

# Egy árvíz okozta ártérfeltöltődés: a Maros 2006. évi áradása által lerakott hullámtéri üledék vizsgálata<sup>1</sup>

*Oroszi Viktor György*

## 1. Bevezetés

Az ártérfejlődés során a feltöltődés uralkodó folyamattá válhat, amennyiben a természetes folyómeder hosszabb időre oldalirányban rögzített marad. Árterek fokozott feltöltődését így a vízfolyások mesterséges stabilizációja is előidézheti (Brown 1983), mint ahogy azt például a Rajnán (Ten Brinke et al. 1998), a Waal folyón (Geerling et al. 2007) és a Tiszán (Károlyi 1960) is megfigyelték.

A Maroson elvégzett szabályozás eredményeképpen a Makó alatti szakaszán rögzített medrű rész-szakaszok jellemzőek, de a folyó közös román – magyar határszakasza ettől eltérően a kisvízi szabályozás esetében csupán kis mértékben tekinthető szabályozottnak. A Marost fajlagos munkavégző képessége, hullámtérének anyaga, a szabályozások előtt jellemző és az 1950-es évek óta megfigyelt mederváltozásainak különbsége és átvágott kanyarulatainak intenzív feltöltődése alapján (Eperjessy 1927; Oroszi és Kiss 2004; Blanka et al 2006; Sipos 2006) a Nanson és Croke (1992) genetikus ártér-osztályozási rendszerében a közepes és kis energiájú (B-C) vízfolyások határára helyezhetjük. A szabályozásokat megelőzően és jelenlegi állapotában is véleményünk szerint a Maros egyes szakaszain a B3b, B3c és a C1 alrendekbe tartozik. Jelenlegi állapotában leginkább az utóbbi típus (horizontálisan stabil, el nem ágazó, sima felszínű ártér, alacsony folyóhátakkal és ártéri lapályokkal) a meghatározó. Mindháromra, de legnagyobb mértékben erre jellemző az áradások alkalmával bekövetkező ártéri felmagasodás fontos szerepe. Mindezek alapján látható, hogy a Rajnához, Waalhoz, a Tiszához és más nagyméretűben szabályozott folyókhoz hasonlóan a Maros hullámtérének fejlődésében, továbbá az árvízszintek magasságnövekedésében az átlagosnál nagyobb szerepe lehet az áradások alkalmával bekövetkező függőleges felmagasodásnak, amit a jelentős lebegtetett hordalékhozama (8,3 millió t/év) is előrevetít.

A kutatások sokszor extrém árvízi eseményekhez köthetőek és csupán a hullámtér kitüntetett pontjain, különböző ártéri formákon vizsgálják annak geomorfológiai következményeit (Kesel et al. 1974, Gomez et al. 1995, Walling et al.

---

<sup>1</sup> A kutatást az OTKA 62200 sz. pályázata támogatta.

1997, Wyzga 1999, Nagy et al. 2002). Mások keresztshelvények mentén haladva tárják fel az akkululáció mértékét (McKee et al. 1967; Walling et al. 1997; Miller et al. 1999), az így nyert adatokból már több hatótényezővel kapcsolatban vonhatunk le következtetéseket. A hullámterek komplex felmagasodási folyamatainak megértéséhez a legtöbb eredményt a térbeli mintázat meghatározása (Asselman és Middelkoop 1995; Jeffries et al. 2003; Steiger és Gurnell 2003; Aldrin 2004; Pierce és King 2007) szolgáltatja, egyben lehetőséget biztosít a hullámtér hosszabbtávú fejlődésének modellezésére is (Gábris et al. 2002).

A fentiek alapján célszerűnek tartottuk tehát a Maros néhány jellegzetes hullámtéri szakaszán az áradások alkalmával megfigyelhető feltöltődést ugyanazzal, a legegyszerűbb és legolcsóbb, bárki által elvégezhető módszerrel (Kesel et al. 1974; Brown 1983; Walling et al. 1997; Wyzga 1999; Aldrin 2004), a legmodernebb, háromdimenziós eredményeket produkálva, hosszabb időtávban vizsgálni, hogy az azt befolyásoló tényezők (Steiger et al. 2005) közül a folyó adott szakaszain kiválaszthassuk a leginkább jellemzőeket. Mindezek megvalósításához, eddig a Maros 2005. és 2006. évi áradásai biztosítottak alkalmat számunkra (Oroszi et al. 2006a, Oroszi et al. 2006b).

