

A Maros medrének aktív bevágódása és ennek morfológiai következményei az ártéren

Kiss Tímea – Nagy Zoltán

Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 6722, Szeged, Egyetem u. 2–6

E-mail: kisstimi@gmail.com; nz89@freemail.hu

Kivonat: A Maroson a szabályozások következtében a meder bevágódása és szűkülése miatt a hullámterek kétosztatúvá váltak, ugyanis míg az egykori levágott kanyarulatok az ún. „magas ártéren” találhatók, addig az „alacsony árterek” a mederben található szigetektől és zátonyokból alakultak ki. A kutatás során célunk annak vizsgálata, hogy meghatározzuk, hogy a (1) bevágódás milyen mértékű volt a Maros mentén és (2) milyen kiterjedésben hozott létre új ártéri területeket a meder szűkülése során. A vízállások és vízhozamok vizsgálatával a bevágódási folyamat mértékét és idejét határoztuk meg, míg az alacsony és magas ártér közötti magasság-különbség felmérésével a bevágódás irányát. A vízállások elemzése azt mutatja, hogy az alacsony árterek kialakulása az 1876 és 1912 közötti bevágódással kezdődött. Ez a bevágódás a folyón alulról felfelé haladt, mértéke 0,7–2,5 m közötti. A 20. században (1913–1982) lassú mederfeltöltődés és keskenyedés zajlott. Erre utal a kisvizek és az árvizek szintjének emelkedése. Ekkor váltak vízmentessé a zátonyokból és övzátonyokból kialakult alacsony árterek. A 20. század végén újabb bevágódás indult meg, amit alátámaszt az is, hogy a kisvízállásokhoz tartozó vízhozamok nőttek. Ez a bevágódás már folyásirányban fentről lefelé haladt és mértéke jóval kisebb (kb. 20–40 cm), ezért morfológiai következményei még nem nyilvánvalók. Ennek a bevágódásnak oka lehet a Romániában zajló nagymértékű kavicskitermelés.

Kulcsszavak: Maros, bevágódás, mederszűkülés, alacsony ártér, tereplépcső

1. Irodalmi előzmények

A folyók bevágódása bekövetkezhet természetes vagy mesterséges hatásokra, amelyek vagy az esés, vagy a víz- és hordalékhozam módosításán keresztül hatnak. A természetes okok között szerepelnek tektonikus- és klimatikus változások, illetve az erózióbázis megsüllyedése (Csoma 1987, Gábris 1997, Knighton 1998). A tektonikus tevékenység vagy az erózió bázis megsüllyedése esetén a megnövekvő esés miatt indul el a meder eróziója. Ugyanakkor az éghajlatváltozás hatására a vízhozam változhat meg, illetve a mederbe jutó hordalék mennyisége (Lenzi et al. 1999). Ezek a természetes folyamatok azonban csak lassan jelennek meg, és akár több évszázadba is telhet, mire a bevágódás kifejezetté válik (Butzer 1986).

A természetes folyamatokon kívül az emberi tevékenység is okozhat bevágódást, de ilyenkor a folyamat rendszert gyorsabban játszódi le, amit gyakran a medret közvetlenül érintő mérnöki munkák váltanak ki. A leggyakoribb bevágódást előidéző építmény a völgyzárógát, amely alatt igen hosszan jelentős mértékű lehet a medererózió (Graf 2005). De bevágódást okozhatnak a kanyarulat átvágások, mederbe épített sarkantyúk, terelő művek és partbiztosítások, valamint a mederből történő homok- és kavicsbányászat is (Newson 1997, Knighton 1998, Uribe Larrea et al. 2003, Antonelli et al. 2004). Például a kiegyenesített medreknek azt tapasztalták, hogy az esés megnőtt és a meder érdessége lecsökkent, így a bevágódás hatására a mederkitöltő víz sebessége és vízhozama is megnőtt (Brookes 1985, Yates et al. 2003). Közvetve idéz elő bevágódást, ha a vízgyűjtőn megváltoztatják a területhasználatot (Rinaldi és Simon, 1998, Antonelli et al. 2004).

