

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR
TERMÉSZETI FÖLDRAJZI ÉS GEOINFORMATIKAI TANSZÉK

Az Alsó-Tisza mederdinamikájának alakulása

OTDK DOLGOZAT

Készítette:
Horváth Roland
I. Geográfus MSc szakos hallgató

Témavezető:
Dr. Kiss Tímea
egyetemi docens

Szeged
2015

Tartalomjegyzék

Tartalmi összefoglaló	3
Abstract	4
1. Bevezetés	5
2. Irodalmi előzmények	6
2.1. A szabályozások hatása a mederdinamikára	6
2.2. A partok erózióját befolyásoló tényezők	9
3. Mintaterület.....	11
3.1. A Tisza vízrajza.....	11
3.2. A Tiszát ért antropogén hatások	13
3.3. A szűkebb értelemben vett vizsgálati terület bemutatása.....	15
4. Vizsgálati módszerek	17
4.1. Hosszútávú partformálódás vizsgálata	17
4.2. Aktív, rövidtávú folyamatok vizsgálata	17
5. Eredmények.....	20
5.1. A meder horizontális paraméterének hosszútávú alakulása az Alsó-Tiszán.....	20
5.2. A parterózió és partépülés hosszútávú változásai	22
5.3. A Csongrád és Szeged közötti szakasz partjait alakító aktív folyamatok	24
5.4. A tömegmozgások térbelisége.....	26
5.5. Az aktív övzátony-épülés térbelisége	28
5.6. Partbiztosított szakaszok jellemzői	29
5.7. A gátak veszélyeztetettsége	30
5.8. A Csanyteleknél található partbiztosított szakasz formálódása	32
6. Összegzés.....	38
Irodalomjegyzék	40
Melléklet	42

Tartalmi összefoglaló

A Tisza vízrendszerében egyre nagyobb árvizek fordulnak elő, amely kialakulásában több tényező együttesen játszik szerepet. Az árvízszintek emelkedését okozhatja a vízgyűjtőn zajló tájváltozás, a klímaváltozás, a hullámterek feltöltődése és érdességének növekedése, illetve a meder horizontális és vertikális paramétereinek módosulása. A meder paramétereit vizsgálva megállapítható, hogy a meder szűkül, különösen azokon a szakaszokon, ahol a külső ív erózióját meggátolják a partbiztosítások, miközben a belső íven az övzátonypépülés tovább zajlik. Azonban a túlságosan leszűkült mederben helyenként már a partbiztosított szakaszok alámosása megkezdődött, ami a meder lassú, természetes tágulását eredményezi. Céлом annak vizsgálata, hogy a partbiztosítások megépítésére a Tisza milyen morfológiai választ adott. Ehhez célul tűztem ki a parterózió és akkumuláció térbeliségének vizsgálatát az Alsó-Tisza vidékén. A mederdinamika térbeli változását az Alsó-Tisza csaknem teljes hosszán (Csongrád–Szeged) a partok terepi osztályozása alapján elemeztem. Méréseimet kiegészítettem egy, a mintaterület közepénél lévő (Csanytelek) partbiztosított szakasz pusztulásának vizsgálatával is. Itt céлом vízrajzi felmérések (1842-1976), műholdfelvétel (2011) és 2014 évi önálló RTK-GPS és szonáros vízmélység felmérések alapján elemeztem a meder természetes tágulási ütemét és a partbiztosítás megsemmisülésének módját.

Az Alsó-Tiszán az 1890-es felméréskor feltérképezett 47 övzátonyból napjainkra már csak 20 maradt, miközben teljes hosszuk 52,3 km-ről 4,7 km-re csökkent (-91%). A meder egyensúlyi állapotának megszűntét nemcsak az övzátonyok felszámolódása jelzi, hanem az is, hogy ma már az Alsó-Tisza partjainak 5%-a omlások, 35%-a csuszamlások, 5%-a együttes csuszamlások és omlások révén formálódik, míg további 51%-ot kisebb mértékű eróziós folyamatok (pl. kúszás) pusztítják. A folyamatok eredményeként a partbiztosítások 23,3%-a már becsúszott a mederbe, és van olyan partbiztosítás amelynek 82%-a már megsemmisült.

A részletesen felmért csanyteleki mintaterületen azt tapasztaltam, hogy a partbiztosítás becsúszása után a part omlások révén folyamatosan hátrál a gát irányába, amelyet már 33 méterre megközelített. Míg az 1976-os vízrajzi térképen a partbiztosítás épnek látszik, addig azóta a part átlagosan 1,5 m/év ütemben hátrál. A szonáros mederfelmérés azt mutatja, hogy a meder erőteljesen túlmélyült az egykori partbiztosítás előterében (partbiztosítástól 21 métere), ami omlásos partpusztulásnak megfelelő domborzati feltételt biztosít. Véleményem szerint az árvízi biztonság fenntartása miatt, a gátak védelmének és a partbiztosítások kezelésének átgondolása fontos jövőbeli feladat.

Abstract

In the river system of the Tisza, floods occur to be on rise which is induced by many jointfactors. The increasing floods are mainly caused by landscape changes of the catchment, climate change, accumulations on the floodplain, increasing roughness , and also changes in the horizontal and vertical parameters of the channel. The examination of the channel parameters reveal a narrowing trend, mainly on those parts where the erosion of the outer arch can be blocked by revetments, while on the inner arch the bar accumulation continues. However, in the overnarrowed channel, the revetment parts started to erode from place to place, which results in natural, but slow widening of the channel. My aim was to examine the morfological answer of the Tisza to revetment building. Therefore, I examined the extent of the bank erosion and the accumulation in the Lower Tisza. Based on the areal classification of the riverbanks, I analysed the spatial changes in the channel dynamics which along most of the Lower Tisza (from Csongrád to Szeged). Beside my measurements, I also examined the destruction of a section with revetments, which is located in the middle of my study area (Csanytelek). Here, my aim was to analyse the rhythm of the natural widening and the process of revetment destruction with hydrographical measurements (1842-1976), satellite mapping (2011) and my own RTK-GPS and sonar soundings measurement (2014).

In the Lower Tisza, 47 point-bars were mapped in 1890, but nowadays there is only 20 left, while the overall length also decreased from 52,3 km to 4,7 km (-91%). Termination of the channel equilibrium is indicated not only by the elimination of the bars, but also the fact, that in these days the Lower-Tisza's bank is eroded by river bank failure (5%), landslides (35%), together slumps and landslides (5-5%), and low erosion processes (further 51%, for example creep). As the results of these processes 23,3% of the revetments have already slipped into the channel, and 82% of a further revetment has also been destroyed.

During a detailed investigation near Csanytelek, I experienced that after the slip of the revetment, the riverbank constantly retreats towards the levee through landslumps, and now the riverbank is only 33 m away from the levee. The revetment seems intact on the hydrographical map (1976), but since that time the riverbank destruction was 1,5 m/year in average. The sonar measurement shows that the channel deepened dynamically in front of the former revetment (21 m far from the revetment), which resulted in a suitable relief for slumps. In my opinion, reconsidering the treatment of the revetments and the protection of the levees are important tasks in the future in order to maintain flood protection.

1. Bevezetés

A Tisza vízrendszerében egyre nagyobb árvizek fordulnak elő, amelyek több tényezőre vezethetők vissza. Az árvízszintek emelkedéséért felelős a vízgyűjtőn zajló tájváltozás, a klímaváltozás, a hullámterek feltöltődése és érdességének megnövekedése, illetve a meder horizontális és vertikális paramétereinek a torzulása (Sándor 2011). Különösen intenzív a meder szűkülése azokon a szakaszokon, ahol a külső ív erózióját meggátolják a partbiztosítások, miközben a belső íven az övzátonypülés tovább zajlik (Fiala és Kiss 2006). Azonban a terepbejárásaim során azt tapasztaltam, hogy a túlságosan leszűkült mederben helyenként már a partbiztosított szakaszok alámosása is megkezdődött, ami a meder lassú tágulását eredményezi. Ez a medertágulás azonban kedvezőtlen következményekkel járhat, hiszen partnak feszülő sodorvonal alámossa a partot, így az meredekké válik, biztosítva a litológiai feltételeket az omlások és csuszamlások számára. Mivel a partbiztosításokat rendszerint az árvízvédelmi töltések védelmére építették, azért a tömegmozgások miatt a part egyre közelebb kerül a gátaikhoz, és végül azok sérülését okozhatja. Ez pedig fokozott árvízveszélyt jelent.

Célom a Tisza meder-oldalain a parterózió és akkumuláció térbeliségének és dinamikájának vizsgálata. A célkitűzésnek megfelelően a mederfejlődés térbeli alakulását az Alsó-Tisza csaknem teljes szakaszán végeztem, ahol a fő hangsúly a partok tipizálásán van. Ugyanakkor egy gyorsan pusztuló partszakasz mentén fel szeretném tárni a parterózió ütemét és kiváltó okát. A vizsgálataim során a következő konkrét kérdésekre keresem a választ:

- Milyen aktív folyamatok alakítják a partokat Csongrád és Szeged között?
- Milyen fejlettségű kanyarulatok találhatóak az Alsó-Tisza vidéken, és ezek belső és külső ívén milyen akkumulációs és eróziós folyamatok jellemzőek?
- Milyen kapcsolat van az ártéri formák és a közelükben lévő partfal pusztulása között?
- Hogyan alakult a partvándorlás és a meder szélessége 1842 és 2011 között?
- Hogyan változott az övzátonyok száma és kiterjedése 1890 óta?
- Milyen állapotban vannak a vizsgált szakasz partbiztosításai?
- Milyen hosszú gátszakasz található a partéltől 150 m-en belül, és milyen folyamatok alakítják ezeket a partvonalakat? Veszélyeztetik-e így a gátak állapotát?
- Hogyan alakultak 1890 óta a meder horizontális és vertikális paramétere egy rövid szakaszon (Csanyteleknél)? Hogyan zajlik a partbiztosítás megsemmisülése?

2. Irodalmi előzmények

Ebben a fejezetben áttekintem a meder fejlődését befolyásoló természetes és antropogén hatásokat, illetve a partok erózióját befolyásoló tényezőket.

2.1. A szabályozások hatása a mederdinamikára

A XIX. századi ármentesítések során a Tisza vízrendszerében összefüggő gátrendszert építettek, amelynek eredményeként az egykori tágas ártereket néhány km széles hullámtérre alakították. Ezzel egy időben az árvizek gyorsabb levonulását 112 db kanyarulat-átvágással igyekeztek elősegíteni, amelynek következtében a folyó hossza 40%-kal (483 km-rel) rövidült meg Tiszaújlak és a torkolat között. A mederrendezés célja volt az is, hogy az árhullámok összetorlódását megakadályozzák, és a hajózást elősegítsék (*Lászlóffy 1982*), illetve az esés fokozatos átmenetét biztosítsák a hegyvidéki és a síkvidéki területek között (*Korbély 1937*). A kanyarulat-átvágás okozta esésnövekedés miatt az áramlási energia is növekedett (*Lacza 1977*), amit a folyó az erőteljesebb eróziós képességével ellensúlyozott, ami a meder bevágódását és mélyülését eredményezte (*Fekete 1902*). A kisvízszintek csökkenése általánossá vált, amely a Martfű és Mindszent (300-217 fkm) közötti szakaszon volt a legintenzívebb (*Iványi 1948*). A szabályozáshoz szükséges vezérárkok többsége már az 1890-es évekig anyamederré fejlődött (*Korbély 1937*), melynek általános következményeként a hordaléktermelési- és szállítási kapacitás megnövekedett, ami miatt jellemzővé vált a zátonyosodás (*Manila 1890, Károlyi 1960*). Mivel a meder fejlődése rendszertelenné vált, a hajózhatóság érdekében gázlórendezéseket hajtottak végre a Szolnok-Szeged közötti inflexiós szakaszokon (*Dunka et al. 1996*).

A Tiszával ellentétben a meanderező Maroson olyan nagy számban vágták át a kanyarulatokat, hogy a medret csaknem teljesen kiegyenesítették. A megnövekedett esés és viszonylag nagy víz- és hordalékhozam miatt a partok eróziója felerősödött, a mederben szigetek és zátonyok alakultak ki. Így a Maros fonatos mintázatúvá vált, bár nem teljes hosszában, hanem csak medertágulatok jöttek létre fonatos jelleggel (*Sipos és Kiss 2004*). A zátonyok átalakulása és vándorlása, valamint a meder-paraméterek azonban azt mutatják, hogy a folyó a meanderező és a fonatos mintázat határán mozog (*Sipos 2006, Sipos és Kiss 2006*). A Tisza és a Maros fejlődését összehasonlítva kitűnik, hogy az antropogén beavatkozásokat a Maros képes volt adaptálni, és a mederszűkülés hatására a folyó fejlődése

lassan az egykori meanderező egyensúlyi állapot felé halad, ugyanakkor a Tisza egyre inkább egyensúly vesztett állapotba kerül (*Fiala et. al 2006*).

Az Alsó-Tiszán és a Maroson végzett kis és középvízi szabályozás során rőzseműves technológiával és sarkantyúkkal segítették elő a meder szűkülését, míg a partok stabilizálásához kőakatot használtak (*Csermák 1929*). *Fiala és Kiss (2005, 2006)* megállapították, hogy a meder geometriai jellemzőit és egy-egy keresztshelvény alakját a meder partfalának stabilizálása nagyban meghatározzák. A Tiszát egyensúlyra törekvő rendszernek tekintették, és a horizontális és vertikális paraméterek alakulása alapján négy korszakra osztották a mederfejlődést. Az első korszakban természetesen fejlődött a széles (akár 182 m) és nagy kanyarulat-fejlettségű meder. A második időszak a kanyarulat-átvágások és az arra adott folyóvízi válasz ideje. Az időszak elején történt kanyarulat-átvágások hatására a középvonal hossza csökkent (a vizsgált szakaszon 35%-kal) és a meder szűkült, de az időszak végére az új hidrológiai paraméterekhez igazodott a Tisza medre is, ezért mindkét paraméter növekedett. A harmadik időszakban az alsó-tiszai vizsgált szakasz harmadán partbiztosítások épültek, és ide tartozik ezek hatásának ideje. A kisvízi mederrendezés hatására a középvonal csupán 0,3 m-t mozdult el 1929-1999 között, és a stabilizálatlan szakaszokra is kiterjedt a meder intenzív beágyazódása. A meder deformációja során egyre inkább V-alakhoz hasonló formát vett fel, és 1957-ig egyre szűkült. Ugyanakkor a középvonal hosszabb lett a kanyarulatok élesebbé válása miatt, és a sodorvonal a homorú partot egyre jobban megközelítette. A negyedik időszakban a Tisza megkezdte a partbiztosítások elbontását és elindult a meder tágulása, de ez a folyamat *Fiala és Kiss (2005, 2006)* szerint csak a XXI. században, azaz mostanában kezdődött.

Fontosnak tartom kiemelni, hogy a partbiztosítások hatására 1929 és 2001 között a mederszelvény területe 19,3%-kal csökkent (*Fiala és Kiss 2005, 2006*). Ugyanakkor a parthoz préselődő sodorvonal miatt a folyó eróziós tevékenysége megnőtt, ami miatt bevágódás következett be, így a szakasz legnagyobb mélysége 30,9%-kal nőtt. Ez sem tudta azonban ellensúlyozni a mederszűkülést, így körülbelül 15%-kal csökkent a középvízi meder vízszállító képessége, tehát a meder árvizek idején 136 m³/s-mal kevesebb vizet képes szállítani, ami növeli az árvízi kockázatot. A Tiszán az utolsó fejlődési szakaszba csak egyes mederszakaszok léptek az elmúlt évtizedben, azok, amelyeknél a partbiztosítás kiépítése a leghamarabb lezajlott, és a meder mára olyan mértékben elkeskenyedett és mélyült, hogy a folyó a vízvezető képesség növelése érdekében tömegmozgások révén szélesíti medrét a domború és homorú partokon egyaránt (*Fiala és Kiss 2005, 2006*).

A kanyarulatfejlődés és a partbiztosítások kapcsolata hasonló a Maros magyarországi szakaszán is (Kiss és Blanka 2006). A Maros alsó szakaszán a kanyarulatok belső íve természetesen fejlődik, míg a külső ív állandó marad a partbiztosítások miatt. Így a vizsgált kanyarulatban az eredeti mederszélesség (245 m) akkumuláció hatására (14,6 m/év) több mint felére csökkent, és a kanyarulat inflexiós pontjainál partpusztulás mutatható ki. A belső íven a felhalmozódás üteme csökkent 1981 és 1991 között, ami azt jelenti, hogy a meder annyira leszűkült, hogy az akkumuláció korlátozottá vált. Ugyanakkor a kutatásokból arra is fény derült, hogy a meder összeszűkülése és a meder szélességének egységesebbé válása a Maros egészén zajlott, és ebben a partbiztosítás mellett szerepe lehet a vízhozam csökkenésének is.

