is található, melyet vagy nem mélyítették ki eléggé vagy a bevágódás üteme volt akkora, hogy a Maros nem foglalta el az új vezérárkot. Az átvágás célja feltehetően az volt, hogy megvédjék a település szélén található lakóházakat úgy, hogy a Maros futását közel 350 m-rel távolabb helyezik. A mintaterületen összesen öt GPR szelvényt készült.

M1 szelvény

A radarfelvétel az inaktív kanyarulat csúcsára merőlegesen készült, az ártéri szint peremétől, a kanyarulat belső ívéen keresztül, a meder legmélyebb pontjáig (42. ábra). A GPR a szelvény mentén mindössze 1,5-2 m-ig tudott csak behatolni.

Mind az inaktív meder falán, mind pedig a magasabb ártéri szinten csak kisebb – 3-6 m szélességű és 1-3 m mélységű – negatív formák ismerhetők fel elszórtan. Mivel a területen korábban kavicskitermelés folyt és felszíne el van egyengetve, ezért feltételezhető, hogy ezek a negatív formák a bányászathoz kapcsolhatók. Ezt a feltevést erősítheti, hogy bár az inaktív kanyarulat belső ívéen készült a felvétel, övzátonyokra utaló nyomokat nem láthatunk.

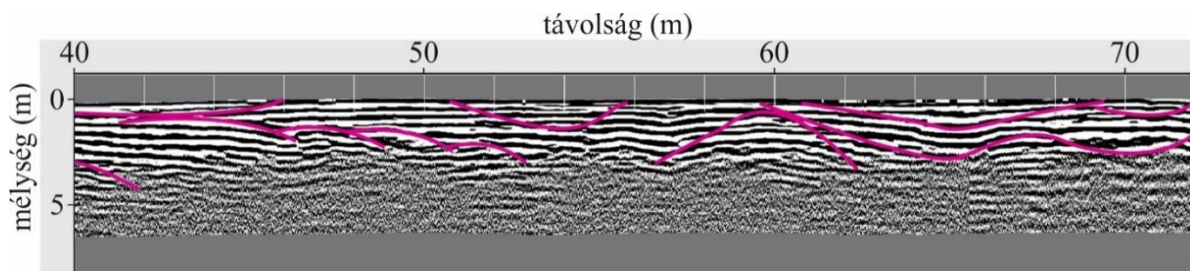


42. ábra: A mondorlaki mintaterületen található inaktív kanyarulat belső ívéen áthaladó, a meder legmélyebb pontjáig tartó keresztprofil

M2 szelvény

A GPR szelvény a Maros bal partján található 21. egység belső ívéen keresztül, a kanyarulat csúcsára merőlegesen, a II/B szinten. A szelvény mentén a GPR maximális behatolási mélysége 3 m volt.

A georadaros szelvény első 30 m-én egy idős övzátony-sor egymást követő öt tagját láthatjuk 0-2,5 m mélységben. Az övzátonyok jellemzően 3-5 m szélesek, 1,5-2,2 m magasak és az aktív meder irányába egyre mélyebben helyezkednek el. A következő 15 m-en negatív formák vonalai rajzolódnak ki a jelenkori felszín közvetlen közelében, 1-1,5 m mélységig. Ez feltehetőleg a területen korábban aktív bányászati tevékenységnek tudható be, melynek során a területet több helyen is megbolygatták. A fennmaradó 27 m-en az övzátony-sor folytatódik és három újabb tagját láthatjuk. Ezek a fiatalabb övzátonyok is hasonló paraméterekkel rendelkeznek, mint a szelvény első felén található öt övzátony, továbbá ezek is az aktív meder irányába lejtnek (43. ábra).



43. ábra: Övezatok-sor épülése az M2 szelvény mentén (részlet)

M3 szelvény

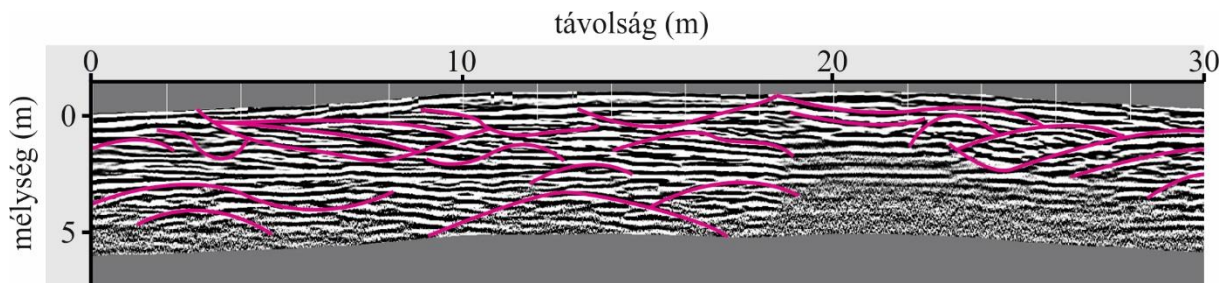
A georadaros felvétel ugyancsak a 21. egységben, a Maros bal partján készült, azonban ez a kanyarulat felvízi végétől, az inflexiótól a kanyarulat csúcsáig tart.

A szelvény mentén szinte csak negatív formákat láthatunk, melyek 8-26 m szélesek és 1,0-2,5 m mélyek. Mivel a formákban nincs a feltöltődésükre utaló rétegződés, sőt leginkább intenzív bolygatásra utaló rétegződést láthatunk, ezért eredetük feltehetően a kavicsbányászathoz köthető.

M4 szelvény

Mi sem bizonyítja jobban a területet érintő emberi beavatkozások egykori jelenlétét, mint a mesterségesen kimélyített, inaktív átvágás, amiben a GPR szelvény is készült – a parttal párhuzamosan. Az átvágás során a II/B. ártéri szintből mintegy 2,5 m-nyi anyagot termeltek ki.

A GPR felvételen egy többszörösen egymásra épülő övezatokból álló formaegyüttes rétegei rajzolódnak ki. Az övezatok szélessége a meder irányába 4 m-ről 2-3 m-re csökken, valamint mélységük 3,5-5 m-ről 1,5-2,5 m-re csökken. Ezt követően, 4-6 m-es mélységben két 6-8 m széles övezat követi egymást, köztük egy 4 m széles sarlólapossal. Az övezatok felett, 2-4 m-es mélységben egy újabb övezatok-sor rajzolódik ki, melynek tagjai a meder irányába egyre sekélyebben találhatók –3-4 m-ről 2-3 m-re csökken a mélységük – valamint tagjainak szélessége is egyre csökken, 4 m-ről 2 m-re (44. ábra).

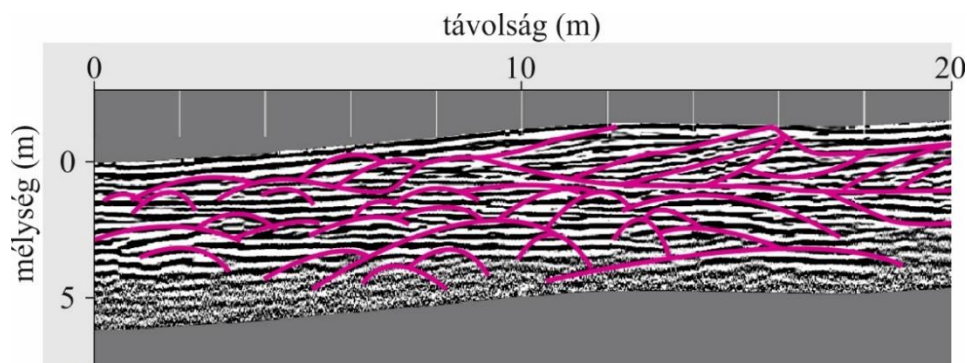


44. ábra: Övezatok-épülés az M4 szelvény mentén

M5 szelvény

Ez a GPR szelvény is az inaktív átvágásban készült, azonban az aktív mederre merőlegesen.

A szelvény medertől távolabbi végén egy 18 m széles, több tíz zátonytestből felépülő mederközépi zátony látható. A zátonyt felépítő tagok szélessége igen változatos, 2-8 m közötti, míg magasságuk 1-3 m. A több tagból összeforrt zátony kiterjedése a radar teljes behatolási mélységében jelen van, 0-6 m között. A kirajzolódó réteghatárok alapján arra következtethetünk, hogy a zátony magassága több periódusban növekedett, hiszen 0-2 m, 2-3 m, valamint 3-5 m között is egy elkülönülő szintet határozhatunk meg (45. ábra).



45. ábra: Zátonytest üledékrétegei az M5 szelvény mentén

A zátony inaktív mederhez közelebbi felétől a jelenkori meder irányába egy nagyjából 60 m-nél is szélesebb egykori mellékág látható – ami feltehetően a főág egy surrantóba való áthelyeződése során vált inaktívvá (*chute-cutoff*). A forma maximális, szelvényen látható mélysége 4 m, azonban ez lehetett mélyebb is, mivel a radar a forma csaknem kétharmadán nem hatolt mélyebbre 4 m-nél, továbbá a forma nem látszik teljes valójában. Feltöltődésére a zátonyhoz közelebbi végén a keresztirányú rétegzettség volt jellemző. A szelvény végén egy újabb, több tagból összeforrt mederközépi zátony található, melynek szélessége 12 m, kiterjedése pedig 0-6 m mélységig látható a radarfelvételen.

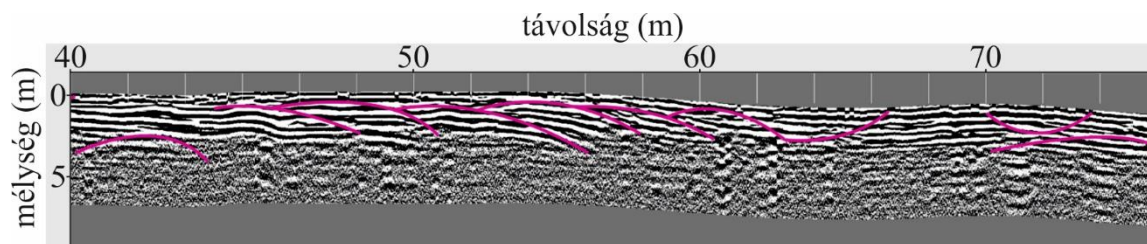
Mondorlak – B mintaterület (24. egység)

A vizsgált kanyarulat (24. egység) alvízi végén, az inflexió közelében egy, a meder közel háromnegyedéig benyúló fenékküszöb található – ami jelentősen lelassítja a vízfolyást. A fenékküszöb alatt folyásirányban egy nagyméretű, mederakadály utáni zátony található. A kanyar folyásirányban vett alsó és felső végén is több sarkantyút helyeztek el, hogy irányítsák a folyó futását, ezzel védve egyes partszakaszokat. Az aktív bevágódás mértéke itt már kisebb (386 cm), mint az 1 km-rel feljebb lévő mintaterületen, de még így is jelentősnek mondható. A mintaterületen összesen két GPR szelvény készült.

M6 szelvény

A szelvény a kanyarulat csúcsa és a fenékküszöb közötti táv felénél készült, az aktív mederre merőlegesen. A szelvény keresztjezi a II/A. és II/B. ártéri szinteket is, amiken az egykori fonatos medermaradványok nyomai is jól láthatók.

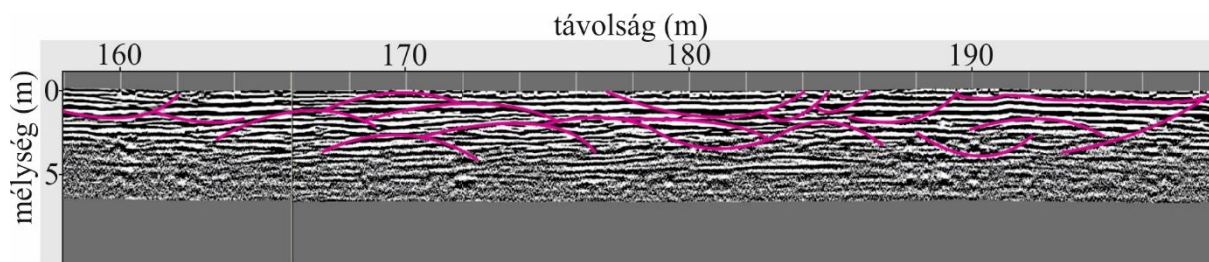
A radarfelvétel aktív medertől távolabbi vége egy nagyobb, mára már inaktívvá vált átfolyásban végződik el, így a szelvény első 60 m-én csak negatív formákat találunk, amelyek az átfolyás feltöltődésének ütemére utalhatnak. Ezt követi egy 24 m széles, 0-4,5 m mélységben elhelyezkedő zátonyforma, melynek az átfolyáshoz közelebbi végén oldalirányú zátonyfejlődésre utaló, keresztirányban rétegzett üledékrétegek akkumulálódtak. Az öt, szorosan egymáshoz kapcsolódó zátonytag szélessége egyenként 4-5 m (46. ábra).



46. ábra: Övzátony-épülés az M6 szelvény mentén

Ezt követi egy csaknem 60 m széles egykori mellékág, aminek a közepén egy nagy mederközépi zátony található. A zátony 16 m széles és 4 m mélységig látható, ami a szelvény mentén

a GPR maximális behatolási mélysége volt. A kirajzolódó réteghatárok alapján a zátony hat periódusban magasodott fel. Az egymásra települő üledékrétegek 1-2 m magasak és 6-8 m szélesek. A mederforma felépítésében enyhe aszimmetria figyelhető meg. A közel egy szinten lévő üledékrétegek az aktív meder felé lejtnek, ezáltal pedig a zátony aktív meder felőli oldala is lankásabb (47. ábra).



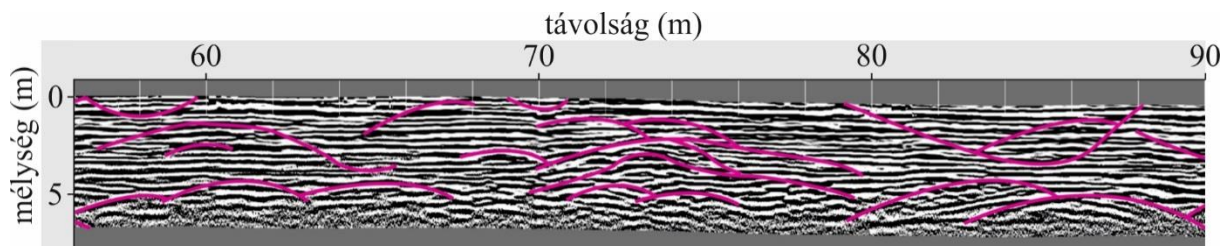
47. ábra: Övzátony épülés egy egykori surrantóban

Az átfolyást egy 7 tagból álló övzátony-sor követi. Az egyes zátonyok mindössze 2-3 m szélesek, 1,0-1,5 m magasak és egymástól viszonylag kis távolságra, 1-3 m-re helyezkednek el. Az övzátonyok az aktív meder felé haladva egyre mélyebben helyezkednek el, 1-2 m-ről 2-3 m-re nő a mélységük, tehát a formaegyüttes az aktív meder irányába lejt. Az övzátony-sor aktív mederhez legközelebbi tagja egyben a II/A. és II/B. szintek közötti tereplépcsőt képezi. A következő 250 m-en több kisebb-nagyobb egykori mederág, illetve helyenként kisebb zátonyformák szabdalják a felszínt. Az átfolyások igen változatos nagyságúak, hiszen szélességük 8-32 m közötti, mélységük pedig 0,5-4,5 m között alakul. Ezzel szemben a zátonyformák mindössze 4-8 m szélesek és 1-2 m magasak. Az átfolyásokban kirajzolódó, egymásra települő üledékrétegek a feltöltődésük jellemző periódusait jelzik, miszerint általánosságban 2-5 előntés során töltődtek fel teljesen. A szelvény aktív mederhez közelebbi, utolsó 60 m-en két egymás alatt elhelyezkedő övzátony sort láthatunk, 0-3 m, valamint 3-6 m között. A mélyebben elhelyezkedő övzátonyok szélesebbek (10-14 m), valamint több tagból épülnek fel, köztük 4-6 m széles sarlólaposokkal. A sekélyebben található övzátonyok is több tagból forrtak össze, ugyanakkor kevésbé szélesek (6-8 m) és a köztük lévő sarlólaposok szélessége (6-10 m) nagyobb, mint a mélyebben elhelyezkedőké.

M7 szelvény

A radarfelvétel a II/B. magasabb ártéri rész aktív medertől távolabbi pereménél készült, a szint peremével párhuzamosan, ahol a radar végig 6 m-es mélységig hatolt be.

A szelvény egy korábbi, mára már feltöltött mederágon halad keresztül, azonban annak partjára rézsútosan, így a formák szélessége nem, csak a magasságuk és a mélységük olvasható le pontosan. A negatív formában jól kirajzolódnak a mederformák réteghatárai. Az egykori meder alján, 4-6 m mélységben, számos egymásra épülő zátony, valamint egy nagyobb mederközépi zátony látható. A mederközépi zátonymag nyolc kisebb zátony egymásra épülése során magasodott közel 5 m magasra, majd további zátonytestek nőttek hozzá, ezzel növelve horizontális kiterjedésüket. Az egymásra települő üledékrétegek 0,5-2,0 m vastagok (48. ábra). Az oldalról kapcsolódó zátonytestek a mederközépi zátonytól távolodva egyre mélyebben találhatók.



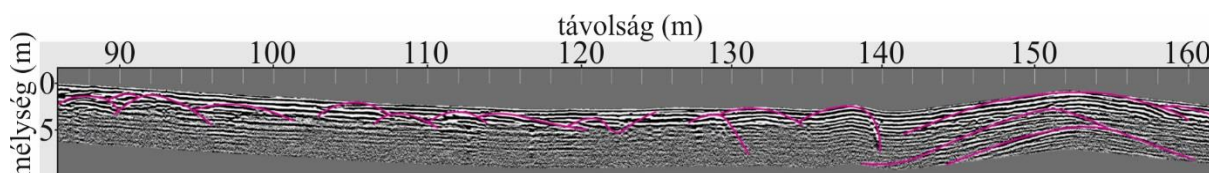
48. ábra: Mederközépi-zátony épülése az M7 szelvény mentén (részlet)

Mondorlak – A mintaterület (26. egység)

A részletesen vizsgált kanyarulat (26. egység) a fenékküszöb alatt helyezkedik el, folyásirányban 1,5 km-rel. A kanyarulat mentén intenzív mederelmozdulás zajlott a múltban, hiszen az egykori meder maradványai még mindig jól láthatók a területen. A GPR szelvény az egykori belső íven keresztül készült, ami a közel 630 m-es elmozdulás során napjainkra már külsőívvé vált. A kanyarulat alvízi szakaszát kőszórással rögzítették. A mederbevágódás mértéke itt már jóval kisebb (2,9 m), mint a felsőbb szakaszokon. Az alacsony ártéri szint (I.) a mintaterület felsőbb folyószakaszainál szélesebb, 10-40 m. A magasártéri szintek közül a II/B. szint található meg a mintaterületen. A kanyarulat mentén összesen 3 GPR szelvény készült.

M8 szelvény

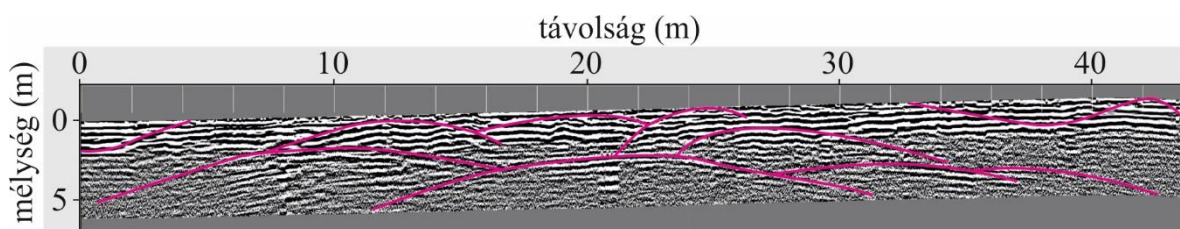
A szelvény magasabb ártéri (II/B.) szintjén mindössze néhány kisebb negatív forma van, azonban ezek nagy valószínűséggel a területet érintő bányászat nyomai. Ellenben a két szint közötti tereplépcsőn és az alacsonyabb ártéri szinten (I.) már jól kivehető, pozitív formákat láthatunk. A tereplépcsőtől egy 11 övzátonyból álló formaegyüttes tagjai sorakoznak az aktív meder irányába (49. ábra). Az övzátonyok 2-5m szélesek, 1,0-2,5 m magasak és az utolsó három tag kivételével – melyek azonos magasságúak – az aktív meder irányába lejtnek. Az övzátony-sor utolsó tagját mindössze egy 2,5 m széles egykori mederág választja el az aktív mederig tartó, 32 m széles, mára már a partba olvadt szigettől. A sziget keresztmetszete alapján feltehetőleg 5 periódusban magasodott és csaknem egy méterrel magasabb, mint az alacsonyabb ártéri szint átlagos magassága.



49. ábra: Övzátony-sor és mederközépi zátony az M8 szelvény mentén

M9 szelvény

A GPR szelvény a mára már partba olvadt sziget legmagasabb pontján halad keresztül a sziget hosszanti középvonalára merőlegesen. Ez a radarfelvétel az M8 szelvény felett helyezkedik el 27 m-rel, folyásiránnyal ellentétesen. Az itt 42 m szélességű sziget üledékrétegei jól kirajzolódnak, így megállapítható, hogy alapját négy szorosan egymásra rakódó zátonytest alkotta (50. ábra). Az alapot biztosító zátonyok szélessége 9-18 m, magasságuk pedig 2-3 m. A későbbiekben erre telepedtek le a zátony térbeli kiterjedését növelő, további üledékrétegek. A felszín közelében lévő rétegsor már kisebb szélességű, 6-9 m, magasságuk azonban az alsó zátonyokéval megegyező.



50. ábra: Partba olvadt sziget keresztmetszete az M9 szelvény mentén

M10 szelvény

A radarfelvétel az alacsonyabb (I.) ártéri szinten készült, a parttal párhuzamosan, attól 3 m-es távolságban, így keresztül halad a partba olvadt sziget legmagasabb pontján is. A hossz-szelvényről leolvasható, hogy a partba olvadt sziget 80 m hosszú és jól láthatóan két folyásirányban egymás alatt elhelyezkedő szigetmagból forrt össze. A folyásirányban feljebb elhelyezkedő szigetmag, amin az M9 szelvény is keresztül halad közel 40 m széles és üledékrétegei 12-18 m szélesek és 2-3 m magasak (51. ábra). A sziget legmagasabb pontja a folyásirányban vett felső vége, majd az üledékrétegei egyre alacsonyabban helyezkednek el. A 2 szigetmag között

mindössze egy 3 m széles átfolyás van, azonban ez valószínűleg csak a GPR sekély behatolási mélysége miatt látszódik így. A folyásirányban lejjebb elhelyezkedő szigetmag üledékrétegei is 12-18 m szélesek és 2-3 m magasak, azonban 1,0-1,5 m-rel mélyebben helyezkednek el, mint a felső sziget. Az egymásra települő zátonyfelszínek itt is lejtnek folyásirányban, azonban kevésbé meredeken.

ZÁDORLAK

A vizsgált folyószakasz a kanyargós, bevágódó morfológiai folyószakasz alvízi részén található, a 43-50-es egységek között. A homok- és kavicsbányászat ezen a szakaszon is jelentős volt, azonban napjainkra már teljesen megszűnt.