A bevágódás következményei érinthetik a medret, illetve a folyó tágabb környezetét is. A bevágódás hatására megnövekszik a folyó fajlagos munkavégző-képessége (Laczay 1977) és fenékhordalék-hozama (Biedenharn et al. 2000), amelyek hatására megváltozhat a medergeometria és a vízszintesítés (Smith és Winkley 1996). A bevágódás hatására a mederben lévő építményeket (pl. hídláb, vízkivételi mű, vezetékek) alámosza a folyó, így azok instabillá válnak. Ugyanakkor azt is megfigyelték, hogy a bevágódás hatására a folyók vízjárása is szélsőséesebbé válhat. A vizsgált bevágódó folyókon bár ritkábbak lettek az ártérre kijutó árvizek, de ezek hevéssége megnőtt (Lenzi et al. 1999, Wyzga 2001). A bevágódás következményeként a környező területek talajvízszintje csökkenhet és áramlásiak megváltozhatnak (Bravard et al. 1997). Ezek összességében az árterek vízellátottságát befolyásolják (Diringer 2000, Werners et al. 2010),

ami a vizes élőhelyek átalakulásához vezethet, így számos fajnak beszűkülhet az élettere (Dévai 2000, Lóczy és Kiss 2008).

Hazánkban a 19–20. századi folyószabályozások során az addig meanderező folyókat nagyobb esésű, egyenesebb mederbe kényszerítették és szűk hullámterekbe szorították (Ihrig 1973, Tóth 2000). A kanyarulat átvágások szinte azonnal mérhető bevágódást eredményeztek (Lászlóffy 1932, 1934, Károlyi 1996, Kiss et al. 2008, Kiss és Sipos 2001, 2007, Lóczy et al. 2009). A bevágódás hatására itt is megjelent is kisvizek süllyedése (Szlávik 2000, Konecsny 2010 ab, Lóczy 2001, 2007), ugyanakkor a vizes élőhelyek átalakulása is elkezdődött (Dévai 2000).

A Maros Nagylak és a torkolat közötti szakasza az egyik legdrasztikusabban szabályozott folyószakasz Magyarországon, hiszen az eredetileg meanderező–anasztomizáló folyót csaknem teljesen kiegyenesítették, megduplázva esését. A beavatkozás hatására megindult bevágódásnak az ártéren találjuk a legszembetűnőbb bizonyítékát: az egykori levágott kanyarulatok az ún. „magas ártéren” találhatók, ezeket már csak nagyon ritkán öntik el az árvizek, miközben létrejöttek jóval alacsonyabban fekvő, ezért gyakrabban előtört un. „alacsony árterek”. Ezek néhány évtizede még a Maros medrében található szigetektől és zátonyokból alakultak ki, amelyeken megtelepedett az állandó növényzet. A kutatás során célunk annak vizsgálata, hogy meghatározzuk, hogy a (1) bevágódás milyen mértékű volt a Maros mentén és (2) milyen kiterjedésben hozott létre új ártéri területeket a meder szűkülése során. A vízállások és vízhozamok vizsgálatával a bevágódási folyamat mértékét és idejét kívánjuk meghatározni, míg az alacsony és magas ártér közötti magasság-különbség felmérésével a bevágódás irányára kívánunk következtetni (azaz hogy folyásirányban felfelé vagy lefelé haladt-e a folyamat).

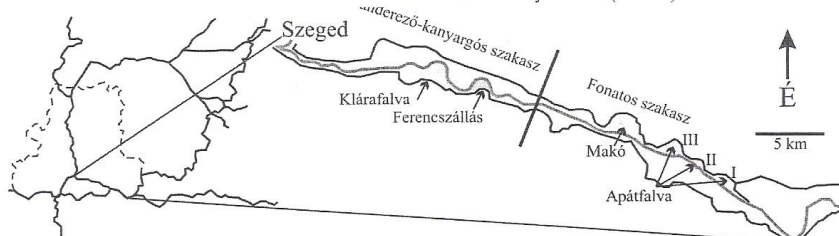
2. Mintaterület

A vizsgálatot a Maros Magyarcsanak és torkolat közötti, közel 40 km hosszú szakaszán végeztük. Ezen a szakaszon az átlagos kisvízi vízhozam 21 m³/s, míg a közepes vízhozam 161 m³/s, ugyanakkor árvizek idején 1600–2500 m³/s. A folyó esése átlagosan 27 cm/km, míg közepes vízsebessége 0,6 m/sec (Csoma 1975). Ez a nagy esés előrevetíti, hogy a mederformálás igen intenzív (Kiss és Sipos 2007), amihez még hozzájárul a tekintélyes hordalékhozam is. A Maros nagy mennyiségű lebegtetett hordalékot (300–900 g/m³) szállít, ugyanakkor jelentős fenékhordalék hozama is (0,9 kg/s vagy 28.000 t/év), ami a nagy esésével és a helyvidék közelségével magyarázható.