A Mississippin épült sarkantyúk hatásait vizsgálva Pinter és Heine (2005) megállapították, hogy a mederkitöltő vízszint alatti vízhozamok 70 évvel később már árvizekként jelentek meg, azaz a sarkantyúk okozta mederszűkülés akár 3,7 m-rel magasabb vízszintet eredményezett. Az összeszűkült meder Lóczy (2009) szerint is növeli az árvízveszélyt azokon a folyószakaszokon, ahol a sarkantyúk vannak. Surian (1999) alpi folyókat vizsgálva megállapította, hogy a partvédő-művek megépítése miatt a Piave folyó árvizei és a hordalékszállítás is jelentősen megváltoztak az utóbbi évtizedekben. Például a Piave medre harmadával szűkült, miközben a fonatosodási indexe 3-ról 1,5-re csökkent, így fonatosról vándorlóvá vált a mintázata.

A vízfolyások mederformálódását a szabályozások, a partbiztosítások és sarkantyúk építése mellett a vízerőművek befolyásolják. A Dráva horvát-magyar határszakaszán szigetekkel tagolt fonatos mintázat volt jellemző a XX. sz. második feléig (Kiss et. al 2011). A horvát oldalon a közös határhoz közel három víztározót építettek 1975 és 1989 között, melynek következtében a folyó hidrológiai viszonyai és az üledéklerakódás jellege megváltozott. De a hatásukat tovább erősítették a kanyarulat-átvágás, a hullámtörő gátakat és a köszórások is. A víztározók hatására süllyedt a vízszint, amelynek hatására intenzív hordaléklerakódás indult meg és az övzátonyok fejlődése felgyorsult. Ennek hatására a folyó fonatosról meanderező mintázatúvá alakult, bár a felső határszakaszon a szigetek számának növekedése tapasztalható annak ellenére, hogy csökkent a vízhozama (Kiss et. al 2011). Az antropogén beavatkozások másik eredménye, hogy a víztározókban a fenékhordalék csapdázódik, így megváltozik a hordalék-háztartás (Kiss és Andrási 2011). A Dráván az antropogén hatások miatt a meder átlagos szélessége a felére csökkent, a nagyobb partmenti szigetek a partba olvadtak, tehát a szigetek számának növekedése a mederben található zátonyokból kialakuló kisebb szigetek keletkezéséből adódik. Ezek a változások a víztározókhoz közelebbi területeken jelentősebben kimutathatók, ami a kisvizek szintjének

jelentősebb mértékű csökkenésével függ össze (Andrási és Kiss 2012). Összességében a Dráván az emberi hatások miatt az elmúlt 130 év alatt a meder és a mederformák egységesebbé váltak (Kiss és Andrási 2014).

2.2. A partok erózióját befolyásoló tényezők

A fluviális folyamatok elemzése során a parterózió és akkumuláció térbelisége lényeges szerepet kap a mederdinamika térbeli változásának vizsgálatakor. Mivel a terepi megfigyeléseim szerint az Alsó-Tiszán egyre jellemzőbb a partok pusztulása, ezért a partok erózióját befolyásoló tényezők bemutatását alapvető fontosságúnak tartom.

A parterózió folyamatát jelentősen befolyásolja a partanyag mechanikai tulajdonsága és a vízjárás, amelyek meghatározzák az erodálhatóság mértékének idő- és térbeli változását. Ezzel szorosan összefügg a talaj nedvességtartalma, a partmenti vegetáció évszakos fejlődése és az olvadás-fagyás folyamata is (Lawler 1992).

Knighon (1988) szerint a part anyagának szemcseösszetétele nagyban meghatározza az erodálhatóság mértékét. A legkönnyebben kimozdítható szemcsék a 0,25-0,5 mm átmérőjű homok-frakcióhoz tartoznak, mivel ennek a szemcsetartománynak a legkisebb az indító sebessége. Az ennél nagyobb szemcsék kimozdítása nagyobb erőt igényel, viszont könnyebben vezet erózióhoz, mint a homoknál kisebb frakcióké. Thorne és Tovey (1981) ezt azzal magyarázta, hogy az iszap- és az agyagszemcsék között nagyobb a kohéziós erő. A homokból vagy kavicsból felépülő partok esetében az intenzívebben ható nyíróerő könnyebben lehetővé teszi a pusztulást, mint a nagyobb kohézióval rendelkező agyagból vagy iszaptól álló partszakaszokon. Ezt befolyásolja még a vízjárás ingadozásával felszínre kerülő partok kiszáradása, amikor széttöredezhetnek az agyag aggregátumok, melyek az újbóli elöntést követően szállíthatódnak el (Lawler (1992).

A partfal stabilitása és erodálhatósága szempontjából meghatározó a parton lévő vegetáció jelenléte is. A gyökérzetnek nagy szerepe van a partmenti területek stabilizálásában, viszont ez a hatás természetesen csak a gyökérszint mélységéig terjed ki. Azokon a partszakaszokon, ahol a növényborítás gyér, ott a meder szélesebb, mint a sűrű növényborítású partokon, mivel a gyökérzet 20.000-szer nagyobb ellenállásúvá teszi a partokat (Lawler et al. 1997). Így a sűrű növényzetű partokon a laterális erózió egy-két nagyságrenddel is kisebb lehet azonos vízhozamok mellett. A fák törzse az áramlási sebességet lelassíthatja a partok közelében, de bizonyos esetekben a fák térbeli

elhelyezkedése örvénylés által ezt fel is erősítheti, és a vízbe dőlő fák a parteróziót felgyorsíthatják. (Lawler et al. 1997).

A parterózió befolyásolásában jelentős szerepe van a különböző vízállásoknak és ezek visszatérési idejének is. A középvízi meder pusztulására nagy hatással vannak azok az árvizek, amelyek visszatérési ideje 1,5 év, bár a havonta visszatérő közepes vízállások eróziós tevékenysége is jelentős (Hughes 1977). Ezenkívül a csapadék mennyiségétől és intenzitásától is függ az erózió mértéke, mert a legmarkánsabb változásokat a hosszú ideig tartó intenzív csapadékhullás, az árvizek utáni hirtelen apadás és a hóolvadás okozhatja, ugyanis a part anyaga vízzel telítődik és teherbíró képessége csökken (Hooke 1979, Lawler 1992).

Thorne (1982) szerint a parteróziós folyamatokat két fő csoportra lehet osztani, így megkülönböztethető a folyóvízi erózió és a mállás. Ez a két folyamat általában együttesen jelentkezik, és jelentős hatást gyakorolnak a meder alakulására és a hordaléktermelésére is. Fontos tényező a meder anyagának erodálhatósága során a partot felépítő anyag szerkezetének romlása, instabillá válása. Simons és Li (1982) a parteróziót és a meder instabilitását vizsgálták a hordalék-termelési és lerakási folyamatokat értékelve. Megfigyelték, hogy a vízerőművek hatására a középvízi mederben lévő vízszintingadozások és a nagyobb árvizek hatására kialakult természetes folyóvízi erózió csaknem azonos mértékben hatnak.

A vízfolyások parteróziójának tér- és időbeli változásával Hooke (1980) foglalkozott. Vizsgálatai során megállapította, hogy a vízgyűjtőterület és a mederanyag között négyzetgyökös kapcsolat van. Schumm (1968) szerint a partok erodálhatósága hatással van a kanyarulatok hullámhosszára, ugyanis ha növekszik a finomabb szemcsék aránya, akkor csökken a kanyarulat hullámhossza, mivel a nagyobb kohéziójú anyagok helyben maradnak, és meredekebb part és keskenyebb mederszélesség alakul ki. Hickin és Nanson (1975) a kanyarulatvándorlás mértékét összefüggésbe hozza a kanyarulat külső ívénel lévő partfal magasságának növekedésével. Ezt azzal magyarázta, hogy nagyobb partmagasság esetében a vándorlás üteme lassul, mert az elmozdulás nagyságának fenntartásához a folyóknak nagyobb mennyiségű anyagot kell elszállítania.

3. Mintaterület

Vizsgálataimat az Alsó-Tiszán végeztem, ezért először általánosságban bemutatom a Tisza vízgyűjtőjét és legfőbb hidrológiai paramétereit, majd a részletesen vizsgált szakaszt.

3.1. A Tisza vízrajza

A Tisza a Máramarosi havasok legszárazabb vidékén, vízgyűjtőjének ÉK-i részén ered a Szvidovec tövében 1680 m magasságban, majd Titeltől délre torkollik a Dunába. A forrás és a torkolat távolsága 946 km. A Kárpát-medence keleti felének legtöbb vízfolyását magába fogadja, mely öt ország területét érinti. Összes vízgyűjtőterülete 157180 km², melynek 30 %-át hazánk adja. A külföldi hegyvidéki és csapadékosabb éghajlatú területeken nagyobb a sokévi átlagos lefolyás, mint az alföldi területeken (*Andó 2002*).

A hazánkba érkező folyók vízjárását döntően az országhatáron kívüli részvízgyűjtők lefolyásviszonyai befolyásolják. A hóban tárolt vízkészlet olvadása és az eső hatására leginkább tavasszal jelentkeznek az árvizek. A vízgyűjtő felső részén, a Sajóval és a Bodroggal bezárólag viszonylag heves árhullámok alakulhatnak ki, amelyek Polgárig éreztetik hatásukat. Ezzel szemben az Alsó- és Középső Tisza-vidéken az árvizek hosszan elnyúlnak, hiszen általában 5-20 napig tartanak, de szélsőséges esetben akár 100 napig is elhúzódhatnak az árvizek. A Szeged felé tartó árhullámokat rendszerint megelőzi a Maros árvize, ami esetenként a Tiszát vissza is duzzaszthatja. De a Duna is hatással van, amit mutat, hogy például a 2006-os árvíz során a Tiszán több száz kilométeren, Szolnokig érződött duzzasztó hatása (*Rakonczai és Kozák 2009*). Mivel ez kis- és nagyvizekkor is felléphet, ezáltal a Tisza hidrológiai önállóságát elveszti. Ez a hatás az Alsó-Tiszán kritikus árvízi helyzetek kialakulásához vezethet, ez történt például 1919-ben, 1932-ben és 1970-ben (*Szlávik 2000*).

A folyószabályozások és a vízgyűjtőn zajló antropogén beavatkozások a Tisza természetes vízjárását megváltoztatták, melynek egyik hosszútávú következménye az árvízszintek magasságának emelkedése (*1. táblázat*). Ennek egyik oka kanyarulat-átvágások miatt megrövidülő folyó nagyobb esése, ami gyorsabb vízelvezetést eredményezett. Ezzel együtt a hullámtér leszűkítése miatt a rövidebb idő alatt levonuló árvizek magassága nőtt meg. Az árvizek szintje a 19. század közepétől napjainkig átlagosan 3 méterrel nőtt. Árvizekkor a Tisza vízhozama Szegednél akár a 3800 m³/s felett is lehet (*Rakonczai és Kozák 2009*). A vízjárás és vízhozam függvényében árvízi hurokgörbe rajzolható, amelyre általában jellemző, hogy áradáskor ugyanahhoz a vízálláshoz nagyobb vízhozam tartozik, mint apadáskor. Az árhullámok tetőzése az esés, a sebesség, a vízhozam és vízállás függvénye. A Tisza kis vízszint esése miatt megfigyelhető egy alulról-felfelé irányuló fordított sorrendű árhullám

tetőzés, a mellékfolyók vagy a befogadó süllyesztő vagy vízszint duzzasztó hatása miatt, ezért áradáskor ugyanolyan vízállás esetén kisebb lehet a vízhozam, mint apadáskor (Vágás 1984).

1. táblázat: Az LNV értéket döntő vízállások (cm) alakulása a Tiszán 1970-2009 között
(forrás: Rakonczai és Kozák 2009)

vízmérce	1970	1979	1998	1999	2000	2001	2006	Az LNV növekedése 1876/1970 óta
Tiszabecs	680		708			719		181/39
Tivadar	865		958			1014		310/149
Vásárosnamény	912		923			941		124/29
Záhony						752		1/-
Tokaj		880		894	928			144/48
Tiszafüred	773	788		835	881			195/108
Szolnok	909			974	1040			288/131
Csongrád	935				994		1033	279/98
Szeged	961						1009	222/48

A vízjárás szélsőségének másik jellemzője a kisvíz, mely egyre csökkenő vízszintű és növekvő időtartalmú. A kisvízi vízhozam Szegednél 100-150 m³/s, míg a sokévi átlagos közepes vízhozam 830 m³/s (Lászlóffy 1982). A szabályozás hatására a Tiszán megnövekvő mederesés bevágódást eredményezett, ami a kisvizek 2-3 méteres alászállását okozta, így a kisvízi időszakok legkisebb vízszintje negatív értéket is felvehet (2. táblázat; Rakonczai és Kozák 2009). A Szegeden mért -250 cm értékű legalacsonyabb vízállást 1946-ban mérték (Lászlóffy 1982), a törökbecsei duzzasztó megépítése előtt, de napjainkban a duzzasztó hatására kb. 2-3 méterrel nőtt az Alsó-Tiszán a kisvizek szintje.

2. táblázat: A Tiszán előforduló legalacsonyabb vízállások (cm) 2007-ig
(forrás: Rakonczai és Kozák 2009)

Vízmérce	Tiszabecs	Tivadar	V.namény	Lónya	Záhony	Tokaj	Tiszadob	Tiszafüred	Tiszabő	Szolnok	Tiszaug	Csongrád	Mindszent	Szeged
LKV	-262	-316	-235	-306	-353	-184	-310	-232	-303	-279	-390	-357	-293	-250

A kanyarulat-átvágások eredményeként a folyók esése megnőtt, ami gyorsabb lefolyást tett lehetővé. Ráadásul a töltéseknek köszönhetően a víz a szűk hullámtereken folyik le, ami szintén kedvez a gyors lefolyásnak. A víz sebessége a vízfelszín közelében, a sodorvonalban a legnagyobb. A sebesség a mederfalak érdekességétől, vízszín eséstől és a vízmélységtől függ. A

kisvízi vízsebesség a felső szakaszon a nagyobb esésnek köszönhetően 2-3 m/s. Ez az érték az Alföldre érve 1 m/s-ra csökken, mely akár tovább csökken 0,25-0,15 m/s-ra a Közép és Alsó-Tiszán. Nagyvízkor a sodorvonalban mért vízsebesség Szegednél 2 m/s is lehet (Lászlóffy 1982).

Magyarországon a vízfolyások hordalékszállítását *Bogárdi (1971)* vizsgálta részletesen. Megállapította, hogy a Tisza hordaléktöménysége átlagban évente nagyságrendileg ugyanannyi, mint a Dunáé, a Tisza kisebb vízhozama mellett. Záhonytól lefelé eső folyószakaszon a fenéken görgetett hordalék mennyisége elhanyagolható a lebegtetett hordalékszállításához képest, ami viszont a dunai mérésekhez viszonyítva 3-5-ször nagyobb. A mérések szerint a tiszalöki duzzasztó hordalék-visszatartó hatása miatt a lebegtetett hordalékmennyisége csökkent, de a szegedi szelvénynél kimutatható, hogy a lebegtetett hordalék akár ezerszer több lehet, mint a fenékhordalék. A lebegtetett hordalék mennyisége a vízállás függvényében változik. *Mezősi és Donáth (1954)* megállapították, hogy téli kisvíz idején a lebegtetett hordalékban a homokos frakció mennyisége megnőtt, míg a tavaszi árvízkor az iszapos-agyagos frakció mennyisége növekedett. A tartósan magas vízállásnál a lebegtetett hordalék mennyisége nagy ütemben lecsökken, de értéke a tavaszi áradás elején éri el a maximumot (1580 mg/l). A Maros durvább hordalékhozama jól kirajzolódik magas vízálláskor a tiszai torkolat alatt (*Mezősi és Donáth 1954*). A lebegtetett hordalék töménysége a Felső-Tiszán a Szamos torkolata felett átlagosan 139 g/m³. A Tisza átlagos lebegtetett hordaléktöménység 5-10 g/m³ és 4000 g/m³ közötti a Közép-Tiszán, míg Szegeden 553 g/m³. A másodpercenkénti üledékhozam a magyarországi Tisza szakaszon a mért 30 kg/s-ról Szegedre érve 450 kg/s-re emelkedik, így a Dunába átlagosan 15 millió tonna iszap szállítódik évente (Lászlóffy 1982).

3.2. A Tiszát ért antropogén hatások

Hazánkban a Tisza természetes vízrajzi viszonyainak átalakítása már a XVIII. század közepétől megkezdődött. A földeket ismétlődően előntő árvizek elleni, főként gazdasági célú árvízvédekezést a nagybirtokosok kezdeményezték, elsőként a Tisza felső szakaszán (*Szlávik 2000*). Az ármentesítő és folyószabályozó program felgyorsulása az 1800-as évek elejére tehető, amikor kiemelt problémává vált az erdőirtások miatt az árvízszint fokozatos emelkedése és az egyre inkább gyarapodó népesség eltartásához szükséges termőföldigény (*Dunka et al. 1996*).