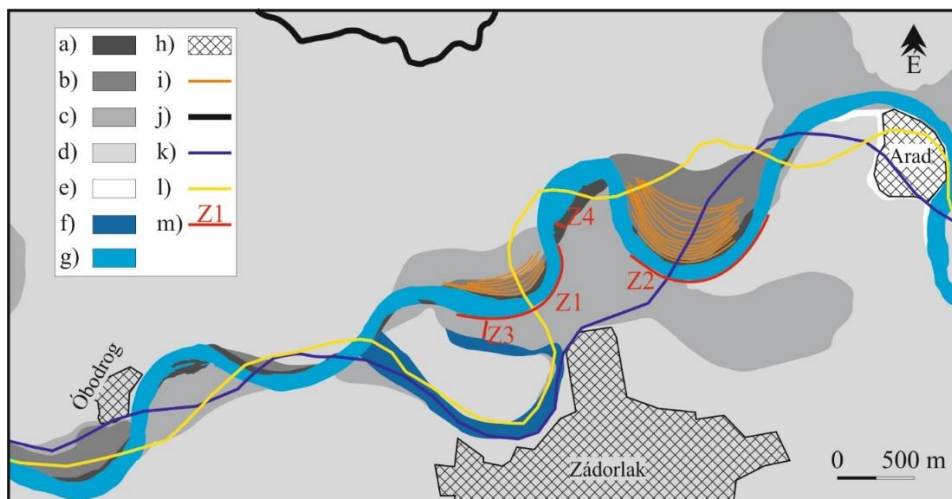
A folyószakasz **medrét** az *I. katonai felmérés idején (1784)* nyolc kanyarulat és három kisebb mederközépi sziget tagolta. A szakasz már ekkortájt is igen kanyargós volt ($\beta_{\text{átl}} = 1,89$), hiszen kizárólag fejlett (25%) és érett (75%) kanyarulatok alkották. A Maros futáshossza a szakaszon közel 11 km volt. A *II. katonai felmérés (1860) elkészültére* jelentősen megváltozott a folyó futása, hiszen öt túlfejlett kanyarulat is lefűződött – melyek közül a Zádorlak település mellett elhelyezkedőt a későbbiekben részletesen vizsgálom –, aminek következtében a szakasz egyenesebb lett ($\beta_{\text{átl}} = 1,15$). A Maros medrét összesen hat kanyarulat alkotta, melyek kétharmada volt fejlett és egyharmada álkanyar. Tehát a korábbi érett kanyarulatok megszűntek. Ennek eredményeként a szakasz hossza 66%-ára – 7,3 km-re csökkent. A mederben két nagy, a meder oldalirányú elmozdulása során kialakult sziget, valamint egy kisebb, mederközépi sziget volt. A 19. sz. végére (*III. katonai felmérés; 1881*) a folyó újra kanyargósabb lett ($\beta_{\text{átl}} = 1,25$), aminek következtében megnyúlt a futáshossza is – 9,7 km-re. A medrét immár nyolc kanyar és két mederközépi sziget, valamint két, részben már a partba olvadt sziget alkotta. A kanyarulatok nagy része álkanyar (38%) és fejlett kanyarulat (50%) volt. Ugyanakkor a folyó visszatért az egyik, korábban lefűződött medrébe – a folyásirányban vett legalsóba –, így újra volt egy érett (12%) kanyarulat is a mintaterületen. A térképezés idején a meder átlagos szélessége 124 m volt. Legkisebb szélessége csupán 74 m, míg legnagyobb szélessége 223 m volt, ami csaknem a háromszoros különbség.

A III. katonai felmérés óta eltelt 136 évben (*Google Earth felvétel, 2017*) intenzív kanyarulatvándorlás jellemezte a folyószakaszt, aminek következtében nőtt a kanyargóssága is ($\beta_{\text{átl}} = 1,41$). Igaz, a folyószakasz hossza csak minimálisan nőtt (2%), 9,9 km-re, azonban a szakaszt alkotó nyolc kanyarulat között kizárólag fejlett (38%) és érett (62%) kanyarulatok vannak. A meder átlagos szélessége a korábbi felméréshez képest 19%-kal csökkent (szél_{min}: 70 m, szél_{max}: 214 m), mely összefüggésbe hozható azzal, hogy a mederben található összes sziget a partba olvadt.

A folyószakaszon tehát jelentős változások mentek végbe a 18-19. században, aminek következtében a folyó kanyargóssága jelentősen lecsökkent. A 19. sz. közepétől azonban újra egyre kanyargósabbá válik a folyó medre, hiszen bétája 1,15-ről 1,41-re növekedett napjainkra.

Az utóbbi időszak intenzív parterózióját támasztják alá a terepi méréseim is. A rövid távú parteróziós mérések során a 44. és a 46. egységekben mértem meg a parthátrálás ütemét. Mivel a két egységben közel azonos értékeket mértem, ezért egy egységként jellemzem őket. A partelmozdulás átlagos üteme 2015 novembere és 2017 januárja között 1,6 m/évnek adódott, míg az erózió legnagyobb mértéke 4,8 m/év volt. Mind előbbi, mind pedig utóbbi üteme az összes mért mintaterület közül itt volt a legnagyobb és ez igaz volt a 2017. január és 2018. január között eltelt évre is. Igaz, utóbbi időszakban a területet jellemző partelmozdulás átlagos üteme már csak 1,2 m/év (-25%), míg legnagyobb mértéke mindössze 3,2 m/év (-33%) volt.

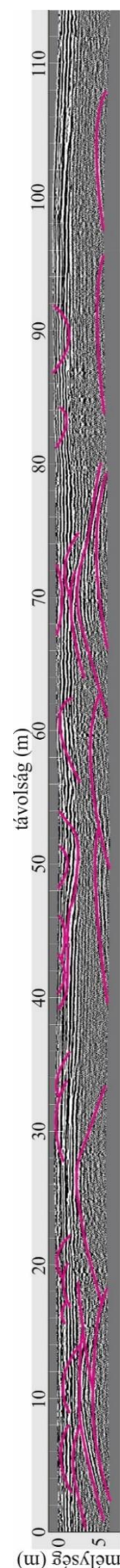
A 20. századi homok- és kavicskitermelés hatására a meder itt is jelentősen bevágódott (544 cm). Az inaktív és az új, alacsonyabb ártéri szintek között a magasságkülönbség 388 cm. Az inaktív szinten belül négy kisebb ártéri szintet határoztam meg (52. ábra), azonban ezek a bányászott szakaszokon azonosított szintekkel nem összeegyeztethetők. A szintek között jellemzően 15-25 cm magasságkülönbség van, ami összesen 105 cm.



52. ábra: Arad-Zádorlak közötti mintaterület geomorfológiai térképe; a) I. szint; b) II/A. szint; c) II/B. szint; d) II/C. szint; e) II/D. szint; f) inaktív meder; g) aktív meder; h) település; i) övzátony; j) gát; k) II. katonai felmérés futás vonala; l) III. katonai felmérés futásvonala; m) GPR szelvény

A vizsgált **ártér**szakaszon az I. katonai felmérés idején (1784) alig volt felismerhető forma, hiszen a jobb partot erdő borította, míg a bal parton a domborzat miatt nem alakulhattak ki folyóvízi formák. A jobb parton mindössze három 2-2,5 km hosszúságú lecsapoló meder volt az egyik érett kanyarulat csúcsánál. A bal parti települések a felsőbb szakaszokhoz hasonlóan itt is magasabb teraszokra épültek, így már a legnagyobb árvizek sem érték el őket. Ezzel szemben a jobb parti Óbodrog települését semmi sem védte az áradások során. Az ártér szélessége is ennek megfelelően alakult, a Maros bal partján néhány 100 m, míg a jobb parton gyakorlatilag semmi sem szabott gátat az árvizeknek. A II. katonai felmérés (1860) elkészültéig az intenzív kanyarulatvándorlás jelentősen átrendezte az ártér arculatát is. A Maros jobb partján a két lefüződött kanyarulat motorváján túl, számos kisebb, a Holt-Maros által kialakított morotva szabdalta az árteret. A másik három lefüződött kanyar morotvája a bal parton volt, ahol a lejtőkről összegyűlemlt vizeket kisebb vízfolyások vezették a Marosba. Mivel nem történt töltésepítés az időszakban, ezért az ártér szélessége sem változott. A III. katonai felmérés (1881) idején a jobb parton, Zádorlak település közvetlen közelében az egykor inaktívvá vált mederbe visszatért a Maros, így a folyó jobb partján csökkent a morotvák száma. Ugyanakkor lényegi változás a formák számában és változatosságában nem történt sem a jobb, sem pedig a bal parton, csupán a formákat kitöltő víz mennyisége csökkent. *Napjainkra* (Google Earth felvétel, 2017) az árteret szabdaló morotvák és lecsapoló medrek teljesen kiszáradtak, hiszen a meder jelentős mértékű bevágódása miatt a jellegzetes vízállások is 1-1,5 m-rel csökkentek, így már a legnagyobb árvizek sem nyújtanak vízutánpótlást. Továbbá az intenzív mezőgazdasági művelés során a formák peremét jelentősen elegyengették. Az árvízvédelmi töltések építésének elmaradása az is az 1950-es évektől egyre intenzívebbé váló mederszűküléssel és bevágódással magyarázható, aminek következtében az árvizek is elmaradnak. Az ártérfejlődés meghatározó módja tehát a kanyarulatvándorlás révén ment végbe (Balogh et al. 2017).

A folyószakaszon belül, a rövidtávú parteróziós mérések során is felmért, Zádorlaktól északra elhelyezkedő 44. és 46. egységekben készültek GPR szelvények, összesen négy.



51. ábra: Partba olvadt szigetek hosszszelvénye az M10 szelvény mentén

Z1 szelvény

A GPR szelvény a 46. egység külső ívén, a part peremével párhuzamosan készült. A jellemzően finom hordalékból felépülő ártéren a radar maximális behatolási mélysége mindössze 1,5-2,0 m volt.

A szelvény folyásirányban vett felső 500 m-én csak néhány egykori, 4-13 m széles és 0,5-1,5 m mély átfolyás látható, valamint egy-két kisebb (szélesség: 4-8 m; magasság: 0,5-1,0 m) pozitív forma. Ez utóbbiak rendre a jelenkori felszín alatt helyezkednek el 0,5 m mélységben.

Az egység alvízi inflexióján túl a 47. egység övzátony-sora rajzolódik ki. A nyolc tagból álló formaegyüttes övzátonyai 4-10 m szélesek és 0,5-1,5 m magasak, míg a köztük elnyúló sarlólaposok 4-15 m szélesek és 1,0-1,5 m mélyek.

Z2 szelvény

A szelvény a 44. egység külső ívén készült, a part peremével párhuzamosan. A radar itt is csupán 1,5-2,0 m-ig tudott behatolni. A GPR felmérés során a szelvény keresztezte a II/B. és a II/C. ártéri szinteket is.

A radarfelvétel teljes egészén jellemzőek az elszórtan megtalálható, egykori átfolyások, melyek szélessége igen változatos – 4-6 m-től egészen 22-28 m-ig –, ugyanakkor mélységük mindössze 0,5-2 m közötti. Pozitív formákból mindössze 8 található az egész szelvényen. Ezek szélessége 4-11 m, magasságuk pedig 1-2 m közötti.

Z3 szelvény

A radarszelvény a 46. egység külső ívén készült, a parttól egy mára már inaktív kanyarulat partjáig, mind a jelenkori, mind pedig az inaktív meder partjára merőlegesen.

Mint a korábbi két szelvény esetében, úgy itt is csupán kisebb-nagyobb, 9-19 m széles és 0,5-1,5 m mély átfolyások láthatóak, amik napjainkra már teljesen feltöltődtek.

Z4 szelvény

A GPR szelvény a meder bevágódása során kialakult, alacsonyabb (I.) ártéri szinten készült, a nedvesített meder pereme az I. és a II/B. ártéri szint között tereplépcső között.

A szelvény mentén csak kisebb, sekély átfolyások (szélesség: 4-8; mélység: 0,5-1,0 m) láthatók, hiszen itt volt a mintaterületet érintő bányászat központja, továbbá az alacsonyabb ártéri szint csupán 38 cm-rel magasodik a víz szintje fölé, tehát gyakran kerül elöntés alá, ami során a víz elmosa a formákat.

Pécska

A vizsgált mintaterület a kiegyenesített folyószakasz alvízi részét (58-59. egységek), valamint a teljes nagy kanyarulatok (60-68. egység) morfológiai folyószakaszt magába foglalta. A kiegyenesített szakasz alvízi végének elemzését azért tartom fontosnak, mivel a Pécska (58. egység) közelében elvégzett szabályozási munkálatok hatással voltak a nagy kanyarulatok fejlődésére. A bányászat hatására meginduló mederbevágódás itt is jelentős volt, azonban direkt módon csak a 19. századi kanyarulat-átmetszések érintették a mintaterületet.

A morfológiai folyószakasz **medrét** az *I. katonai felmérés idején (1783)* 9 kanyarulat és öt sziget alkotta. A folyószakasz közel 80%-át fejlett (22%) és érett (33%) kanyarulatok jellemezték, azonban alvízi szakaszán több, kisebb álkanyar (45%) követte egymást ($\beta_{\text{át}} = 1,33$). A Maros futáshossza közel 13 km volt a felméréskor. A mederben található szigetek jellemzően a kanyarulatok oldalirányú elmozdulása során alakultak ki.

A *II. katonai felmérés elkészültéig (1865)* két kanyarulatot vágtak át a szabályozási munkálatok során, melyek eredményeként a folyószakaszt 3 km-rel rövidítették meg. Ugyanakkor az átmetszések következtében megnövekedett munkavégző-képesség hatására az át nem metszett kanyarulatok fejlettebbek lettek, így a Maros futásának hossza a vizsgált szakaszon 11,2 km volt. A térképezés idején a szakaszt mindössze 7 kanyarulat alkotta, melyek közül továbbra is a fejlettek (29%) és az érettek (43%) voltak többségben. Álkanyarok (28%) csak az átvágások helyén voltak.

Mindezek ellenére a szakasz kanyargóssága minimálisan ($\beta_{\text{átl}} = 1,30$) csökkent a 18. sz. végi állapothoz képest. A *III. katonai felmérés idejére (1881)* a folyó kanyargóssága tovább csökkent ($\beta_{\text{átl}} = 1,28$), míg futáshossza 11,5 km-re nőtt. A szakasz immár 9 kanyarulatból állt, azonban ezek nagy része (56%) álkanyar volt. Fejlett (11%) kanyarulat mindössze egy volt a mintaterületen, míg érettből (33%) három, amik a Pécska település mellett átvágott kanyarulat alatt sorakoztak. A meder átlagos szélessége 132 m (min: 47 m, max: 334 m) volt, míg a mederben található szigetek egy mederközépi sziget kivételével a partba olvadtak. Napjainkra (*Google Earth felvétel, 2017*) a folyószakasz kanyargóssága újra megnőtt ($\beta_{\text{átl}} = 1,80$), aminek az oka az, hogy a Maros nem fogadta el az átvágások során számára kialakított vezérárkokat és a 20. sz. közepére holtágai mentén visszatért a korábbi meanderező állapotába, valamint az, hogy több kanyarulata is fejlettebbé vált. A folyószakaszt 11 kanyarulat és 11 sziget alkotta a felvételezés idején (53. ábra). Fejlett- (9%) és álkanyarok (36%) leginkább csak a szakasz felvízi végén voltak, a Pécska alatti kiegyenesített szakasznál. Folyásirányban ezek alatt pedig az érett (55%) kanyarulatok sorakoztak. A meder átlagos szélessége 141 m volt, ami 7%-os növekedést jelent az 1881-es állapothoz képest. A szigetek számának 1-ről 11-re való növekedésével, valamint az intenzív oldalirányú mederelmozdulás miatt a meder maximális szélessége 493 m-re (+48%), a minimális pedig 54 m-re (+15%) nőtt.

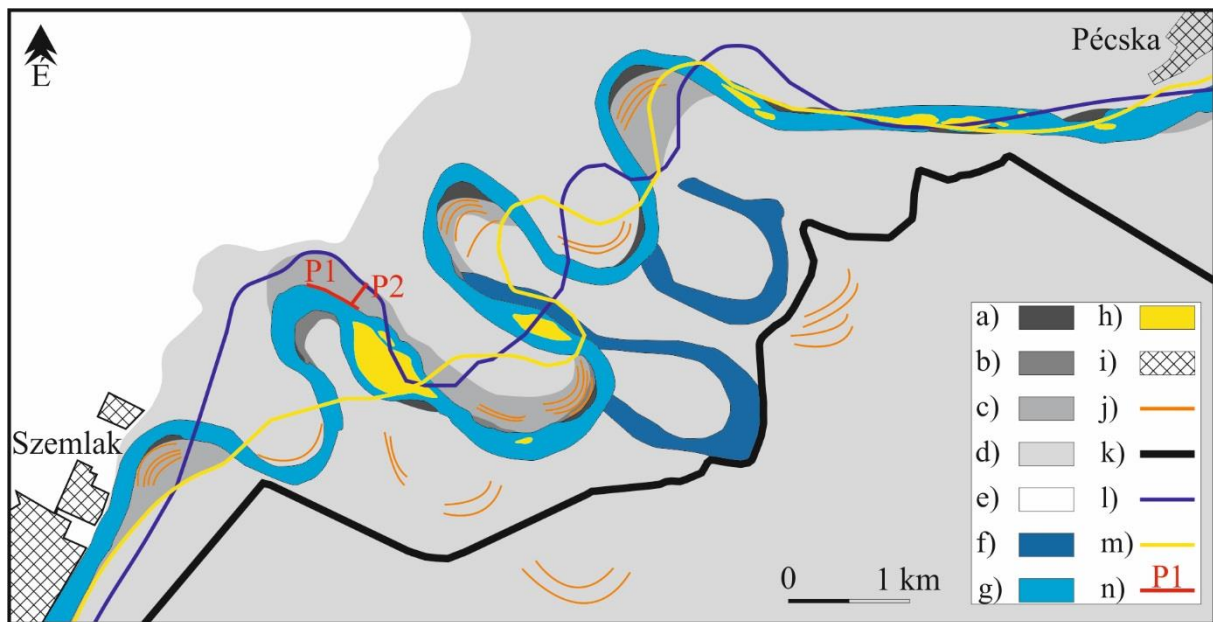
A Maros medrét tehát jelentősen átformálták az elmúlt évszázadok során az antropogén beavatkozások. Ennek ellenére a folyó egyes helyeken visszatért a korábbi medrébe, máshol pedig a kanyargósságának növelésével igyekszik elérni a korábbi egyensúlyi állapotát.

A mintaterületen a folyásirányban legalsó, érett kanyarulat mentén (65. egység) végeztem rövidtávú parteróziós méréseket. A meder áthelyeződésének átlagos üteme 2015. november és 2017. január között 1,5 m/év, míg legnagyobb mértéke 3 m/év volt. Az erózió mértéke a felsőbb szakaszokhoz hasonlóan – kivételt képez ez alól a Mondorlak település melletti mintaterület – itt is csökkent. Átlagos üteme 2017 januárja és 2018 januárja között 20%-ára (0,3 m/év), míg a legnagyobb elmozdulás mértéke 66%-ára (2 m/év) csökkent.

Az 1950-es évektől felerősödő mederszűkülés és bevágódás folyamata erre a mintaterületre is hatással volt. A jelentős mértékű (195 cm) bevágódás hatására a magasabban fekvő ártéri szintek inaktívvá váltak, míg másokat már csak a rekord nagyságú árvizek képesek víz alá borítani. A bevágódás következtében az ártér vertikális fejlődése, így az ártéri formák fejlődése is lelassul, aminek következtében a meder és az ártér egyre szétkapcsoltabbá válik. Mindezek következtében az előző szakaszoktól eltérően, itt három ártéri szintet határoztam meg. Az alacsonyan fekvő, a meder bevágódása során kialakult szint és a korábbi magasabb ártéri szint (II./A-II./B-II./C) mellett egy III. ártéri szintet is meghatároztam, ami kb. 15 m-rel magasodik a víz szintje fölé a folyó jobb partján.

A folyószakaszt övező **ártéren** az *I. katonai felmérés idején (1783)* intenzív kanyarulatvándorlásra utaló nyomokat találhatunk. Míg a Maros jobb partján csak egy, közel 7 km hosszúságú lecsapoló medret találtam, addig a bal parton számos, korábban túlfejlett kanyarulatok lefűződése során létrejött morotvát és 1-5 km hosszú lecsapoló medret azonosítottam. Az ártér morotvák mögötti része és a domborzat között pedig az Aranka vízfolyás aktív és elhagyatott medrei szabdalták a felszínt. Az árvizek szétterülését a jobb parton a Pécskától Szemlakig tartó magas teraszperem, míg a bal parton, a felsőbb szakaszokon is említett terasz pereme gátolja. Az ártér szélessége így 4-7 km között alakul. A *II. katonai térképezéskor (1865)* az átvágási munkálatok, illetve az intenzív mederáthelyeződés következtében az ártér mindkét oldalát nagy, vízzel kitöltött morotvák és hosszú (5-7 km) lecsapoló medrek szabdalták. A Maros bal partján a települések a magasabb terasz szinteken helyezkedtek el. Ezzel ellenben Pécska települését nem védte semmi az árvizek ellen, így lokálisan megépítették a várost védő árvízvédelmi töltést a levágott kanyarulat mentén. A *III. katonai felmérés (1881) idejére* néhány morotva és lecsapoló meder kiszáradt. A térképezés idejére, a levágott, illetve lefűződött kanyarulatok mentén elkezdődött az összefüggő töltésrendszer kiépítése, mellyel a környező településeket igyekeztek védeni az árvizektől. Ennek eredményeként az ártér szélessége 1-2,5 km-re csökkent. A *Goole Earth (2017)* felvétel elkészültének idején az ártér felszínét továbbra is nagy morotvák és egykori lecsapoló medrek tagolták, azonban ezek mára már mind kiszáradt. A pécskai híd megépítése miatt a Pécska alatti szakaszt partbiztosításokkal látták el, így annak kanyargóssága nem változott, aminek következtében a

korábban intenzív kanyarulatvándorlással történő ártérfejlődés már nem jellemző ezen a rövid szakaszon.



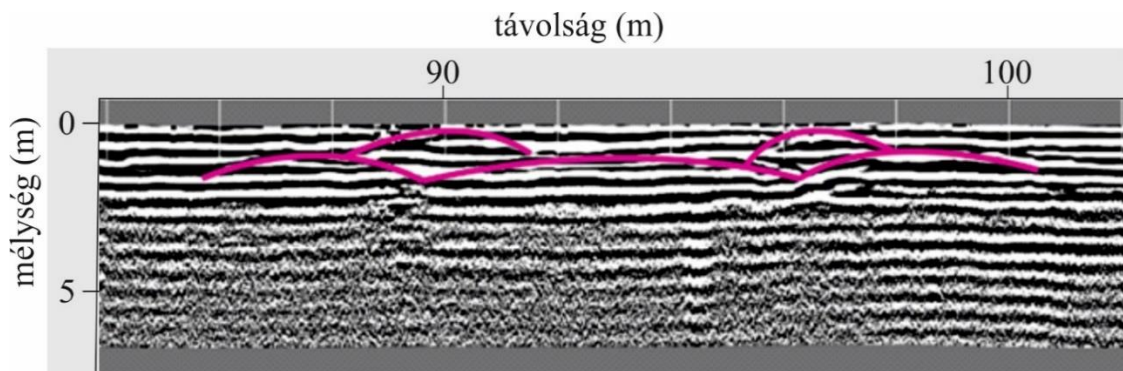
53. ábra: A pécskai mintaterület geomorfológiai térképe; a) I. szint; b) II/A). szint; c) II/B. szint; d) II/C. szint; e) III. szint; f) inaktív meder; g) aktív meder; h) sziget; i) település; j) övzátony; k) gát; l) II. katonai felmérés futás vonala; m) III. katonai felmérés futásvonala; n) GPR szelvény

A részletesen vizsgált 65. egységben, a meder-ártér kapcsolatának megértése érdekében a parterziós mérések mellett két GPR szelvényt is készítettünk. Mivel a korábbi elöntések során itt is finomszemcsés hordalék ülepedett le, ezért a GPR maximális behatolási mélysége mindössze 2-2,5 m volt.