A vizsgált szakasz jelenlegi morfológiáját tekintve két részre osztható. Makó és Nagylak között (22-37 fkm) a szabályozásokkor csaknem teljesen kiegyenesített szakasz található. Itt a meder fonatos mintázatú, azaz helyenként túlszélesedett, szigetek és zátonyok tagolják. Az alsó, Makó alatti szakasza (0-22 fkm) álkanyarokkal tagolt. Mindkét szakaszon a meder évtizedek óta szűkülő tendenciát mutat

(Kiss et al. 2008, Sipos 2006, Sipos és Kiss 2004), ami arra utal, hogy a folyó lassan visszatér az eredeti meanderező mintázatához.

A vizsgált 40 km hosszú szakaszon feltérképeztük az ártereket. Ezek közül kiemeltünk több ártéri öblözetet, amelyeknek felmértük a magassági viszonyait is egy-egy keresztszelvény mentén (1. ábra).



1. ábra: A Maros alsó szakaszán vizsgáltuk az alacsony és magas ártereket, amelyek közül hat öblözetet részletesen is felmértünk

3. Módszerek

A bevágódás időbeliségének vizsgálatához a makói (24,5 fkm) s a magyarcsanádi (36,1 fkm) vízmércék adatait használtuk fel. A jellegzetes vízszintek (pl. KV, NV) alakulása a mederben zajló eróziós és akkumulációs folyamatokat is jelzi (Sipos és Kiss 2004). A makói vízmérce 135 éves adataira alapján négy időszakot különítettünk el, amikor a vízállások jellegzetesen alakultak. Ezeknek az időszakoknak elkészítettük a vízállás-tartóssági görbéit is. Ahhoz, hogy megállapítsuk, hogy a vízszintsüllyedést a meder bevágódása okozza, és nem egy szárazabb időszak – megvizsgáltuk az adott vízálláshoz tartozó számított és mért felszíni vízhozamok alakulását. A magyarcsanádi és makói vízmércék adatainak összehasonlítása pedig a rövid-távú mederben zajló folyamatokra enged következtetni. Ugyanis – elvileg – a két vízmérce adatainak azonosan kellene alakulnia, amennyiben az adott szakaszon a meder nem változik. Azonban ha a meder bevágódik, akkor attól függően, hogy a bevágódás fentről lefelé vagy lentől felfelé halad, az egyik vízmérce adatai meghaladják a másikét.

A hosszú távú bevágódás által létrehozott alacsonyártéri felszíneket a Nagylak és a torkolat közötti Magyarországhoz tartozó ártereken vizsgáltuk. Először légi-fotók alapján azonosítottuk azokat a felszíneket, amelyek 1953-ban még zátonyok voltak és 2000-re alacsony ártérre alakultak, majd a 1:10.000-es topográfiai térképek alapján pontosan meghatároztuk jelenlegi kiterjedésüket és formáikat. A vizsgálatot ArcView3.2 és ArcMap10 szoftverekkel végeztük. A bevágódás mértékére és irányára az alacsony és magas árterek közötti magasságkülönbség utal. Ezért 6 db mintaterületen (1. ábra) szelvények mentén teodolittal felmértük a magassági viszonyokat. A szelvények a Maros felől indultak (kezdőpontjuk a vízszint: Makónál 48-49 cm) és a magas ártérre végződnek, hosszuk 150-300 m között változik.

4. Eredmények

4.1. Hidrológiai változások

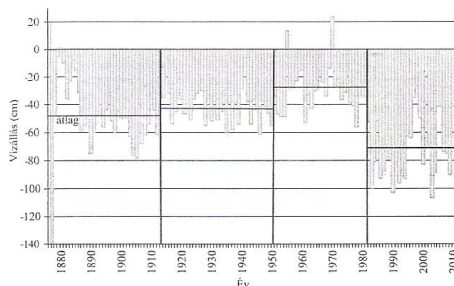
A makói vízmérce 1876 és 2011 közötti kisvíz adatai szerint (2. ábra) a vizsgált időszakban a kisvizek szintje -139 cm (1876) és 23 cm (1970) között változott, míg az átlagos kisvízszint -49 cm volt. Ugyanakkor a tartóssági görbék azt mutatják, hogy a nagyvizek szintje emelkedett, bár az 1980-as évek óta ez a tendencia megváltozott (3. ábra).