Az ármentesítés során kialakították a hullámteret az összefüggő gátrendszer megépítésével, melynek hossza 1867-ig elérte a 761 km-t, majd 1914-ig a Tisza vízrendszerében 3134 km hosszú gátrendszer épült (*Somogyi 2000*). A töltések vonalazása egyéni érdekektől is függött, ezért a hullámtér szélessége 200-4000 m között változik.

Vásárhelyi Pál a hullámtér minimális szélességét 580 m-nek határozta meg, hogy ne legyenek „szorulatok”, aminél az árvizek feltorlódhatnak, és amelyek növelnék az árvízi kockázatot (Dunka et al. 1996). Az XIX. század végi csapadékosabb időjárás hatására magas árvízi szintek alakultak ki, ezért a gátakat folyamatosan magasítani kezdték. Az 1879-es árvíz után a gát koronamagasságát és padkaszélességét is 4 m-ben határozták meg, így magassága az 1879 előttihez képest 1 m-rel magasabb lett. Ennek ellenére 1888-ban újabb extrém magas árvíz vonult le a Tiszán, melynek hatására a gátak magasságát 6 m-ben határozták meg. Ezt a magasságot Szolnok alatt a mindenkori legnagyobb árvízszint (MÁSZ) felett 1,5 m-ben határozták meg. Az 1919-es és az 1932-es árvizek hatására a töltésmagasságot újból emelni kellett, majd az 1970-es árvíz után is. Megfigyeléseim szerint az Alsó-Tiszán 2001-ben újabb töltésmagasítást végeztek Szentés térségében, majd 2004-ben Csongrádon is. Jelenleg a mobilgát-rendszer alapjainak kiépítése zajlik Szegeden. A kedvezőtlen altalaj-viszonyok és a rossz töltésanyag miatt 1850-1890 között 456 gátszakadás volt (Ihrig 1973).

A gátépítések következtében az egykori ártereken megjelent a belvíz problémája. Levezetésükhöz belvízelvezető csatornákat kellett kialakítani és lecsapolási munkálatokat kellett véghez vinni, amit 1919-ig csaknem 12500 km hosszan el is készítettek a Tisza mentén (Botár és Károlyi 1971).

Az ármentesítés mellett mederrendezést is végrehajtottak, ami 112 db kanyarulat átvágását jelentette. Ennek következtében a Tisza eredeti hossza 453 km-rel csökkent, viszont esése 3,7 cm/km-ről 6 cm/km-re emelkedett (Ihrig 1973). A kanyarulat-átvágási munkák során vezérárkot ástak összesen 136 km hosszan. Az árok 8-12 m széles volt, és anyagát a szélétől 8-10 m-re kellett lerakni, hogy vízvezetőként szolgáljanak. Miután a Tisza vizét beleengedték, a folyó megfelelő méretűvé erodálta a medret. Ebben az időben a meder átlagszélessége a felső szakaszokon 100-120 m volt, az alsó szakaszokon pedig 200-220 m. A Csongrádtól délre lévő átvágások egyike sem fejlődött teljes mértékben anyamederré 1890-ig, mivel itt a mederanyag nagy kohéziójú iszapból és anyagból áll. Ezért ezen a szakaszon már 1884-től mederkotrásokat végeztek (Ihrig 1973, Lászlóffy 1982). A szabályozási munkák következtében mesterséges módon levágott holtágak jöttek létre (Pálfi 1994).

A hajózhatóságot elősegítő kisvízi mederszabályozás 1907-től kezdődött el. A hajózást gátló gázlók elsődlegesen olyan területeken jelentkeztek, ahol a széles hullámtér miatt kiszélesedett a folyó, és ezért a meder feliszapolódott és elzárnyosodott. A kisvízi szabályozás során az inflexióknál és torkolatoknál kialakult sekély vizű gázlók rendezését, és az intenzíven vándorló kanyarulatok partvédelemének kiépítését végezték el (Iványi 1948). Az első partbiztosítások, sarkantyúk és iszapoló művek a kőanyag hiánya miatt rözséből

készültek. A rőzsésövény célja a feliszapolódás elősegítése volt, ami a széles meder leszűkítését célozta. A sodorvonal terelésére leginkább rőzsésátort alkalmaztak, amely nagyobb mélységekben is kiépíthető. A kővel telt rőzsepokróc a szakadó partok megkötésére, a mederelfajulás és a mélyülés megakadályozására használható. A rőzsésarkantyúkat a kanyarulat homorú oldalán az iszapoltatásra, a domború oldalon a veszélyeztetett partszakasz elterelésére alkalmazták (Csermák 1929). Az 1930-as évektől kezdődően a rőzse szerepét egyre inkább a kő vette át, és a partbiztosításokat és sarkantyúkat gyorsütemben kezdték kiépíteni (Fiala és Kiss 2005, 2006).

3.3. A szűkebb értelemben vett vizsgálati terület bemutatása

Vizsgálataimat két különböző méretarányban végeztem. Az áttekintő vizsgálatokat a Tisza Csongrád–Szeged közötti szakaszán, a részletes méréseket pedig a Csanytelek melletti Tisza szakaszon végeztem.

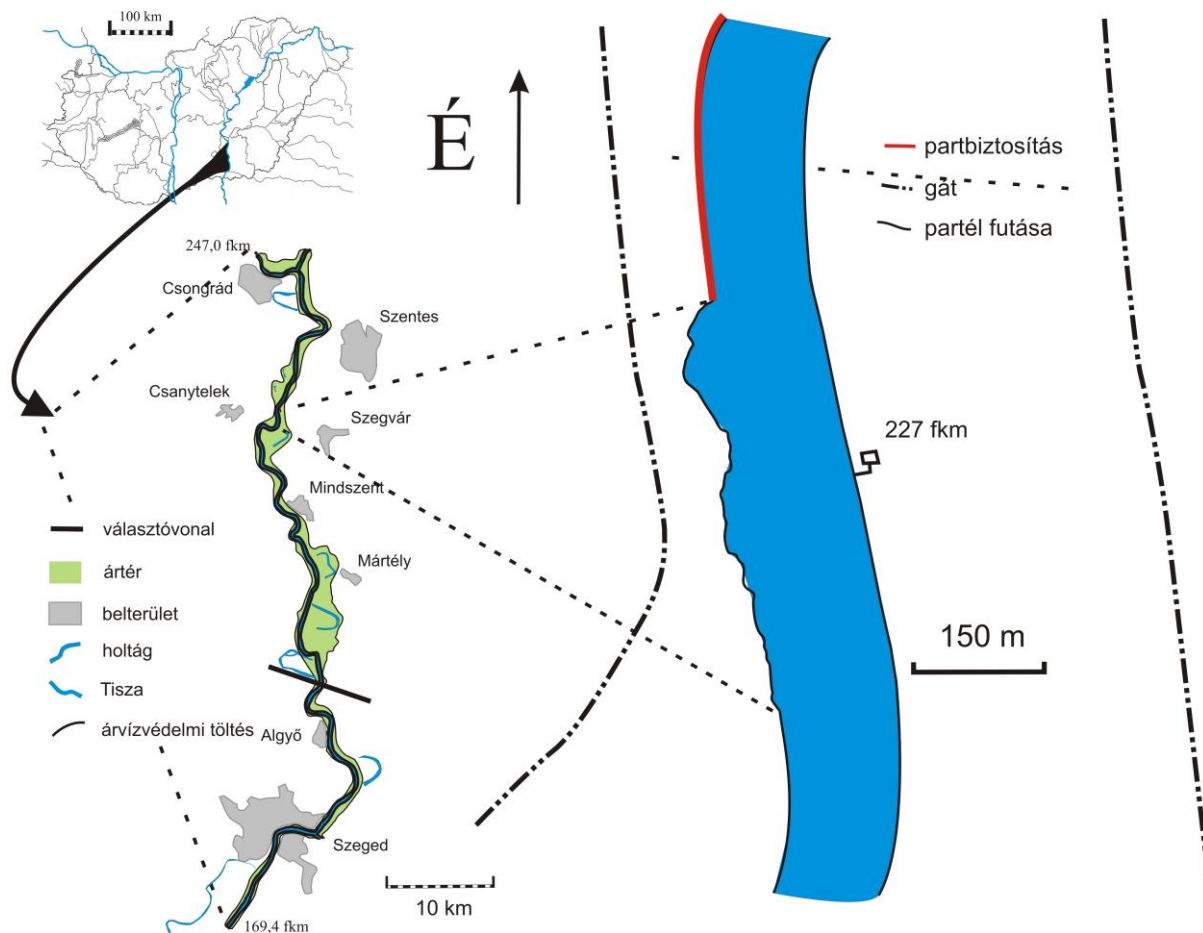
A nagyobb vizsgált terület az Alsó-Tisza 247-169 fkm között húzódó, 78 km hosszú szakasza (1. ábra). A két árvízvédelmi töltés között lévő hullámtér nagysága 83,5 km², átlagos szélessége 1155 m. A Hármaskörös és a déli országhatár között 8 tiszai holtág található, melyek többsége a hullámtéren, míg néhányuk a mentett oldalon van. A Mártélyi- és a Körtevéhesi-holtág a gátakon belül helyezkedik el, így itt található a legszélesebb ártér (3,9 km) az Alsó-Tiszán. A hullámtér Saséri-holtágtól délre folyamatosan szűkül, míg minimális szélességét (380 m) Szegeden éri el, ami a maximális érték tizede.

A vizsgált szakaszon a Tisza partélei közötti átlagos szélesség 138 m. A legszűkebb a meder (85 m) Szentestől keletre, az egykori Kis-Tisza-sziget területén (234,3 fkm). De hasonló szűkület található az algyői vasúti hídtól északra (193,2 fkm: 87 m) és Mindszent mellett (211,2 fkm: 95 m). A legszélesebb (180 m) a meder a Körös torkolatánál.

A vizsgált szakaszon 31 db partbiztosítás található, amelyek többségét 1886 és 1964 között építették. A Körös-torokánál lévő három partbiztosítás készült a legkésőbb, 1999 és 2001 között. Így mára a bal partot 14 db partbiztosítás védi 10,85 km hosszan, a jobb partot pedig 17 db összesen 26,91 km hosszan, ami azt jelenti, hogy a 79 km hosszú szakasznak közel felén húzódik partbiztosítás az egyik oldalon.

Egy partbiztosított szakasz részletes vizsgálatát Csanytelektől keletre egy 600 m hosszú szakaszon (226,7-227,3 fkm) végeztem (1. ábra). A területtől északra található a Sulymostói-holtág, délre pedig a Siróhegyi-holtág, ahol a hullámtér legnagyobb szélessége 2000 m, illetve 3200 m. A két széles ártéri öblözet között található a csanyteleki partszakasz,

de itt a hullámtér szélessége csupán 780 m, tehát a szűkület miatt árvízkor a mederben nagyobb lehet a munkavégző képesség. A mintaterület északi részén lévő partbiztosítás 2014-ig már 63 m hosszan megsemmisült. A jobboldali (nyugati) partot teljes egészében csuszamlásos és omlásos folyamatok alakítják, amelynek hatására a partél a gátat 34 méterre közelítette meg.



1. ábra: Vizsgálataimat a Tisza Csongrád és Szeged közötti, 79 km hosszú szakaszán, illetve egy Csanytelek melletti mintaterületen végeztem

4. Vizsgálati módszerek

4.1. Hosszútávú partformálódás vizsgálata

A Csongrád és Szeged közötti szakaszon a partvonal alakulását térképek alapján elemeztem, míg az őket jelenleg alakító folyamatokat terepbejárás során térképeztem fel. A partvonal hosszútávú alakulásának vizsgálatához négy időpontból származó vízrajzi térképsorozat (1842, 1890, 1931 és 1976) állt rendelkezésemre, illetve a 2011-es GoogleEarth műholdfelvétel. Az elemzés első lépéseként a térképeket és a műholdfelvételt Quantum GIS 2.4 szoftver segítségével geo-referáltam. Ezután ArcView GIS 3.2 szoftverben EO/V vetületi rendszerben digitalizáltam a horizontális paraméterek elemzéséhez szükséges partéleket, majd 200 m-ként megmértem a partelmozdulás mértékét. A mederszélesség hosszútávú vizsgálata során a partéleken kívül a középvonal hosszát, a zátonyokat és szigetek körvonalát is digitalizáltam. A vonalas objektumok hosszát a „*[Shape].returnlength*”, a poligonok területét a „*[Shape].returnarea*” paranccsal számoltam újra az adattáblában. A meder átlagszélességét úgy kaptam meg, hogy a poligonok területét elosztottam a meder középvonalának hosszával. A kanyarulatok fejlettségét (β) Csoma (1973) definícióját követve az ívhossz és a húr hossz hányadosaként számolta ki, majd csoportosítottam a kanyarulatokat, elkülönítve a fejlett ($1,1 < \beta < 1,4$) és az érett kanyarulatokat ($1,4 < \beta < 3,5$).

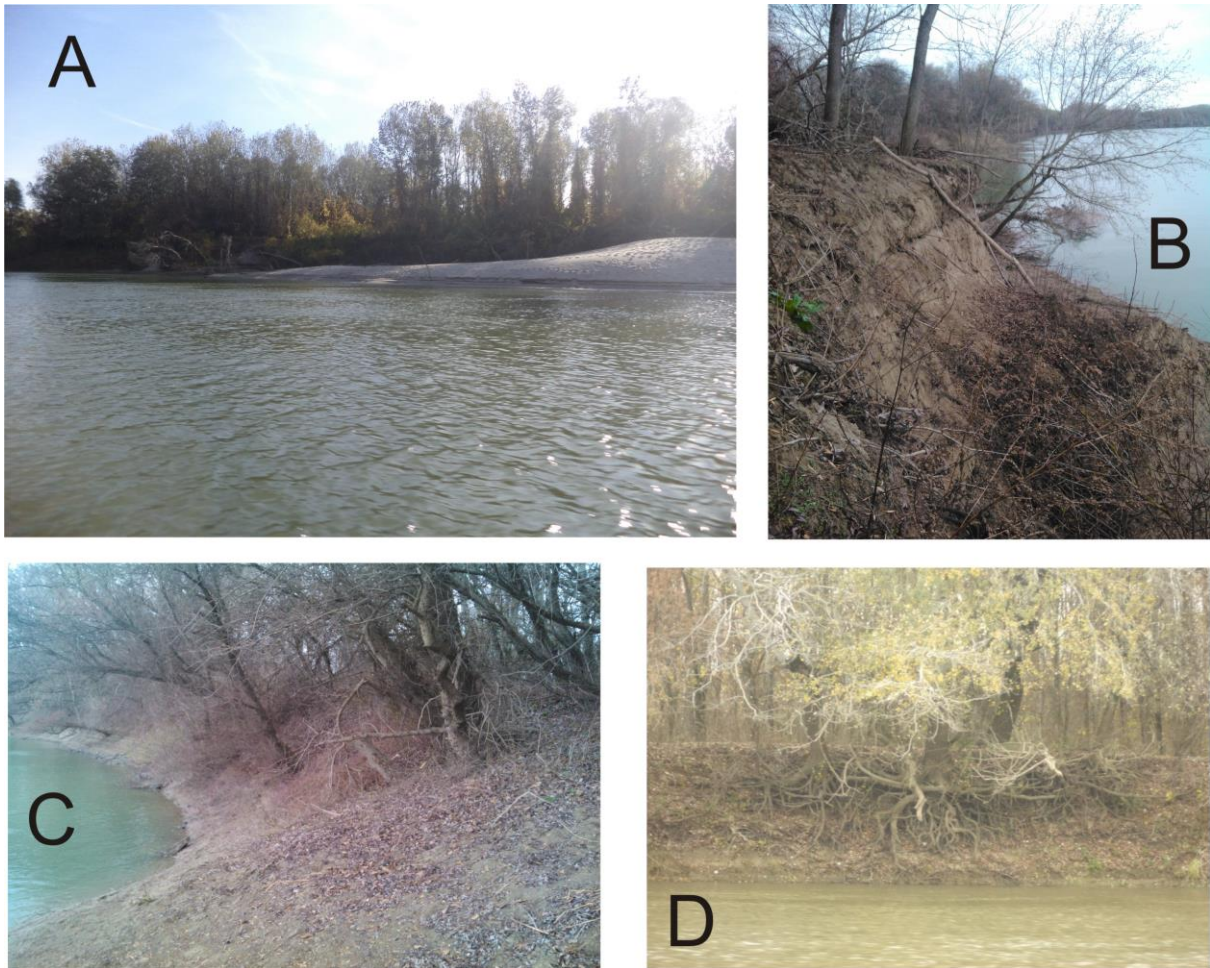
A Csanytelektől keletre lévő szűkebb mintaterületen a vizsgált szakasz horizontális paramétereinek változásához vízrajzi térképeket (1890, 1931 és 1976) használtam fel. A vertikális paraméterek alakulását a 211. VO-szelvény alapján négy időpontban (1890-91, 1929-31, 1957-61 és 1976) vízügyi felmérései alapján értékeltem.