## **2. Módszerek és mintaterület**

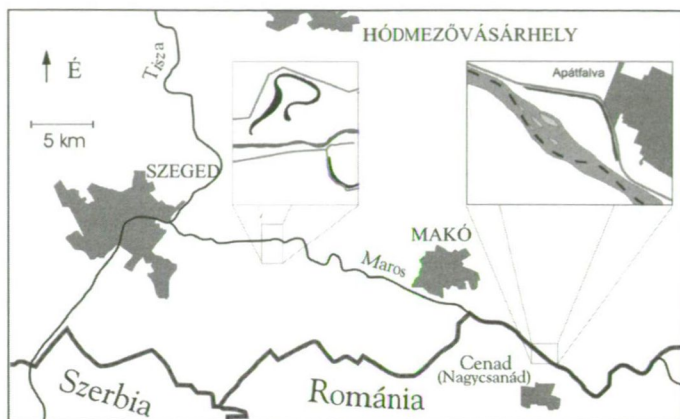
A mintavételezés során az előző évi avarrétegre lerakódott friss üledék vastagságát a jellemzően csekély mértékű bioturbáció, valamint eltérő színe és szerkezete alapján határoztuk meg. Az üledékvastagság mérésére a medertől távolodva, Apátfalván 5, a Vetyeháton pedig 21 keresztshelvény mentén került sor milliméteres pontossággal, a folyóhoz közelebb eső szakaszokon sűrítve a mintavételi pontokat (összesen 53 ill. 455 db). A mintavételi pontok helyzetének meghatározása GPS segítségével történt. Szemcseösszetétel meghatározásához három keresztshelvény (Ap3; Ve1, De6) mentén gyűjtöttük be a frissen lerakott üledéket, majd Köhn-féle iszapolással és száraz szitálással vizsgáltuk. A mintavételi pontokban a vegetáció típusát is meghatároztuk, de az ezzel kapcsolatos eredményeket jelen tanulmány terjedelmi korlátjai miatt nem tárgyaljuk.

Az adatok feldolgozása során Surfer8 és Statgraphics 5.1 szoftvereket alkalmaztunk. A felvételezett üledékvastagsági adatok, illetve a számított hiba értékek között az interpoláció a minimális görbület (Minimum Curvature) módszerével történt, melyre jellemző, hogy azokon a területeken, ahol nem rendelkezik mért adatokkal, az üledék vastagság Z értékét jelentősen meghaladó számokat képes extrapolálni. Az alkalmazás során generált gridháló csomópontjainak távolságát 5 méterben határoztuk meg, mivel ez volt a két mintavételi pont közötti legkisebb távolság. Ez nem tér el jelentősen a szakirodalomban található hasonló vizsgálá-

toktól. Több kutatás során tíz méteres gridhálót alkalmaztak hasonló kiterjedésű területeken, hasonló mintavételi sűrűség mellett, kriggelést alkalmazva (Asselman és Middelkoop 1995, Middelkoop és Asselman 1998, Aldrin 2004). A mintaterületeken található egykori kanyarulatokat és kubikgödröket, azok üledékvastagsági értékeivel utólagosan, az interpoláció során használható vetőkkel (faults) elválasztva illesztettük be a generált felületbe. Így azok Z (üledék vastagság) értékei a szomszédos területekre nem terjednek át. Az elkészült üledékvastagság-térkép nem minden esetben illeszkedik kellő pontossággal a mért adatokhoz, ezért az előállított felület hibáját is kiszámítottuk és abból megegyező interpolációs módszerrel, a hiba elterjedését mutató felület készült. Az üledékvastagság változását ábrázoló felszín a továbbiakban a hiba csökkentő iteráció eljárásával tovább pontosítottuk (Geiger 2002). Fontos azonban megemlíteni, hogy az előntések térbeli kiterjedése és a növényzet hatása nincsen, míg a domborzat módosító hatása csupán egy-egy forma esetében van az előállított felületekbe beépítve. Az ezekből a változókából eredő eltérések azonban jelentősebbek lehetnek a megfelelő mértékben lecsökkentett matematikai hibánál.