P1 szelvény

A radarszelvény a II/A ártéri szinten készült, a part peremével párhuzamosan, a kanyarulat külső ívén.

A szelvény teljes hosszában negatív formákat, korábbi átfolyásokat láthatunk. Ezeknek a szélessége és mélysége igen változatos. Előbbi 5-22 m között, utóbbi pedig 1-2 m között változik. A legtöbb ilyen átfolyásban látszanak a feltöltődésükre utaló réteghatárok, miszerint jellemzően 1-3 elöntés alkalmával töltődtek fel teljesen. Egyetlen pozitív forma rajzolódik ki a szelvény felvízi végéhez közel. Egy 14 m széles és 2,0-2,5 m magas mederközépi zátony, ami 4 periódusban magasodott fel (54. ábra).



54. ábra: Mederközépi zátony a P1 szelvény mentén

P2 szelvény

Ez a GPR szelvény a jelenkori meder partjára merőlegesen készült, a II/A. és II/B. ártéri szinteket is metszve. Míg az aktív meder közelében, a II/A. szinten a GPR behatolási mélysége korlátozott volt, addig a II/B. szinten, illetve a két szintet elválasztó tereplépcsőn a behatolás mélysége már 5-6 m volt.

Míg a tereplépcsőn és a II/A. szint tereplépcsőhöz közeli végén két nagyobb, feltehetően mederközépi zátonyforma is kirajzolódik, addig a II/A. szint fennmaradó, aktív mederig tartó részén újra csak egykori átfolyásokat láthatunk. A két mederközépi 12-18 m széles, 3-4 m magas és a kirajzolódó réteghatárok alapján 3-4 periódusban magasodtak. Az átfolyások a P1-es szelvényénél kisebbek, hiszen szélességük mindössze 2-14 m, mélységük pedig 0,5-1,0 m közötti.

Egres

Ez a mintaterület a hordalékkúp peremi morfológiai folyószakaszon található, a 76-81. egységek között. A homok- és kavicskitermelés hatására egyre intenzívebbé váló mederbevágódás itt is jelentős volt. A szakaszon a kanyarulatok oldalirányú elmozdulása és a szigetek partba olvadása során történő ártérfejlődési mód a meghatározó.

Az *I. katonai felmérés idején (1783)* a vizsgált folyószakasz **medrét** 11 kanyarulat és 13 sziget alkotta, míg futáshossza közel 14 km volt. A kanyarulatok több, mint fele álkanyar (64%) volt, míg fejlett (18%) és érett kanyarulat (18%) összesen négy volt a folyószakaszon ($\beta_{\text{átl}} = 1,34$). A mederben található nyolc nagyobb és öt kisebb sziget jellemzően a meder oldalirányú elmozdulása során alakult ki. A *II. katonai felmérés elkészültéig (1865)* a folyószakasz felvízi és alvízi végein található két érett kanyarulatot átvágták, amelyek együttesen 3,4 km-rel rövidítették meg a Maros futását, így az már csak 11 km volt. Az átvágások következtében jelentősen lecsökkent a szakasz kanyargóssága ($\beta_{\text{átl}} = 1,06$), hiszen a szakaszt alkotó hét kanyarulat döntő többsége (86%) álkanyar volt, míg fejlett (14%) kanyarulat mindössze egy volt. A korábbi szigetek nagy része (62%) a felmérés idejére már a partba olvadt. A megmaradt szigetekből három nagyobb a meder oldalirányú áthelyeződése révén jött létre, míg mederközépi sziget mindössze egy volt. A *III. katonai felmérés (1881)* idejéig eltelt 16 évben a folyószakasz továbbra is hét kanyarulat alkotta, de minimálisan kanyargósabb lett ($\beta_{\text{átl}} = 1,08$), ami a szakasz hosszának növekedését (12,5 km) okozta. Továbbra is az álkanyarok (71%) domináltak, azonban ekkora már két fejlett (29%) kanyarulat is volt a szakaszon. A korábbi szigetek lefűződtek, illetve újak alakultak ki. Mederközépi sziget mindössze egy nagyobb volt a folyószakaszon, míg a meder oldalirányú vándorlása során kialakult szigetből három is. Igaz, utóbbiak kisebb méretűek voltak. A meder átlagos szélessége 206 m (min: 43 m, max: 679 m) volt. A *Google Earth felvétel (2017)* elkészítéséig a szakasz kanyargóssága minimálisan, de tovább nőtt ($\beta_{\text{átl}} = 1,11$), melynek eredményeként a futáshossz 13,8 km-re nőtt. A Maros medrét 8 kanyarulat tagolta, melyek nagy része továbbra is álkanyar (63%) volt, míg a maradék fejlett (37%) kanyarulat. A mederben található szigetek száma ugyan nőtt, de méretük jelentősen lecsökkent (-80%), ami a széles medertágulatok felszámolásával, így pedig a meder átlagos szélességének csökkenésével (-27%) járt, ami a felvétel készítésének idején 157 m (min: 56 m, max: 327m) volt.

A vizsgált folyószakaszon a 79. egységben – Egres település közvetlen közelében – végeztem rövidtávú parteróziós méréseket. A 2015 novembere és 2017 januárja között eltelt időszakban a partelmozdulás átlagos üteme 1,6 m/év volt, míg a maximális elmozdulás 2,7 m/év. Azonban a 2017. január és 2018. január közt eltelt egy évben a parterózió éves üteme 31%-kal, 1,1 m/évre, míg a legnagyobb mértékű elmozdulás üteme 19%-kal, 2,2 m/évre csökkent.

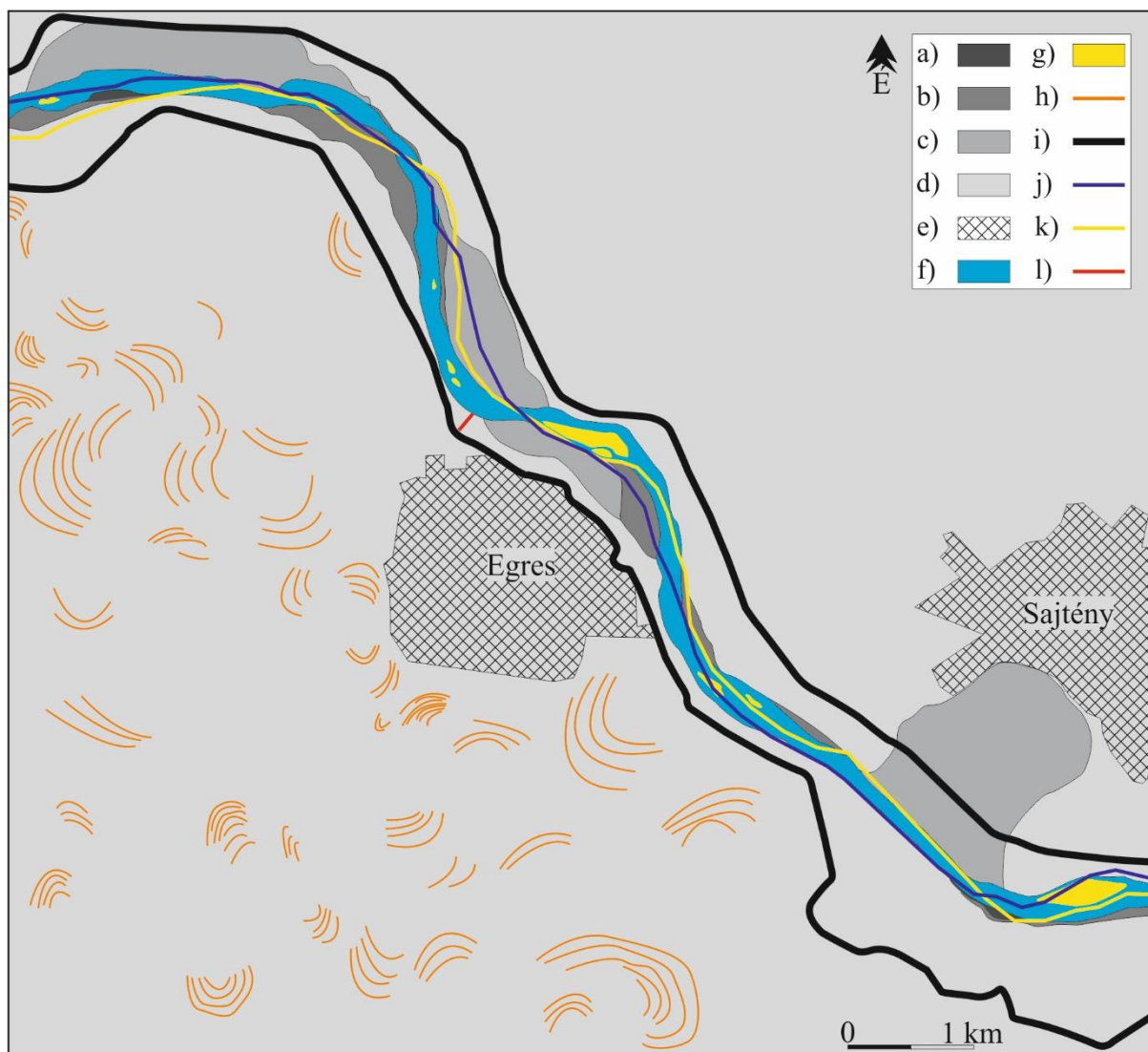
A vizsgált szakasz **árterének** jobb partján az *I. katonai felmérés idején (1783)* több nagyobb – egykori kanyarulatvándorlásra utaló – morotva és 4-7 km hosszú lecsapoló meder volt. Ezzel szemben a bal parton elsősorban az Aranka-patak aktív és inaktív medrei szabdalták sűrűn a felszínt. Az árvizek szétterülését mind a bal, mind pedig a jobb parton egy-egy magasabb ártéri szint jelentette – amikre a környező települések is épültek –, amik közt az ártér szélessége 0,5-1,5 km között változott. A *II. katonai felmérés idejére (1865)* a két levágott kanyarulatnak köszönhetően két további morotvával színesedett a folyó jobb oldali ártere. Ugyanakkor ezek a holtágak még nem szakadtak el

teljesen az aktív medertől, némi vízutánpótlásuk még volt. A Maros bal partján továbbra is az Aranka vízfolyás medrei tagolták a felszínt. A felmérés idejére elvégezték az összefüggő árvízvédelmi töltések kiépítését, aminek eredményeként a magasabb ártéri szintet fölé magasodó árvizek szétterülésének legnagyobb szélességét 0,5-2,0 km közé korlátozták. A *III. katonai felmérés (1881)* térképszelvényein mindössze annyi figyelhető meg, hogy a közel egy évszázad alatt a korábbi morotvák egy része kiszáradt. Jelentős változás a *Google Earth (2017) felvétel* elkészítésének idejére sem történt az ártéren. Napjainkra a többi morotva, illetve az Aranka vízfolyás elhagyatott medrei is teljesen kiszáradtak. Bár a felvétel alapján számos övzátony van az ártéren, az aktív medertől távolabb – melyek azonosítása a műholdas technológiának köszönhető –, az övzátonyok még a 20. sz. előtt alakultak ki, amikor az Aranka vízfolyás aktívan változtatta medrét a területen.

EGRES szelvény

A radarfelvétel a II/C. ártéri szinten készült a mederre merőlegesen, annak peremétől a gát lábáig. A szelvény mentén a radar maximális behatolási mélysége 2,0-2,5 m volt, ami a felsőbb mintaterületeken is tapasztalható, agyagos üledékréteghez köthető. Ezáltal pedig a GPR szelvényen kirajzolódó formakincs is igen hasonló a korábbi mintaterületekével.

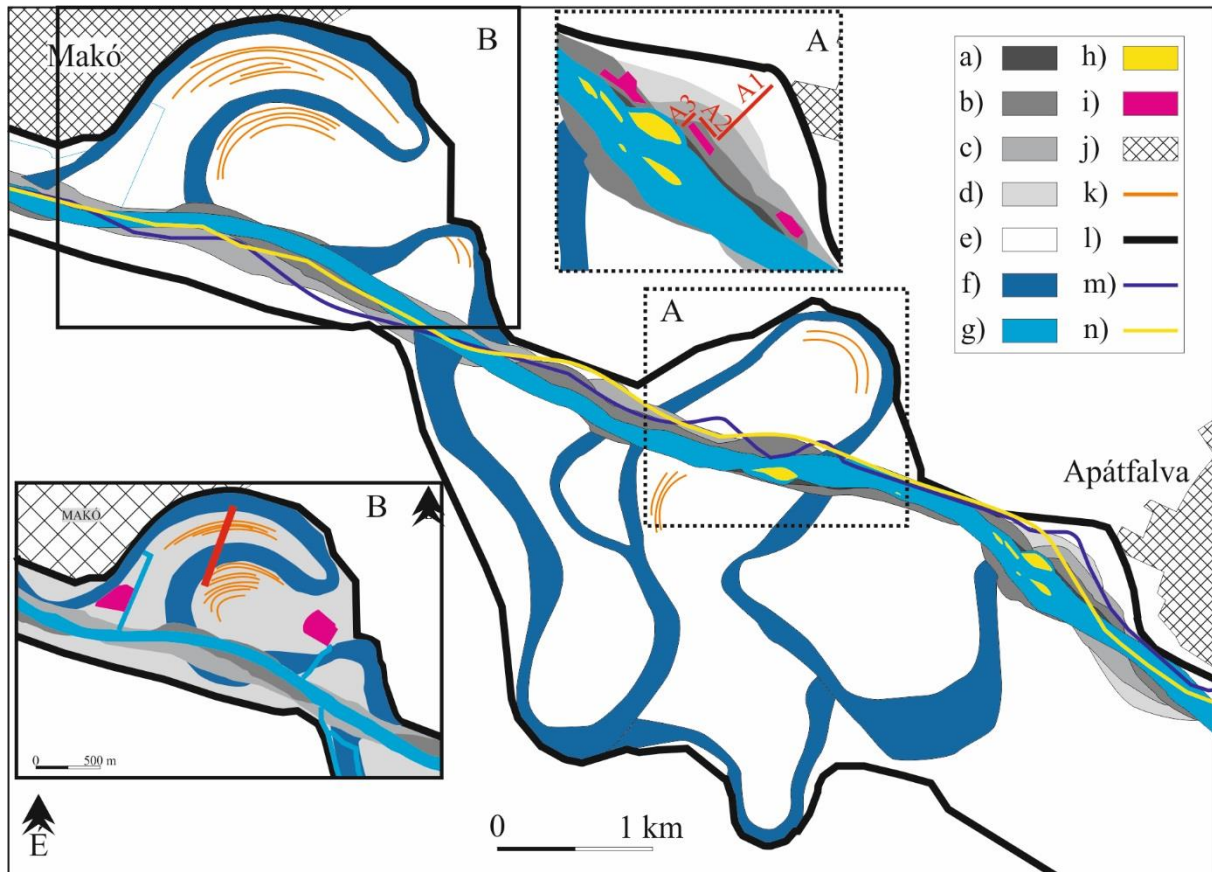
A szelvény mentén elszórtan egykori, mára már teljesen feltöltött átfolyások találhatók, melyek szélessége 4-15 m közötti, legnagyobb mélységük pedig 2-2,5 m (55. ábra).



55. ábra: Az egresi mintaterület geomorfológiai térképe; a) I. szint; b) II/A. szint; c) II/B. szint; d) II/C. szint; e) település; f) aktív meder; g) sziget; h) övzátony; i) gát; j) II. katonai felmérés futás vonala; k) III. katonai felmérés futásvonala; l) GPR szelvény

Apátfalva-Makó

A folyásirányban legalul elhelyezkedő, Apátfalva és Makó közötti mintaterületen (90-95. egységek), ami a fiók-hordalékkúpi morfológiai folyószakaszon található, számos szabályozási munkát végeztek el, melyek közül a legfontosabb az volt, hogy a szakaszt szinte teljesen kiegyenesítették. A folyószakaszon két mintaterületet vizsgáltunk meg részletesen. Az Apátfalva település melletti szakaszt, ahol intenzív zátony- és szigetképződés zajlik, valamint a Makó település melletti szakaszt, ahol számos, a szabályozások előtti ártéri forma fennmaradt. Előbbi a vizsgált folyószakasz folyásirányban vett felső végén található, míg utóbbi az alsó végén (56. ábra).



56. ábra: Apátfalva-Makó mintaterület geomorfológiai térképe; a) I. szint; b) II/A. szint; c) II/B. szint; d) II/C. szint; e) II/D. szint; f) inaktív meder; g) aktívmeder; h) sziget; i) kubik gödör; j) település; k) övzátony; l) gát; m) II. katonai felmérés futás vonala; n) III. katonai felmérés futásvonala

Az I. katonai felmérés idején (1784) a Maros **medrét** a vizsgált folyószakaszon a meanderező és a fonatos mintázat közötti átmenet jellemezte és közel 21 km hosszú volt. A szakasz 13 kanyarulatból állt, melyek közül mindössze kettő volt álkanyar (15%) és kettő fejlett (15%), ugyanakkor érett kanyarulatok (62%) nagy számban voltak jelen, valamint egy túlfejlett kanyarulat (8%) is volt. A folyószakasz tehát igen kanyargós ($\beta_{\text{átl}} = 2,34$) volt. A mederben mindössze két kisebb, mederközépi, valamint egy nagyobb sziget volt. Utóbbi úgy alakult ki, hogy a folyó főága egy surrantóba helyeződött át és a bevágódás miatt az egykori kanyarulat lefűződött (*chute-cutoff*). A II. katonai felmérés elkészültéig (1865) összesen öt kanyarulatot vágta át a vizsgált folyószakaszon. Az átvágások következtében a szakasz hossza 9 km-re csökkent, ami a korábbi futáshossznak mindössze a 43%-a. A kanyarulatok száma kilencre csökkent (-31%), melyek döntő többségében álkanyarok (67%) voltak. Fejlett kanyarulat (33%) pedig mindössze három volt – igaz, ezek fejlettsége épp, hogy elérte a kategória alsó határát –, amelyek jellemzően az átvágások folyásirányban vett felsőbb végénél alakultak ki. A folyó kanyargóssága tehát jelentősen lecsökkent ($\beta_{\text{átl}} = 1,07$). A mederben immár csak egy kisebb, mederközépi, valamint egy nagyobb, a kanyarulatvándorlás által kialakított sziget volt.

A *III. katonai felmérés (1881)* térképszelvényeinek elkészültére folyószakasz hossza tovább csökkent (-11%), 8 km volt. A kanyarulatok száma is tovább csökkent (-33%), hiszen eltűntek a korábbi, kisebb, fejlett kanyarulatok. Ennek oka elsősorban az lehet, hogy a Maros, miután elfoglalta a számára kimélyített, keskeny vezérárkot, a partokat érő intenzív erózió miatt kiszélesedett a medre. A szakaszon megmaradt hat kanyarulat mindegyike álkanyar volt, azaz kanyargóssága tovább csökkent ($\beta_{\text{át}} = 1,02$). A meder átlagos szélessége 148 m (min: 77 m, max: 264 m) volt, míg benne két kisebb, mederközépi sziget volt csak. Napjainkra (*Google Earth felvétel, 2017*) a folyószakasz mindössze minimálisan változott. Futáshossza továbbra is 8 km és a korábbi időszakhoz hasonlóan 6 kanyarulat alkotta. A kanyarulatok kivétel nélkül álkanyarok voltak és a szakasz kanyargóssága ($\beta_{\text{át}} = 1,02$) sem változott az eltelt 136 év alatt. A meder átlagos szélessége csaknem 20%-kal csökkent és immár csak 118 m (min: 63 m, max: 235 m). Szigetek pedig csak az Apátfalva település melletti medertágulatban (90. egység) vannak.

A mintaterületen a bevágódás mértéke 0,7-2,4 m között alakul. A terepi méréseink során gyűjtött magassági adatok alapján két ártéri szintet határoztam meg. A bevágódás következtében, az egykori partél és a jelenlegi partél között kialakult alacsonyabb (I.) szintet, valamint az egykori, az 1950-es években intenzívvé váló bevágódás előtti, magasabb ártéri szintet. A magasabb térszint a terepi adatok alapján három további (II/A.-II/C.), kisebb magasságkülönbségek által tagolt részre osztottam.

Az *I. katonai térképezés (1784)* idején a folyószakaszt övező **ártér** jobb partján jellemzően csak 1-3 km hosszúságú lecsapoló medrek voltak, míg a bal parton számos, a korábbi kanyarulatvándorlás és kanyarulat-lefűződés során kialakult morotva és 2-5 km hosszú lecsapoló medrek voltak találhatóak. A Maros bal partján a Pogány-ér szabdalta az árteret aktív és elhagyott medreivel. A folyásirányban felsőbb mintaterületekkel ellentétben ezen a folyószakaszon a domborzat már nem szabott gátat az árvizek szétterülésének, hiszen a terület sík volt. Árvízvédelmi töltés csak Makó települést (95. egység) védte az időszakban. A *II. katonai felmérés (1865)* térképszelvényeinek elkészültére az átvágások következtében mind a bal, mind pedig a jobb parton morotvák és 3-5 km hosszúságú egykori lecsapoló medrek voltak. A térképezés elkészültére a Maros mindkét partján elkészült az összefüggő töltésrendszer megépítése, melynek következtében a folyószakaszon az ártér szélessége 1-2 km-re szűkült. Vízzel teli morotvák azonban az ártér mentett oldalán is voltak. A *III. katonai felmérés (1881)* idejére a hullámtéren és a mentett oldalon található morotvák is kiszáradtak. Napjainkban (*Google Earth, 2017*) a hullámtéren és a mentett oldalon található morotvák és lecsapoló medrek nagy részét a mezőgazdasági művelés során elegyengették, vagy legelőként használják.

Apátfalvi medertágulat

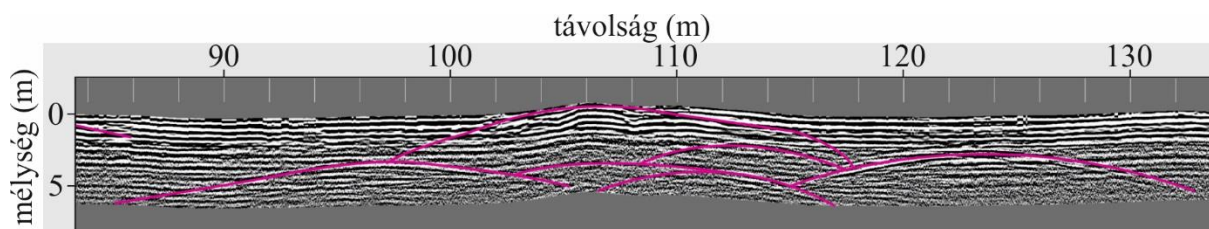
Az Apátfalva település határában található részletesen vizsgált mintaterületen (90. egység) a Maros tágulatot képez, melynek jelenlegi legnagyobb szélessége 250 m. A medertágulatban a folyó több ágra szakad és a folyamatosan mozgásban lévő elmozduló szigetek és, zátonyok között kanyarog (Oroszi 2009). A magassági adatok alapján a hullámtér négy részre tagolható. Az alacsonyabb ártéri szint (I.) a víz szintjéhez közeli, valamint az egykori szigetmagok között elterülő kis- és középvizes időszakban a felszínen lévő, keskeny (5-20 m), vegetáció nélküli sáv, ami átlagosan 82,8 m magasán helyezkedik el a tenger szintje felett. A magas ártéri szint mederhez legközelebb eső (II/A.) sávja 70-100 m széles, a rajta található folyóhátak és az egykori, mára már a partba olvadt szigetek gerince pedig 84,1-86,1 m-re magasodik. A következő (II/B.), 75-100 m széles ártéri szint – melynek átlagos magassága 84,8 m – felszínét egykori, 1,5-2,0 m-es mélységig kimélyített kubikgödörök tagolják. A legmagasabb hullámtéri szint az árvízvédelmi töltés által határolt terület, aminek átlagos magassága 86,1 m és aktív mezőgazdasági művelés alatt áll.