A kisvizek hosszú távú alakulása alapján a vizsgált 135 év négy időszakra osztható. Az első időszakban, 1876-1912

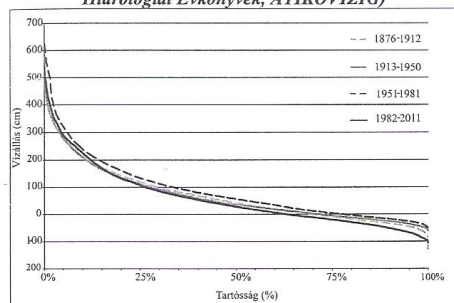
között a kisvíz szintek viszonylag alacsonyak voltak (átlag: -45 cm). Az LKV értéket az időszak elején mérték, de később is előfordultak igen alacsony vízszintű évek. Ekkor az éves legnagyobb vízszintek átlaga 460 cm volt (a legmagasabb vízszintet 1877-ben mérték: 541 cm). A szabályozások történetének ismeretében valószínűsíthető, hogy az igen alacsony kisvízszintek a Maros intenzív bevágódásával hozhatók összefüggésbe. A Makótól folyásirányban lefelé lévő zugolyi kanyarulat volt az egyik utolsó (1872) levágott kanyar (Oroszi 2009), s az ekkorra csaknem teljesen kiegyenesített Maroson a megduplázott és intenzív medereróziót eredményezett. A bevágódás mellett a meder jelentősen szélesebbé is vált (Sipos 2006), ami olyan jelentős mértékű hordalék-termeléssel járt, hogy a meder zátonyokkal és szigetekkel tagolt fonatos mintázatot vett fel (Sipos és Kiss 2004). Arra, hogy ez a bevágódás a folyón alulról vagy felülről indult-e el, az alacsonyárterek magassági viszonyainak vizsgálata adhat választ.

Az 1913-1950-es időszakban a kisvizek szintje emelkedett (átlag: -40 cm). Ezzel egyidejűleg a nagyvizek szintje is nőtt, az 1876-1912-es időszakhoz képest közel 20 cm-rel emelkedett az átlag is (477 cm) és az LNV is (1932: 585 cm). Az 1951-1981 közötti időszakban a kisvizek szintje tovább emelkedett (átlag: -29 cm), akárcsak a nagyvizeké (átlag: 488 cm, LNV 1975: 626 cm). Ezek a változások arra utalnak, hogy 1913-tól 1981-ig folyamatosan zajlott egy meder-feltöltődési időszak, amire mind a kisvizek, mind a nagyvizek emelkedése utal.

Ezután az 1982-2009 évek között a kisvizek szintje jelentősen csökkent (átlag: -74 cm), az előző időszak átlagához képest 45 cm-rel. Az 1876-os év óta ekkor mérték a második legkisebb vízszintet is (2003: -107 cm). Az időszak érdekessége, hogy – a Tiszával szemben – a nagyvizek szintje nem emelkedett tovább, sőt, átlaguk (455 cm) az eddigi legalacsonyabb. A kisvizek süllyedése egy újabb bevágódási időszakra utal, azonban a nagyvizek értékeinek csökkenése azt jelzi, hogy a meder mélyülésének mértéke nem jár további meder-keskenyedéssel, tehát a nagyvízi meder vízvezető képessége nem romlott. Azonban jogos lehet a kérdés, hogy vajon a vízszintek csökkenése nem egyszerűen a vízhozam csökkenésével jár-e együtt, ahelyett hogy bevágódást jelezne.

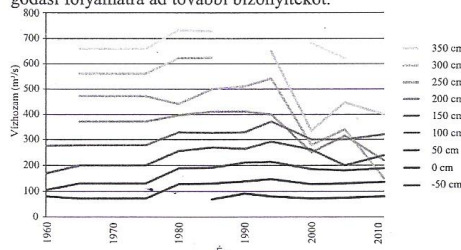


2. ábra: A makói vízmércén mért éves legkisebb vizek alakulása 1876 és 2011 között (adatok forrása: Hidrológiai Évkönyvek, ATIKÓVIZIG)



3. ábra: 1876-2011 közötti eltérő vízállású időszakok vízállás tartóssági görbéi a makói vízmérce adatai alapján

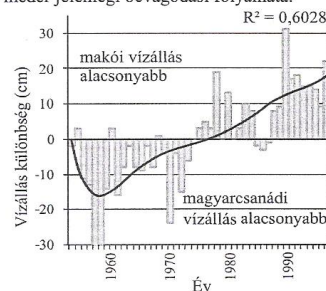
Ezért megvizsgáltuk az adott vízállásokhoz tartozó felszíni vízhozam adatokat is (4. ábra). (Sajnos vízhozam adatokkal csak 1960-tól rendelkezünk, ráadásul ezek közül is az 1960-1977 közötti adatok zömében számított vízhozam értékek, így a fenti kérdés megválaszolására alkalmatlanok.) Az 1978 utáni mért vízhozam értékek azt mutatják, hogy az alacsonyabb vízállásokhoz (50 cm-ig) tartozó vízhozamok lassan növekedni kezdtek. Ez arra enged következtetni, hogy a kisvízi meder mélyül, nagyobb vízmennyiséget vezet le ugyanazon vízszint mellett. Ugyanakkor a nagyvízi vízszintekhez (200 cm felett) tartozó vízhozamok csökkenő tendenciát mutatnak, ami a nagyvízi meder tágulását, vízvezető képességének javulását mutathatja, ami az újabb bevágódási folyamatra ad további bizonyítékot.