A kutatás során a Maros hullámterének két öblözete került kiválasztásra (1. ábra). Első a Maros 32,4–33,6 fkm közé eső jobb parti öblözete Apátfalva község határában. Területe 0,31 km<sup>2</sup>, legnagyobb szélessége 400 méter. A hullámtér magassági viszonyai alapján három részre tagolható. Nagyobb kiterjedésű, összefüggő, magasabb területét a 85 méteres szintvonal és a töltés által közbezárt rész képviseli, alacsonyabb része az aktív mederhez közelebb eső sávban helyezkedik el. Ennek az egykori zátonynak a felszínét több, nagy kiterjedésű anyaggyűjtő teszi változatossá. A meredek peremű gödrök mintegy 1,5–2 méterrel alacsonyabbak környezetüknél. A hullámtér harmadik része a part közvetlen közelében található magasabb folyóhát, illetve egykori szigetmagok 85,5 méterig magasodó „gerince”. A Maros ezen a szakaszon tágulatot képez, több ágra szakad és szigeteket, zátonyokat alkot, melyek állandó mozgásban vannak. A második vizsgálati terület a folyó 7,0–9,5 fkm közé eső 4,5 km<sup>2</sup>-es vetyeháti szakasza, ahol a hullámtér jobb és bal oldalának szélessége jelentősen különbözik (690–2030 és 50–700 m). A terület tengerszint feletti magassága 78 és 82 méter közötti, csupán néhány helyen éri el a 82,5–83 méteres magasságot. Legmélyebb pontjait az 1858-ban levágott meander mára erősen feliszapolódott részletei, valamint a töltés lábánál található, hasonló állapotú kubikgödrök képezik. Legmagasabb pontjait, az aktív medret kísérő folyóhát, az egykori kanyarulat belső íve mentén elhelyezkedő, úgynevezett Kubikgát és egy kunhalom képezi. A DK-en húzódó vetyeháti nyári gátat eldózerolták, s ma a terepből alig kiemelkedő földútként funkcionál. A Maros futása ezen a szakaszon két részre osztható: folyásirányban feljebb kanya-

ratot képez, míg lentebb a 8,6–7 fkm közötti szakaszon két álkanyar után egyenessé válik.



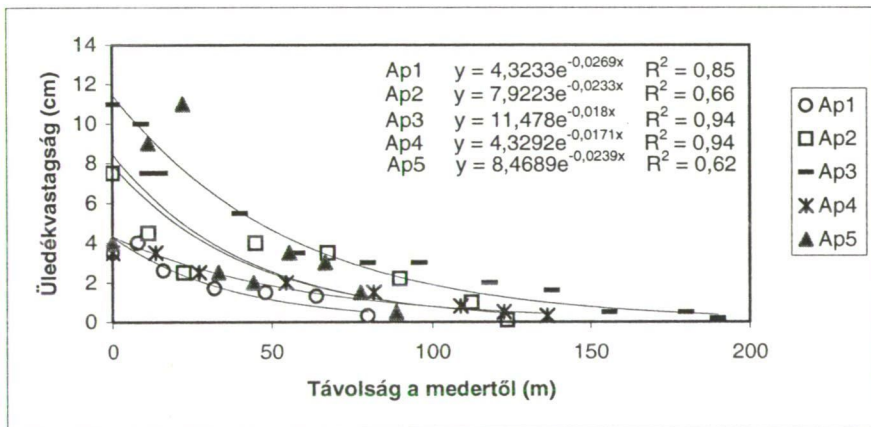
1. ábra: Az apátfalvi és vetyeháti mintaterületek elhelyezkedése