A területen 3 GPR szelvényt készítettünk, melyből kettő merőleges a mederre, valamint az ártéri szintekre, egy pedig a II/B. szint peremén halad, a peremmel párhuzamosan.

A1 szelvény

A radarfelvétel a II/A-II/C. ártéri szinteken keresztül készült, az aktív mederre, illetve az ártéri szintekre merőlegesen. A radar maximális behatolási mélysége 6 m volt.

A legmagasabb ártéri szinten (II/C.) nem voltak felismerhető formák. Ezzel ellentétben, a II/B. ártéri szinten már láthatók kisebb átfolyások, melyek szélessége 5-8 m, mélységük pedig 1,5 m. A II/B. és II/A. ártéri szint közötti tereplépcső hosszan elnyúló lejtőjét egy korábbi mederközépi zátony felszíne jelenti, melynek szélessége 19 m, magassága pedig 2 m. A mederhez legközelebbi (II/A.) ártéri szinten egy 48 m széles, feltehetően egykori sziget üledékrétegei rajzolódnak ki (57. ábra). A sziget a szelvény teljes mélységében látható, valamint felszínének egy része a jelenkori felszínt képezi. Az alapját három egymásba forrt zátonytest jelenti, melyek szélessége 10-20 m közötti, magasságuk pedig 2-3,5 m. Ezekre épült rá két további periódusban az újabb rétegek.

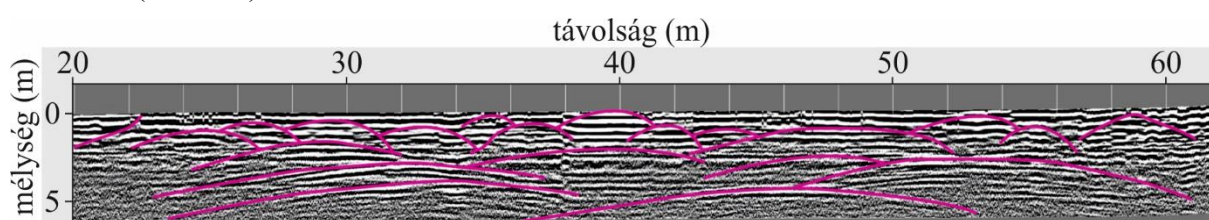


57. ábra: Egykori sziget keresztmetszete az A1 szelvény mentén

A2 szelvény

A felvétel a II/A. ártéri szinten készült, a parttal párhuzamosan.

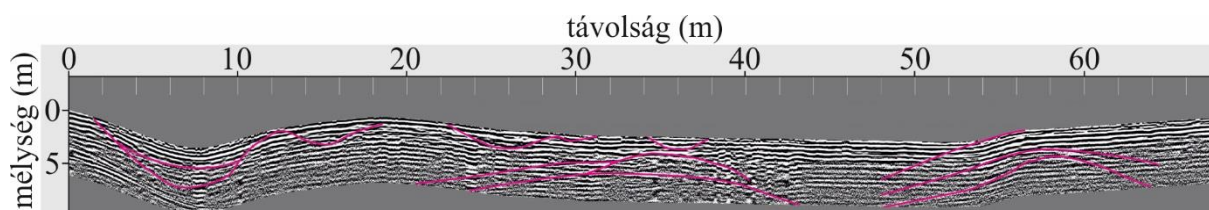
A szelvény első harmadán egy 16 m széles, 2,5 m mély átfolyás látszik, melyben jól láthatók a réteghatárok, ami szerint 3 periódusban töltődött fel teljesen. A radarfelvétel fennmaradó részén az előző szelvényben is kirajzolódó egykori sziget rétegei láthatók. A zátony kitölti a 39 m-es szelvényrész, mindhosszában, mind pedig mélységében (6 m), így arra következtethetünk, hogy ez csak töredéke a tényleges formának. A forma alapját 3 zátonytest adja, melyek 15-16 m hosszúak, 2-2,5 m magasak, valamint 3,5-6 m mélységben helyezkednek el. Ezekre az egybe forrt formákra újabb, kisebb üledékrétegek akkumulálódtak 4-5 periódusban. A jelenkori felszín alatt mindössze 0,5-1,0 m mélységben elhelyezkedő rétegek már csak 2-9 m hosszúak és 1,0-1,5 m magasak. A sziget azonos mélységben elhelyezkedő – feltehetően egyazon elöntés során akkumulálódott – üledékrétegei folyásirányban minimálisan lejtnek, tehát a sziget folyásirányban vett felső vége magasabb volt, mint az alsó (58. ábra).



58. ábra: Szigetfejlődés az A2 szelvény mentén

A3 szelvény

A radarfelvétel a II/A. ártéri szinten készült, a partra merőlegesen. A szelvény feltehetően egy egykori mederágon halad keresztül, ami még napjainkig sem töltődött fel nem teljesen (59. ábra).



59. ábra: Az A3 GPR szelvény

Az mederág maximális mélysége a szint átlagos magasságához mérten 1-1,5 m. Benne két egykori mederközépi zátony üledékrétegei rajzolódnak ki. Az aktív medertől távolabbi zátony 16 m széles és 6 m magas, valamint felszíne a jelenkori felszínt képezi. Az aktív mederhez közelebbi zátony 22 m széles és 4 m magas. Ez utóbbi azonban csak 4-6 m-es mélységben látszódik. Mindkét zátonyról elmondható, hogy az őket felépítő üledékrétegek alapján három periódusban magasodtak. Tehát a köztük lévő magasságkülönbség magyarázható azzal, hogy medertől távolabbi zátony az egykori parthoz közelebb helyezkedett el, ahol a vízfolyás energiája a vízmélység csökkenésével arányosan csökkent, így könnyebben tudta leülepíteni a szemcséket. Ezzel szemben az egykori mederág közepén lévő zátonynál a vízszlop magassága nagyobb volt, így nehezebben tudott épülni.

Makói öblözet

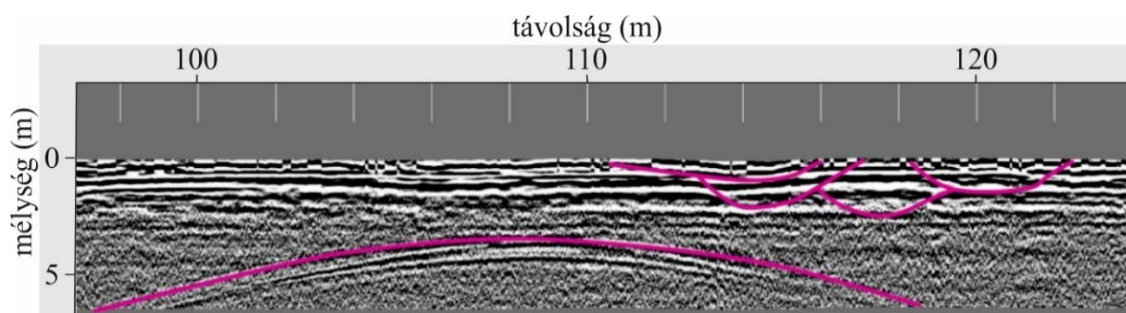
A Makó melletti öblözetben található részletesen vizsgált mintaterületen 1846-ban végezték el az ún. goszpodi-átvágást, aminek során egy túlérétt, erősen megnyúlt kanyarulatot metszettek át (Török 1977). Az öblözet azóta jelentősen feltöltődött.

A terepi méréseim során gyűjtött magassági adatokból, valamint a rendelkezésemre álló domborzatmodellt felhasználva a hullámtéren összesen három szintet határoztam meg. A víz szintjéhez közeli, alacsonyabb (I.) ártéri szint mellett, a magasabb (II.) ártéri szintet a felsőbb szakaszhoz hasonlóan három különböző térszint határoztam meg (II/A.-II/C.), tehát az öblözetben meghatározott ártéri szintek összeegyeztethetők az apátfalvi medertágulatban meghatározott szintekkel. A meder közvetlen közelében (I.), az 1950-es évek óta tartó bevágódás következtében kialakult alacsonyabb térszínen keskeny (50-100 m) folyóhát található. A szint átlagos magassága 83, 1-rel magasodik a víz szintje fölé. A következő (II/B.) szint átlagos magassága 83,8 m, valamint szélessége 100-150 m között változik. Ugyanakkor a harmadik (II/C.), a gát által lehatárolt ártéri szint átlagos magassága már 84,3 m. A mentett oldalra a töltések megépítése óta nem jutott ki a Maros, míg a hullámtéren a nagyobb árvizek során nagymennyiségű hordalékot halmozott fel, melynek következtében a hullámtér a mentett oldali térszín fölé magasodhatott.

MAKÓ szelvény

A szelvény a II/C. ártéri szinten halad keresztül. Az egykori túlfejlett kanyarulat inaktív medrét két helyen is metszi.

Az radarfelvétel aktív medertől távolabbi harmadán, ahol a szelvény az egykori kanyarulat medrén halad keresztül, mindössze néhány kisebb (szélesség 4-12 m, mélység 0,5-1,5 m), a mederág feltöltődésére utaló átfolyás, valamint egy 20 m széles és 2,5 m magas mederközépi zátony található (60. ábra). Utóbbi 3,5-6 m-es mélységben.



60. ábra: Mederközépi zátony a MAKÓ szelvény mentén

Az inaktív kanyarulat inflexióihoz közel, az inflexiók között egy övzátony sort láthatunk, ami nyolc tagból áll. Az egykori mederhez közelebbi, fiatalabb övzátonyok keskenyebbek (2-6 m) és alacsonyabbak (1-2 m), mint a medertől távolabbiak – amiknek szélessége 6-10 m, magasságuk pedig 3-4 m közötti –, valamint az aktív meder irányába lejtnek. Az övzátonyok között mindössze 2-4 m széles, ugyanakkor 1-3 m mély sarlólaposok vannak. Az egykori kanyarulat másik inflexiójához közeledve újra külső parton haladt keresztül a szelvény. Ennek megfelelően itt már egy folyóhátat figyelhetünk meg, ami 28 m széles és feltehetően 1,5 m magas volt, továbbá a vége az előző övzátony-sor utolsó tagjában végződik el.

6. Összegzés

A Maros medrét érő direkt emberi hatások (pl. meder-szabályozás, töltésépítés, kavicskitermelés) és a vízgyűjtőt ért indirekt emberi hatások következtében az 1950-es évektől egyre intenzívebbé váló mederszükülés és bevágódás eredményeként jelentős változások következtek be mind a folyó, mind pedig az ártér morfológiájában. Kutatásom során bebizonyosodott, hogy a vizsgált időszakban a Maros dinamikusan változó rendszert alkotott, azonban az antropogén hatások következtében a meder-ártér összekapcsoltsága egyre gyengébb lett.

6.1. A Maros hidrológiai viszonyainak alakulása az 1901-2017 közötti időszakban

A jellegzetes vízállás és vízhozam adatok éves ingadozásának mértéke alapján a vizsgált időszakban öt, egymástól elkülönülő hidrológiai időszakot határoztam meg. Ezen időszakok alatt a hidrológiai változások alapvetően befolyásolták a makói vízmércéhez tartozó szakasz és ártér fejlődését.

Az elemzések azt tükrözik, hogy a Maros vízjárása jelentősen változott a vizsgált több, mint száz év alatt, ami az éves jellemző vízállásokban és vízhozamokban, az árvizes és kisvizes napok számában, és az árvizek visszatérési idejének alakulásában is megjelent. Ellenben az 1901-1911 közötti időszakkal – amikor mindössze 2 rövidebb árvíz volt csak –, az ártér fejlődésének az 1912-1944 közötti időszak volt a legkedvezőbb, hiszen ekkor a Maros közel két évente lépett ki a medréből és viszonylag hosszan (átlagosan 21 nap/év) formálhatta az árterét, mivel a viszonylag 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. Míg a kisvizek szintje csökkent, addig a szélsőségesen magas nagyvízi vízállások és vízhozamok során az ártér tovább fejlődhetett, igaz lassabb ütemben, hiszen az árvizes napok száma átlagosan 16 nap/év volt. Az utóbbi évtizedekben (1995-2017) a bevágódás mértéke mérséklődött (12-15 cm), akárcsak az ártérfejlődés üteme, hiszen az árvizek egyre ritkábbak és kisebbek, amit az árvizes napok 14 nap/évre csökkenése is jelez.

A napjainkban is jellemző mederbevágódás, illetve az egyre ritkábbá váló árvizek a meder-ártér egyre erősödő hidrológiai szétkapcsoltságát jelzik. Ez a hidrológiai szétkapcsoltság pedig a meder és az ártér formakincsének átalakulását eredményezte.

6.2. A Maros medrének morfológiai változásai

A Maroson elvégzett kanyarulat-átvágási és szabályozási munkálatok jelentősen megváltoztatták a vízfolyás futását és a meder morfológiáját. A Lippa és a tiszai torkolat közötti folyószakaszt érintő átvágási munkálatok során a Maros hossza 83,9 km-rel (249,5 km-ről 165,6 km-re) csökkent a III. katonai felmérés (1881) idejére. Azonban az antropogén beavatkozásokra válaszolva a folyó igyekezett (egy újabb) egyensúlyi állapotába visszatérni, ami formakincsének átalakulását eredményezte.

Ugyan a **folyó középvonalának hossza** az átvágások befejezése óta 9,5 km-rel nőtt 1881 és 2017 között, ez a növekedés leginkább a Lippa és az országhatár közötti folyószakaszt (1-83. egységek) érintette, míg a teljes hossz növekedés mindössze 6%-a történt a magyarországi- és határszakaszon (84-114. egységek). Ez azzal magyarázható, hogy (1) a romániai szakaszon a folyó esése nagyobb és több hordalékot szállít (Právetz 2018), ami megteremti az intenzívebb mederformálódás lehetőségét, illetve (2) 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.

A futásvonal hosszának változása eltérő mértékű volt a partbiztosított és erősen szabályozott, valamint a partbiztosítások nélküli, illetve a kavicsbányászattal érintett folyószakaszokon. Míg a

kavicsbányászattal közvetlenül érintett szakaszok, valamint azok a szakaszok ahol kevés a partbiztosítás és szélesebb az ártér, jellemzően 1,0-5,5 km-rel lettek hosszabbak, addig a partbiztosítással védett szakaszok hossza mindössze 0,1-0,8 km-rel nőtt (11. táblázat).

morfológiai egység	középvonal hosszváltozása (m)	meder átlagos szélességének változás (m)
<i>bányászott szakasz (1-37. egységek)</i>	+ 2,0	- 98
<i>kanyargós, bevágódó szakasz (38-50. egységek)</i>	+ 0,9	- 22
<i>kiegyenesített szakasz (51-59. egységek)</i>	+ 0,6	- 19
<i>nagy kanyarulatok szakasza (60-68. egységek)</i>	+ 5,5	+ 21
<i>hordalékkúp peremi szakasz (69-87. egységek)</i>	+ 1,7	- 74
<i>fiók-hordalékkúpi szakasz (88-95. egységek)</i>	+ 0,1	- 34
<i>ártéri szakasz (96-104. egységek)</i>	- 1,1	- 159
<i>torkolati szakasz (105-114. egységek)</i>	+ 0,8	- 5

11. táblázat: A futásvonal hosszának, valamint átlagos mederszélességének morfológiai egységenkénti változása a Maros alföldi szakaszán 1881 és 2017 között

Hasonló, a kanyarulat-átvágások után növekvő hossz a Tisza különböző szakaszain is jellemző (Fiala et al. 2006, Babák 2010, Vass és Mike 2016). A fentiekkel ellentétes folyamat figyelhető meg a Maros ártéri szakaszán (96-104. egységek), ahol a folyót a szabályozások során csaknem teljesen kiegyenesítették, majd partbiztosításokkal stabilizálták, a futáshossz 1,1 km-rel csökkent, ami feltehetően a keskeny gátak közé zárt folyó kisebb álkanyarulatainak felszámolódásához köthető. A legintenzívebb változás (+5,5 km) a nagykanyarulatok mentén volt mérhető (60-68. egységek; Balogh et al. 2017), ahol csak a legalsó kanyarulatot látták el partbiztosítással, így a folyásirányban feljebb található kanyarulatok az árvízvédelmi töltések nélküli ártéren feltorlódtak és megnyúltak, ami hasonlít a Felső-Tisza szabályozások utáni folyamataihoz (Károlyi 1960).

Jóval szembeutóbb különbségek jellemezték a **folyó szélességének** változását. 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. Eredményeim szerint a mederszűküléssel történő horizontális ártérfejlődés a vizsgált Lipppa és Szeged közötti folyószakasz 80%-át érintette, amely elsősorban az intenzív bevágódásnak, valamint a medret tagoló szigetek partba olvadásának tulajdonítható. A mederszűkülés időben nem volt egyenletes, amit bizonyít a magyarországi szakaszról rendelkezésre álló – köztes felvételek alapján elkészített – elemzésem is, miszerint az 1881-1953 közötti években a mederszűkülés mindössze a vizsgált szakasz 2%-át érintette, ugyanakkor az 1953-2017 közötti időszakban már a folyószakasz 24%-án ily módon gyarapodott az ártér, átlagosan 0,6 m/év ütemben. Mederszűkülés megfigyelhető más hazai folyón is. A Tiszán a folyamat egyértelműen a meder bevágódásához és az övzátonyok fejlődéséhez köthető, mivel a külső ívet a partbiztosítások révén stabilizálták (Kiss 2014), míg a Dráván a völgyzárógátak mögött felhalmozódó hordalék miatti bevágódás váltotta ki az oldalágak funkcióvesztését (Andrási 2015).

A drasztikus beavatkozások következtében a **folyó kanyargóssága** is hirtelen megváltozott, aminek eredményeként a Maros kanyarulatainak átlagos fejlettsége 1,26-ra csökkent (β_{1881}). Az átvágások következtében megnövekedett esés hatására a folyó mederformáló tevékenysége dinamikusabbá vált, amit jelez az is, hogy a kanyarulatok átlagos fejlettsége a 136 év alatt 1,42-re (β_{2017}) nőtt. Ez támasztja alá az is, hogy a fejletlen kanyarok aránya a két időszak között 54%-ról 34%-ra csökkent, ugyanakkor a fejlettek aránya 27%-ról 40%-ra, az éretteké pedig 19%-ról 25%-ra nőtt. Továbbá a 2017-es felmérés idején már 1 túlfejlett kanyarulat is létezett a mintaterületen. A

futásvonal hosszához hasonlóan a folyószakasz kanyargósságának növekedése sem volt időben egyenletes. Az 1881 és 1953 közötti időszakban a magyarországi- és határszakaszon a kanyarok fejlettsége 1,14-ről (β_{1881}) 1,18-ra nőtt (β_{1953}), azonban napjainkra (Google Earth felvétel, 2017) a kanyarok fejlettségének értéke $\beta_{2017} = 1,18$, nem változott érdemben az 1953-as felvételhez képest.

Bár a Maros futáshosszának megnövekedése a vizsgált folyószakasz kanyargósabbá válását eredményezte ($\beta_{1881}=1,26$; $\beta_{2017}=1,42$), valamint a mederszűkülés révén az ártér gyarapszik (868 ha), de az oldalirányú erózió egyidejű felerősödésével az ártér-átdolgozás egyes helyeken dinamikussá vált, amit bizonyítanak parteróziós vizsgálataim is (12. táblázat).

mintaterület	Átlagos elmozdulás (m/év)		Maximális elmozdulás (m/év)	
	2015.11-2017.01.	2017.01-2018.01.	2015.11-2017.01.	2017.01-2018.01.
11. egység	0,6	0,7	1,7	1,4
15. egység	1,5	0,3	3,9	1,1
20. egység	1,3	0,3	4,1	1,5
21. egység	0,6	1,6	1,9	2,4
44. egység	1,6	1,2	4,8	3,2
46. egység				
65. egység	1,5	0,3	3,0	2,0
79. egység	1,6	1,1	2,7	2,2

12. táblázat: Partpusztulás mértéke a rövidtávú felmérések alapján

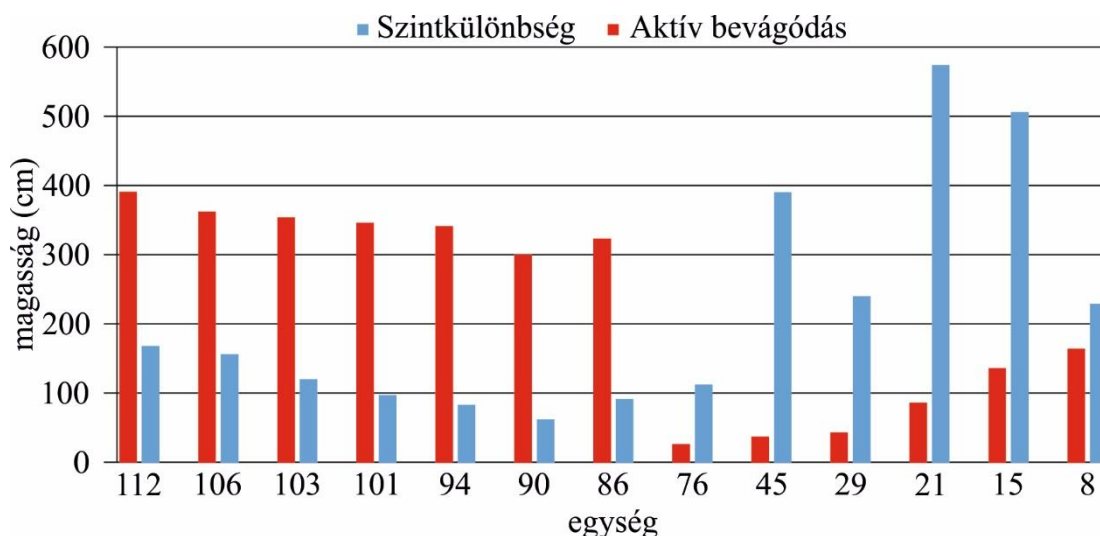
A szabályozások után fonatossá vált határszakaszon a medermorfológia átalakult. Ezt jelzi a szigetek számának és morfológiájának alakulása, ami a jellegzetes vízállás adatokkal párhuzamba állítható, hiszen amikor a jellegzetes vízállások átlagai nőttek (1912-1969), a szigetek száma és területe csökkent, míg a vízszintek csökkenése (1970-2017) a szigetek számának és területének növekedését eredményezte, hasonlóan a Dráva szigeteinek változásához (Andrási 2015). 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 fejlődnek, ami pont az ellenkezője a kavicsos medrű Dráván zajló szigetépülésnek (Andrási 2015), hiszen ott a szigetek folyásirány felőli alsó vége erodálódik intenzíven, míg folyásiránnyal szembeni végük épül. Ez magyarázható a két folyó eltérő hidrológiai tulajdonságaival és hordalékháztartásával, mivel a Dráva jóval nagyobb szemcseméretű hordalékot szállít, mint a Maros (Kiss és Balogh 2015). Ezért a Dráván a kavicsok a szigetek körül szétnyíló áramlási mezők miatt a szigetek frontján rakódnak le, míg a tisztavíz erózió pusztíthatja folyásirány szerinti alsó végeiket (Andrási 2015). Ugyanakkor a Maroson csak a szigetek végeinél van olyan kis vízsebességű tér, ahol a finomszemű hordalék lerakódhat a szigetek növekedését eredményezve, miközben a felvízi végük erodálódik. Megállapítottam, hogy a szűkülő szakaszok szigetei jóval kisebbek, mint a stagnáló szélességű vagy szélesedő szakaszokon található szigetek. A Maros magyarországi és határszakaszán folyásiránybeli trend is megfigyelhető, ugyanis a szigetek száma és területe is csökken folyásirányban.