4.2. Aktív, rövidtávú folyamatok vizsgálata

A partok tipizálását a csongrádi pontonhíd és a szegedi déli kikötő között (247-169,4 fkm) végeztük, motorcsónakkal végigjárva a szakaszt. A terepen kézi GPS-szel rögzítettük a különböző módon formálódó partszakaszok határát, összesen 268 db partszakaszt elkülönítve. A terepbejárás során elkülönítettük a különböző módon fejlődő szakaszokat (2. ábra):

- aktívan épülő övzátonyokat, melyek felszínét friss homok borította;
- az omlásos szakaszokat, amelyeket függőleges partfal jelzett;
- a csuszamlásos szakaszokat általában szeletes csuszamlások formálják, a szakadással 45-60°-os, a fák rendszerint állva maradnak a hupákon, bár különböző mértékben vízben állnak;

- a csuszamlásos-omlásos szakaszoknál a két folyamat együtt fordul elő, azaz a csuszamlások szakadásfala omlással formálódik tovább, vagy a két tömegmozgás térben sűrűn egymás mellett, felváltva fordul elő;
- a „kismértékű erózió”-val jellemzett szakaszokon a part lankásabb (kb. 20-40°), de a fák kilátszó gyökerei, a víz felé dőlő fák arra utalnak, hogy itt a partok anyaga szemcséről-szemcsére szállítódik el, illetve kúszásos folyamatok formálhatják;
- a „formamentes” szakaszokon sem erózió, sem akkumuláció jelei nem mutatkoznak.



2. ábra: A partok jelenlegi formáit alakító folyamatok

A: Övzátonypépülés; B: Omlás; C: Csuszamlás; D: Kisebb mértékű erózió

Emellett a partbiztosítások állapotát (ép, sérült és mederbe csúszó) is felmértük. Ezeket a partszakaszokat ArcView GIS 3.2 szoftver segítségével digitalizáltam, és jelenítettem meg a 2011-es műholdfelvételen, így a partokat alakító jelenlegi folyamatok térbeli kiterjedését elemezni tudtam. A vízügyi nyilvántartások alapján a partbiztosítások pontos helyét szintén digitalizáltam, így meg tudtam állapítani, hogy a partbiztosítások mekkora részét érintik az eróziós folyamatok. Ugyanakkor a digitalizált állományból leválogattam a felmért övzátonyokat is, és összevetettem az 1890-es állapottal.

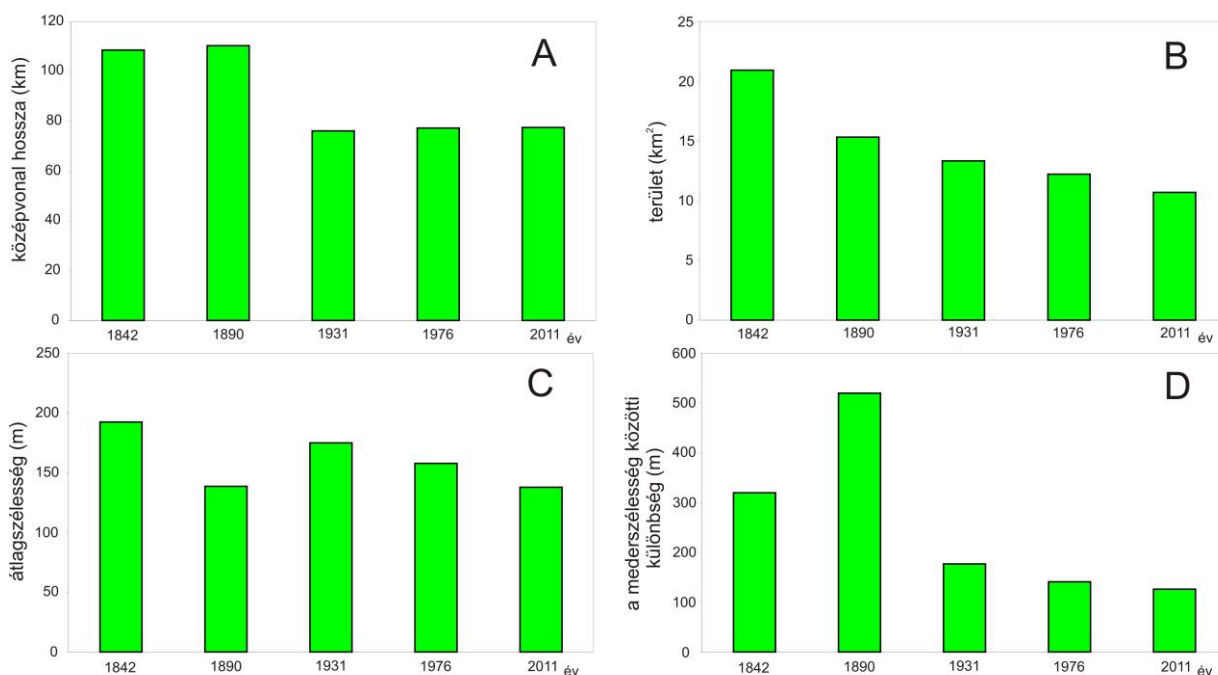
Ahhoz, hogy meghatározzam, hogy a gátak mely szakaszát veszélyeztetik leginkább a parteróziós folyamatok, a 2011-es partélre 50 m-ként három bufferzónát készítettem, és ezt összevettem a partot formáló folyamat jellegével, így azokat a veszélyeztetett gátszakaszokat kaptam meg, amelyek a partéltől 50-100-150 m-es távolságon belül helyezkednek el.

A csanyteleki csuszamlásos-omlásos partszakaszon centiméter pontosságú RTK-GPS felmérés készítettem 2014 tavaszán. A mérési eredményeket ArcView GIS 3.2 programban ábrázoltam, így a vízrajzi térképek alapján értékelhetővé vált a partpusztulás üteme. Az egyetemi terepasztalos kísérleteink során felfigyeltem arra, hogy a kőrakatok alatt kimélyül a meder, ami a kőrakat becsúszását és a mögöttes part erózióját okozza. A hasonlóság vizsgálatához a csanyteleki szakaszon meder-felvételezést készítettem, hogy a sodorvonal a mostani partéltől és a beomlott partbiztosítástól való távolságát meghatározzam. A mélységviszonyok vizsgálatához a Lowrance HDS-8 típusú szonáros felmérést 2014 szeptemberében, kisvízkor végeztük. A műszer automatikusan rögzíti a vízmélységet 1 méterenként, így több mint 37 ezer mélység adatot kaptam. Ezekből *TIN-model*-t készítettem ArcMap 10.1 programban. A „*Create Profile Graph*” parancsot használva keresztshelvényt készítettem a 211-es VO-shelvény mentén, így a korábbi felméréseket össze tudtam hasonlítani a saját felmérésemmel. A „*topo to raster*” parancssal létrehoztam egy interpolált réteget, melyből szintén készítettem keresztmetszeteket, és ArcScene 10.1-es szoftver segítségével háromdimenziós modellt alkottam.

5. Eredmények

5.1. A meder horizontális paraméterének hosszútávú alakulása az Alsó-Tiszán

A vizsgálat első lépéseként értékeltem a Csongrád–Szeged közötti szakaszon a meder hosszútávú (1842-2011) alakulását. A szakasz 1842-ben még jelentős emberi beavatkozástól mentes volt. Ekkoriban a mai holtágak még az élő meder részei voltak, így a középvonal hossza ekkor volt a leghosszabb (108,6 km). A középvízi meder területe a vizsgált időpontok közül ebben volt a legnagyobb területű (20,9 km²), és a meder átlagszélessége (193 m) is ekkor volt a legnagyobb (3. ábra). A széles mederben medertágulatok (10 db) alakultak ki, amelyekben szigetek jelentek meg. Ahol egy sziget megjelent, ott a középvízi meder erőteljesen, 290-610 m szélességűre szélesedett. A szigetek összes területe 1227 ha volt. Viszonylag nagy méretű formák voltak, hiszen hosszuk 370-1160 m között alakult, míg szélességük 67-382 m között változott. A meder a legszűkebb (≤ 100 m) általában két kanyarulat közötti inflexiós sávokban volt.



3. ábra: A középvízi meder néhány horizontális paraméterének változása 1842 és 2011 között.
A: középvonal hossza; B: teljes területe; C: átlagos mederszélesség; D: a mederszélesség közötti különbség

A középvízi meder területe az 1842-1890 közötti időszakban 26,8%-kal csökkent (2. ábra). Ennek oka, hogy a kiásott vezérárkok anyamederré fejlődése megindult, és a szigetek többsége (kivéve a Szentes melletti kis-tiszai szigetet) beleolvadt a partba az intenzív bevágódás miatt. A levágott kanyarulatok holtággá válása még nem indult meg, így ebben az

időpontban volt a leghosszabb a folyó középvonala (110,4 km). A meder átlagos szélessége 28%-kal (193 m-ről 139 m-re) csökkent, ami a szűk átvágásokkal és az intenzív bevágódással magyarázható. A középvízi meder maximális szélességét (580 m) a kis-tiszai szigetnél (235 fkm) érte el, míg a legkisebb szélességű (55-60 m) szakaszok a fejlődő vezérárkoknál voltak.

Az 1931-es felmérésig a vezérárkok anyamederré váltak, így kialakultak a holtágak. A középvízi meder szélességviszonyai (110-287 m) egységesebbé váltak, bár átlagszélessége 21%-kal (36 m-rel) növekedett. Ez azzal magyarázható, hogy a vezérárkok kiszélesedtek és a teljes szakasz adaptálódott a nagyobb eséshez és vízsebességhez. A középvízi meder területe – a holtágak lefűződése miatt – az előző időponthoz képest 13%-kal csökkent. A középvonala hossza a nagy kanyarulat-fejlettségű meanderek átvágása miatt 110,4 km-ről 76,1 km-re csökkent.

Az 1931-1976 közötti időszakban a meder szűkült (8,3%), mivel a középvízi meder átlagszélessége 175 m-ről 158 m-re csökkent. Ebben jelentős szerepe volt a zömében az 1930-60-as évek között kiépülő partbiztosításoknak, hiszen a külső ívek erózió elleni védelme szűkítette a medret, amely eredetileg a kanyarokban volt a legszélesebb. Így a Tisza szélességviszonyai (104-245 m) egységesebbé váltak. A középvonala hossza minimálisan növekedett (76,1 km-ről 77,3 km-re), mivel a partbiztosítások hatására élesebb kanyarulatok alakultak ki.

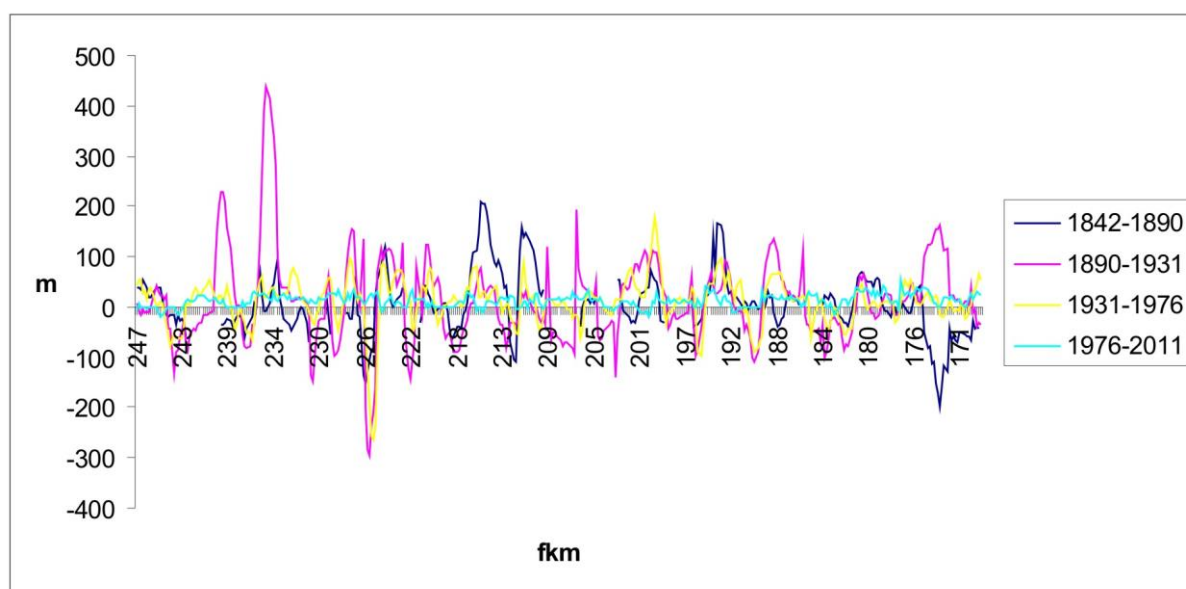
A Tisza medrének a legintenzívebb szűkülési időszaka 1976-2011 közé tehető, amikor a középvízi meder területe további 12,5%-kal csökkent (12,2 km²-ről 10,7 km²-re). A középvízi meder átlagszélessége tovább csökkent (158 m-ről 137 m-re), és szélesség az öt időpont közül 2011-ben volt a legegységesebb (85-211 m). A középvonala tovább növekedett, de nagyon lassan (150 m), ami akár a mérés hibahatárán belül is lehet.

Összességében tehát a vizsgált csaknem 170 év alatt az Alsó-Tiszán a középvonala hossza a természetes állapotokhoz képest harmadára (31 km-rel) rövidült, viszont azóta hossza nagyon lassan növekszik, ami arra utal, hogy a kisvízi szabályozás ellenére folytatódik a meder fejlődése és kanyargósabbá válása. A kanyarulat-átvágások hatására az esés megnövekedett, a meder bevágódott, ami a meder szűkülését eredményezte: a középvízi meder területe 1842 óta 49%-kal, átlagszélessége pedig 29%-al (55 m-rel) csökkent. A medret ma egységesebb szélességviszonyok jellemzik, hiszen eltűntek a szigetekkel tagolt medertágulatok.

5.2. A parterózió és partépülés hosszútávú változásai

Mint azt korábban említettem, az övzátonyok a Tisza eltűnő formái közé tartoznak. A folyamat megértéséhez először a partvándorlás mértékét vizsgáltam meg 1842-2011 között, összehasonlítva a rendelkezésemre álló 1842, 1890, 1929-31 és 1976 évi vízrajzi térképet és a geo-korrigált műholdfelvételt (2011). A partok elmozdulását 200 m-ként külön a bal és a jobb partra kiszámoltam a teljes vizsgált szakaszon (4. és 5. ábra). Amennyiben a 3-4. ábrák diagramján negatív érték jelenik meg, az a part erózióját, a pozitív érték pedig az épülését jelzi.

A *bal (keleti) partvonal* átlagos partelmozdulása az 1842-1890 közötti időszakban +8 m volt, ami összességében partépülést jelent (4. ábra). Az 1842-es állapotban az Alsó-Tiszán tíz sziget volt, ezek közül 4 azoknál a kanyarulatoknál, ahol mederátvágás történt. Az 1842-1890-es évek között a legnagyobb mértékű partépülés ott volt jellemző, ahol (1) 1842-ben még szigetek voltak, amelyek a partba olvadtak vagy ahol a (2) medertágulatok szélessége lecsökkent a szabályozások hatására. Ilyen kiemelkedő ütemű partépülés zajlott például egy szigetnél Mindszent (215-217 fkm) és az Algyő (193-194 fkm) mellett, illetve a 210-211 fkm-nél lévő medertágulatnál.

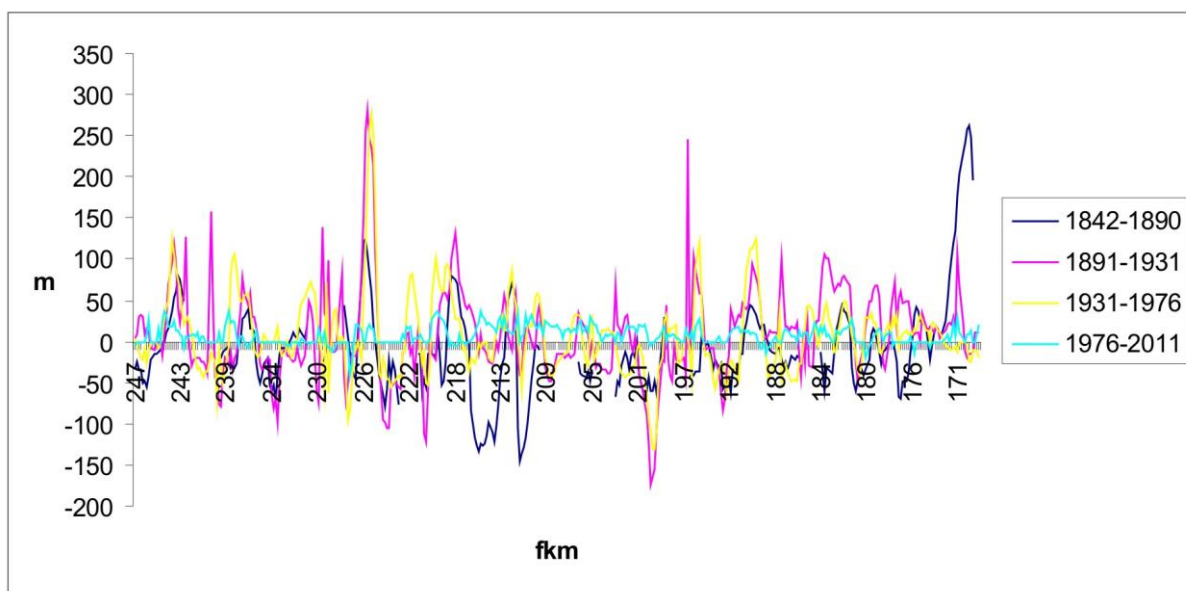


4. ábra: A bal part elmozdulása 1842 és 2011 között az előző időszak partvonalához viszonyítva. Negatív érték a part erózióját, a pozitív érték az épülését jelzi.