A folyó a 32,2 fkm-nél elhelyezkedő Apátfalvi vízmérce 325 cm-es értékénél (84,4 m tszf.) lép ki a hullámtérre és a vízmérce 435 cm-ét meghaladó vízállás esetén kerül víz alá az öblözet teljes területe. Vetyeháton az árvízi elöntések hosszát a Deszk-Fehértói gátórháznál (7,9 fkm) található vízmérce gátór naplóban található vízállás adatai alapján határoztuk meg. A Marosnak ezen az alsóbb szakaszán ugyanis igen jelentős lehet a Tisza vízállást befolyásoló hatása. A 2006-os árvíz Apátfalvánál hosszabb, míg a Vetyeháton rövidebb ideig tartott. Előbbinél egy rövid, két napos részleges elöntést követően, néhány nap szünet után, egy hónapra ismételen kilépett medréből a víz, mintegy tíz napig teljes mértékben elárasztva azt. A vetyeháti mintaterületre nagyjából másfél hónapon keresztül jutott ki a víz, a gyors áradó és apadó ágaknak köszönhetően 33 napig öntötte el teljes felszínét. A makói vízmérce adatai szerint az áradás maximális vízhozama  $991 \text{ m}^3/\text{s}$  volt, lebegtetett hordalék szállítás adataival nem rendelkezünk.

### 3. Eredmények

Apátfalvánál a szelvények mentén mért maximális üledékvastagság 11 cm-nek adódott (az Ap3-as szelvénynek a folyóhoz legközelebbi pontjában). Az Ap4-es szelvényben valamivel vékonyabb (7,5 cm) volt a part mentén lerakódott üledék vastagsága, míg a másik három szelvényben ennek nagyjából a fele (3,5–4 cm). Mind az ötben az üledék-vastagság exponenciális jellegű csökkenése volt jellem-

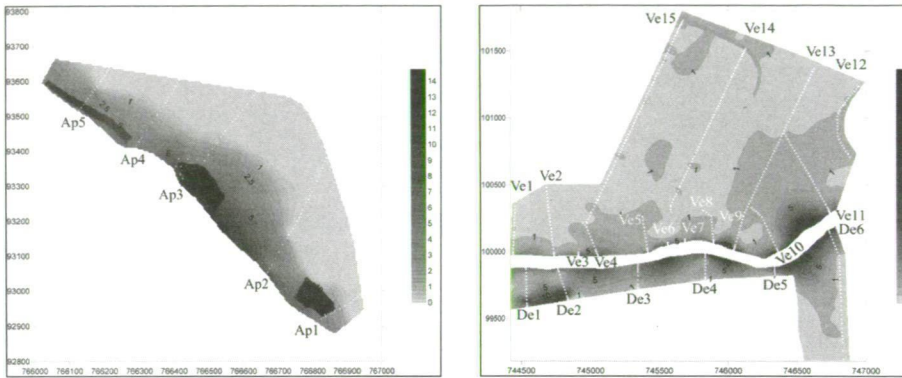
ző a korábban megfigyeltékhez (Oroszi et al. 2006b) és más szakirodalmi adatokhoz hasonlóan. A felszín változatosságából eredően az Ap2 és Ap5 szelvényekben illeszkedtek kisebb pontossággal a regressziós görbék a mért adatainkra (2. ábra). Az öblözet domborzatának megfelelően – az előző év kisebb árvíz alkalmával tapasztaltakhoz hasonlóan – az akkumuláció 80–190 méteres sávban volt megfigyelhető. Tehát 30 cm-rel magasabb maximális vízállás hatására a Maros által szállított hordalék csupán 5–10 méterrel távolabbra jutott. A mérés határánál nagyobb akkumulációt az AP3-as szelvényben, egy métert meghaladó vízborítás esetén figyeltünk meg. A mederhez közeli három kubikgödörben 9–11,5 cm-es felhalmozódás volt jellemző. A középső esetében a folyóparton lerakódott hordalékkal megegyező vastagságú, míg a másik kettőben annak több mint duplája. A vizsgált szakasz mentén elhelyezkedő szigetekhez képest folyásirányban feljebb (az Ap3-as szelvénytől) nagyobb volt a part mentén és a kubikgödörökben is a lerakott hordalék vastagsága.