6.3. A Maros árterének morfológiai változásai

A fiatal ártéri szintek szélességének alakulásában nincs egyértelmű – a bevágódás alakulásához hasonló, a Maros teljes síksági szakaszára jellemző – folyásiránybeli trend, azonban egy-egy morfológiai folyószakaszon belül megfigyelhetünk szabályszerűségeket. A bányászott szakaszon (1-37. egységek) a bevágódás mértékével fordítottan arányosan változik az új, alacsonyabb ártéri szintek alakulása. Például a leginkább bevágódó szakaszon a legkisebb a fiatal szint szélessége,

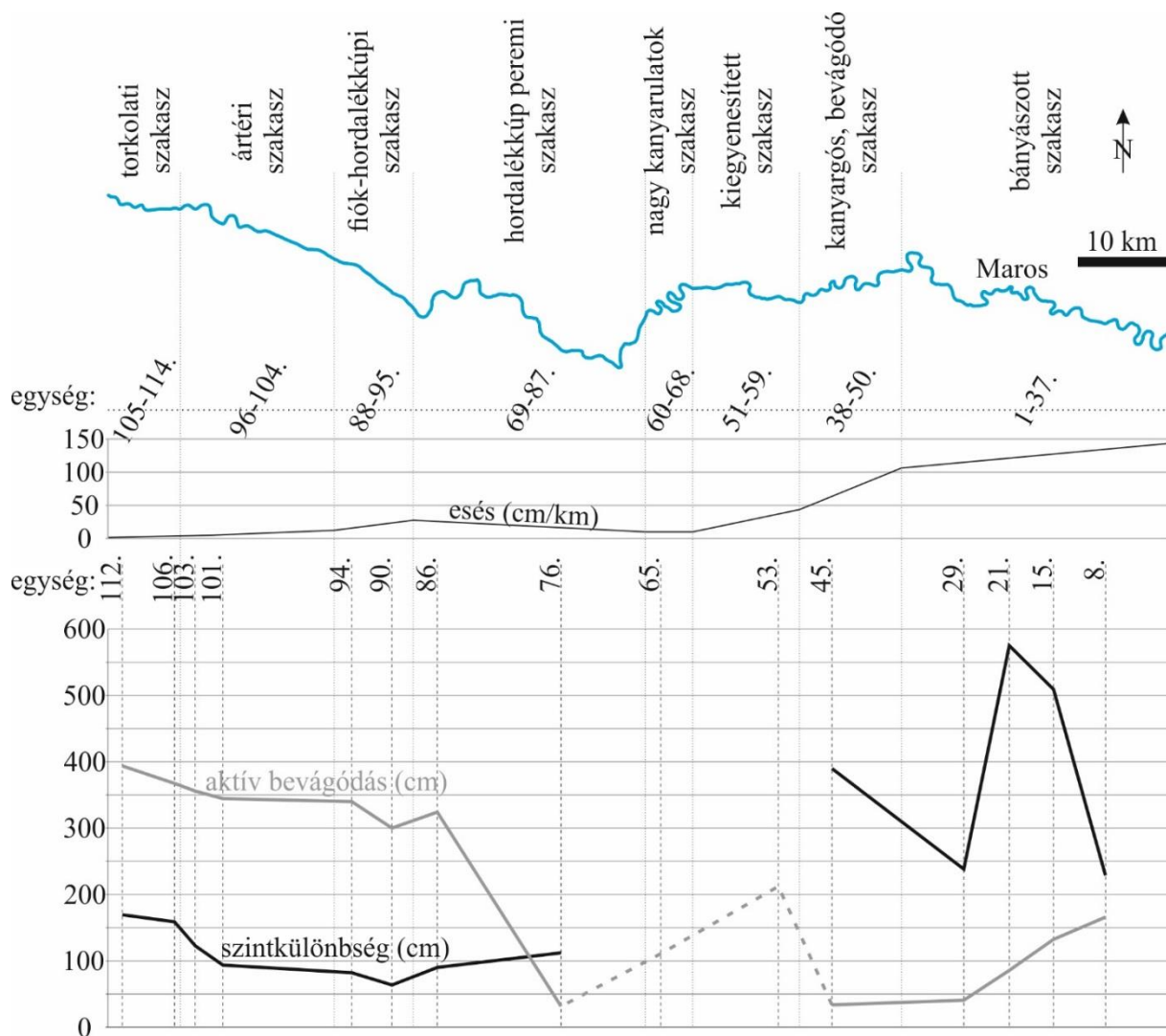
míg a bevágódás mértékének csökkenésével egyre szélesebb lesz. A kiegyenesített (51-59. egységek) és a nagy kanyarulatok (60-68. egységek) mentén nem voltak alacsonyabb ártéri szintek. A hordalékkúp peremi (69-87. egységek) és a fiók-hordalékkúpi folyószakaszokon (88-95. egységek) a fiatal szintek szélessége igen változatos (91-329 m) volt, míg az ártéri (96-104. egységek) és torkolati folyószakaszokon (105-114. egységek) közel hasonló (73-158 m).

A bevágódás során inaktívvá vált és az új, alacsonyabb térszínen kialakult ártéri szintek magasságkülönbsége és az aktív bevágódás mértéke szoros kapcsolatban áll egymással. Ópálostól Mondorlakig (8-21. egységek) – ahol a bányászat a legintenzívebb volt – az ártéri szintek különbsége és az aktív bevágódás mértéke is nőtt, azaz tekinthetjük úgy, 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 a két vizsgált tényező más-más tendenciában változik tovább (61. ábra).



61. ábra: A Maros Lippa és Maros közötti szakaszán az inaktív és a fiatal ártéri szintek közötti magasságkülönbség és az aktív bevágódás mértékének alakulása

A két ártéri szint magasságkülönbségének mértéke Mondorlak településtől (21. egység) a fenékküszöbig (24. egység) kevesebb, mint a felére (42%) csökken, hiszen a fenékküszöb által mérséklődik a vízfolyás esése, ezáltal pedig a meder eróziójának mértéke is. Ugyanakkor a fenékküszöb alvízi szakaszán tisztavíz erózió alakul ki, aminek következtében a bevágódás mértéke újra megnő, ellenben az aktív bevágódás mértékével, ami továbbra is csökkenő tendenciát mutat. Zádorlak település 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 (Kiss et al. 2017). 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 egységesen változik a két tényező. Értékük Csanád településig (90. egység) csökken, majd a torkolat irányába újra növekedni kezd (62. ábra).



62. ábra: A Maros morfológiai egységei, esésviszonyai, valamint az aktív bevágódás és az ártéri szintek közötti szintkülönbség folyásiránybeli változása.

Tehát az ártéri szintek közötti magasságkülönbség, valamint az aktív bevágódás mértékének folyásiránybeli alakulása arra enged következtetni, hogy a Maroson két ellentétes irányú bevágódási folyamat ment/megy végbe egyszerre. Az egyik bevágódási folyamat inflexiója Mondorlak (21. egység) település közelében található, ahonnan mind felvízi, mind pedig alvízi irányba hat – utóbbi hatása egészen Csanád és Apátfalva településekig érvényesül, csaknem 110 km hosszan. Azonban ez a folyamat nem lineárisan ment végbe, hiszen a 24. egységben elhelyezett fenékküszöb egy újabb törést jelent a folyamat folytonosságát tekintve. A fenékküszöb felvízi szakaszán csökken a meder esése és az akkumuláció lesz a domináns folyamat, míg alvízi szakaszán a bevágódás mértéke a meginduló tisztavíz erózió függvényében alakul. A másik bevágódási folyamat a Tisza, mint erózióbázis 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.

A kutatásom során bebizonyosodott, hogy 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. Bár a részletes vizsgálatokat csak a magyarországi szakaszon

végeztem el, hiszen itt állt rendelkezésemre nagy pontosságú DDM, de véleményem szerint az eredmények kivetíthetők az intenzív mederszűküléssel jellemezhető, a Lipppa és az országhatár közötti szakaszra is.

Az árvizek elmaradása miatt a *vertikális ártérfeltöltődés* gyakorlatilag megszűnt (lehetősége csak extrém magas árvizekkor lehetséges), és ennek hiányában az ártéri formák fejlődése is leáll. Az inaktívvá vált ártéren található morotvák víz- és hordalék-utánpótlása teljesen megszűnt, ezáltal kiszáradtak, ami a környezet ökológiájában okozhat változásokat. Ugyanakkor mivel nem jut a holtágakba hordalék, negatív formaként hosszú ideig megőrződhetnek az ártereken. Az inaktívvá vált folyóhátakat és övzátonyosorokat a növényzet stabilizálja, aminek következtében térbeli fejlődésük megállhat. Felszínüket, vagy akár az egész formát a mezőgazdasági művelés céljából hasznosítható területté alakíthatják a forma elegyengetésével.

A Maros *folyóhátainak és övzátonyainak 6 fejlődési típusát* határoztam meg tér- és időbeli fejlődésük alapján, figyelembe véve a formák kialakulásának kezdetét (19. század előtti, kanyarulat-átvágások óta fejlődő, 1950-es évek utáni) és végét (kanyarulat-átvágásokkor vagy az 1950-es években leállt, jelenleg is fejlődő). A partvonal futása a mederrendezési munkálatok és a mederszűkülés következtében megváltozott (Balogh et al. 2017), ami maga után vonta a partok mentén kialakuló folyóhátak és övzátonyok fejlődésének átalakulását. Az emberi beavatkozások hatására a Maros magyarországi szakaszán a folyóhátak száma csaknem megduplázódott, hiszen az új mederszakaszok mentén és alacsony ártéri szinteken jellemzően új formák (B és C típusok) fejlődtek, így több helyen is található akár 2-3 tagból álló folyóhát, illetve övzátony-rendszert. Ez pedig nem egyeztethető össze a természetben található, egyensúlyi medrek folyóhátainak fejlődésével, hiszen ott a folyóhátak – elvileg – folyamatosan erodáló formák a külső íven (Kiss et al. 2018). A kanyarulat-átvágások és a mederszűkülés által nem érintett szakaszokon fennmaradhattak már a munkálatok idején is meglévő folyóhátak és övzátonyok, amelyek még napjainkban is aktívan fejlődnek (A1 típus). A hosszú ideje fejlődő A1 típusú és az új meder mentén kialakult B1 típusú folyóhátak több helyen is akár 80-100%-ban kitöltik a rendelkezésükre álló hullámteret, így fejlődésük térben egyre korlátozottabbá válik. Hasonló, a gátépítések hatására korlátozódó fluvialis folyamatokat írt le Klasz et al. (2014). Ugyanakkor a partél áthelyeződése miatt egyes formák (A2, A3 és B2) távolabbra kerültek az aktív medertől, így fejlődésük megszakadt, ami a meder-ártér folyamatainak szétkapcsoltságára utal. A Maros jelentős hordalékhozamának köszönhetően az új térszíneken kialakult fiatal folyóhátak és övzátonyok (B1 és C típusok) gyorsan fejlődtek, és viszonylag rövid idő alatt elérték a korábbi generáció magasságát. Az elmaradó árvizek és a jellegzetes vízállások szintjének csökkenése miatt azonban napjainkban már ezek az új formák is csak korlátozottan tudnak fejlődni. Amennyiben a mederszűkülés tovább folytatódik, akár az 1950-es évektől fejlődő, legfiatalabb formák is hamarosan inaktívvá válhatnak. Hasonló folyamatokat írtak le Hesselink et al. (2003), Hudson et al. (2008), valamint Pierik et al. (2017) az intenzíven szabályozott Rajnárról és a Mississippi folyóról, Klasz et al. (2014) a Dunáról, míg Hooke (2006) az általa vizsgált mediterrán jellegű folyóról.

A szűkülés következtében újonnan létrejött térszíneken fejlődő C típusú folyóhátak és övzátony-sorok már a formák harmadik generációjának tekinthetők. Gyors magasodásukat jelzi a hasonló szedimentológiai összetételük, valamint az is, hogy elhelyezkedésük a mederkitöltő vízszint alatt található 0,3-1,9 m-rel. Ennek köszönhetően a folyó nem csak árvízkor, de mederkitöltő vízállás esetén is jelentős mennyiségű hordalékot tud lerakni a felszínükön, azonban a teljes vízborításukhoz szükséges vízállások visszatérési ideje így is csupán 9,6 év. A C típusú folyóhátak közel azonos durvaságú (D_{90} : 271-318 μm) hordalékból épülnek fel, mint a mederanyag (Oroszi és Kiss 2004), ami hasonló hidro-morfológiai körülményekre utal. Hasonló megfigyelést tett Sándor (2011) is az Alsó-Tisza menti folyóhátak anyagát megvizsgálva.

Az *aktívan fejlődő formák* esetében megvizsgáltam a partbiztosítások meglétének vagy éppen hiányának szerepét a forma morfológiai alakulásában. Természetes körülmények között a folyók partjain található folyóhátak az oldalirányú erózió következtében pusztulnak, míg az övzátonyok ezzel párhuzamosan épülnek (Schumm 1969), de fejlődésüket befolyásolhatja az árvízkor nagy energiával áramló víz által okozott felszíni erózió is. Ugyanakkor a partbiztosítások célja ennek az

oldalirányú erózióknak a megakadályozása. Vizsgálataim szerint a partbiztosított szakaszok mentén jelenleg is aktív folyóhátak 24-36%-kal magasabbak, mint a szabadon fejlődő folyószakaszok mentén kialakult folyóhátak (Kiss et. al 2018). Ez részint a partbiztosítások következtében leállt laterális erózióval magyarázható, hiszen így a folyóhát sokkal hosszabban akumulálódhat, valamint az intenzívebb vertikális feltöltődéssel magyarázható, mivel a sodorvonal a partbiztosításnak préselődik, így árvízkor a nagy sebességű vízből több hordalék juthat az ártérre. Ez megegyezik a Klasz et al. (2014) által a Dunán végzett megfigyelés eredményeivel. A partbiztosított és nem partbiztosított szakaszokon található folyóhátak összehasonlításakor a formák szélességében, valamint lejtésében nem volt egyértelmű korreláció, ami arra enged következtetni, hogy ezeket a paramétereket nemcsak a partbiztosítások megléte befolyásolja, hanem egyéb lokális tényezők is (pl.: kanyargósság, a meder esése, anyaguk).

Az övzátonyok magasságainak formaegyüttesen belüli változása megmutatja az övzátonyok fejlődése során bekövetkezett eróziós-akkumulációs viszonyokat. Míg az aktív övzátony-sorok jellemzően a meder irányába lejtnek, ami intenzív bevágódásra utal, addig az inaktív formák legmagasabb tagjai leginkább a korábbi partél közelében helyezkedtek el és az ártér belseje felé alacsonyodtak. A mára már betemetett, GPR segítségével felmért formák egy másik eróziós ciklus folyamatát igazolják, hiszen a keresztszelvényeken jól látható, hogy a formaegyüttesek jellemzően az aktuális meder irányába lejtettek. Az utóbbi évtizedek intenzív bevágódását igazolja az egyes ártéri szintek közötti magasságkülönbség, valamint az is, hogy az övzátony-sorok egymást követő generációi között méteres magasságbeli különbségek is lehetnek.

A szigetek számának és területének növekedése is a gyakori kisvizes időszakokra vezethető vissza, amikor a Maros a jelentős mértékű szállított hordalékát a lecsökkent vízenergia miatt nem tudja tovább szállítani, így zátonyok formájában akumulálja. A rövid, gyakran elmaradó árvizek miatt a növényzet így viszonylag gyorsan meg tud telepedni a felszínükön, aminek stabilizáló hatása révén kialakulnak a szigetek. A jelentős mértékű vízviisszatartás miatt a folyó a nagyvizek idején sem képes jelentős mértékben erodálni a szigetek felszínét, sőt sokkal inkább az akkumuláció dominál ezekben az időszakokban is.

Fokhálózatok csak olyan kanyarulatok mentén alakultak ki, ahol nem történtek kanyarulat-átvágások, valamint a meder hosszabb ideje egy helyben van. Ennek megfelelően csak A1 és B1 típusú folyóhátak mögött található fokhálózatot (Balogh et al. 2020). A lecsapoló medrek komplex rendszere szoros meder-ártér kapcsolatra utal, hiszen kialakulásuk jellemzően nem egy árvízi eseményhez köthető, hanem sorozatos árvizekhez, megfelelő mennyiségű vízutánpótlással (13. táblázat).

mintaterület	I. (86-87. egységek)	II. (98. egység)	III. (100-101. egységek)
<i>meder esése (cm/km)</i>	22	12	5
<i>fokhálózat sűrűsége (km/km²)</i>	2,2	2,7	8,4
<i>elágazási index (elágazás/km²)</i>	1	4	21
<i>lecsapoló medrek teljes hossza (km)</i>	7	3	25
<i>lecsapoló medrek átlagos esése (cm/km)</i>	150	170	150
<i>legnagyobb mélység (m)</i>	0,8	2,4	0,9
<i>átlagos mélység a 0-20 m-es szelvényekben (m)</i>	0,7	1,1-1,5	0,1-0,3
<i>átlagos mélység az 50-500 m szelvényekben (m)</i>	0,4-0,5	0,4-0,8	0,4

13. táblázat: A Maros magyarországi- és határszakasza mentén részletesen vizsgált fokhálózatok morfológiai adatai.

A fokhálózatok fejlettsége és a meder esése között kapcsolat van, hiszen a folyásirányban feljebb elhelyezkedő mintaterületek mentén, ahol a Maros esése nagyobb, jellemzően kevésbé

fejlettek a fokhálózatok, kisebb a lecsapoló medrek sűrűsége és az elágazási indexük is. A folyásirányban legalsó mintaterületen – ahol a meder esése 5 cm/km – alakult ki a legfejlettebb fokhálózat. A Maros lecsökkenő esése, valamint az érintett kanyarulatok fejlettsége miatt a sodorvonal erősen nekifeszül a partnak, így a folyóhat anyagát már a két kanyarulat közötti inflexiónál áttörte a folyó. A legmélyebb lecsapoló medrek azonban mégsem itt, hanem a II. mintaterület fokhálózatán maradtak fent. Itt a lecsapoló medrek lejtése (170 cm/km) is minimálisan nagyobb, mint a másik két mintaterület esetében (150-150 cm/km). A többi kanyarulat mentén a meder-rendezési munkálatok, valamint a hirtelen bevágódás következtében a folyónak nem volt lehetősége benyomulni az ártérre. Az elmaradozó árvizeknek, valamint a lecsökkent vízszinteknek köszönhetően a lecsapoló medrek szája mára már betömődött, a mögöttes terület pedig a vízutánpótlás hiánya miatt kiszáradt. A meder és az ártér közötti folyamatok a rendszerben bekövetkezett akadály miatt megszűntek, így a meder és az ártér szétkapcsolttá vált.

6.4. Az ártér-meder összekapcsoltság 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. Az inaktív ártéren található morotvák és lecsapoló medrek vízutánpótlása teljesen megszűnt, ezáltal pedig számos közülük ki is száradt, ami a környezet ökológiájában okozhat változásokat. Hidrológiailag pozitív vonatkozásai is vannak a bevágódás mértékének, hiszen a nőtt az árvízi biztonság, illetve egyes szakaszokon a gátak feleslegessé váltak, mivel az árvizek már nem önthetik el a kisvizek szintjénél 8–10 m-rel feljebb levő ártérrészleteket. Ugyanakkor a kisvizek szintjének csökkenése, valamint a jelentős mértékű vízkivétel a talajvíz szintjének csökkenését okozhatja, ami ugyancsak hatással lehet az ökoszisztémára.

Mindezek következtében az inaktív ártér kiszárad és a vertikális ártérfeltöltődés hiányában az ártéri formák formálódása is megszűnik. Az árvizek már csak az új, fiatal ártereket öntik el, amik keskenységükből adódóan intenzívebben fejlődnek, azaz a rajtuk végbemenő folyamatok gyorsabban mennek végbe. Az árvizek során a medrét elhagyni nem tudó vízfolyás jobban erodálja a partjait, hiszen nem mérséklődhet az árvizek energiája. Összességében elmondható tehát, hogy a meder-ártér kapcsolata gyengül, a köztük végbemenő folyamatok intenzitása pedig csökken vagy akár meg is szűnhet, hiszen az aktív ártérformálás térbelisége a sokkal szűkebb, újonnan kialakult alacsony ártéri szintekre korlátozódik, míg a korábbi, magasabban fekvő ártéri területet mára már a legnagyobb árvizek sem öntik el, tehát inaktívvá vált a rendszert tekintve.

A jelenlegi bevágódási ciklus nem tekinthető egyedinek a Maros fejlődés-történetében, hiszen a GPR szelvényezések eredményein is jól látszik, hogy a mára már betemetett, de néhány száz éve még aktív övzátóny-sorok az egykori meder irányába lejtnek több mintaterületen is, például Ópálos (8. egység), Szabadhely (15. egység) és Mondorlak (21. egység) térségében. A talajradaros szelvényeken (pl. O1 szelvény) egymás felett elhelyezkedő formaegyüttesek 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 is 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 övzátónyok egyre magasodtak és a köztük lévő sarlólaposok legmélyebb pontja is egyre sekélyebben követték egymást. Ezt támasztják alá a többszörösen egymásra épülő övzátónyok (pl. M4 szelvény), melyek egy hosszútávú övzátóny-épülés folyamatát mutatják be, amikor a Maros a mintaterületen feltöltődő jellegű volt. A szelvényen található övzátónyok 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

ezek a helyeken a számos lecsapoló meder az ártér és a meder egykori szoros kapcsolatára utal ezen ciklus alatt.

A legintenzívebben fejlődő árterek, a meder-ártér között szorosabb kapcsolat van, jellemzően az Angyalkút–Temeshidegkút (11-30. egységek) és a Sajtény–Munár (50-76. egységek) szakaszokon található, hiszen itt a legnagyobb partelmozdulás, a legintenzívebb a mederszűkülés, és a partba olvadó szigetek száma is magas. Ez összefüggésbe hozható azzal, hogy itt található 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. Ellenben, a magyar szakaszon sokkal mérsékeltebb az ártérfejlődés üteme, egyedül Kiszombor és Makó (95. egységek) között fejlődik valamelyest gyorsabb ütemben az ártér a szigetek partba olvadásával és mederszűküléssel.

A napjainkig bekövetkezett antropogén beavatkozások mellett nem szabad megfeledkeznünk 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 kapcsolatrendszeré még inkább szétkapcsolt lesz.

7. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni témavezetőmnek, dr. Kiss Tímeának a rengeteg segítséget, szakmai tanácsot, az éveken át nyújtott biztatást és motivációt, valamint a kimeríthetetlen türelmet, ami nélkül e dolgozat nem készülhetett volna el.

Szeretném megköszönni Fiala Károlynak, az ATIVIZIG munkatársának, hogy hozzáférést biztosított az adatokhoz, amiken a dolgozat is alapszik.

Továbbá köszönettel tartozom mindazoknak, akik valamilyen módon hozzájárultak a PhD alatt végzett munkámhoz és a disszertáció megírásához.