Az 1890 és 1931 közötti partelmozdulás átlaga +12,5 m, ami a korábbi időszakhoz képest nagyobb mértékű partépülést jelent. Ez leginkább azzal magyarázható, hogy további szigetek olvadtak a partba, illetve a holtágak végén kialakultak az üledékbugók. Előbbire példa a Szentestől délkeletre (235-236 fkm) lévő kis-tiszai sziget partba olvadása, amelynek

eredményeként 440 méterrel tolódott el a bal part. Intenzíven épültek ebben az időszakban a kanyarulatok belső ívei is, miközben a külső ív intenzíven pusztult. Például az Atkai-Holt-Tiszától északra található kanyarulat vándorlása 2,7 m/év sebességű volt, míg a Csanytelektől keletre lévő kanyarulaté (225-226 fkm) 7,3 m/év. Ez utóbbi helyen 40 év alatt 295 m-rel hátrált a bal part vonala. Az 1931 és 1976 közötti időszakban ennek a kanyarulatnak a fejlődése tovább folytatódott, viszont a partbiztosítások hatására a külső ív eróziója megállt, a meder szűkebbé, de egységesebb szélességűvé vált. Az intenzív partformálódásra másik jó példa a 200-199 fkm között található kanyarulat, ahol 1931-1976 között a bal part 177 métert épült. Az utolsó vizsgált 35 évben, 1976 óta a partok épülése tovább folytatódott, de üteme csökkent, így a középvízi meder egységesebbé vált (ld. 3. ábra).

A jobb part vonala 1842-1890 között átlagosan –8 méterrel mozdult el, tehát a bal partra jellemző partépülést ellensúlyozó partpusztulás volt jellemző (5. ábra). A legerőteljesebb partpusztulás a Mindszentnél lévő egykori medertágulatnál volt, mivel az ott található sziget partba olvadásával szembeni jobb part átlagosan körülbelül 3 m/év ütemmel erodálódott. Ettől 3 fkm-rel délebbre lévő érett kanyarulat vándorlása is ugyanilyen sebességű volt. A vizsgált szakasz legdélebbi részén a Szeged alatt található Boszorkány-sziget is a partba olvadt, így a jobb part 1890-ig 262 m-rel tolódott el.



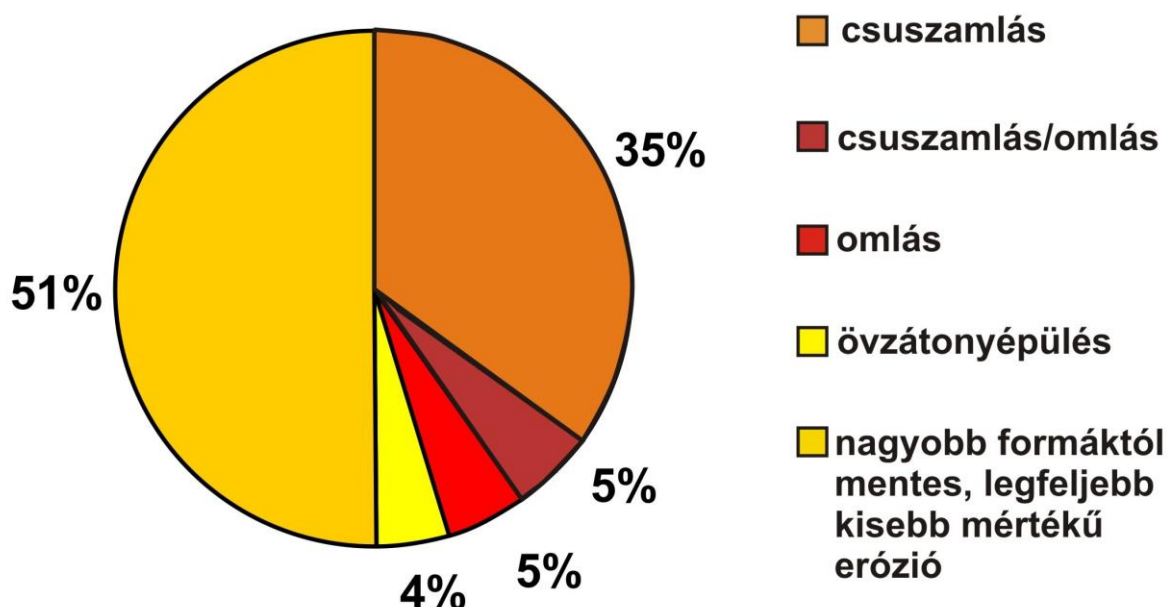
5. ábra: A jobb part elmozdulása 1842 és 2011 között az előző időszak partvonalához viszonyítva. Negatív érték a part erózióját, a pozitív érték az épülését jelzi.

Az 1890-1931 közötti időszakban a szabályozási munkálatok során kialakított vezérárkok anyamederré fejlődtek, és az egyik legintenzívebb partpusztulást ez a folyamat jelentette. A legdinamikusabb jobb parti partelmozdulást (6,4 m/év) a 225-226 fkm között

lévő épülő kanyarulatnál mértem. Az Atkai-holtág átvágásától délre lévő folyószakasz (195-196 fkm) is erőteljesen akkumulálódott (6 m/év), mert az új futásvonal a bal part felé tolta a medret. Az 1931-1976 közötti időszakban megépítették a legtöbb partbiztosítást, így ezen az oldalon is lelassult illetve megállt a part elmozdulása. A legintenzívebb akkumuláció 1931-1976 között a 225-226 fkm-nél található meandernél történt, ami szabadon fejlődött, így még képes volt 276 méteres (6,1 m/év) partépítésre. A második legintenzívebb jobboldali partépülést (2,4 m/év) egy Algyőtől északkeletre lévő meandernél és a 195-196 fkm közötti kanyarulatnál mértem. A Szentestől délnyugatra található meander belső íve 2,3 m/év, a Körös torkolattal szembeni mederszakasz 2,7 m/év ütemben épült. Az utolsó vizsgált időszakban (1976-2011) összességében a partok épülése a jellemző az egész szakaszon, ami inkább mederszűkülést, mint igazi övzátony-épülést jelent.

5.3. A Csongrád és Szeged közötti szakasz partjait alakító aktív folyamatok

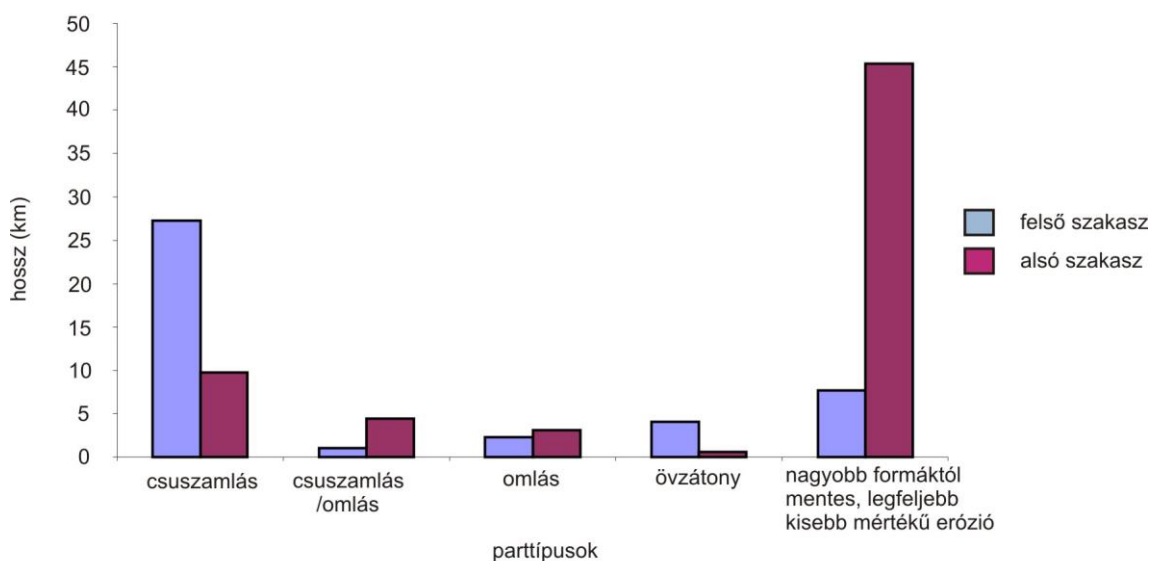
A vizsgált 78 km-es folyószakasz jobb és bal partjai mentén csupán a hossz 13%-ban fordultak elő jellegzetes formáktól mentes partok, mivel a partvonal zömét (87%) valamilyen aktív eróziós vagy akkumulációs folyamat alakítja. A partokat a feltérképezett formák alapján öt kategóriára soroltam (6. ábra).



6. ábra: A Tisza vizsgált szakaszán az aktív partformálódási folyamatok megoszlása

Az aktívan formálódó partoknak megközelítőleg felét kisebb mértékű erózió formálja, azaz itt a meredek partok anyagát a víz szemcséről-szemcsére sodorja el, illetve a part kúszásos folyamatok révén lassan formálódik. Az intenzívebb tömegmozgási folyamatok közül a leggyakoribb a csuszamlás, ami a két partvonalat tekintve összesen több mint 37 km hosszú partszakaszt érint. További 5,5 km-en pedig a csuszamlások omlásokkal kombinálódnak. A partokat érő legintenzívebb pusztító hatást az omlások jelentik, amelyek ugyancsak 5,5 km hosszan fordulnak elő. Az egész szakaszon mindössze 20 épülő övzátöny létezik, amelyek csupán 4,7 km hosszan kísérik a partokat.

Az aktív partformálódás folyamatai különböznek az Alsó-Tisza felső (205-247 fkm) kanyargós, és az az alatti (169-205 fkm) egyenesebb szakaszán (7. ábra). Az övzátönyök formájában történő aktív akkumuláció a felső szakaszon gyakoribb, és ugyanakkor itt 17,5 km-rel (35,9%-kal) hosszabb partvonalat érintenek a csuszamlások is. Tehát a felső szakasz aktívabban pusztul és épül. Ugyanakkor az alsó szakasz csaknem 63%-át csupán kismértékű erózió formálja, így itt ez a folyamat tekinthető dominánsnak. A délebbi részre jellemzőbbek még a csuszamlásos-omlásos folyamatok is, amelyek négyszer gyakoribbak (4,4 km), míg a tisztán omlásos folyamatok 36,4%-kal hosszabb partvonalat érintenek (3,1 km) mint az alsó szakaszon. A folyamatok ilyenfajta térbeli különbözősége a felső és az alsó szakasz kanyargósságával magyarázható. A felső szakaszon érettebb kanyarulatok találhatóak, amelyeknél a sodorvonal jobban kitér, és ez megteremti a feltételeit az övzátönyök épülésének és az alámosott partokon a csuszamlásoknak. Ugyanakkor az Alsó-Tisza déli felét a szabályozásokkor jelentősebb mértékben kiegyenesítették, így itt a sodorvonal a meder közepéhez van közelebb, ami a partok aktív formálódását mérsékli.

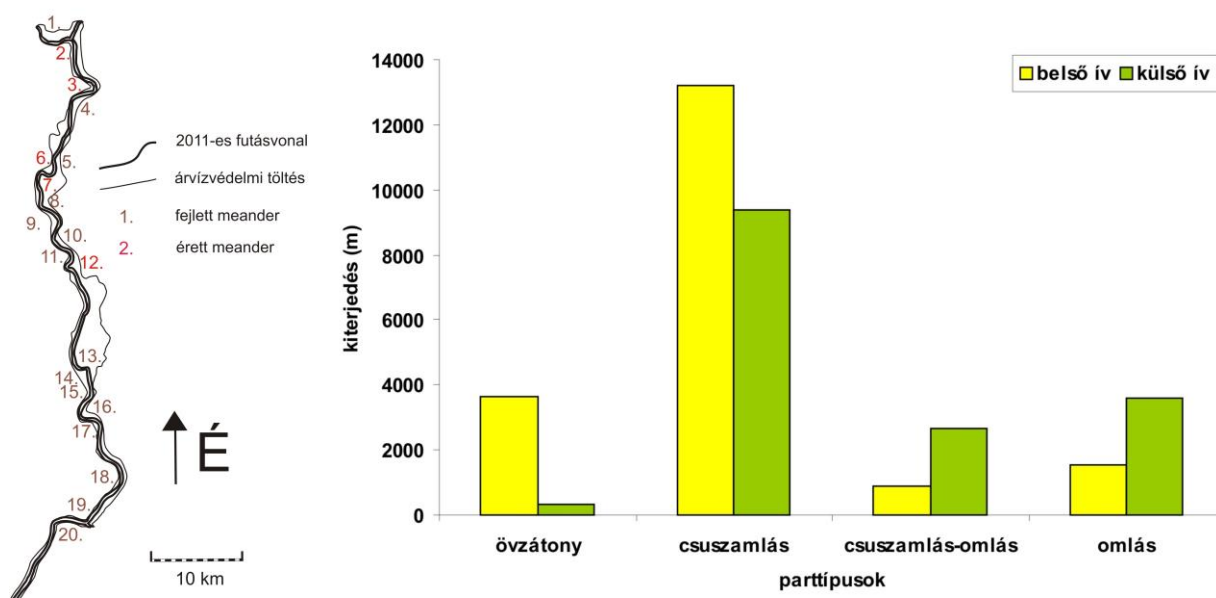


7. ábra: A felső és alsó szakaszon található aktív partformálódási folyamatainak egymáshoz viszonyított aránya

5.4. A tömegmozgások térbelisége

A csuszamlás, csuszamlás-omlás és tisztán omlás által érintett partszakaszok 48 km hosszan húzódnak, azaz az Alsó-Tisza teljes elemzett szakaszának 30,9 %-án. Mérésem során összesen 153 intenzív tömegmozgási helyet jegyeztem fel, melyből a csuszamlás 110 (71,9%), a csuszamlás és omlás kombinálódásával formálódó partszakasz 18 (11,8%), és az omlás 25 (16,3%) helyen érzékelhető. A terepbejárás során megfigyeltem, hogy ezek nem véletlenszerűen fordulnak elő.

Először a tömegmozgásos folyamatokat a kanyarulatok fejlettségével (β) vetettem össze. A vizsgált szakaszon 5 kanyarulat tartozik az érett ($\beta=1,1-1,4$), és további 15 a fejlett ($\beta=1,4-3,5$) kanyarulatok csoportjába. Ezeknél megvizsgáltam, hogy a hatékonyabb eróziós és akkumulációs folyamatok a meander melyik ívén fordulnak elő (8. ábra).