2. ábra: Az üledékvastagság változása az apátfalvi szelvények mentén

A felszín alapján a vizsgált 31 hektáros öblözet területének 63%-án rakódott le a Maros által szállított üledék (3. ábra). Az átlagos üledék-felhalmozódás a vizsgált területen 2,2 cm volt. Területének csupán 6,26%-t borította be 10 cm-nél vastagabb üledékréteg, ennek is nagy részét a kubikgödörökben figyelhetjük meg. Az üledékréteg vastagságának változása szabályos, nagyjából követi a part vonalát. Az öblözet kiszélesedő középső részén a legnagyobb kiterjedésű és a legjelentősebb vastagságú a felhalmozódott anyag. A generált felszínhez tartozó hiba a szelvények parttól távolabbi végpontjai között haladta meg a mérési hiba

nagyságát, ami a módszereknél említett extrém értékek generálásából ered. Ezeken a területeken azonban akkumuláció valójában nem volt tapasztalható. A felszín hibájának értékei 0,2 és -0,8 cm között változnak (átlaga -0,073 cm). Ahol adataink alapján felhalmozódást becsült a program, ott a hiba értéke  $\pm 0,2$  cm belül változott. A hiba szélsőértékeit az Ap5-ös szelvény közelében elhelyezkedő kubikgödör területén és annak környezetében tapasztaltunk. Az előállított felszín pontossága tehát megfelelő.



3. ábra: Az üledékvastagság mintázata Apátfalvánál (Ap) és Vetyeháton (Ve) 2006-ban

Az Ap3-as szelvény mintáinak homoktartalma a meder közelében jóval magasabb volt (77%), mint a vetyeháti szelvények esetében. A homok részaránya a parttól tíz méterre nagyjából a felére, majd 180 méterig 10%-ra csökkent. A szelvény melletti kubikgödör üledékének homok-iszapagyag tartalma 39–42, 1–18,9% volt. Utóbbiak aránya nagyobb, mint a szelvény azonos távolságban elhelyezkedő mintavételi pontjában. Ez alátámasztja azt a sejtésünket, hogy a kubikgödör fokozott akkumulációja a finomabb frakciók áradást követő kiülepedésének is köszönhető.

A Vetyeháton vizsgált szelvényekre kettősség jellemző. A mederhez közeli részleteikben (250–350 méter széles sávban) majdnem minden esetben ki lehetett mutatni a frissen lerakott üledékréteg vastagságának exponenciális jellegű csökkenését a medertől való távolság növekedésével. Az aktív medret övező 50 méteres sávban az üledékvastagság drasztikusan lecsökken, majd döntően 120–200 méteres távolságban eléri az egy centiméteres értéket (3. ábra). A legvastagabb üledékréteg a Maros kanyarulatainak belső ívén, a kanyarulat csúcspontjától folyásirányban lentebb, a De6 ill. Ve9-os szelvény kezdőpontjaiban rakódott le

(22 és 26,1 cm). Jelentősebb üledék-felhalmozódás a Maros egyenes szakasza mentén csupán szűkebb sávra korlátozódott. Továbbá az üledékvastagság változásnak folyásirányban lefelé csökkenő komponense is megfigyelhető volt a nagyobb szélességű jobb parti részen. A mederhez közeli területekkel ellentétben a hullámtér mögöttes területein a lerakódott üledék vastagságának változása jóval kisebb mértékű, itt főként a morfológia, de vélhetően a növényzet befolyásoló szerepe is megnőtt. A legjelentősebb üledék akkumuláció az aktív medertől távolabb eső területeken a szabályozások során átvágott, mára erőteljesen feliszapolódott meanderekhez volt köthető. A Ve14 és Ve15 szelvények végpontjaiban, az egykori kanyarulat partján 3–3,4 cm-es vastagságban lerakott friss üledéket mértünk. Partjától 10–20 méterre távolodva a felhalmozott anyag vastagsága az aktív mederre jellemző folyamatokhoz hasonlóan néhány milliméteresre csökkent. Tehát ezek a formák még napjainkban is kiemelt hordalékszállító, illetve akkumuláló szereppel bírnak. Tapasztalataink szerint a hullámtéren létesített csatornák is hasonlóan funkcionálnak.