4. ábra: Adott vízállásokhoz tartozó felszíni vízhozamok változása a makói vízmérce alapján 1960-2011 között

Az 1980-as években indult bevágódás irányának meghatározásához összehasonlítottuk a makói és magyarcsanádi vízmércék éves kisvízi vízállásait (5. ábra). 1953 és 1974 között jellemzően a felsőbb szakaszon lévő Magyarcsanád-

nál alacsonyabbak voltak a kisvizek, átlagosan 20 cm-el, mint a makói vízállások. Majd 1975 és 1997 között (eddig volt adat Magyarcsanádnál) Makónál váltak alacsonyabbá a kisvízállások átlagosan 20 cm-el. A diagram trendje pedig arra utal, hogy a magyarcsanádi vízszintcsökkenés és a makói vízszintsüllyedés üteme is csaknem egyenletes. Ez arra enged következtetni, hogy a Maroson legutóbb lezajlott bevágódási időszak a folyón fentről lefelé haladt. A bevágódás hátterében valószínűleg a Szemlak (Semlac) és Lippa (Lipova) közötti intenzív mederből történő kavicsbányászat állhat. Ezen a román szakaszon gyakorlatilag kitermelik a Maros teljes fenékhordalék-hozamát (sőt még a mederanyagot képező, mélyebben lévő pleisztocén kavicsokat is), így az alatta lévő szakaszon a nagy esésű víz a „hordalék-éhsége” miatt erodálni kezdi medrét és hordalékot termel (tisztavíz erózió folyamata). Ez a modern kori, aktiv erózió fokozatosan egyre lefelé harapódzik a folyón, s ennek következtében indulhatott el először Magyarcsanádnál majd Makónál is a meder jelenlegi bevágódási folyamata.



5. ábra: A makói és magyarcsanádi vízmércék kisvízállásainak különbségei 1953 és 1997 között

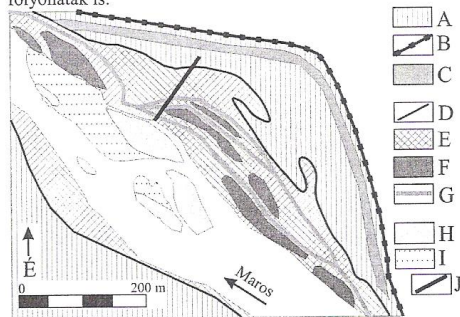
4.2. A bevágódás során létrejött alacsony ártéri felszínnek

A Maros mentén épült árvízvédelmi töltések a levágott folyómedrek mentén futnak, így a hullámtér öblözetekre tagolódnak. A bevágódás miatt a hullámtéri öblözetek rendszerint két részre, magas és alacsony ártérre különülnek, amelyeket eltérő magasságú *tereplépcsők* választanak el. A *magas ártér*en helyezkednek el a szabályozások során levágott kanyarulatok maradványai, amelyek mára már csaknem teljes egészében feltöltődtek. Ezeket övzátonyok, folyóhátak, és ártéri laposok kísérik. A magas ártéri felszíneket – a folyóhoz viszonyított kiemelt helyzetük miatt – viszonylag ritkán, és csak rövid ideig öntik el a Maros árvizei. Az *alacsony ártéri* felszíneket a folyópartokhoz simulnak, egykori zátonyokból alakultak ki (Kiss és Sipos 2001). Ártérre formálódásukat elősegíti, hogy már kisebb árvizek is elöntik ezeket a felszíneket, így feltöltődésük gyors ütemben zajlik (Oroszi 2009). Az alacsony ártéri felszíneket csoportosíthatjuk az alapján, hogy a folyó milyen mintázatú szakasza mentén alakultak ki.