8. ábra: Az érett és fejlett kanyarulatok elhelyezkedése az Alsó-Tiszán és az azok külső és belső ívét formáló aktív folyamatok

Az eredményeim némileg eltérnek attól, mint amit az egyetemi tanulmányaim során megtanultam. Akkumulációs térszínek nemcsak a vizsgált érett és fejlett kanyarulatok belső ívén fordultak elő, de a külső íven is, bár a belső ívhez kapcsolódó övezátányok hossza 4,4-szer nagyobb, mint a külső ívhez simuló zátányoké. A külső ív akkumulációját magyarázzák az áttevődő kanyarulatok, amelyeknél a folyásirányban feljebb eső külső-ívrész épül. Meglepődve tapasztaltam, hogy a tömegmozgások a belső íven csaknem ugyanolyan hosszúságban (14,5 km) fordulnak elő, míg a külső íven (16 km). A belső ív fiatal

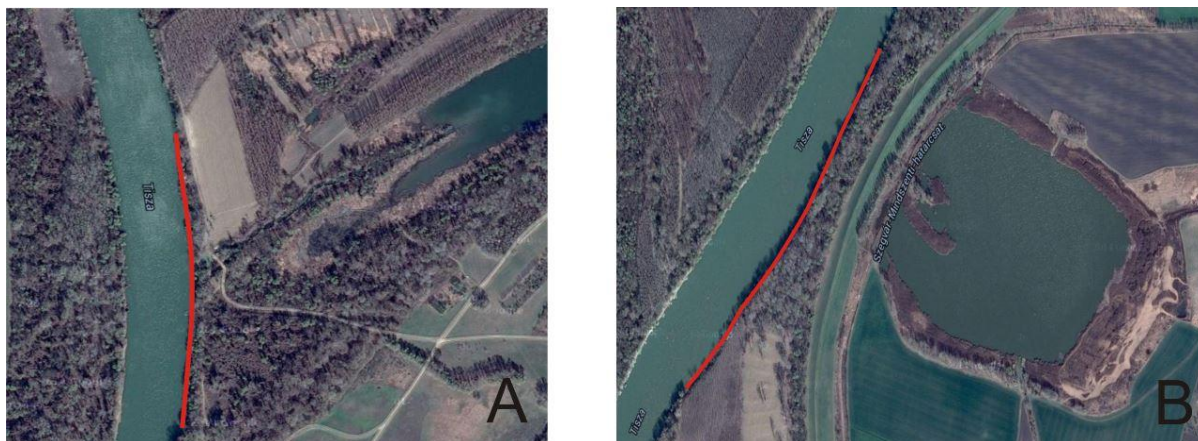
övezetüknek intenzív pusztulása részben azzal magyarázható, az áttevődő kanyarulatok folyásirányban feljebb eső belső ívei természetes úton is pusztulnának. Ugyanakkor a többi kanyarulat-típusba tartozó meander is pusztul, mivel napjainkban a meder túlságosan szűk, így a sodorvonal közelebb került a belső ívhez, amelynek laza, alig konszolidálódott anyaga könnyen belecsúszik az előtte kimélyült mederbe. Ráadásul az övezetek meder felé dőlő, váltakozó iszap- és homokrétegei között kisvízkor könnyen kialakulhat csúszópálya, így adott a litológiai feltétel is. A kanyarulatok külső ívein azonban még mindig 40 %-kal több csuszamlás-omlásos hely található, mint a belső íven. Ugyanez jellemző az omlásokra itt, de itt az arány már 2,3-szoros. Ez azért van így, mert a külső ív partjai meredekebb lejtőszögűek a sodorvonal közelsége miatt, tehát a partok könnyebben alámosódnak, ami megteremti a domborzati feltételt az omlások kialakulásához.

A csuszamlások elterjedését vizsgálva felmerült, hogy kialakulásukat hogyan befolyásolják az ártér távolabbi területen lévő víztömegek, amelyekből a Tisza felé áramolhat a víz a Tisza alacsonyabb vízállásakor. Az elemzéshez a geokorrigált 2011-es műholdképen berajzoltam az ártéri és a mentett oldali vizenyős területeket és állóvizeket, majd elterjedésüket összevettem a csuszamlásos partszakaszok elterjedésével. Az Alsó-Tisza vizsgált hullámtéri területén 8 holtág található, amelyeknek bejelöltem északi és déli malágyait, azaz a holtágakat lezáró üledékdugókat. Megállapítottam, hogy 16 malágy-szakasz közül 12 érintett csuszamlásokkal, melyből 9 helyen a malágy teljes hosszában jelen van a csuszamlás vagy omlás (3. táblázat).

3. táblázat: Az aktív tömegmozgással érintett malágy hosszának aránya

holtág	csuszamlás és omlás az északi malágyon (%)	csuszamlás és omlás a déli malágyon (%)
<i>Csongrádi</i>	0	100
<i>Sulymostó I.</i>	0	25
<i>Sulymostó II.</i>	100	0
<i>Siró-hegyi</i>	100	100
<i>Ányás-szigeti</i>	0	100
<i>Körtvélyesi</i>	100	81
<i>Atkai</i>	68	100
<i>Nagyfai</i>	100	100

Megállapítottam, hogy a mentett oldali állóvizek és az ártéri vizenyős területek között lehet kapcsolat, így a Tisza irányába szivárgó vizek segíthetik az aktív tömegmozgási folyamatok kialakulását (9. ábra). Az ábrán jól látható, hogy a korábban felmért és bejelölt csuszamlások a szemléltetett példákban a felszín alatt szivárgó vizek hatásának eredménye.



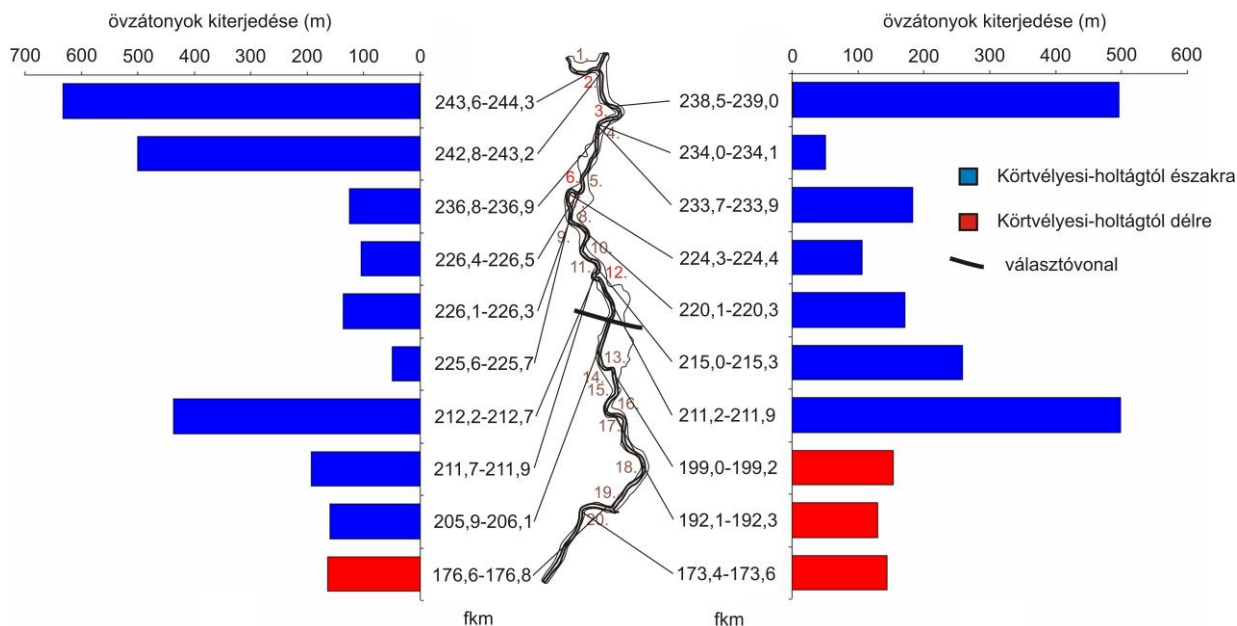
9. ábra: A Körtvélyesi-holtág déli részénél (B) és a Lándor-tónál található csuszamlás

A terepi mérés során felfigyeltünk arra is, hogy a csuszamlások és omlások helyét egyfajta folytonos szimmetria jellemzi, ugyanis a tömegmozgások a két parton felváltva fordultak elő. Az egyik parton a csuszamlás elvégződött, és ugyanakkor a szemben lévő partszakaszon elkezdődött egy másik tömegmozgás. Ez véleményem szerint azzal magyarázható, hogy kisvízkor a Tisza sodorvonala a meder hullámhosszához jóval kisebb hullámhosszal meanderezik, és így hol az egyik, hol a másik oldalon mossza alá a partokat, ami a tömegmozgások folytonos váltakozását eredményezi.

A vizsgált szakasz nagyarányú parteróziója és a kevés övzátony is jelzi, hogy az erózió dominál a feltöltődés felett, tehát a meder nem egyensúlyi vagy feltöltődő állapotú, hanem ténylegesen kanyarogva bevágódó.

5.5. Az aktív övzátony-épülés térbelisége

Az övzátonyok 1890-ben többnyire még minden kanyarulatok belső ívén megtalálhatók voltak. Az Alsó-Tiszán akkor 47 övzátony fordult elő, amelyek összhossza 52,3 km volt, ami az akkori szakasz hosszának csaknem fele. Napjainkra 20 övzátony, mindössze 4,7 km hosszan található a bal és jobb parton ugyanolyan számban helyezkedve el, bár a jobb parton kb. 300 méterrel (14%-kal) hosszabb kiterjedésben található (10. ábra). Feltűnő, hogy az Alsó-Tisza déli részében, a Körtvélyesi-holtág és az országhatár közötti jobban kiegyenesített szakaszon csupán 4 helyen található övzátony. Ugyanakkor a Körtvélyesi-holtágtól északra lévő szakaszon 16 övzátonyt térképeztünk fel, amelyek együttes hossza hétszerese a déli szakaszon lévőkének. A leggyakoribbak a 100-200 m hosszúak, bár a felső szakaszon előfordul kb. 300 m hosszúságú övzátony is (10. ábra). A pusztulásukat jól mutatja, hogy lejtőjük igen meredek, és több helyen megcsúszott.



10. ábra: Az övezatok hossza és elhelyezkedése a mintaterületen

5.6. Partbiztosított szakaszok jellemzői

A Csongrád és Szeged közötti szakaszon összesen 31 helyen található partbiztosítás, amely a partokat 38,9 km hosszan konzerválta. A bal part 20%-a, míg a jobb part 30%-a van ellátva kőrakattal vagy betontáblákkal. A partbiztosítások közül 25 db az elmúlt száz évben, amíg 6 db korábban, 1886 és 1910 között készült. Az idősebb partbiztosítások egy részét (Csongrádnál és Szegednél) újraépítették a városok védelme érdekében. Az újjáépített partbiztosítások épek, nem mutatható ki eróziójuk. A Körös és Maros torkolat környékén lévő partbiztosítások kőrakata sem erodált. Ez azzal magyarázható, hogy a két területen található fejlett kanyarulatok partvonala az elmúlt 80 évben alig változott, ami az erőteljesebb szabályozás következménye. További ép partbiztosítások fordulnak elő a 195-197 fkm között, az Atkai-holtág déli végénél, és Algyőtől délre.

Azonban a meglévő 31 partbiztosítás közül 18-at pusztít csuszamlás vagy omlás okozta tömegmozgás. Ezen kőrakatok teljes hosszának majdnem a negyede csuszamlás és/vagy omlás által rongált. A bal parton a védőművek 33,8%-át, a jobb parton pedig 15,3%-át bontotta már meg a Tisza. A legerőteljesebb pusztítást a Csanytelektől délkeletre lévő, érett kanyarulat jobb partját biztosító, 2,7 km hosszú kőrakatnál (222-225 fkm) találtam. Ezt a partbiztosítást az erózió (csuszamlás) már hosszának 82%-ban tönkretette. A második legerodáltabb partbiztosított folyószakasz a mintaterületen a borsosi partbiztosítás (192-195 fkm) Algyőtől északkeletre, amely egy fejlett meander külső ívén található. A biztosított rész

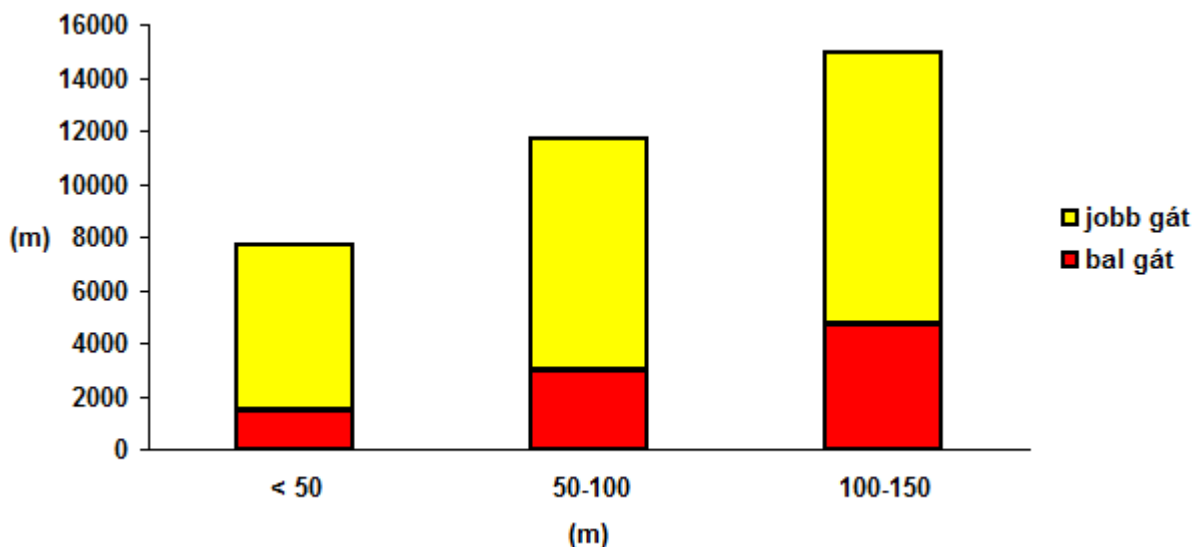
előtt egy 480 m, utána pedig egy 580 m hosszú csuszamlásos-omlásos partszakasz található. Az alvízi rész felől a csuszamlás hátra harapódzott, így ma a partvédő mű 70,7%-a károsodott. A harmadik legerodáltabb a saséri partbiztosítás (211-212 fkm), ahol két omlás összesen 1,5 km hosszan pusztította el a partbiztosítást, annak 67,8%-ában. A labodári holtágtól északra, a Tisza jobb partján található az 1,9 km hosszú felgyői partbiztosítás, melynek a felső 1,1 km-es szakasza ment tönkre. Ez azért lehet, mert a jobb parton található összefüggő 1134 m hosszú csuszamlást a túlparton egy 905 m hosszú csuszamlás vált fel, tehát itt is egy dinamikusan táguló mederrészlet található.

A partbiztosításokat megvizsgáltam aszerint is, hogy a felvízi vagy alvízi végüknél található-e a csuszamlás, omlás vagy ezek kombinációja, és ezek közül van-e olyan, ami a partbiztosítást már erodálta. Öt kőrakatnál a partbiztosítás felvízi (északi) végéhez kapcsolódik közvetlenül tömegmozgás, míg 16 helyen az alvízi véghez. Ez utóbbiak közül már 13 helyen elkezdődött a partbiztosítás megrongálása is. Ez azt jelenti, hogy könnyebben tud az erózió érvényesülni a partbiztosítás alsó részénél, mert itt jobban a partnak szorul a lefelé vándorló sodorvonal, ami a kőrakat alámosását okozza.

5.7. A gátak veszélyeztetettsége

Mivel azokon a helyeken, ahol a partbiztosítást megbontotta a Tisza, a nagy mélység és a vízsebesség következtében gyorsan megindulhat a part pusztulása. Ennek hatására az árvízvédelmi gátak is veszélybe kerülhetnek néhány éven belül. Az Alsó-Tisza vizsgált szakasza mentén árvízvédelmi töltések csaknem 149 km hosszan húzódnak. A 2011-es műholdkép alapján vizsgáltam a gátak helyzetét a partélhez viszonyítva és azt, hogy mennyire veszélyezteti őket a partok hátrálása (11. ábra). Az elemzésem során kijelöltem azokat a gátszakaszokat, amelyek 150 m-nél közelebb vannak a partélhez. Mint azt a hosszútávú elemzés során megállapítottam, a Tisza intenzív parteróziója 3-6 m/év lehet, tehát ez a távolság felszámolódhatna 25-50 év alatt. Ez a veszély a gátak teljes hosszának 23%-át (34,4 km) érinti. A jobb oldali töltésnek 25,3 km-es szakasza, míg a bal oldalnak csupán 9,1 km-es hossza érintett. Ráadásul ezek a folyószakaszok lakott területekhez közel vannak, ami tovább növeli a kockázatot. A töltés és a partél távolsága 100-150 méteren belül van összesen 14,9 km-es partszakasz mentén, melynek kétharmada (10,2 km) a Tisza jobb gátját érinti. Közel 50-100 m-re van az árvízvédelmi töltés a medertől 8,8 km hosszan a jobb, és 2,9 km hosszan a bal parton. A partél közelsége leginkább azokat a gátszakaszokat veszélyezteti, ahol

távolságuk 50 m-nél kevesebb (tehát 8-15 év alatt további beavatkozás nélkül elmoshatja a gátat a Tisza). Ez összesen 7,7 km hosszú töltést érint, melynek négyötöde a jobb parton található.