A vizsgált hullámtéri szakaszon 1,86 cm vastagságú üledék rakódott le átlagosan, annak szórása 2,38 cm-nek bizonyult. Az 1 cm-nél vékonyabb rétegek kiterjedése 52,4% volt, míg 10 cm-nél vastagabb hordalék a mintaterület 2,2%-át fedte be az aktív meder mentén. A becsült felület pontosságára jellemző, hogy átlagos értéke jóval a milliméteres hibahatár alá csökkent, nagyobb értéket csupán a Ve5-ös szelvény Maroshoz közelebb eső részén képzett.

A Maros partján a De6 szelvényből vett jelentős vastagságú (22 cm) üledékrétegből vett minta felfelé határozottan finomodott, homoktartalma 42%-ról fokozatosan 20%-ra csökkent. A Marostól távolodva a minták homoktartalma 250 méteres távolságban 35%-ról 8%-ra változott. A frissen lerakódott üledék magas iszap-tartalmú volt (45–60%), agyagtartalma fokozatosan 17-ről 44%-ra növekedett. Az egykori meander partján, az aktív medertől jelentős távolságban vett minták magas homoktartalma (19–23%), véleményünk szerint az egykori meder áradások alkalmával megfigyelhető reaktiválódásával magyarázható.

#### **4. Összegzés**

A 2006. évi áradás alkalmával a hullámtéren lerakott üledék vastagsága egy keskeny (20–50 m-es) part menti sávban volt maximális (Vetyeháton 26 cm, Apátfalvánál 11 cm). Az apró- és finomhomokos üledék legnagyobb része is ebben a zónában rakódott le. Az aktív meder mentén az üledék felhalmozódást elsősorban a medermorfológia befolyásolta: egyenes szakaszok mentén keskenyebb sávban rakódik le a hordalék jelentős hányada, míg a kanyarulatok belső ívén, azok csúcspontjától folyásirányban lentebb szélesebb sávban és nagyobb vastagságban

jellemző a kiülepedés. Medertágulatok esetében – hasonlóan Sipos (2006) által a mederben tapasztaltakhoz – a medertágulatok felső szelvényeiben volt a legnagyobb a feltöltődés. Folyásirányban az árvízi akkumuláció általában mérséklődik, mivel a szigetek megoszthatják az áradás energiájának térbeli mintázatát, ezáltal csökkentve a hullámtéri akkumulációt. Az üledék vastagsága a medertől távolodva exponenciálisan csökkenő tendenciát mutat, amit morfológiai és vegetációs tényezők módosítottak. A hullámtér belsőbb részein, ahol főként már e tényezők hatása érvényesült, csekélyebb mértékű akkumulációt mértünk. A mélyebb hullámtéri területek (egykori mederrészletek, kubikgödrök, csatornák) azonban még az aktív medertől nagy távolságban is jelentős akkumulációt mutattak. A felhalmozott anyag mintázatát a természetes felszínformák mellett a hullámtér mesterséges létesítményei is módosították.

A vizsgálatunk során alkalmazott módszer egyszerű, olcsó és nemzetközi szinten is előszeretettel alkalmazzák. Az adatok három dimenzióban történt feldolgozása jóval több lehetőséget biztosít a hullámtéren lezajló folyamatok elemzéséhez, mint a szimpla, csupán egy-egy kitüntetett pontra, képződményre összpontosító vizsgálatok.