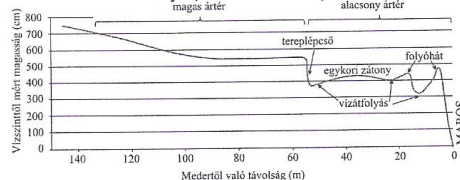
A fonatos mederből kialakult alacsony árterek

A Makótól folyásirányban fentebb elhelyezkedő alacsony ártéri területek a szabályozások után fonatossá vált meder mentén alakultak ki (6-7. ábra). A Maros ezen szakaszán 6 ilyen alacsonyártéri felszín található, összesen 1,1 km² kiterjedésben. Közös jellemzőjük, hogy a fonatos meder tágulataiban jöttek létre, azaz ott, ahol az 1953-as légi fotón még a Maros szélessége meghaladta a 200 métert (Sipos 2006). Ezek az egykori medertágulatok zátony-rendszerből alakultak ki, és viszonylag szélesek (~150 m). Az

egykori szigetek között egykori mellékágak feltöltődött maradványai vannak, amelyek kisebb árvizekkor átfolyásoknak adnak helyet, így igen intenzíven töltődnek fel. Az akkumulációt jelzik a part mentén formálódó 0,5-1,0 m magas folyóhátak is.



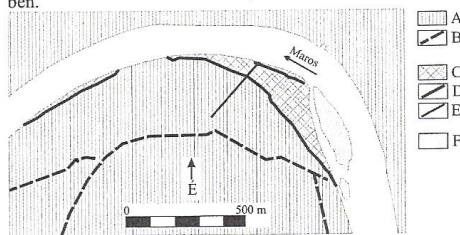
6. ábra: Apátfalva II. mintaterület geomorfológiai vázlata
A: magas ártér; B: árvízvédelmi töltés, C: szabályozáskor levágott kanyarulat maradványa, D: tereplépcső, E: alacsony ártér, F: egykori szigetek, G: egykori átfolyások, H: jelenlegi szigetek, I: zátonyok, J: felmért szelvény



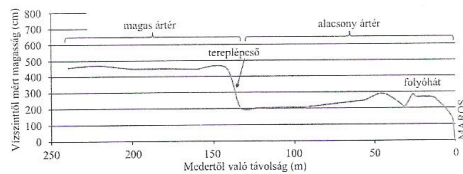
7. ábra: Apátfalva II. mintaterületen felmért szelvényen szépen kirajzolódik a magas és alacsony árteret elválasztó tereplépcső

Kanyarulatok mentén létrejött alacsony árterek

Makótól folyásirányban lejjebb a Marost álkanyarok és gyengén fejlett kanyarulatok jellemzik. Az itt kialakult alacsony ártéri felszínek (8-9. ábra) a kanyarulatok belső ívei mentén alakultak ki, ezért félhold formájúak és keskenyek (~50 m). Ezek a felszínek egykori övzátonyok voltak, de előfordulnak keskeny szigetek mögötti feltöltődéses felszínrészletek is. Néhol az alacsony ártereken kisebb tereplépcsők is előfordulnak, amelyek a meder fokozatos szűkülését és bevágódását tükrözik. A Maros alsó szakaszán 4 ilyen alacsonyártéri felszín található, összesen 0,5 km² kiterjedésben.



8. ábra: Klárafalva melletti mintaterület geomorfológiai térképe
A: magas ártér, B: nyári gát, C: alacsony ártér, D: tereplépcső, E: felmért szelvény, F: sziget



9. ábra: Klárafalva melletti mintaterületen felmért szelvény a tereplépcsők magassági viszonyai

A Maroson összesen 10 helyen azonosítottunk alacsony ártéri felszíneket, amelyek tehát gyakoribbak és nagyobb kiterjedésűek a felső, fonatos szakaszon. Azonban csupán 6 mintaterületen mértük le a bevágódásra utaló, magas és alacsony ártér közötti szintkülönbséget (1. táblázat). A magasság-különbség Makónál 120 cm, miközben az LKV -139 cm, ami arra utal, hogy a kisvizek süllyedése valójában a bevágódással hozható összefüggésbe. Folyásirányban fentről lefelé a szintkülönbség jellemzően növekszik, hiszen a torkolattól kb. 36 km-re a tereplépcső csupán 70 cm magas, míg a torkolat közelében (13,5 fkm) már 247 cm. Ez arra enged következtetni, hogy az alacsony ártereket létrehozó bevágódás a folyón folyásirányban lentről indult és felfelé haladt, tehát a torkolat közelében több idő volt a bevágódásra, míg a felsőbb szakaszokra ez a folyamat időben később érkezett. Mivel ezek az alacsony árterek mindegyike már az 1964-es légi fotón mint ártéri erdővel és náddal fedett felszín jelent meg, valószínűsíthető, hogy az őket létrehozó bevágódás korábban történhetett, s csak később válhattak ártérré, miután az egykori medernek ezen részei az árvizek szintje fölé magasodtak feltöltődés révén.