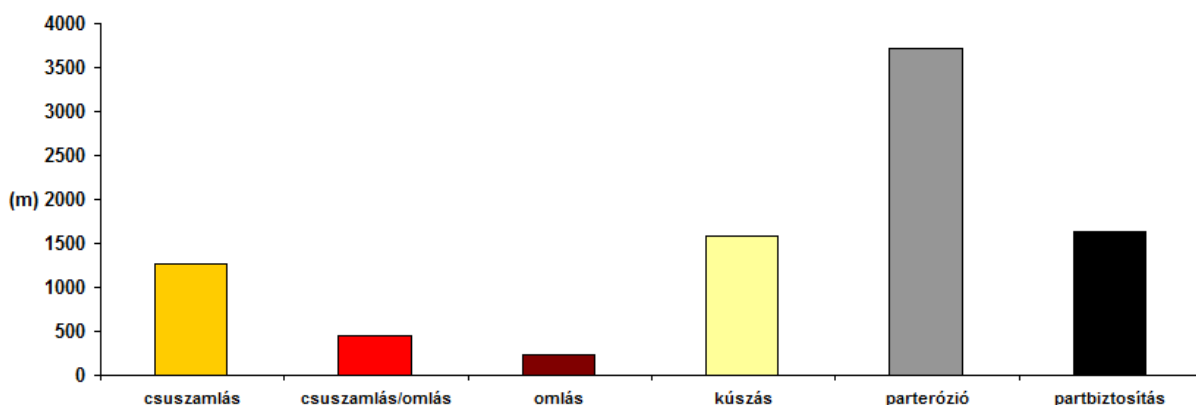


11. ábra: A partéltől 150 m-es távolságon belül lévő gátak hossza 2011-ban

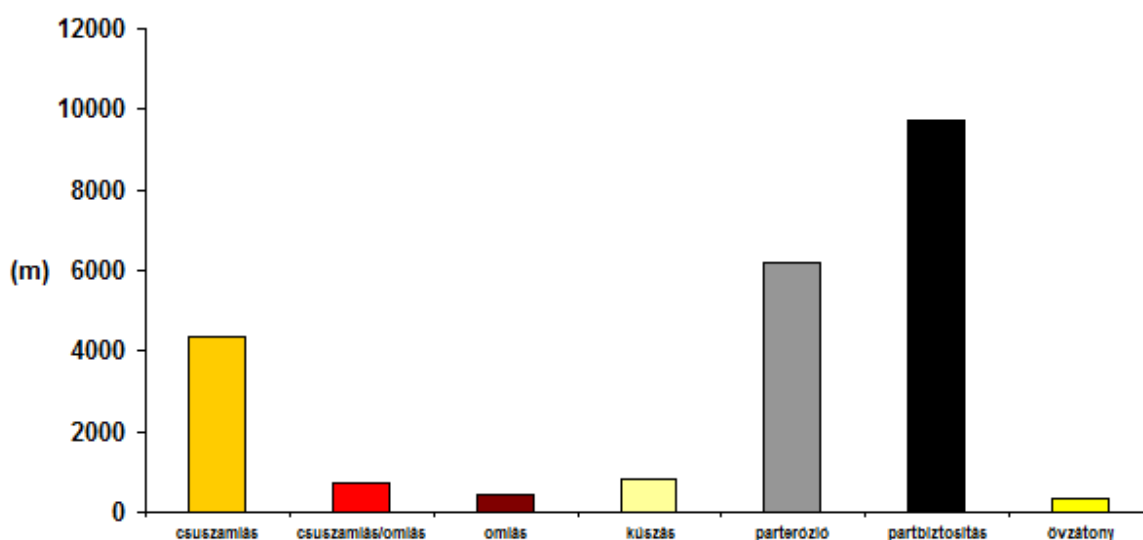
Megvizsgáltam azt is, hogy azokban az esetekben, amikor a partél 100-150 méterre van a gáthoz, milyen folyamat formálja a partokat. Az érintett bal parti szakaszok 79,5%-át érinti valamilyen mértékű erózió (12. ábra), viszont ezeken a szakaszokon domináns a part „kismértékű” eróziója (41,9%). Azokban az esetekben, amikor a balpart és a gát távolsága 100-150 m, a csuszamlásos és omlásos folyamatok már 1,2 km hosszan vannak jelen, míg az 50-100 m-es zónában 0,7 km hosszan vannak csuszamlások és 0,4 km hosszan kúszások. Azokban az esetekben, amikor a partél és a gát távolsága 50 m-nél kisebb, aktív folyamatok nem formálják az adott partszakaszokat, csak enyhe fokú parterózió (0,3 km) és kúszás (1,1 km) jellemző.

A jobb part hasonló vizsgálata eltérő eredményt adott. Összességében itt is a partpusztulás dominanciája jellemző, de arányait tekintve viszont az aktív tömegmozgási folyamatoknak 36,3%-kal nagyobb a jelentőségük (13. ábra). Abban az esetben, amíg a jobb partél és a gát távolsága 100-150 méteren belül van, a partokat formálja aktív akkumuláció (a mellékfolyók torkolatánál), kismértékű parterózió (2,9 km) és csuszamlásos-omlásos folyamatok (2,3 km) is. Abban az esetben, amikor a partél és a gát között kevesebb mint 50 m a távolság, akkor is található csuszamlás a jobb part mentén Mindszentnél, a 214,3 fkm-nél.

Összességében ez azt jelenti, hogy a jobb oldali töltések veszélyeztetettebbek, ami a nyugati mentett oldal árvízi kockázatát növeli, ami érintheti például Csanytelek, Baks és Dóc községeket.



12. ábra: Az Alsó-Tisza mentén a bal oldali gáttól 150 m-nél kisebb távolságra lévő bal partot alakító folyamatok és az épnek tűnő partbiztosítások hossza 2011-ben

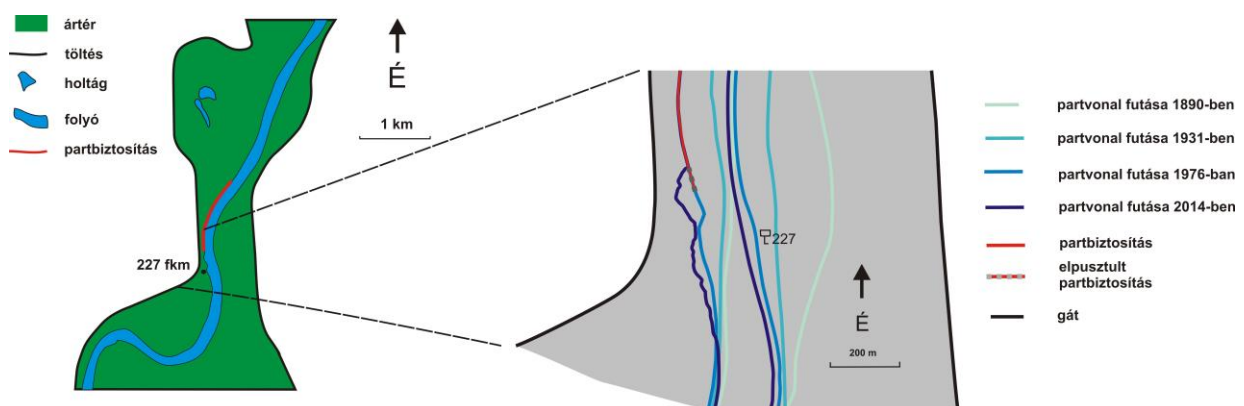


13. ábra: Az Alsó-Tisza mentén a jobb oldali gáttól 150 m-nél kisebb távolságra lévő jobb partot alakító folyamatok és az épnek tűnő partbiztosítások hossza 2011-ben

5.8. A Csanyteleknél található partbiztosított szakasz formálódása

Az Alsó-Tisza jelenleg legintenzívebben pusztuló partszakasza Csanytelektől keletre, található, a Tisza 226,75-227,25 fkm közötti szakaszán. A folyó jobb partját 1966-ban egy 1,08 km hosszú körakattal védték meg az eróziótól, ugyanis az itt kialakuló érett kanyarulat külső íve erőteljesen megközelítette a gátat (14. ábra). A középvízi meder az 1890-es felmérés során volt a legszélesebb (275 m), mert ezen a területen egy kisebb medertágulat helyezkedett el. Ekkor felette lévő Sulymostói-holtág még nem fűződött le teljesen, viszont a vezérárok anyamederré fejlődése már elkezdődött. A bal part a gáttól ekkor 295 m távolságban volt, a jobb oldali töltéstől 205 m-re helyezkedett el. Mivel a terület közvetlenül a levágott holtág alatt helyezkedik el, és a hullámtér is összeszűkül, ezért 1890 és 1931 között a

meder intenzíven fejlődött: nyugatra tolódott 150 méterrel. Ezt a folyamatot meg akarták állítani 1966-ban, a partbiztosítás megépítésével. Ezért 1931 és 1976 között a belső ív tovább épült, de lassuló mértékben (25-90 m). Az 1970-es évektől a napjainkig a bal part kb. 1 m/éves ütemmel épült, viszont a jobb partnak nekifeszülő sodorvonal a partbiztosítást alámosta. Így a 2014-es felmérésemig 63 m hosszú körakat semmisült meg. A legnagyobb mértékű erózió a partbiztosítás alsó végénél érte a partot, ami az elmúlt 38 évre vetítve átlagosan 1,5 m/év ütemben hátrált, így a töltés lábát 34 m-re közelítette meg a folyó. Azonban valószínűleg ennél gyorsabb a folyamat, mert valószínűleg később kezdődött a partbiztosítás megsemmisülése, de ennek pontos kezdetét nem ismerjük.

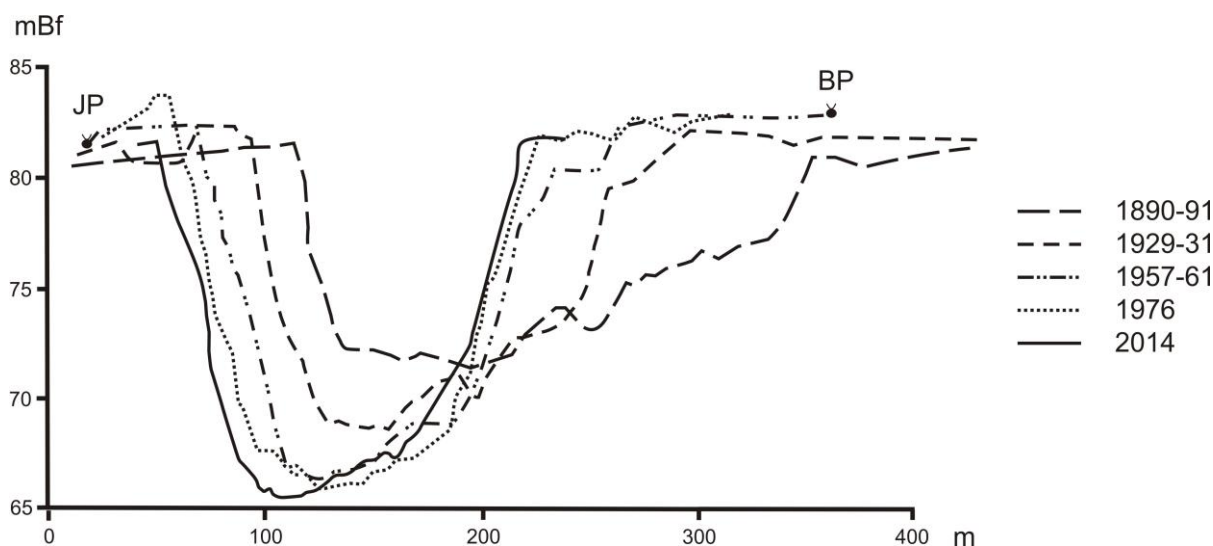


14. ábra: A Csanyteleknél található csuszamlásos-omlásos partszakasz elhelyezkedése és középvízi partvonalának változása 1890-től napjainkig

A középvízi meder erőteljes pusztulásában szerepet játszik az is, hogy a szakasz két holtág között található. Az északabbra lévő Sulymostói-holtág miatt a felvízi hullámtér-részlet tágabb, maximális szélessége elérheti a 2000 m-t, míg a délebbre található Siró-hegyi holtág miatt a hullámtér szélessége a 3100 m körüli. A két ártéri öblözet között, a csanyteleki omlásos-csuszamlásos szakaszt határoló hullámtér töltései párhuzamosan, egymástól csupán 770-780 m-re futnak. Tehát két széles hullámtéri öblözet közötti ártéri szűkületről van szó, mely árvíz idején ugyanakkora vízhozamot kisebb területen enged át, ami a meder eróziójának felerősödését okozza. Ezt bizonyítja az is, hogy déli irány felé a tömegmozgásos folyamatok partformáló ereje csökken, mihelyst a hullámtér hirtelen kiszélesedik.

A mintaterületen található 211. VO-szelvény segítségével elemezni tudtam a meder vertikális paramétereit, amelyeket össze tudtam hasonlítani saját mérés eredményével (15. ábra). A középvízi meder szélessége 1890-91-ben 240 m volt, és a meder mélysége elérhette a 9,5-10 m-t is. Ekkoriban a bal part alacsony lejtőszöge övzátony jelenlétére utal, míg a jobb part már ekkor is alámosott volt, amit a meredek partfal mutat. A meder vertikális paramétereit

1929-31-ig jelentősen változtak. A bal part 60 m-rel tolódott a középvonal irányába, a jobb part viszont csaknem 20 m-t hátrált nyugat felé, így a középvízi meder szélessége 40 m-rel csökkent. A sodorvonal 50 m-rel közelebb került a jobb parthoz és a meder 3 m-rel mélyült, ami intenzív bevágódásra utal a felvízi szakasz anyamederré válásával összefüggésben. A sodorvonal 1957-61-ig további 35 m-rel tolódott nyugatra, míg a meder további 2,5-3 m-rel mélyült. A bal part szintén nyugat felé mozdult 25-30 m-rel, és a jobb part is 20 m-rel hátrált nyugatra, így a középvízi meder szélessége (200 m) az előző állapothoz képest csak néhány méterrel csökkent. Mivel a part túl közel került a gáthoz, megépítették a partbiztosítást 1966-ban, tehát a jobb part 15 m-es pusztulása 1957-61 és 1966 között következett be. Az 1976-os felmérésig a bal part 35-40 m-t épült, így a középvízi meder szélessége körülbelül 180 m-re csökkent (20 m-es szűkülés). A sodorvonal helye nem változott, viszont a maximális mélység 0,5 m-rel nőtt. Az utóbbi 38 évben (2014-ig) a középvízi meder szélessége 170 m-re csökkent, és a sodorvonal 20 m-rel tolódott a jobb part irányába, és a bevágódás további 0,5 m-rel nőtt.

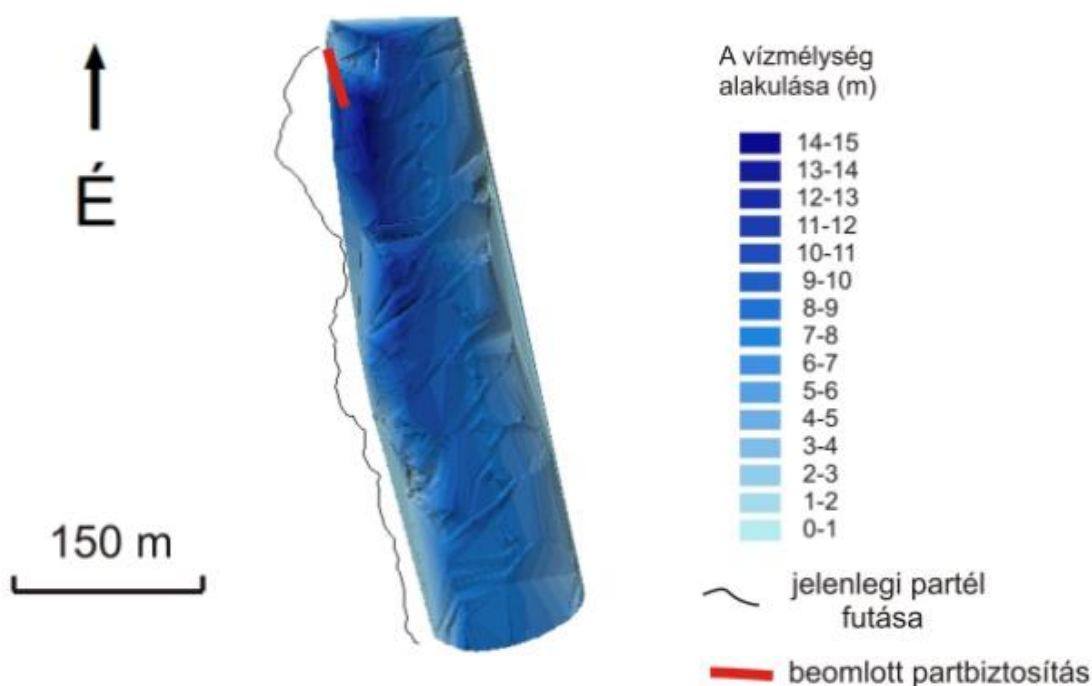


15. ábra: A 211. VO- szelvény változása 1890-2014 között

Összességében tehát a mintaterületen a középvízi meder szélessége az elmúlt több mint 120 évben csaknem harmadára (29%-kal) csökkent (240 m-ről 170 m-re). A bevágódás 1890-91 és 2014 között 7 méterrel mélyítette a medret (10 m-ről 17 m-re). A sodorvonal a szelvény mentén nyugat irányba 105 m-t mozdult, így mára a jobb partétől 60 m-re, a bal partétől 110 m-re található (tehát majdnem olyan távol van a belső, mint a külső ívtől, ami magyarázza az övzátonyok pusztulását). A jobb part 1094 m²-t hátrált, a bal part 953 m²-rel épült, így egybevéve 141 m²-es szelvényterület növekedés mutatható ki 1890-91 és 2014 között.