## Felhasznált irodalom

- Aldrin J. 2004: Floodplain development along the lower Guadalupe River: case study at Gonzales, Texas. <http://www.crrw.utexas.edu/gis/gishydro04/Introduction/TermProjects/aldrin.htm>
- Asselman N.E.M. – Middelkoop H. 1995: Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes. *Earth Surf. Proc. and Landforms* 20, 481–499.
- Blanka V. – Sipos Gy. – Kiss T. 2006: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. A III. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa, MTA-FKI, Budapest
- Brown AG. 1983: An analysis of overbank deposits of a flood at Blandford-Forum, Dorset, England. *Revue de Geomorphologie Dynamique* 32, 95–99.
- Eperjessy K. 1927: A Maros szabályozása Makónál 1754-ben. *Csanád Vármegyei Könyvtár* 12, Makó, 1–22.
- Gábris Gy. – Telbisz T. – Nagy B. – Belardinelli E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 84/3. 305–318.
- Geerling G.W. – Kater E. – van den Brink C. – Baptist M.J. – Regas A.M.J. – Smits A.J.M. 2007: Nature rehabilitation by floodplain excavation: the hydraulic effect of 16 years of sedimentation and vegetation succession along the Waal River. *Geomorphology*, in press
- Geiger J. 2002: A szimulációs gridek hibacsökkentése a háromfázisú tárolómodellekben. MOL, Kézirat
- Gomez B. – Mertes L.A.K. – Phillips J.D. – Magilligan F.J. – James L.A. 1995: Sediment characteristics of an extreme flood: 1993 upper Mississippi River valley. *Geology* 23/11, 963–966.
- Jeffries R. – Darby S.E. – Sear D.A. 2003: The influence of vegetation and organic debris on floodplain sediment dynamics: case study of a low-order stream in the New Forest, UK. *Geomorphology* 51, 61–80.



- Károlyi Z. 1960: A Tisza mederváltozásai, különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI, Budapest
- Kesel R.H. – Dunne K.C. – McDonald R.C. – Allison K.R. 1974: Lateral erosion and overbank deposition on the Mississippi River in Louisiana, caused by 1973 flooding. *Geology* 2/9, 461–464.
- McKee E.D. – Crosby E.J. – Berryhill H.L. 1967: Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology* 37/3, 829–851.
- Middelkoop H. – Asselman N.E.M. 1998: Spatial variability of floodplain sedimentation at the event scale in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *Earth Surf. Proc. and Landforms* 23, 561–573.
- Miller J. – Barr R. – Grow D. – Lechler P. – Richardson D. – Waltman K. – Warwick J. 1999: Effect of the 1997 flood on the transport and storage of sediment and mercury within the Carson River valley, West-Central Nevada. *Journal of Geology* 107/3, 313–328.
- Nagy B. – Komonyi É. – Molnár J. – Gönczy S. – Izsák T. – Kucsinka I. – Sándor A. 2002: Jelentés a felső-tiszai árvizek kialakulásának tényezői című pályázathoz. Kézirat, Beregszász
- Nanson G.C. – Croke J.C. 1992: A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459–486.
- Oroszi V.Gy. – Kiss T. 2004: Folyószabályozás hatására felgyorsult hullámtér-feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. II. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa, Szeged
- Oroszi V.Gy. – Kiss T. – Botlik A. 2006a: A 2005. évi tavaszi áradás üledékfelhalmozó hatása a Maros hullámtérén. III. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa, MTA FKI, Budapest
- Oroszi V.Gy. – Sándor A. – Kiss T. 2006b: A 2005. tavaszi árvíz által okozott ártérfeltöltődés a Maros és a Közép-Tisza egy rövid szakasza mentén. in: Kiss A. – Mezősi G. – Sümeghy Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Szeged, 551–560.
- Pierce A.R. – King S.L. 2007: Spatial dynamics of overbank sedimentation in floodplain systems. *Geomorphology*, in press
- Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés. Kézirat, Szeged
- Steiger J. – Gurnell A.M. 2003: Spatial hydro-geomorphological influences on sediment and nutrient deposition in riparian zones: observations from the Garonne River. *Geomorphology* 49, 1–23.
- 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.
- 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.
- Walling D.E. – Owens P.N. – Leeks G.J.L. 1997: The characteristic of overbank deposits associated with a major flood event in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Catena* 31, 53–75.
- Wyzga B. 1999: Estimating mean flow velocity in channel and floodplain areas and its use for explaining the pattern of overbank deposition and floodplain retention. *Geomorphology* 28, 281–297.