1. táblázat: A vizsgált mintaterületek alacsony árterei-nek jellegzetességei

Vizsgált terület	fkm	Alacsony- és magas- ártér közti magas- ság különbség (cm)	Alacsonyártér területe (km ²)	
Apátfalva I.	fonatos meder mentén	34,5-36	70	0,077
Apátfalva II.		33-34,1	137	0,105
Apátfalva III.		31,1-32	96	0,205
Makó		27,8-29	120	0,128
Ferencszállás	kanyarulatok mentén	16,7-18	145	0,088
Klárafalva		11,5-13,1	247	0,109

4. Összegzés: a bevágódási folyamat menete

A vizállások elemzése azt mutatja, hogy nagy valószínűséggel a Maros medre intenzíven bevágódott 1876 és 1912 között a kanyarulatátmentsések következtében. A csaknem teljesen kiegyenesített és megduplázott esésű folyón az intenzív parterzió mellett bevágódás is történt. Ez a bevágódás a folyón alulról felfelé haladt, mértéke 0,7-2,5 m közötti, és nagyban hozzájárult a 19. század végén tapasztalt kisvizek süllyedéséhez. Ilyen típusú bevágódási mintázat összefüggésbe hozható az erózióbázis süllyedésével is, ami a Maros esetében a Tisza bevágódása lehet.

A 20. században (1913-1982) lassú mederfeltöltődés és keskenyedés zajlott. Erre utal a kisvizek és az árvizek szintjének emelkedése. Ekkor formálódhattak ki az alacsony árterek a meder korábbi partközeli zátonyain és övzátonyain. A fokozatos feltöltődés miatt lassan a középvezek szintje fölé kerültek és vízmentessé váltak, így megtelepedhetett rajtuk a növényzet.

A 20. század végén újabb bevágódás indult meg, amit a látásmást az is, hogy a kisvizállásokhoz tartozó vízhozamok nőttek. Ez a bevágódás már folyásirányban fentről lefelé haladt és mértéke jóval kisebb (kb. 20-40 cm), ezért morfológiai következményei még nem nyilvánvalóak. Ennek a bevágódásnak oka lehet a nagymértékű kavicskitermelés – a

mihez hasonlít Csoma (1987) is leírt a Duna esetében –, illetve talán hozzájárulnak a mellékfolyón épített völgyzárógátak is (Konyecsny 2010a). Az fenékhordalék kitermelése, illetve csapadása tisztavíz eróziót indított el, ami bevágódás formájában jelentkezik. Hasonló folyamatot írt le Konyecsny (2010b) a Fekete-Körösön és Blanka (2010) a Hernádon. A bevágódás következtében kétszattúvá vált árterén zajló tájtalakulás folyamatát is érdemes lenne vizsgálni, hiszen a magas árteret ma már csak a legnagyobb árvizek öntik el (nagyon ritkán), ami ezen felszínnek szárazodásához vezethet, ami az árterí növényzet és talajok átalakulásával jár.