8. Irodalomjegyzék

- Abernethy B., Rutherford I.D. 1998. Where along a river's length will vegetation most effectively stabilise stream banks? *Geomorphology* 23, 55-75.
- 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*. Wiley, 239-421.
- Allan J.D. 2004. Landscapes and Riverscapes: The Influence of Land Use on Stream Ecosystems. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 35, 257-284.
- Andó M. 2002. A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. SZTETFT, Szeged, 168.
- Andrási G. 2015. A Dráva horvát-magyar szakaszán a vízjárás és a mederdinamika vizsgálata. Doktori (PhD) értekezés. Szegedi Tudományegyetem
- Andrási G., Kiss T. 2013. Szigetek változásai a Dráva Mura és Duna közötti szakaszán. *HIDROLÓGIAI KÖZLÖNY* 93, 35-41.
- Antonelli C., Provansal M., Vella C. 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhone River, France. *Geomorphology* 57, 385-402.
- Arnaud-Fassetta G. 2003. River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena* 51, 141-172.
- Ashmore P.E. 1982. Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 7, 201-225.
- Ashworth P.J., Best J.L., Roden J.E., Bristow C.S., Klaassen G.J. 2000. Morphological evolution and dynamics of a largesand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology* 47, 533-555.
- Asselman N.E.M., Middelkoop H. 1995. Floodplain sedimentation: Quantities, patterns and processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 20(6), 481-499.
- Assine M. 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology* 70(3), 357-371.
- Babák K. 2010. Alföldi folyóink ártérfejlődési kutatásai a XX. század elejétől napjainkig. *HIDROLÓGIAI KÖZLÖNY* 90(4), 42-48.
- Bagnold R.A. 1960. Some aspects of the Shape of River Meanders. USGS Prof. Papers 282E.
- Baker V.R. 1977. Stream-channel response to floods, with examples from central Texas. *GSA Bulletin* 88, 1057-1071.
- Balogh K. 1991. A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége. In: Balogh K. (szerk.). *Szedimentológia I. kötet*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 131-190.
- Balogh M., Kiss T., Sümegey B.A. 2017. Aktív ártérfejlődési típusok a Maros Lippa és szeged közötti szakaszán. *FÖLDRAJZI KÖZLEMÉNYEK* 141(4), 309-320.
- Batalla R.J., Gomez C.M., Kondolf G.M. 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology* 290, 117-136.
- Baubiniené A., Satkūnas J., Taminskas J. 2015. Formation of fluvial islands and its determining factors, case study of the River Neris, the Baltic Sea basin. *Geomorphology* 231, 343-352.
- Benedetti M.M. 2003. Controls on overbank deposition in the Upper Mississippi River. *Geomorphology* 56, 271-290.
- Biedenharn D.S., Thorne C.R., Watson C.C. 2000. Recent morphological evolution of the Lower Mississippi River. *Geomorphology* 34, 227-249.
- Blanka V. 2010. Kanyarulatfejlődés dinamikájának vizsgálata természeti és antropogén hatások tükrében, Doktori (PhD) értekezés, Szeged
- Blanka V., Kiss T. 2006. Ártérfejlődés és növényzet kapcsolatának vizsgálata a Maros hullámterén (Biogeomorfológia). *Tájökológiai Lapok* 4(2), 301-308.
- 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.
- Boga L., Nováky B. 1986. Magyarország vizeinek műszaki-hidrologiai jellemzése. A felszíni vízkészlet mutatói: Maros. Vízgazdálkodási Intézet, Bp., 32.
- Bogárdi J. 1942. Vízfolyások hordalékmérései, *Hidrologiai Közöny* 22(7-12), 264-276.
- Bogárdi J. 1954. Hordalékméréseink eddigi eredményei. *Vízügyi Közlemények* 36(2), 135-146.
- Bogárdi J. 1971. Vízfolyások hordalékszállítás. Akadémiai Kiadó, Bp. 837.
- Bormann H., Pinter N., Elfert S. 2011. Hydrological signatures of flood trends on German rivers: Flood frequencies, flood heights and specific stages. *Journal of Hydrology* 404, 50-66.
- Borsy Z. 1972. Üledék és morfológiai vizsgálat a Szatmári-síkságon az 1970. évi árvíz után. *Földrajzi Közlemények* 96(1), 38-42.
- Botlik A. 2005. Az ártéri akkumuláció vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Diplomamunka, SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged, 1-53.
- Braun M., Szalóki I., Posta J., Dezső Z. 2003. Üledék-felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. MHT XXI. Vándorgyűlés, CD-kiadvány
- Bravard J.P., Amoros C., Pautou G., Bomette G., Boumaud M., Creuze Des Chatelliers M., Gilbert J., Peiry J., Perrin J., Tachet H. 1997. River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. *Regulated Rivers: Research and Management* 13, 75-90.
- Bren L.J. 1993. Riparian zone, stream, and floodplain issues: a review. *Journal of Hydrology* 150, 227-299.

- Bridge J.S., Gabel S.H. 1992. Flow and sediment dynamics in a low sinuosity, braided river: Calamus River, Nebraska Sandhills. *Sedimentology* 39, 125-142.
- Bridge J.S. 2003: Rivers and floodplains. Forms, processes, and sedimentary record. Blackwell.
- Brierley G.J., Ferguson R.J., Woolfe K.J. 1997: What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology* 114, 1-9.
- Brierley G.J., Fryirs K., Jain V. 2006. Landscape connectivity: The geographic basis of geomorphic applications. *Area* 38, 165-174.
- Brierley G.J., Fryirs K.A. 2005. *Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework*, Malden: Blackwell Publishing, 93-103.
- Brooks A.P., Brierley G.J. 1997. Geomorphologic responses of lower Bega River to catchment disturbance. *Geomorphology* 18, 291-304.
- Brown A.G. 1983. An analysis of overbank deposits of a flood at Blandford-Forum, Dorset, England. *Revue de Geomorphologie Dynamique* 32, 95-99.
- Brown A.G. 1997. *Alluvial Geomorphology - Floodplain archeology and environmental change*. Cambridge University Press, Cambridge. 377.
- Carson M.A. 1984. The meandering-braided river threshold: a reappraisal. *Journal of Hydrology* 73, 315-334.
- Cazanacli D., Smith N.D. 1998. A study of morphology and texture of natural levees, Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. *Geomorphology* 25, 43-55.
- Chalov R.S. 2001: Intricately Braided River Channels of Lowland Rivers: Formation Conditions. *Morphology, and Deformation*. *Water Resources* 28, 145-150.
- Chang H.H. 1980. Geometry of gravel streams, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 106, 1443-1456.
- Charlton R. 2007. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*, Taylor & Francis.
- Charlton R. 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. London, Routledge, 234.
- Chen D., Tang C. 2012. Evaluating secondary flows in the evolution of sine-generated meanders. *Geomorphology*, 163-164, 37-44.
- Chien N., Wan Z. 1999. *Mechanics of sediment transport*. Reston, Va. American Society of Civil Engineers
- Church M., Jones D. 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. In: *Gravel-bed rivers*. Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (szerk.). John Wiley and Sons, Chichester, U.K. Wiley, Chichester, U.K., 291-324.
- Coleman J.M. 1969. Brahmaputra River: Channel Processes and Sedimentation. *Sedimentary Geology*(3), 139-239.
- 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.
- Couper P.R. 2003. Effects of silt-clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion. *Geomorphology* 56(1-2), 95-108.
- Couper P.R., Maddock I.P. 2001. Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanisms on the River Arrow, Warwickshire, UK. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 631-646.
- Cowell C.M., Stoudt R.T. 2002. Dam-induced modifications to upper Allegheny River streamflow patterns and their biodiversity implications. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*. 38, 187-196.
- Csoma J. 1965. A Felső-Dunára vonatkozó tanulmányok értékelése. Az egységes főmeder kialakítását célzó vizsgálatok. Beszámoló a VITUKI 1962. évi munkálatairól, 172-184.
- Csoma J. 1973. A korszerű folyószabályozás alapelvei és módszerei. VITUKI, Budapest, 155.
- Dang T.H., Coynel A., Orange D., Blanc G., Etcheber F., Le L.A. 2010. Long-term monitoring (1960-2008) of the river-sediment transport in the Red River Watershed (Vietnam): Temporal variability and dam-reservoir impact. *Science of the Total Environment* 408, 4654-4664.
- Daniel J.F. 1971. Channel movement of meandering Indiana streams: physiographic and hydraulic studies of rivers, US Geol. Survey Prof. Paper 732-A
- Delai F., Kiss, T., Nagy, J. 2018. Field-based estimates of floodplain roughness along the Tisza River (Hungary): The role of invasive *Amorpha fruticosa*. *APPLIED GEOGRAPHY* 90, 96-105.
- Downs P.W., Dusterhoff S.R., Sears W.A. 2013. Reach-scale channel sensitivity to multiple human activities and natural events: Lower Santa Clara River, California, USA. *Geomorphology* 189, 121-134.
- Doyle M.W., Harbor J.M. 2003. A scaling approximation of equilibrium timescales for sand-bed and gravel-bed rivers responding to base-level lowering. *Geomorphology* 54, 217-223.
- 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.
- Ehrman T., Lamberti G. 1992. Hydraulic and Particulate Matter Retention in a 3rd-Order Indiana Stream. *Journal of the North American Benthological Society* 11(4), 341-349.
- Einstein H.A. 1950. The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows. *Technical Bulletins* 156-389, United States Department of Agriculture, Economic Research Service.
- Ellery W.N., McCarthy T.S., Smith N.D. 2003. Vegetation, hydrology and sedimentation patterns on the major distributary system of the Okavango Fa. *Wetlands* 23, 357-375.
- Eperjessy K. 1993. Politikai és gazdasági elemek a Maros folyó történetében. In: Halmágyi P. (szerk.) *A makói múzeum füzetek* 76, Makó.
- Félegyházi E. 1998. Contribution to the development of the drainage network of the Tisza and Szamos rivers in the upper pleniglacial period. *Acta Geographica Debrecina* v. 34, 203-218.

- Félegyházi E. 2008. Ártéri lapályok elhagyott meder- és morotvatavainak feltöltődési sebessége. In: Kiss T., Mezősi G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok 2, Szeged, 55-65.
- Fergus T. 1997. Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. *Regulated Rivers: Research & Management*. 13, 449-461.
- Ferguson R. I., Werrity A. 1983. Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland. In: Collison J. D., Lewin J. (szerk.) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Oxford, Blackwell Scientific, 181-193.
- Fiala K., Kiss T. 2006a. A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán II. *Hidrológiai Közlöny* 86(5), 13-17.
- Fiala K., Kiss T. 2006b. Szabályozások hatására megváltozott mederparaméterek vizsgálata az Alsó Tiszán. III. Földrajzi Konferencia, Budapest. CD.
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T. 2006. Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In: Kiss A., Mezősi G., Sümegey Z. (szerk.) *Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére*. 203-213.
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T., Lázár M. 2007. Morfológiai változások és a vízvezető-képesség alakulása a Tisza algyői és a Maros makói szelvényében a 2000. évi árvíz kapcsán. *Hidr. Közl.*, 87(5), 37-46.
- Fox G., Periketi R., Cullum R., Asce A. 2006. Sediment Transport Model for Seepage Erosion of Streambank Sediment. *Journal of Hydrologic Engineering* 11.
- Fryirs K. 2013. (Dis)connectivity in catchment sediment cascades: A fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms, State of Science Series*. 38, 30-46.
- Fryirs K.A., Brierley G.J. 2012. *Geomorphic analysis of river systems: An approach to reading the landscape*. Wiley-Blackwell, Chichester, 360 pp.
- Fryirs K.A., Brierley G.J. 2013. *Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape*, Wiley-Blackwell, Oxford
- Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Kasai M., 2007. Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena* 70, 49-67.
- Gábris Gy. 2003. Övzátony vagy parti hát? *Földrajzi közlemények* 127(51)/1-4, 178-184.
- Gábris Gy., Telbisz T., Nagy B. 2009. A tiszai hullámtér vizsgálata DDM segítségével In: Kiss T., Mezősi G. (szerk.) *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon*. Szegedi Egyetemi Kiadó, Juhász Gyula Felsőoktatási Kiadó, 65-72.
- Gábris Gy., Telbisz T., Nagy B., Belardinelli, E. 2002. A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 84(3), 305-316.
- Garde R. J. 2006. *River Morphology*. New Age International (P) Ltd, New Delhi, 479.
- Gibling M., Davies N. 2012. Paleozoic landscapes shaped by plant evolution. *Nature Geoscience*. 5, 99-105.
- Gibling M., Davies N., Falcon-Lang H., Bashforth A., Dimichele W., Rygel M., Ielpi, A. 2014. Palaeozoic co-evolution of rivers and vegetation: A synthesis of current knowledge. *Proceedings of the Geologists' Association*. 125, 524-533.
- Gomez B., Phillips J.D., Magilligan F.J., James L.A. 1997. Floodplain sedimentation and sensitivity: summer 1993 flood, upper Mississippi River valley. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 923-936.
- Gordon E., Meentemeyer R.K. 2006. Effects of dam operation and land use on stream channel morphology and riparian vegetation. *Geomorphology* 82, 412-429.
- Goudie A. 2000. *The human impact on the natural environment*. 5th ed., Blackwell publishers, 203-218.
- Grenfell M., Nicholas A.P., Aalto R. 2014. Mediative adjustment of river dynamics: The role of chute channels in tropical sand-bed meandering rivers. *Sedimentary Geology*. 301. 93-106.
- Gurnell A., Bertoldi W., Corenbit D. 2012. Changing riverchannels: The roles of hydrological processes, plants and pioneer landforms in humid temperate, mixed load, gravel bed rivers. *Earth Sci. Rev.*, 111, 129-141.
- Gurnell A., Petts G.E. 2006. Trees as riparian engineers: The Tagliamento River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*. 31, 1558-1574.
- Gurnell A.M. 1997. Channel change on the River Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers: Research and Management*, 13, 13-26.
- Gurnell A.M., Downward S., Jones R. 1994. Channel Planform Change 98nt he River Dee Meanders, 1876-1992. *Regulated Rivers: Research & Management*. 9, 187-204.
- Gurnell A.M., Petts G.E. 2002. Island-dominated landscapes of large floodplain rivers, a European perspective. *Freshwater Biology* 47(4), 581-600.
- Gurnell A.M., Petts G.E., Hannah D.M., Smith B.P.G., Edwards P.J., Kollmann J., Ward J.V., Tockner K. 2001. Riparian vegetation and island formation along the gravel-bed Fiume Tagliamento, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 26(1), 31-62.
- Gurnell A.M., Piégay H., Swanson F., Gregory S. 2002. Large Wood and Fluvial Processes. *Freshwater Biology*. 47, 601-619.
- Gusarov A. 2004. The tendencies of erosion and suspended sediment yield changes on the earth during the second half of 20th century. *Geomorfologiya*. 11-22.
- Hammer T.R. 1972. Stream channel enlargement due to urbanisation. *Water Resour. Res.*, 8(6), 1530- 1540.

- Harvey A.M. 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from Howgill Fells, northwest England. *Catena* 42, 225–250.
- Harvey A.M., 2002. Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175-201.
- Harvey M.D. 1989. Meanderbelt Dynamics of the Sacramento River. Proceedings, California Riparian Systems Conference, USDA Forest Service General Technical Report PSW-110, 54-61.
- Hernesz P. 2015. Késő-pleisztocén és holocén ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén 125 p. Doktori (PhD) értekezés, Szegedi Tudományegyetem
- Hesselink A.W., Weerts H.J.T., Berendsen H.J.A. 2003. Alluvial architecture of the human-influenced river Rhine, The Netherlands. *Sedimentary Geology* 161, 229-248.
- Hickin E.J. 1974. The Development of Meanders in Natural River-channels. *American Journal of Science* 274, 414-442.
- Hickin, E.J. - Nanson, G.C. 1975: The Character of Channel Migration on the Beaton River, Northeast British Columbia, Canada. *Geological Soc. of Am. Bull.* 86. 487-494.
- Hjulstrom F. 1935. Studies of Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, 25, 221-527.
- Hollis G.E. 1975. The effect of urbanisation on floods of different recurrence intervals. *Water Resources Research*. 11, 431-435.
- Hooke J.M. 1979. An analysis of the processes of river bank erosion, *Journal of Hydrology*. 42, 39-62.
- Hooke J.M. 1986. The significance of mid-channel bars in an active meandering river. *Sedimentology* 33, 839-850.
- Hooke J.M. 1995. River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology* 14, 235-253.
- Hooke J.M. 1997. Styles of Channel Change. In: Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. (szerk.) *Applied Fluvial Geomorphology for Engineering and Management*. Wiley, Chichester. 237-268.
- Hooke J.M. 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*. 79, 311-335.
- Hooke J.M. 2007. Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology* 84, 277-296.
- Hooke J.M., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, 79-94.
- Hooke J.M., Harvey A.M. 1983. Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In: Collison J.D., Lewin J. (szerk.) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists no. 6, Blackwell, Oxford, 121-132.
- Howard A.D. 1996. Modelling channel evolution and floodplain morphology, In: Anderson M.G. (szerk.): *Floodplain Processes*, Chichester, John Wiley & Sons, 15-62.
- Hudson P.F., Middelkoop H., Stouthamer E. 2008. Flood management along the Lower Mississippi and Rhine Rivers (The Netherlands) and the continuum of geomorphic adjustment. *Geomorphology* 101, 209-236.
- Hughes A.O. 2016. Riparian management and stream bank erosion in New Zealand, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 50(2), 277-290.
- Hughes D.J. 1977. Rates of erosion on meander arcs, In: Gregory K.J. (szerk.) *River Channel Changes*, Chichester: Wiley 193-205.
- Hughes M.R.F. 1997. Floodplain geography. *Progress in Physical Geography* 21(4) 501-529.
- Ickes B., Vallazza J., Kalas J., Knights B. 2005. River floodplain connectivity and lateral fish passage: a literature review. U.S. Fish and Wildlife Service, Mark Twain Wildlife Refuge Complex
- Ihrig D. (szerk.) 1973. A magyar vízszabályozás története. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Illés L., Konecsny K. 2000. Az erdő hidrológiai hatása az árvizek kialakulására a Felső-Tisza vízgyűjtőben. *Vízügyi Közlemények* 82(2). 167-199.
- Illés L., Konyecsny K., Kovács S., Szlávik L. 2003. Az 1998. novemberi árhullám hidrológiája. *Vízügyi Közlemények Különszáma I.* 47-77.
- Jiongxin X. 1996. Channel pattern change downstream from a reservoir: An example of wandering braided rivers. *Geomorphology* 15(2), 147-158.
- Junk W., Bayley P., Sparks R. 1989. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. *Can. Spec. Public Fish. Aquat. Sci.* 106.
- Karmaker T., Dutta S. 2013. Modeling seepage erosion and bank retreat in a composite river bank. *Journal of Hydrology*. 476. 178–187.
- Károlyi Z. 1960. A Tisza mederváltozásai. VITUKI, Budapest, 101.
- Katolikov V.M., Kopaliani Z.D.. 2001. Side bars in river channels: the conditions of formation and dynamics. *Water Resources* 28, 528-534.
- Katona O. 2014. Fluviális formák és folyamatok vizsgálata a síksági Maros egykori és jelenlegi futása mentén 129 p. Doktori (PhD) értekezés, Szegedi Tudományegyetem
- Keesstra S.D. 2007. Impact of natural reforestation on floodplain sedimentation in the Dragonja basin, SW Slovenia. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 49-65.
- Keller E.A., Tally T. 1979. Effects of large organic debris on channel form and fluvial processes in the coastal redwood environment. In: Rhodes D.D., Williams G.P.(szerk.) *Adjustments of the Fluvial System*. 169-197. Kendall/Hunt Publ. Co., Dubuque, Iowa.

- Kellerhals R., Church M., Bray D.I. 1976. Classification and Analysis of River Processes. American Society of Civil Engineers, New York. 813-829.
- Kéri B. 2013. A hajózás hatásai egy sarkantyúkkal szabályozott folyószakasz áramlási viszonyaira. Hidrológiai Tájékoztató 1, 27-28.
- Kessler A.C., Gupta S.C., Brown M.K. 2013. Assessment of river bank erosion in Southern Minnesota rivers post European settlement. *Geomorphology* 201, 312-322.
- Kirkby M.J., Morgan R.P.C. 1980. Soil Erosion. Wiley, Chichester. 1-316.
- Kis É., Lóczy D., Balogh J., Szeberényi J., Viczián I., Prodán T. 2015. Partfal eróziós vizsgálatok a magyarországi Alsó-Tisza-völgy mentén. In: Oszvald, T; Botos, K (szerk.) X. Földtani Veszélyforrás Konferencia: absztrakt kötet Dunaújváros, Magyarország : Dunaújvárosi Partvédelmi Vállalat
- Kis É., Lóczy D., Schweitzer F., Viczián I. 2019. Natural and anthropogenic factors generating riverbank with erosion hazard on the Lower Tisza river. In: Kiss T. (szerk.) International scientific conference of the Carpatho-Balkan-Dinaric Geomorphological Commission : Programme, Abstracts, Field trip guides
- Kiss T., Balogh, M 2015. Characteristics of point-bar development under the influence of a dam: case study on the Dráva river at Sigetec, Croatia. *JOURNAL OF ENVIRONMENTAL GEOGRAPHY* 8(1-2), 23-30.
- Kiss T. 2014. Fluviális folyamatok antropogén hatásra megváltozó dinamikája: egyensúly és érzékenység vizsgálata folyóvízi környezetben. Szegedi Tudományegyetem. Akadémiai doktori értekezés.
- Kiss T., András G., Hernesz P. 2011. Morphological alteration of the Dráva as the result of human impact. *AGD Landscape and Environment*, 5(2), 58-75.
- 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.
- Kiss T., Blanka V. 2006. Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. *Hidrológiai Közöny* 86(4), 19-22.
- 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. 2013. Extreme Weather and the Rivers of Hungary: Rates of Bank Retreat. In: Lóczy D. (szerk.): *Geomorphological Impacts of Extreme Weather: Case studies from central and eastern Europe* (Springer Geography), Springer Verlag, 83-99.
- 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., Hernesz P. 2011. Az Alsó-Tisza-vidék árterének geomorfológiai jellegzetességei és kora. *FÖLDRAJZI KÖZLEMÉNYEK* 135(3), 261-274.
- Kiss T., Nagy Z. 2012. A Maros medrének aktív bevágódása és ennek morfológiai következményei az árterén. *Hidrológiai Közöny* 92(2), 19-23.
- 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., 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., Sándor A. 2009. Land-use changes and their effect on floodplain aggradation along the Middle-Tisza River, Hungary. *AGD Landscape and Environment* 3(1), 1-10.
- Kiss T., Sipos Gy. 2001. Egy szigetrendszer morfordinamikájának vizsgálata a Maros apátfalvi szakaszán. *Földrajzi Kutatások 2001. MFK CD-kiadványa*
- Kiss T., Sipos Gy. 2004. A Maros medermintázatának megváltozása a szabályozások hatására. In: Füleky Gy. (szerk.) *A táj változásai a Kárpát-medencében: Víz a tájban. Gödöllő.* 183-190.
- Kiss T., Sipos Gy., Fiala K. 2002. Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. *Vízügyi Közlemények* 84, 456-472.
- Klasz G., Reckendorfer W., Gabriel H., Baumgartner C., Schmalfuss R., Gutknecht D. 2014. Natural levee formation along a large and regulated river: The Danube in the National Park Donau-Auen, Austria. *Geomorphology* 215, 20-33.
- Kleinhans M., Cohen K., Hoekstra J., Ijmker J. 2011. Evolution of a bifurcation in a meandering river with adjustable channel widths, Rhine delta apex, The Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms*. 36. 2011-2027.
- Knighton A.D. 1998. Fluvial forms and processes. A new perspective. Arnold, London.
- Knighton A.D., Nanson G.C. 1993. Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 613-625.
- Knox J.C. 1987. Historical Valley Floor Sedimentation in the Upper Mississippi Valley. *Annals Ass. of American Geographers* 77, 224-244.
- Kollmann J., Vieli M., Edwards P.J., Tockner K., Ward J.V. 1999. Interactions between vegetation development and island formation in the Alpine river Tagliamento. *Applied Vegetation Science* 2, 25-36.
- Kondolf G.M. 1997. Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environmental Management* 21(4), 533-551.
- Kondolf G.M., Boulton A.J., O'Daniel S., Poole G.C., Rahel F.J., Stanley E.H., Wohl E., Bång A., Carlstrom J., Cristoni C., Huber H., Koljonen S., Louhi P., Nakamura K. 2006. Process-based ecological river restoration: visualizing three-dimensional connectivity and dynamic vectors to recover lost linkages. *Ecology and Society* 11(2), 5.