Irodalom

- 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.
- 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. PhD értek., Szeged, 50-60.
- Bravard J.P. – Amoros C. – Pautou G. – Bornette G. – Bournaud M. – Chatellier M. – Gibert J. – Piery J.L. – Perrin J.F. – Tachet H. 1997: River incision in south-east France: Regulated Rivers 13, 75-90.
- Brookes A. 1985: River channelization: traditional engineering methods, physical consequences and alternative practices. *Progress in Physical Geography* 9, 44-73.
- Butzer K.W. 1986: A földfelszín formakincse. Kner Nyomda, Budapest, 193-213.
- Csoma J. 1987: A nagymarosi vízlépcső alatti Duna meder vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 69, 286-296.
- Dévai Gy. 2000: Vizes élőhelyek és jelentőségük az Alföldön. In: Pálfi I. (szerk): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. Békéscsaba, 51-Diringer D.G. 2000: Evaluation of wetlands and floodplain areas in the Danube river basin. In: River restoration in Europe – Conference on river restoration, Wageningen, NL.
- Gábris Gy. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. *Földrajzi Közlemények* 121/1-2, 3-16.
- Graf W. L. 2005: Geomorphology and American dams: The scientific, social, and economic context. *Geomorphology*, 71/1-2, 3-26.
- Ihrig D. 1973: A magyar vízszabályzás története. OVH, *Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda*, 17-19 és 365-370.
- Károlyi Z. 1996: A folyószabályozás időszéri kérdései. *Ökológia – Környezetgazdálkodás-Társadalom* 7/3-4, 79-89.
- 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* 89, 96-110.
- Kiss T. – Sipos Gy. 2001: Egy szigetrendszer morfológiájának vizsgálata a Maros apátfalvi szakaszán. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa CD-kötet, Szeged
- Kiss T. – Sipos Gy. 2007: Braid-scale geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. *Geomorphology* 84, 209-221.
- Knighton D. 1998: *Fluvial Forms and Processes*. Arnold, London
- Konyecsny K. 2010a: A kisvizek főbb hidrológiai statisztikai jellemzői a Maros alsó szakaszán. *Hidrológiai Közöny* 90/1, 45-55.
- Konyecsny K. 2010b: A kisvizek hidrológiai statisztikai értékelése a Fekete-Körös folyó alsó közös Román-Magyar szakaszán. MHT XXVIII. Országos Vándorgyűlés, 7-9.
- Lacay 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.
- Lászlóffy W. 1932: A Tisza-völgy. *Vízügyi Közlemények* 16, 108-142.
- Lászlóffy W. 1934: A magyar Duna vízjárása. *Vízügyi Köz.*, 26-54.
- Lenzi M.A. – D'Agostino V. – Billi P. 1999: Bedload transport in the instrumented catchment in the Rio Cordon. Part I. *Catena* 36, 171-182.
- Lóczy D. – Kis É. – Schweitzer F. 2009: Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary. *Geomorphology* 113, 200-209.
- Lóczy D. – Kiss T. 2008: Ártérfejlődés és holtág-feltöltődés sebességének vizsgálata. In: Kiss T. – Mezösi G. (szerk): *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon*, Szegedi Egyetemi Kiadó, 43-54.
- Lóczy D. 2001: Geomorfológiai, tájökológiai és természetvédelmi megfigyelések a Duna-ártér mohács alatti (bódai) szakaszán. Magyar Földr. Konf. CD kiadványa, Szeged, www.geography.hu
- Lóczy D. 2007: The changing geomorphology of Danubian floodplains in Hungary. *Hrvatski Geografski Glasnik* 69/2, 5-20.
- Newson M.D. 1997: *Land, Water and Management. Sustainable Management of River Basin Systems*. Routledge, London
- Oroszi V. 2009: Hullámter-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, SZTE, <http://ft-geo.hu/files/doktori Iskola/2009-OrosziV-ertekezés.pdf>
- Rinaldi M. – Simon A. 1998: Bed-level adjustments in the Arno River, Central Italy. *Geomorphology* 22, 57-71.
- Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, SZTE
- Sipos Gy. – Kiss T. 2004: Meder és mederformák recens fejlődése a Maros magyarországi szakaszán. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa, Szeged, www.geography.hu
- Smith L.M. – Winkley B.R. 1996: The response of the Lower Mississippi River to river engineering. *Engineering Geology* 45, 433-455.
- Szlávik L. 2000: Az Alföld árvízi veszélyeztetettség. In: Pálfi I. (szerk): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön, Békéscsaba, 64-84.
- Tóth A. 2000: A víz tájformáló szerepe az Alföldön. In: Pálfi I. (szerk): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön, Békéscsaba, 46-50.
- Uribealarea D. – Perez-Gonzalez A. – Benito G. 2003: Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. *Quaternary Science Reviews* 22, 2209-2221.
- Werners S.A. – Matczak P. – Flachner Zs. 2010: Individuals matter: exploring of individuals to change the water policy for the Tisza River in Hungary. *Ecology and Society* 15/2, 24.
- Wyza B. 2001: Impact of the channelization-induced incision of Skawa and Wisłoka rivers, southern Poland, on the condition of overbank depositon. *Regulated Rivers*, 17, 85-100.
- Yates R. – Waldron B. – vanArsdale R. 2003: Urban effects on flood plain natural hazards: Wolf River, Tennessee, USA. *Engineering Geology* 70, 1-15.

A kézirat beérkezett: 2012. február 29-én

KISS TÍMEA PhD, egyetemi docens az SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszékén. e-mail: kisstim@gmail.com
NAGY ZOLTÁN MSc geográfus, táj- és környezetföldrajz szakirányon 2013-ban végaz az SZTE-n.

Active channel incision along the Maros River and its morphological consequences on the floodplain

Kiss, T. – Nagy, Z.

Abstract

The aim of the study is to determine the rate of incision along the Maros River and to localize the resulted low-floodplain surfaces. The incision (0.7-2.5 m) initiated between 1876 and 1912 as the result of increased slope caused by the cut-offs and the incision of the Tisza River (erosional base of the Maros). Later, in the 20th c. the channel became narrower, and on the former sand-bars the lower floodplain developed. However, at the end of the 20th c. another incision started, though its rate was lower (0.2-0.4 m) and it was caused by the upstream gravel mining from the channel.