- Kondolf G.M., Piégay H., Landon N. 2002. Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments. *Geomorphology* 45, 35-51.
- Konecsny K. 2000. Az országhatáron túli tájatalakítás hatása az Alföld vízviszonyaira. In: Pálfi I. (szerk.) *A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei* 6, 27-45.
- Konecsny K. 2010 A kisvizek főbb hidrológiai statisztikai jellemzői a Maros folyó alsó szakaszán. *Hidrol. Közl.* 90(1), 45-55.
- Konsoer K., Rhoads B., Best J., Langendoen E., Abad J., Parsons D., García M. 2016. Three-dimensional flow structure and bed morphology in large elongate meander loops with different outer bank roughness characteristics. *Water Resources Research*. 52.
- Kotoky P., Bezbaruah D., Baruah J., Sarma J. 2003. Erosion activity on Majuli - the largest river island of the world. *Current science*. 84.
- 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.
- Kummu M., Lu X.X., Wang J.J., Varis O. 2010. Basin-wide sediment trapping efficiency of emerging reservoirs along the Mekong. *Geomorphology* 119, 181-197.
- Lacza I. 1968. A cikolaszigeti mellékágrendszer mederváltozásának vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 50(2), 245-255.
- Lacza I. 1975a. A Maros vízgyűjtője és vízrendszere. In: *Vízrajzi Atlasz sorozat* 19. Maros. VITUKI, 4-6.
- Lacza I. 1975b. A Maros szabályozása és kanyarulati viszonyai. In: *Vízrajzi Atlasz Sorozat*, 19. Maros. VITUKI, 20-23.
- Lacza I. 1977. Channel pattern changes of Hungarian rivers: the example of the Hernád River. In: Gregory K.J. (szerk.) *River channel changes.* Wiley, Chichester. 185-192.
- Lacza I. 1982. A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények.* 64(2), 235-254.
- Lagasse P.F., Zevenbergen L.W., Spitz W.J., Thorne C.R. 2004. Methodology for Predicting Channel Migration - National Co-operative Highway Research Program, Project 24-16 Report. 145.
- Lagasse P.F., Zevenbergen L.W., Spitz W.J., Thorne C.R. 2006. Methodology for Predicting Channel Migration. NCHRP. Project No. 24-16.
- Lane S.N., Richards K.S. 1997. Linking river channel form and process: time, space and causality revisited. *Earth. Surface Proc. and Landforms.* 22, 249-260.
- Lane S.N., Taye V., Reid S.C., Yu D., Hardy R.J. 2007. Interactions between sediment delivery, channel change, climate change and flood risk in a temperate upland environment. *Earth Surf. Process. Landforms* 32(3), 429-446.
- Langbein W.B., Leopold L.B. 1966. River meanders: theory of minimum variance. USGS Prof. Pap. 422H.
- Larkin Z., Tooth S., Ralph T., Duller G., McCarthy T., Keen-Zebert A. 2017. Timescales, mechanisms, and controls of incisional avulsions in floodplain wetlands: Insights from the Tshwane River, semiarid South Africa. *Geomorphology.* 283.
- Lawler D.M. 1986. River bank erosion and the influence of frost: a statistical examination. *Transactions of the Institute of British Geographers.* 11, 227-242.
- Lawler D.M. 1992. Process dominance in bank erosion system, In: Carling P.A., Petts G.E. (szerk.) *Lowland Floodplain Rivers,* Chichester: Wiley, 117-141.
- Lawler D.M. 2007. Advances in the continuous monitoring of erosion and deposition dynamics: Developments and applications of the new PEEP-3T system. *Geomorphology* 93, 17-39.
- Lawler D.M., Grove J., Couperthwaite J., Leeks G. 1999. Downstream Change in River Bank Erosion Rates in the Swale-Ouse System, Northern England. *Hydrological Processes.* 13. 977-992.
- Lawler D.M., Thorne C.R., Hooke J.M. 1997. Bank erosion and instability. In: Thorne C.R. et al (szerk.) *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management.* Wiley, Chichester, 137-173.
- Leeder M., Bridges P. 1975. Flow separation in meander bends. *Nature* 253, 338-339.
- Leopold L.B., Maddock T.J. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *Professional Paper, USGS Numbered Series* 252.
- Leopold L.B., Wolman M.G. 1960: River Meanders. *Bulletin of the GSA* 71, 769-794.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology,* San Francisco, W.H. Freeman and Co., 522.
- Leopold L.B., Wolman, M.G. 1957. River channel patterns: Braided, meandering, and straight. *Physiographic and hydraulic studies of rivers. Geological survey professional paper* 282-B. United States Government printing office, Washington. 39-73.
- Lóczy D. 2007. The changing geomorphology of Danubian floodplains in Hungary. *Hrvatski Geografski Glasnik* 69(2), 5-20.
- Lóczy D. 2009. Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary. *Geomorphology* 113, 200-209
- Lóczy D. 2013. Az árterek geomorfológiai osztályozásai a nemzetközi szakirodalomban. *Földrajzi Közlemények* 137, 105-120.
- Lóczy D., Kis É., Schweitzer F. 2009. Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary. *Geomorphology* 113(3-4), 200-209.

- Lóczy D., Pirkhoffer E., Gyenizse P. 2012. Geomorphometric floodplain classification in a hill region of Hungary. *Geomorphology* 147-148. 61-72.
- Lóczy D., Veress M. 2005. Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs, 335 p.
- Magilligan F.J. 1992. Sedimentology of a fine-grained aggrading floodplain. *Geomorphology* 4, 393-408.
- Makaske B., Maathuis B., Padovani C., Stolker C., Mosselman E. 2012. Upstream and downstream controls of recent avulsions on the Taquari megafan, Pantanal, south-western Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*. 37. 1313-1326.
- Makaske B., Smith D.G., Berendsen H.J.A. 2002. Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 49, 1049-1071.
- Malik I. 2005. Rates of lateral channel migration along the Mala Panew River (southern Poland) based on dating riparian trees and Coarse Woody Debris. *Dendrochronologia* 23, 29-38.
- Málnás K., Harangi S., Balogh Zs., Baranyai E., Braun M., Dévai Gy., Simon E. 2014. Nehézfém analitikai vizsgálatok a Felső-Tisza és a Szamos folyók hazai szakaszán. *HIDROLÓGIAI KÖZLÖNY* 94(3) 65-67.
- Marriott S., Wright V. 2004. Mudrock deposition in an ancient dryland system: Moor Cliffs Formation, Lower Old Red Sandstone, Southwest Wales, UK. *Geological Journal*. 39. 277-298.
- Márton Gy. 1914. A Maros alföldi szakasza és fattyúmedrei (az Aranka és a Szárazér). *Földrajzi Közlemények* 52, 282-301.
- Mastermann R., Throne C.R. 1992. Predicting the influence of bank vegetation on channel capacity. *Proceedings of the Am. Soc. Of Civil Engineers, J. of Hydr. Engineering*, 118, 1052-1059.
- Mecser N., Demeter G., Szabo G. 2009. Morphometric changes of the Bodrog River from the Late 18th c. to 2006. *Acta Geographica Debrecina, Landscape and Env.* 3(1) 28-40.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology.*
- Micheli E.R., Kirchner J. W. 2002. Effects of Wet Meadow Riparian Vegetation on Streambank Erosion. 2. Measurements of Vegetated Bank Strength and Consequences for Failure Mechanics. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 687-697.
- Middelkoop H., Asselman N.E.M. 1998: Spatial variability of floodplain sedimentation at the event scale in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 561-573.
- Mike K. 1975. A Maros geomorfológiája. A Maros kialakulása és fejlődése. In: Csoma J., Laczay I. (szerk.). *Vízrajzi Atlasz Sorozat* 19. kötet. Maros 1. fejezet. Hidrográfia, geomorfológia. Budapest. 14-18.
- Mike K. 1987. Adatok a mederformák kölcsönhatásainak ismeretéhez. *Vízügyi közlemények* 69(1), 125-133.
- Mike K. 1991. Magyarország ősrajza és felszíni vizeinek története. Aqua Kiadó, Budapest, 361-577.
- Molnár D., Sávai Sz., Fekete I., Sümegi B.P., Sümegi P. 2014. A Kárpát-medence déli részén található löszszelvények összehasonlító elemzése - előzetes adatok, In: Sümegi P. (szerk.), *Környezetföldtani és környezettörténeti kutatások a dunai Alföldön*, GeoLitera Kiadó, Szeged, 121-133.
- Montgomery D.R., Buffington J.M. 1998. Channel processes, classification, and response. In: Naiman R. J., Bilby R. E. (szerk.), *River Ecology and Management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*. Springer, New York, 13-42.
- Morisawa M. 1985. *Rivers: form and process*. Longman, London.
- Mossa J., McLean M.B. 1997. Channel planform and land cover changes on a mined river floodplain: Amite River, Louisiana, USA. *Applied Geography* 17, 43-54.
- Nagy Á.T., Tóth T., Sztanó O. 2006. Új, kombinált módszerek a Közép-Tisza jelenkori mederképződményeinek jellemzésére. *Földtani Közlemények* 136(1), 121-138.
- Nagy I., Schweitzer F., Alföldi L. 2001. A hullámtéri hordalék-lerakódás (övezet). *Vízügyi Közlemények* 83(4), 539-564.
- Nagy J., Fiala K., Blanka V., Sipos Gy., Kiss T. 2017. Hullámtéri feltöltődés mértéke és árvizek közötti kapcsolat az Alsó-Tiszán. *FÖLDRAJZI KÖZLEMÉNYEK* 141(1) 44-59.
- Nagy J., Kiss T., Fiala K. 2018. Hullámtér-feltöltődés vizsgálata az Alsó-Tisza mentén. II. Folyóhátak (parti hátak) feltöltődését befolyásoló tényezők *HIDROLÓGIAI KÖZLÖNY* 98(1) 33-40.
- Nanson G.C., Croke J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459-486.
- Nanson G.C., Croke J.C. 2002. Emerging issues in flood plain research. *International Association of Hydrological Sciences, Publication*, 271-278.
- Nanson G.C., Hickin E.J. 1983. Channel migration and incision on the Beatton River. *Journal of Hydraulic Engineering* 109, 327-337.
- Nardi L., Rinaldi M., Solari L. 2012. An experimental investigation on mass failures occurring in a riverbank composed of sandy gravel. *Geomorphology* 163-164, 56-69.
- Navratil O., Breil P., Schmitt L., Grospretre L., Albertet M.B. 2013. Hydrogeomorphic adjustments of stream channels disturbed by urban runoff (Yzeron River, France). *Journal of Hydrology*, 1-13.
- Newson M., Newson C. 2000. Geomorphology, ecology and river channel habitat: Mesoscale approaches to basin-scale challenges. *Progress in Physical Geography - PROG PHYS GEOG*. 24. 95-17.
- Normaniza O., Ali F., Barakbah S.S. 2008. Engineering properties of *Leucaena leucocephala* for prevention of slope failure. *Ecological Engineering* 32, 215-221.

- Oroszi V.Gy. 2008. Overbank accumulation caused by the 2006 spring flood on the Maros. In: Kiss T., Mezősi G. (szerk.), *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. SZTE-TFGT, Szeged*, pp. 73-83.
- Oroszi V.Gy. 2009. Hullámtér-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Doktori (PhD) értekezés, Szeged, 135.
- Oroszi V.Gy., Kiss T. 2004. Környezeti változások vizsgálata a Maros hullámtérének hazai szakaszán, az 1800-as évektől napjainkig. In: Füleky Gy. (szerk.) *A táj változásai a Kárpát-medencében. Gödöllő*. 357-362
- Oroszi V.Gy., Kiss T. 2006. Területhasználat-változás a Maros egy hullámtéri öblözetében a XIX. századtól napjainkig. *Tájökológiai Lapok* 4(2), 309-316.
- Oroszi, V.Gy., Kiss T. 2006. Üledék akkumuláció vizsgálata a Maros két hullámtéri öblözetében a 2005-ös áradások nyomán. In: Kertész Á., Dövényi Z., Kocsis K. (szerk.) *III. Magyar Földrajzi Konferencia: absztrakt kötet + CD-ROM Budapest, Magyarország, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet*
- Osterkamp W.R. 1998. Processes of fluvial island formation, with examples from Plum Creek, Colorado and Snake River, Idaho. *Wetlands* 18, 530-545.
- Page K., Frazier P., Pietsch T., Dehaan R. 2007. Channel change following European settlement: Gilmore Creek, Southeastern Australia. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, 1398-1411.
- Parker G., Wilcock P.R., Paola C., Dietrich W.E., Pitlick J. 2007. Physical basis for quasi-universal relations describing bankfull hydraulic geometry of single-thread gravel bed rivers, *J. Geophys. Res.*, 112.
- Petrone J., Sohlenius G., Lindborg E., Lindborg T., Näslund J., Strömgren M., Brydsten L. 2016. Using ground-penetrating radar, topography and classification of vegetation to model the sediment and active layer thickness in a periglacial lake catchment, western Greenland. *Earth System Science Data*. 8. 663-677.
- Petts G.E., Gurnell A.M. 2005: Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology* 71, 27-47.
- Pfister L., Kwadijk J., Musy A., Bronstert A., Hoffmann L. 2004. Climate change, land use change and runoff prediction in the Rhine-Meuse basins. *River Research and Applications* 20, 229-241.
- Phillips J. 2009. Changes, Perturbations, and Responses in Geomorphic Systems. *Progress in Physical Geography*. 33, 17-30.
- Piégay H., Arnaud D., Souchon Y. 2003. Effects of riparian vegetation on river channel geometry: case studies from the Massif Central (France). *Géomorphologie* 9(2), 111-128.
- Pierik H.J., Stouthamer E., Cohen K.M. 2017. Natural levee evolution in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands, during the first millennium CE. *Geomorphology* 295, 215-234.
- Pinter N., Miller K., Wlosinski J.H., van der Ploeg R.R. 2004. Recurrent shoaling and channel dredging, Middle and Upper Mississippi River, USA. *J. of Hydrology* 290/(3-4), 275-296.
- Pollen-Bankhead N., Simon A. 2009. Enhanced Application of Root-Reinforcement Algorithms for Bank-Stability Modeling. *Earth Surface Processes and Landforms*. 34. 471-480.
- Polvi L., Wohl E., Merritt D. 2014. Modeling the functional influence of vegetation type on streambank cohesion. *Earth Surface Processes and Landforms*. 39.
- Právetz T. 2018. A morfológia és a mederanyag-egyenleg térbeli és időbeli változása a Maros síksági szakaszán. Szegedi Tudományegyetem. Doktori (PhD) értekezés
- Právetz T., Sipos Gy. 2014. Mederanyag egyenleg változásának vizsgálata hidromorfológiai felmérések segítségével a Maros síksági szakaszán. *HIDROLÓGIAI KÖZLÖNY* 94(2) 35-40.
- Radoane M., Obreja F., Cristea A., Mihăilă D. 2013. Changes in the channel-bed level of the eastern Carpathian rivers: Climatic vs. human control over the last 50 years. *Geomorphology*. 193, 91-111.
- Rákóczi L. 1989. Vízlépcsők hatása a hordalék- és meder viszonyokra. *Vízügyi Közl.* 71(1). 5-24.
- Rákóczi L. 2000: A Duna-meder sorsa Szap és Szob között. *Vízügyi Közl.* 82(2), 262-284.
- Rakonczai J. 2008. The effect of global changes to the alteration of soils and the landscape in the Great Hungarian Plain In: Winfried E.H.B. Martin H.G., Manfred V. (szerk.) *EUROSOIL 2008 : Book of Abstracts*. Bécs, Ausztria : University of Natural Resources and Life Sciences Vienna, 325-325.
- Reading H.G. 2009. *Sediment Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Publishing
- Remo J.W., Pinter M., Heine R. 2009. The use of retro- and scenario-modeling to assess effects of 100+ years river of engineering and land-cover change on Middle and Lower Mississippi River flood stages. *Journal of Hydrology* 376, 403-416.
- Richardson W.R., Thorne C.R. 2001. Multiple thread flow and channel bifurcation in a braided river: Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. *Geomorphology* 38, 185-196.
- Rinaldi M., Simon A. 1998. Bed-level adjustments in the Amo River, central Italy. *Geomorphology* 22, 57-71.
- Rinaldi M., Wyzga B., Surian N. 2005. Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Research and Applications* 21(7), 805-828.
- Robinson M., Bristow C., McKinley J., Ruffell A. 2013. Ground Penetrating Radar. *Geomorphological Techniques*, Part 1, Sec. 5.5. 1-26.
- Rosgen D.L. 1994. A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169-199.
- Rózsa P. 2006. Az ember felszínformáló tevékenységének mennyiségi és minőségi értékelése – antropogén geomorfológiai szintézis In: Szabó J., Dávid L. (szerk.) *Antropogén geomorfológia*. Debrecen, Magyarország, Kossuth Egyetemi Kiadó, 291-313.

- Salo J., Kalliola R., Häkkinen I., Mäkinen Y., Niemelä P., Puhakka M., Coley P. 1986. River Dynamics and the Diversity of Amazon Lowland Forest. *Nature*. 322. 254-258.
- Sándor A. 2011. A hullámtér-feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán. Doktori (PhD) értekezés, SZTE TFGT, 120.
- Sándor A., Kiss T. 2007. A 2006. tavaszi árvíz okozta feltöltődés mértéke és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnokonál. *Hidrológiai Közöny* 87(4), 19-24.
- Schumm S.A. 1977. *The Fluvial System*. Wiley, New York 338.
- Schumm S.A. 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5-27.
- Schumm S.A., Erskine W.D., Tilleard J.W. 1996. Morphology, hydrology, and evolution of the anastomosing Ovens and King Rivers, Victoria, Australia. *GSA Bulletin* 108(10), 1212-1224.
- Schumm S.A., Khan H.R. 1972: Experimental study of channel patterns. *Bulletin of the Geological Society of America* 83, 1755-1770.
- Schumm S.A. 1969. River metamorphosis. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* HY(1), 255-263.
- Schuster R.L. 1979. Reservoir induced landslides. *Bull Int Assoc Eng Geol* 20, 8-15.
- Schweitzer F. 2001. A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. *Földrajzi Értesítő* 50(1-4), 63-72.
- Scott M.L., Friedman J.M., Auble G.T. 1996. Fluvial process and the establishment of bottomland trees. *Geomorphology* 14, 327-399.
- Simon A., Rinaldi M. 2006. Disturbance, Stream Incision, and Channel Evolution: The Roles of Excess Transport Capacity and Boundary Materials in Controlling Channel Response. *Geomorphology*. 79, 361-383.
- Sipos Gy.; Kiss T. 2008. A medermintázatok értelmezése Kádár László kutatásainak fényében. In: Szabó J., Demeter G. (szerk.) *Geographia generalis et specialis: Tanulmányok a Kádár László születésének 100. évfordulóján rendezett tudományos konferenciára*. Debrecen, Magyarország : Kossuth Egyetemi Kiadó, 49-54.
- Sipos Gy. 2004. Medermintázat és zátonyképződés homokos medrű síksági folyószakaszon (Maros 31-50 fkm). *Geográfus Doktoranduszok VIII. Országos Konferenciája, CD-kiadvány ISBN: 963-482-687-3, Szeged*.
- Sipos Gy. 2006. A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. *Szegedi Tudományegyetem. Doktori (PhD) értekezés*.
- 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.
- Sipos Gy., Kiss T. 2003. Szigetképződés és -fejlődés a Maros határszakaszán. *Vízügyi Közlemények* 85(3) 477-498.
- Sipos Gy., Kiss T. 2004. Meder és mederformák recens fejlődése a Maros magyarországi szakaszán. II. MFK CD kiadványa. 1458-1484.
- Sipos Gy., Kiss T., Fiala K. 2007. Morphological alterations due to channelization along the Lower Tisza and Maros Rivers (Hungary). *Geografia Fisica e Dinamica Quarternaria* 30, 239-247.
- Sipos Gy., Právetz T., Katona O., Ardelean F., Timofte F., Onaca A., Kiss T., Kovács F., Tobak Z. 2012. A jelenleg is változó folyó - Schimbârule actuale ale râului. In: Sipos Gy. (szerk.) *A Maros folyó múltja, jelene, jövője = Trecutul, prezentul, viitorul râului Mureş = Past, Present, Future of the Maros/Mureş River*. Szeged, Magyarország : SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 65-106.
- Slingerland R., Smith N. 2004. River avulsions and deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 32, 257-285.
- Smith L.M., Winkley B.R. 1996: The response of the Lower Mississippi River to river engineering. *Engineering Geology* 45, 433-455.
- Smith N.D. 1971. Transverse bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. *Geological Society of America Bulletin*(82), 3407-3420.
- Smith N.D., Cross T.A., Dufficy J.P., Clough S.R. 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36, 1-23.
- Smith N.D., Pérez-Arlucea M. 1994. Finegrained splay deposition in the avulsion belt of the lower Saskatchewan River, Canada. *J. Sediment. Res. B.*(64)- 159-168-
- Smith N.D., Pérez-Arlucea M. 2008. Natural levee deposition during the 2005 flood of the Saskatchewan River. *Geomorphology* 101, 583-594.
- 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 folyószabályozási, ármentesítési és lecsapoló munkálatok általános jellemzése és méretei. In Somogyi S. (szerk.) *A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon*. 153-164.
- Stegaroiu P. 1999. Vízilétesítmények hatása folyók vízjárására. *Hidrológiai közöny* 79(1), 19-22.
- 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.
- Surian N., 1999. Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surf. Process Landforms* 24, 1135-1151.
- Surian N., Rinaldi M. 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50(4), 307-326.

- Sümegehy B. 2014. A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. Doktori (PhD) értekezés, SZTE, Szeged 106 p.
- Szabó J. 2006. A vízgazdálkodás geomorfológiai vonatkozásai. In: Szabó J., Dávid L. (szerk.): Antropogén geomorfológia. Debrecen, 168-190.
- Szabó J., Vass R., Tóth Cs. 2012. Examination of fluvial development on study areas of Upper Tisza region. *Carpathian Journal of Earth and Envi. Sci.* 7(4), 241-253.
- Szlávik L. 2000. Az Alföld árvízi veszélyeztetettség. In: Pálfi I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 6, 64-84.
- Szlávik L. 2001. A Tisza-völgy árvízvédelme és fejlesztése. In Dormány G., Kovács F., Péti M., Rakonczai J. (szerk.) A földrajz eredményei az új évezred küszöbén (I. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa). Szeged; 52.
- Taylor C. 2002. Recognising channel and floodplain forms. Water and Rivers Commission, Report No. RR17
- Ten Brinke W.B.M., Schoor M.M., Sorber A.M., Berendsen H.J.A. 1998. Overbank sand deposition in relation to transport volumes during large-magnitude floods in the dutch sand-bed Rhine River system. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 809-824.
- Thomas R., Pollen-Bankhead N. 2010. Modeling root-reinforcement with a fiber-bundle model and Monte Carlo simulation. *Ecological Engineering - ECOL ENG.* 36, 47-61.
- Thompson D.M. 1994. Hydraulics and sediment transport processes in a pool-riffle rocky mountain stream. *Hydraulic Engineering*, 849-849.
- Thoms M. 2003. Floodplain-river ecosystems: Lateral connections and the implications of human interference. *Geomorphology.* 56, 335-349.
- Thorne C.R. 1982: Processes and mechanisms of river bank erosion. In: Thomas C.R., Bathurst J.C., Hey R.D. (szerk.) *Gravel Bed Rivers*, Chichester: Wiley, 227-271.
- Thorne C.R. 1990. Effects of vegetation on riverbank erosion and stability. In: Thornes J.B. (szerk.), *Vegetation and Erosion*, Wiley, Chichester, 125-144.
- Thorne C.R. 2002. Geomorphic analysis of large alluvial rivers. *Geomorphology* 44, 203-219.
- Thorne CR. 1997. Channel types and morphological classification. In: Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. (szerk.) *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. Wiley, Chichester, 175-222.
- Timár G. 2005. Az alluviális folyók alaktípusai és a típusok kialakulásának feltételei, Irodalmi áttekintés és gyakorlati következtetések. *Hidrológiai Közlemény* 1, 1-10.
- Timár G., Sümegehy P., Horváth F. 2005. Late Quaternary dynamics of the Tisza River: Evidence of climatic and tectonic controls. *Tectonophysics* 410, 97-110
- Timár G., Telbisz T. 2005. A meanderező folyók mederváltozása és az alakváltozás sebessége. *Hidrologiai közlemény* 85(5), 48-54.
- Tiron L.J., Coz J.L., Provansal M., Panin N., Raccasi G., Dramais G., Dussouillez P. 2009. Flow and sediment processes in a cutoff meander of the Danube Delta during episodic flooding. *Geomorphology* 106, 186-197.
- Tóth F. 2000. Apátfalva. In: Balázs P., Balsay I., Buza P., Kosáry D. (szerk.) *Száz magyar falu könyvesháza*, Bp. 1-197.
- 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.
- Vágás I. 1982. A Tisza árvizei. Budapest, 283.
- Vass R. 2007. Adalékok a mentett ártéri és hullámtéri feltöltődéshez a Beregi-síkon a 2001. évi tiszai árvíz tükrében. *Acta GGM Debrecina, Physical Geography Series Debrecen(2)*, 229-235.
- Vass R. 2014. Ártérfejlődési vizsgálatok felső-tiszai mintaterületeken. Doktori (PhD) disszertáció, DE-FDI, 184.
- Vass R., Mike V. 2016. Morfometriai paraméterek változásának vizsgálata a Tisza Tokaj és Tiszaújváros közötti szakaszán In: Kókai S. (szerk.) *A változó világ XXI. századi kihívásai: tanulmánykötet Prof. Dr. Hanusz Árpád egyetemi tanár 70. születésnapja tiszteletére Nyíregyháza, Magyarország. Nyíregyházi Egyetem Turizmus és Földrajztudományi Intézet*, 589-596.
- Vass R., Szabó G., Szabó J. 2009. Hullámtéri feltöltődés vizsgálata geoinformatikai módszerekkel a Felső-Tisza vidékén. *Geoinformatika és domborzatmodellezés 2009. A HunDEM 2009 és a GeoInfo 2009 konferencia és kerekasztal válogatott tanulmányai.* 1-10.
- Walker L.R., Wardle D.A., Bardgett R.D., Clarkson B.D. 2010. The use of chronosequences in studies of ecological succession and soil development. *Journal of Ecology.* 98, 725-736.
- Ward R., Robinson M. 2000. *Principles of Hydrology*. McGraw-Hill; 4th edition.
- Watson G.S. 1966. Smooth regression analysis. *Sankhya* 26, 359-378.
- Whiting P.J., Dietrich W.E. 1993. Experimental studies of bed topography and flow patterns in large amplitude meanders. 1. Observations. *Water Resources Research* 29, 3605-3622.
- Williams G.P., Wolman M.G. 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers. *US Geological Survey Professional Paper*, 1286.
- Wilson G.V., Periketi R.K., Fox G.A., Dabney S.M., Shields F.D., Cullum R.F. 2007. Soil properties controlling seepage erosion contributions to streambank failure. *Earth Surf. Process. Landforms.* 32, 447-459.

- Winkley B.R. 1982: Response of the lower Mississippi to river training and realignment. In: Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (szerk): Gravel-bed rivers: Fluvial processes, engineering and management. Wiley, Chichester. 659-681.
- Wintenberger C., Rodrigues S., Bréhéret J., Villar M. 2015. Fluvial islands: First stage of development from nonmigrating (forced) bars and woody-vegetation interactions. *Geomorphology* 246, 305-320.
- Wittfogel K. 1956. *The Hydraulic Civilizations*. Chicago, 1956
- Wizevich M. 1992. Sedimentology of Pennsylvanian Quartzose Sandstones of the Lee Formation Central Appalachian Basin - Fluvial Interpretation Based on Lateral Profile Analysis. *Sedimentary Geology*. 78, 1-47.
- Wohl E., Beckman N. 2014. Leaky rivers: Implications of the loss of longitudinal fluvial disconnectivity in headwater streams. *Geomorphology*. 205, 27-35.
- Wolfert H.P., Hommel P.W.F.M., Prins A.H., Stam M.H. 2002. The formation of natural levees as a disturbance process significant to the conservation of riverine pastures. *Landsc. Ecol.* 17(1), 47-57.
- Wolman M.G., Leopold L.B. 1957. River floodplains: some observations on their formation. *USGS Professional Papers* 282 C, 87-107.
- Woodward J.C., Macklin M.G., Krom M.D., Williams M.A.J. 2007. The Nile: evolution, quaternary river environments and material fluxes. In: Gupta A. (szerk): *Large rivers*. Wiley, Chichester, 261-292.
- Wyrick J.R. 2005. On the formation of fluvial islands. *Doktori (PhD) értekezés*. Oregon State University. 284.
- Wyrick J.R., Klingeman P.C. 2011. Proposed fluvial island classification scheme and its use for river restoration. *River Research and Applications* 2777, 814-825.
- Wyrick J.R., Pasternack G., Bratovich P., Johnson T., Massa D. 2011. Analyzing the Natural Spatial Organization of Morphological Unit Landforms in the Lower Yuba River, CA. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Wyzga B. 2001. Impact of the channelization-induced incision of the Skawa and Wisloka Rivers, Southern Poland, on the conditions of overbank deposition. *Regul. Rivers Res. Mgmt.* 17, 85-100.
- Wyzga B. 2007. A review on channel incision in the Polish Carpathian rivers during the 20th century. *Developments in Earth Surface Processes* 11, 525-553.
- Xu D., Bai Y., Ma J., Tan Y. 2011. Numerical investigation of long-term planform dynamics and stability of river meandering on fluvial floodplains. *Geomorphology*. 132. 195-207.
- Xu J. 1997. Study of sedimentation zones in a large sand-bed braided river: an example from the Hanjiang River of China. *Geomorphology* 21, 153-165.
- Young W.J. 1991. Flume study of the hydraulic effects of large woody debris in lowland rivers. *Regul. Rivers: Res. Mgmt.*, 6, 203-211.
- Yumoto M., Ogata T., Matsuoka N., Matsumoto E. 2006. Riverbank freeze-thaw erosion along a small mountain stream, Nikko volcanic area, central Japan. *Permafrost Periglac. Process.*, 17, 325-339.
- Zinger L.J., Rhoads B., Best J., Johnson K. 2013. Flow structure and channel morphodynamics of meander bend chute cutoffs: A case study of the Wabash River, USA. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 118.

9. Summary

The direct anthropogenic activities on the channel (e.g. meander cut-offs, building of revetments and embanked levees, gravel mining) and indirect human interventions affecting the catchment of the River Maros caused channel incision and intense channel narrowing since the 1950s. As a result, the morphology of the river bed and also of the floodplain bore significant alterations. My study revealed that during the investigated period (1881-2017) the Maros had a dynamically changing fluvial system, however after the anthropogenic impacts the hydrological and morphological connectivity of the channel and the floodplain has weakened.

The annual water levels (minimum, mean, maximum) as well as the typical annual discharge values (minimum, mean, maximum) were calculated and analyzed between 1901 and 2017. Based on the changes of the hydrological parameters, 5 characteristic periods were identified, which influenced the channel and floodplain development of the Maros. My hydrological analysis revealed major changes in annual water levels, annual discharge values, number of overbank flood days, duration of low water stages, and last but not least in the return period of overbank floods. In the first period (1901-1911) only 2 short floods appeared. The second period (1912-1944) was the most favorable for the development of floodplains, because the Maros had large floods in almost every second year, which had lasted for 21 d/y in average, providing favorable conditions for vertical floodplain development. Between 1945 and 1970 the annual lowest and mean stages decreased, referring to slow in-channel aggradation (8-15 cm). At the same time, the durability of low water stages increased and the duration of floods decreased, which means that the morphological connection between the floodplain and the riverbed became limited. In contrary, between 1971 and 1994 the level of low water stages decreased implying channel incision by 19-24 cm. While the level of low water stages was decreasing, extremely high water stages and discharges appeared, but at a deliberate pace (16 d/y), giving chance to more intensive vertical floodplain development than in the previous period. In the last few decades (1995-2017) moderate incision (12-15 cm), and slow floodplain development was characteristic, because floods became less frequent and shorter (14 d/y).

The fluvial morphology and the alignment of the channel had been changed intensely due to meander cut-offs and other human impacts in the 19-20th centuries. The reach-length of the Maros between Lipova/Lippa and Szeged had been already decreased by 83.9 km (from 249.5 km to 165.6 km) by the time of the Third Military Survey (1881). Since then (1881-2017), the centerline had been elongated by 9.5 km, however, only 6% (0.6 km) of this increase had affected the Hungarian-Romanian state border section and the section in Hungary, the rest (8.9 km) was observable on the Romanian reach of the river. The main causes of the difference are that the Romanian section of the river has greater slope, and it transports more sediment (Právetz 2018), which create favorable conditions for intense channel formation. Besides, the Romanian section of the river channel is less regulated and no continuous artificial levee system was built, therefore, the river has considerably wider floodplain to develop on.

The rate of the centerline lengthening was different on the sections which had revetments and on the sections which were developing in semi-natural conditions, e.g. without revetments. While the centerline of mined sections and those without revetments had increased by 1.0-5.5 km, that of sections with revetments had only 0.1-0.8 km length increase. After the regulations similar centerline lengthening occurred on other rivers as well (Fiala et al. 2006, Babák 2010, Vass and Mike 2016). However, on the floodplain section (units 96-104) of the Maros, the length of the centerline had decreased, which resulted by ceasing of some undeveloped meanders. The most intense (+5.5 km) lengthening occurred on the highly sinuous section (units 60-68), where only the most downstream meander got stabilized by revetment, thus the upstream meanders were rapidly migrating on the wide floodplain, similarly to the Upper Tisza River after the regulation works (Károlyi 1960).

Great changes characterized the width conditions of the river sections. The increase in minimum channel widths and the decrease in maximum channel widths reflect the termination of former braids and that the channel becomes more uniform. This trend had already been evinced by Sipos (2006); however, he investigated only the border section and the Hungarian section of the

Maros. My studies revealed that 80% of the investigated lowland reach is affected by channel narrowing, which could be the result of intense incision and that of the islands merge into the banks. The rate of the narrowing was not uniform during the studied period. This had evinced by the aerial images taken in the interim from the Hungarian and the border sections. Between 1881 and 1953 channel narrowing was measured only on 2% of the investigated section, however it became more common between 1954 and 2017 when it already affected 24% of the sections, with a rate of 0.6 m/y. Channel narrowing was residing in several rivers, for example, the narrowing process of the River Tisza was the result of incision and point-bar formation, because the channel were stabilized by revetments (Kiss 2014). Meanwhile, on the River Dráva, dams were built retaining sediments and initiating clear water erosion on the downstream section of the dams which led to intense channel incision and the ceasing of chute-channels (Andrási 2015).

At the time of meander cut-offs, the sinuosity of the Maros had been rapidly decreased (β_{1881} : 1.26), and its slope had increased, which resulted in accelerated river bed erosion. As a slow response, the sinuosity has increased to 1.42 (β_{2017}). The proportion of slightly sinuous bends decreased from 54% to 34%, the portion of meanders increased from 27% to 40% and the portion of highly sinuous meanders increased as well, from 19% to 25%, during the studied period. Moreover, by the time of the Google Imagery (2017) there was a near-cut-off meander as well. Based on the aerial photographs the increase of the sinuosity was uniform during the studied period. The mean sinuosity of the meanders increased (β_{1881} : 1.14; β_{1953} : 1.18) until 1953, while between 1953 and 2017 there were no further changes in the sinuosity.

Even that the centerline lengthening caused an increase in the sinuosity, and that the floodplain's area is extending by the channel narrowing (868 ha), but as a result of the accelerated rate of lateral erosion, the river's floodplain-reworking process became more dynamic at some sections, which can be corroborated by my short-term bank erosion measurements.

The number and territory of the islands on the River Maros are highly influenced by low-stages, however their form assemblage (e.g. natural levees along their rims) is influenced by overbank floods. When the mean annual water levels increased (1912-1969) the number and the area of the islands decreased; however, when the typical annual water levels decreased (1970-2017) their number and area increased. It is similar to what András (2015) had described on the River Dráva. The decreasing number of the islands on the investigated section does not necessarily mean that they cease to exist, but they could be merged and developed together by the silting up of the side-channels among them. Floodplain development by islands merging into the floodplain were general on the following sections: between Păuliș/Ópálos and Arad (units 8-37), between Zădăreni/Zádorlak and Pecica/Pécska (units 45-60), and between Șeitin/Sajtény and Magyarcsanak (units 76-89). The islands of the Maros generally developing downstream, which is the invers of the development of the River Dráva's islands, where islands migrate towards upstream and their downstream end got eroded by the river (András 2015). This can be explicable by the differing hydrological characteristics and the distinct sediment regime of the two rivers, because the Dráva transports bigger grains than the Maros (Kiss and Balogh 2015). Therefore, gravels are deposited on the upstream front of the islands in the Dráva as the result of splitting of the thalweg, while their downstream end is eroded by clear water erosion. However, the Maros transports finer grains, and low-velocity areas where these grains can be deposited are located only at the end of the islands. My studies revealed, that islands of the narrowing sections are considerably smaller than islands of the sections where channel width remained the same or increased. Moreover, on the border section and on the Hungarian section the number and the area of the islands are decreasing downstream.

The channel narrowing resulted in the development of low-lying floodplain patches. However, the width changes of lower-lying floodplain levels have no unambiguous spatial trend, however, patterns can be revealed in shorter sections. The rate of incision is inversely proportional to the width of the lower-lying floodplain level on the excavated section (units 1-37): the new floodplain level is becoming wider while the rate of the incision is decreasing. Along the regulated and straightened (units 51-59) and the highly sinuous (units 60-68) sections there no lower-lying floodplain levels developed. On the fan-front (units 69-87) and the secondary alluvial fan (units 88-95) sections the

width of the new floodplain levels varying between 91 and 329 m. However, on the floodplain (units 96-104) and outlet (units 105-114) sections, the width of the new floodplain levels are similar (73-158 m).

There is a strong connection between the rate of the recent incision and the height difference of floodplain levels, as the 19th c. floodplains became inactive due to the incision and the new lower-lying floodplain levels. From Păuliș/Ópálos to Mândruloc/Mondorlak (units 6-21), where the in-channel gravel mining was the most intensive, the elevation difference between the active and inactive floodplain levels, and the rate of the recent incision have increased. This means that the upstream part of the mined section incised, moreover recently there is a head-ward incision, because the river is trying to form a more balanced longitudinal slope-profile. This process has influence on the downstream section as well, but the development of the floodplain levels and the rate of the recent incision is varying. The height difference of the investigated floodplain levels is intensively decreasing (by 42%), between Mândruloc/Mondorlak (unit 21; excavated section) and the weir at unit 24., because the weir has a mitigative effect on the slope of the river, which causes a gentle decrease in the rate of the river bed erosion as well. However, on the downstream section of the weir clear water erosion occurs, thus the height difference between the floodplain levels become higher. Meanwhile, the rate of the recent incision still decreasing. Near Zădăreni/Zádorlak (unit 44; meandering, incising section), the height difference of the floodplain levels is almost 4 m again, but the recent incision is still decreasing. On the regulated, the straightened and the highly sinuous sections there were no identifiable new, low-lying floodplain levels; however, the rate of the recent incision is still decreasing downstream. On the upstream part of the fan-front section both the height difference and the rate of the recent incision are slightly decreasing, but on the downstream part (near the common border) the rate of the recent incision became 12 times higher. Downstream from here, the height difference and the rate of the recent incision are decreasing uniformly until Cenad/Csanád (unit 90; secondary alluvial fan), but then they become slightly higher towards the confluence of the Maros.

According to the downstream alteration of the recent incision and the height difference between the inactive- and the newly developing floodplain levels, there were two different incision process with reverse direction. The focal (starting) point of one incision processes is located at the vicinity of Mândruloc/Mondorlak (unit 21), and it affects both the upstream and the downstream sections. The downstream effect shows up until Cenad/Csanád and Apátfalva, with a length of almost 110 km. However, this process was not linear, as in unit 24, the weir causing a fracture in the continuity of the process. On the upstream section of the weir the slope of the river bed decreases, and accumulation became the dominant process. In contrary, on the downstream section of the weir clear water erosion is controlling the incision process. The second incision process is caused by the Tisza River, because its channel had incised by 3-3.6 m (Kiss et al. 2008) as a result of the 19th century cut-offs. This incision process affects the upstream section of the confluence. The inflexion point of the two separate incision process is located between Apátfalva and Makó (units 91-95).

My research verified that the morphology of the floodplain forms is highly dependent on the quantity and quality of the anthropogenic interference (e.g. meander cut-offs, revetments and embanked levee building, gravel mining) affecting the river bed and the floodplain. As a result of these human impacts new forms can develop (e.g. oxbow-lakes, floodplain levels), development of formerly active forms can cease (e.g. natural levees, crevasses, point-bars), and the development of active forms can be altered.

Due to the reduced number of floods, vertical aggradation could occur at extremely high floods only, which means that the vertical development of floodplain forms had stopped. Oxbow-lakes and crevasses of the inactive floodplain dries-out due to the ceased water supplement. However, these forms can remain as negative forms for a while. Natural levees got inactive and became stabilized by vegetation, which terminates their spatial extension. Floodplain forms could also be erased by the agricultural planation processes.

The detailed geomorphological analysis of the study area revealed unique and rich floodplain form assemblage mostly related to human impact. Altogether, six natural levee and point-bar generation types are distinguishable along the Maros River:

A) well-developed natural levee and point-bar system at the time of the 19th c. river regulations with

A1) continuous development ever since;

A2) terminated development due to channel narrowing since the 1950s;

A3) terminated development due to an artificial cut-off in the 19th c.;

B) natural levee and point-bar system development started during the 19th c. river regulations, when a cut-off was made and a new channel was created, and the form has

B1) continuous development since that time;

B2) terminated development due to channel narrowing since the 1950s;

C) the youngest, actively forming natural levee and point-bar started to develop when the channel became narrower (since the 1950s) and on the new floodplain section the evolution of the natural levee could start.

The river got reshaped by artificial cut-offs, which caused significant alterations in the development of the natural levees and point-bars. Due to the anthropogenic interferences, the number of natural levees along the studied sections got doubled, because along the new banklines new forms started to develop (types B and C), thus at some places there can be natural levee systems consisting of 2-3 generations. This process cannot be reconcilable with the development process of natural levees located at a river which flowing in equilibrium state (Kiss et al. 2018). Floodplain forms could remain developing on sections without cut-offs and channel narrowing (type A1). Type A1 and B1 levees can fill the embanked floodplain in 80-100%, thus the width of the floodplain became a controlling factor in their long-term development. Similar processes were described by Klasz et al. (2014) on the Danube. However, due to the cut-offs some forms (types A2, A3, and B2) became inactive, thus their development became terminated, which alludes to a weakening connection between the channel and the floodplain. The considerable sediment load of the Maros led to the rapid development of new floodplain forms on the lower-lying floodplain levels. However, as a result of the reduced number of floods and the decreased level of typical water stages, even the development of the newly born (19-20th c.) natural levees and point-bars could terminate, if the channel narrowing continues in the future. Similar processes were noted by Hesselink et al. (2003) on the Rhine, by Hudson et al. (2008) on the Mississippi, by Klasz et al. (2014) on the Danube, and by Hooke (2006) on the Mediterranean rivers.

Similar sediment characteristics and the location of the new (C-type) natural levees (0.3-1.9 m below the bankfull stage) implies to their rapid height grow. These forms can be formed not just by overbank floods, but during lower water stages as well. Still, floods that reaches their top have a 9.6 y return period. Their grain-size distribution is quite similar (D_{90} : 271-318 μm) to the bed load (Oroszi and Kiss 2004), which alludes to similar hydro-morphologic environment. Investigation of Sándor (2011) on the natural levees of the Lower-Tisza resulted in similar result.

The effect of revetments on the development of floodplain forms was also investigated. In natural conditions, natural levees are eroding as a result of the lateral erosion (Schumm 1969), but their development is affected by surface erosion during high floods as well. My investigations revealed that natural levees along sections with revetments are 24-36% higher than natural levees which are developing on sections without revetments. This can be a result of the terminated process of lateral erosion, and the accelerated vertical aggradation. Similar processes were noted by Klasz et al. (2014) on the Danube.

Crevasse evolved along meanders, where the lateral erosion was limited and no cut-offs were made, thus they were identified behind A1 and B1 type fluvial levees only. Existence of these crevasse systems imply to strong channel-floodplain connection, because their development is linked to reoccurring floods with sufficient water supply.

There is a connection between channel slope and the complexity of the crevasses, because the density and the segmentation index of the crevasse systems increases downstream, as the slope of the channel decreases. At the most downstream study site (I.) evolved the most complex crevasse system. At this study site the decreased slope and the maturity of the meanders pushed the thalweg against the bank, thus the river breaks the natural levee through near the inflexion point. However, the deepest crevasses did not remain here, but on the II. study site, where the mean slope of the crevasses is slightly higher (0.00017) than on the other two study sites (0.00015). Along the meanders where no crevasses evolved the river couldn't break through the material of the natural levees and flow across their barrier to the distal parts of the floodplain, because of the human barriers and of the intense incision. Due to the reduced number of floods and the decreasing level of typical water stages the beginning of the crevasses had been filled up, which caused the distal parts of the floodplain to dry out. These barriers led to disconnectivity between the channel and the floodplain.

Several hundred years old, already buried point-bar series show that they were declining towards the direction of the former bankline, for example: near Păuliș/Ópálos (unit 6), Sâmbăteni/Szabadhely (unit 15) and Mândruloc/Mondorlak (unit 21). The incision of the river is reflected by the vertically layered point-bar members (e.g. O1 GPR cross-section), the point-bar series declining towards the direction of the former bankline, and the stratal surfaces of negative forms, which are getting closer as they are getting shallower. This means that the former incision process resulted in weakening connectivity between the river bed and the floodplain, and low energy floods were altering the floodplain.

This erosional cycle was followed by an aggradation period, when the members of the point-bar series were heightening and the depression among them were getting shallower too. This is corroborated by the multiple layered point-bars (e.g. M4 cross-section) which are describing the process of long-term point-bar series development. The spatiality of the point-bars presumes trend-like decrease in the rate of vertical aggradation. Areas where there are just some forms (near Zădăreni/Zádorlak and Pecica/Pécska: units 44-46 and unit 65) GPR cross-sections shows that a 1.5-2.0 m thick, homogeneous sediment layer has been deposited during a single (or low number of) high flood(s), resulting intense vertical aggradation. However, despite of the lack of floodplain forms in these areas, crevasses implying the formerly close connection between the river bed and the floodplain.

This means that the recent incision cycle is not unique in the history of the River Maros. The GPR cross-sections suggest that erosional and accumulative cycles were following each other in the past. The deeper buried floodplain forms which are declining towards the direction of the former river bed presume increased channel erosion. This was followed by an accumulative cycle, which heighted the floodplain forms and caused increased vertical aggradation. Recently a new erosional cycle prevails.

Témavezetői nyilatkozat

Tanúsítom, hogy az értekezésben foglaltak a doktorjelölt önálló munkáján alapulnak, valamint az eredményekhez önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés anyagát szakmai szempontból támogathatónak ítélem meg, elfogadását javaslom.

Szeged, 2020-07-01

.....
Dr. Kiss Tímea