A sodorvonal helyzetének és mélységének vizsgálatához szonárral felmértem a Tisza vízmélységeit a szakadó part előtti szakaszon, amelyeket az aktuális vízállás (Mindszent: 39

cm) alapján a partél magasságára korrigáltam, így az adataim összevethetők a VO-szelvények adataival. A mélység adatok alapján elkészítettem a meder TIN-modelljét (16. ábra). Sajnos az omlás előtti öblözetet nem tudtuk megközelíteni a mederbe bedőlt fák (17. ábra) és az erősen örvénylő víz miatt. A meder legmélyebb pontjai a beomlott partbiztosítással párhuzamosan, attól kb. 20 m-re helyezkednek el. Itt, a sodorvonalnál a medermélység a partéltól számítva meghaladja a 19 m-t. A mélységviszonyok azt mutatják, hogy a sodorvonal az egykori partbiztosítás végénél a legmagasabb, annak teljesen neki feszült, és már az egykori partél vonalába nyomódott, ami magyarázza, miért vannak itt ekkora omlások. Ezt követően bár a sodorvonal még mindig a külső ívhez közel halad, de jóval kisebb mélységben.



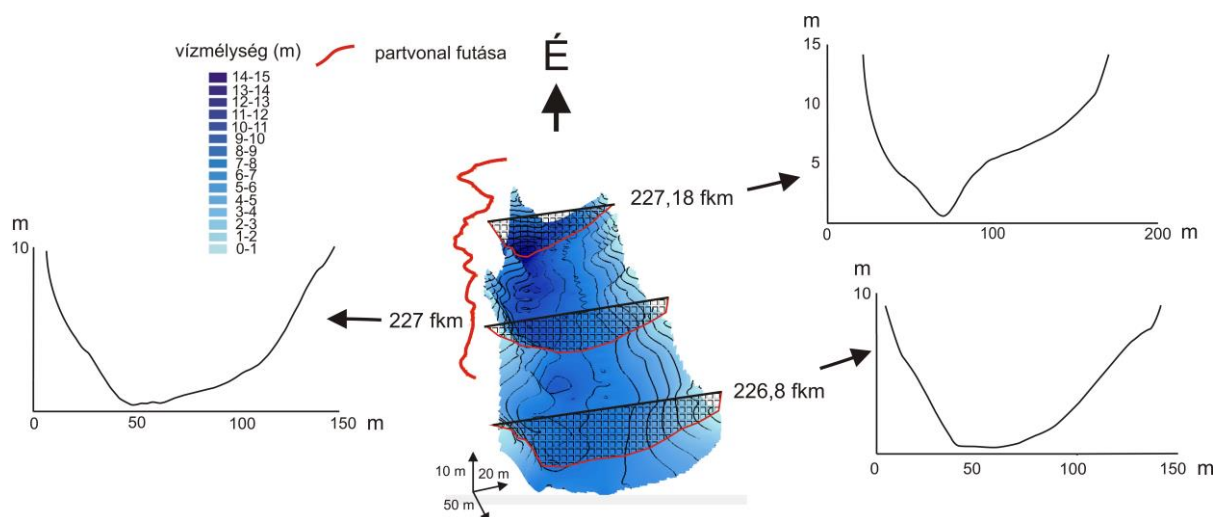
16. ábra: A vízmélységi viszonyok alakulása a Csanyteleknél lévő omlásos-csuszamlásos partszakasz mentén



17. ábra: A partközeli pusztítás és a partbiztosítás helye

A partbiztosítás megsemmisülését magyarázza a helyén lévő sodorvonal mélysége és eltolódása, hiszen a meder az 1957-61-es állapothoz képest 1-2 méterrel lett mélyebb és 20 m-rel került közelebb a jobb parthoz. Ebbe az üstbe körül-köre fordulhattak be a partbiztosítás kövei, ahogyan az a terepasztalos kísérleteknél is megfigyelhető.

A szonáros felmérés során kapott mélységi pontokhoz rendelt GPS koordináták és a centiméter pontos RTK-GPS adatok alapján elkészítettem a meder háromdimenziós modelljét is. Az előzőekben leírtakkal azonosan a bal part mentén itt sem tudtam teljes adatsorral dolgozni, viszont a medermorfológiát keresztaszvénnyek segítségével megfelelően sikerült elemezni, így a körülbelül 600 m hosszú szakasz felső (227,18 fkm), középső (227 fkm) és alsó (226,8 fkm) részén szelvényformákat hasonlítottam össze egymással. A felső szakaszon, a legszélesebb a középvízi meder (160 m), melynél a partbiztosítás után a középső és alsó szakaszhoz képest 4-5 m-rel mélyebb a meder. Így egy közel V-alakú metszetet láthatunk, melynek lejtése a meredek partfal felől sokkal erőteljesebb (kb. 2-szerese). A középső és alsó szakasznál a középvízi meder keskenyebb (140-150 m), és U-alakhoz hasonló formája van, ami arra utal, hogy a sodorvonal még nem került olyan közel a jobb parthoz, hogy jelentősebb alámosódás alakuljon ki.



18. ábra: A csanyteleki partszakas medermorfológiája keresztmetszvények alapján

6. Összegzés

A dolgozatomban kitűzött célok megvalósításához vízrajzi térképek (1842, 1890, 1931 és 1976), műholdfelvétel (2011) és terepi bejárás alapján készítettem elemzést az Alsó-Tisza partjainak alakulásáról. A csanyteleki mintaterületen vizsgálatokat kiegészítettem RTK-GPS és szonáros vízmélység felméréssel. A vizsgálat legfőbb eredményei a következők:

- A partvándorlás 1842-1976 közötti időszakban intenzív volt, viszont 1976-2011 között a partbiztosítások hatására szinte mindenhol a partvándorlás mérséklődése és a meder szűkülése mutatható ki. A vizsgált csaknem 170 év alatt a középvonal hossza 31 km-rel rövidült, de hossza lassan növekszik. A kanyarulat-átvágások hatására az esés növekedésével a bevágódás felgyorsult, ami azt eredményezte, hogy a középvízi meder területe 1842 óta 49%-kal, míg átlagszélessége 55 méterrel csökkent. A meder szélessége egységesebbé vált, hiszen míg 1842-ben 290-610 m között változott, addig 2011-ben már csak 85-211 m között alakult.
- A csongrádi pontonhíd és a szegedi déli-kikötő között az aktívan formálódó partok 35%-át csuszamlások, 5%-át csuszamlásos és omlásos folyamatok, 5%-át omlások, 51%-át kisebb mértékű parterózió jellemzi. Az akkumulációs formák csak a partok hosszának 4%-án vannak jelen. A vizsgált szakasz északi felében 17,5 km-rel hosszabb szakaszt érintenek a csuszamlások, mint a déli szakaszon, és az övzátonyok is 4,7 km hosszan vannak jelen, ami egyértelműen a felsőbb szakasz kanyargósságára vezethető vissza. Az alsó, déli szakaszt legnagyobb arányban (63%) csupán kismértékű erózió alakítja, viszont az omlások 36,4%-kal és a csuszamlásos-omlásos folyamatok is négyszer hosszabb szakaszt érintettek.
- Az Alsó-Tisza vidéken 15 fejlett és 5 érett kanyarulat található, melyek belső ívén a homokzátonyok 4,4-szer hosszabb szakaszon húzódnak, mint a külső íven, ahol szintén megjelennek zátonyok. A Tisza bevágódása és egyensúlyvesztése miatt ma már az övzátonyok is pusztulnak, igaz rajtuk a csuszamlások gyakoribbak, míg a külső íven sokkal több a csuszamlásos-omlásos és az omlásos partszakasz.
- A csuszamlások kitüntetett helyei a holtágak malágyai mentén találhatók, hiszen 12 olyan partszakasz van, ahol az omlás vagy csuszamlás egyértelműen a malágyokhoz köthető, és ebből 9 esetben a malágy teljes hosszában pusztul a part.
- Az övzátonyok száma 1890-ben még 47 volt, és hosszuk összesen 52,3 km tett ki. Jelenleg csupán 20 övzátony található az Alsó-Tiszán, és területük 91%-kal csökkent. Az Alsó-Tisza északi felén több övzátony (16 db) található 3,8 km hosszan, míg a

Körtvélyesi-holtág vonalától délre csupán 4 db 0,9 km hosszan. Ez jól jelzi a Tisza morfológiai átalakulását, hiszen az egyensúlyi állapotú, meanderező mintázat jellemzője az övzátony. Ezek eltűnésével bevágódóvá alakul át a folyó.

- A Csongrád és Szeged között található 31 partbiztosított szakasz közül 18-at pusztítanak csuszamlások vagy omlások. A bal parton lévő kőrák 33,8%-a megsemmisült, a jobb parton ez az érték csupán 15,3%. A Csanytelektől délre lévő, részletesen is vizsgált kanyarulatban a partbiztosításnak már 82%-a elpusztult. A folyamat komolyságát mutatja, hogy másutt is hasonló a helyzet, például az Algyőből északra lévő kanyarulatnál található partbiztosításnak mára már a 70,7%-a károsodott.
- Mivel a természetes kanyarulat-fejlődés esetén az Alsó-Tiszán 3-6 m/év partelmozdulás is jellemző volt, megvizsgáltam, hogy mekkora töltésszakaszokat veszélyeztethet a folyamat. A parttól 150 m-nél közelebb található gátak hossza 34,4 km, amelyek potenciálisan veszélyeztetettek. A part közelsége leginkább azokat a gátszakaszokat veszélyezteti, ahol távolságuk 50 m-nél kevesebb (tehát 8-15 év alatt további beavatkozás nélkül elmoshatja a gátat a Tisza). Ez összesen kb. 8 km hosszú töltést érint a Tisza mentén, amelynek negyöte a jobb parton található. Ezek rendszerint partbiztosított szakaszokat jelentenek, amelyek közül több már elkezdett megsemmisülni.
- A Csanytelektől keletre található mintaterületen a középvízi meder 1890 óta 50 m-rel lett keskenyebb. A szűküléssel együtt a jobb part felé tevődött át a sodorvonal, így mára a gát lábát a part 34 m-re közelítette meg. A 211. VO- szelvényénél 1890 óta a legmélyebb pont 6,5-7 m-rel mélyült, és nyugat irányba 105 m-t tolódott. Az északi részen 1966-ban megépített partbiztosítás már 63 m hosszan megsemmisült, mivel a sodorvonal legmélyebb pontja (19 m) a partbiztosítás közelében (20 m-re) húzódik, így ebbe az üstbe a kőrákat kövei belegurulhattak. A megsemmisült partbiztosítás mögött omlások formálják a partot, amely legalább 1,5 m/év ütemben hátrál, így a töltés lábát 34 m-re közelítette meg a Tisza.

Irodalomjegyzék

- Andó M.** 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi Tanszéke, Szeged. 7-89.
- Andrási G.- Kiss T.** 2013: Szigetek változásai a Dráva Mura és Duna közötti szakaszán. Hidrológiai Közlöny 93/1. 35-40.
- Bogárdi J.** 1971: Vízfolyások hordalékszállítás. Akadémia Kiadó, Budapest, 767-774.
- Botár I. – Károlyi Zs.** 1971: A Tisza szabályozása II. Vízügyi Történeti Füzetek, Budapest, 85.
- Csermák K.** 1929: A szegedi M. Kir. Folyammérnöki Hivatal kezelése alatt álló Tisza- és Maros-folyószakaszokon végzett szabályozási rőzseművek építési módjának ismertetése. Vízügyi Közlemények, 11/2. 80-97.
- Dunka S. - Fejér L. - Vágás I.** 1996: A veritékes honfoglalás. A Tisza-szabályozás története. Vízügyi Múzeum, Levéltár és Könyvgyűjtemény, Budapest, 28., 58., 83., 141.
- Fekete Zs.** 1902: Mederszabályozás. A Magyar Mérnök és Építész Egylet Közlönye 36, 70-273.
- Fiala K. – Kiss T.** 2005: A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán. Hidrológiai Közlöny 85/3. 60-65.
- Fiala K. – Kiss T.** 2006: A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán II. Hidrológiai Közlöny, 86/5. 13-17.
- Fiala K. – Kiss T.** 2006: Szabályozások hatására megváltozott mederparaméterek vizsgálata az Alsó Tiszán. III. MFK Közleményei, CD-kiadvány, MTA FKI, Debrecen
- Hickin, E.J. – Nanson, G.C.** 1975: The Character of Channel Migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada. Geological Soc. of Am. Bull. 86. 487-494.
- Hooke, J.M.** 1979: An analysis of the processes of river bank erosion, Journal of Hydrology 42. 39-62.
- Hooke, J.M.** 1980: Magnitude and distribution of rates of river bank erosion, Earth Surface Processes 5. 143-157.
- Hughes, D.J.** 1977: Rates of erosion on meander arcs, In: Gregory K.J. (szerk.) River Channel Changes, Chichester: Wiley 193-205.
- Ihrig D.** 1973: A magyar vízszabályozás története. Az Országos Vízügyi Hivatal Kiadványa, Budapest, 114-124., 281-287., 356-366.
- Iványi B.** 1948: A Tisza kisvízi szabályozása (Harmadik, befejező közlemény). Hidrológiai Közlöny 30/4. 398-435.
- Károlyi Z.** 1960: A Tisza mederváltozásai, különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI, Budapest.
- Kiss T. - Blanka V.** 2006: Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. Hidrológiai Közlöny 86/4. 19-23.
- Kiss T.-Andrási G.** 2011: A horvátországi duzzasztógátak hatása a Dráva vízjárására és a fenékhordalék szemcse-összetételének kialakulására. Hidrológiai Közlöny 91/5. 17-29.
- Kiss T.-Andrási G.** 2014: Morphological classification and changes of islands on the Dráva River, Hungary-Croatia. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences 9, 3. 33 - 46
- Kiss T. -Andrási G.-Hernes P.** 2011: Morphological alteration of the Dráva as the result of human impact. AGD Landscape and Environment, 5/2, 58-75.
- Knighton, A.D.** 1988: The impact of the Parangana Dam on the River Mersey, Tasmania. Geomorphology 1/3 221-237.
- Korbély J.** 1937: A Tisza szabályozása. Magyar Nemzeti Könyv- és Lapkiadóvállalat RT., Debrecen. 155-159.
- Laczay I.** 1977: Channel pattern changes of Hungarian rivers: the example of river Hernád. In: Gregory, K.J. (szerk.) River Channel Changes. Wiley, Chichester. 185-192.
- Lászlóffy W.** 1982: A Tisza. Akadémia Kiadó, Budapest
- 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. – 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.

- Lóczy D.** 2009: Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary. *Geomorphology* 113. 200–209.
- Makra O.-Gallé L.** 2003: A hullámtéren kívüli élőhelyek és ökológiai hálózatuk. In: Teplán I.: A Tisza és vízrendszere. MTA Társadalomkutató Központ, Budapest, 91-92.
- Manila Gy.** 1902: Mederszabályozás olcsóiszapoltató művekkel és kotrással. A Magyar Mérnök és Építész Egylet közlönye. 36/1-12. 164-176.
- Mezősi J. – Donáth É.** 1954: A Tisza és Maros oldott és lebegtetett anyagának vizsgálata. *Hidrológiai Közöny* 34/3.-4. 146-148.
- Pálfai I.** 1995: Tisza-völgyi holtágak, Közlekedési, Hírközlési és Vízügyi Minisztérium, Budapest, 13-25.
- Pinter, A. – Heine, R.A.** 2005: Hydrodynamic and morphodynamic response to river engineering documented by fixed-discharge analysis, Lower Missouri River, USA. *Journal of Hydrology* 302. 70–91.
- Rakonczai R.- Kozák P.** 2009: Az Alsó-Tisza-vidék és a Tisza. *Földrajzi Közlemények*. 133/4. 385-395.
- Sándor A.** 2011: A hullámtér-feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán. PhD értekezés, SZTE TFGT, 120.
- Schumm, S.A.** 1968: River adjustment to altered hydrologic regimen – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. USGS Prof. Papers 596. 65.
- Simons D. B.- Ruh-Ming L.** 1982: Meandering channels and the influence of bed material. In: Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (szerk.): *Gravel-bed rivers*. Wiley, 717-754.
- Somogyi S.** 2000: A XIX. Századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon. MTA FKI, Budapest, 153-163.
- Surian, N.** 1999: Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes Landforms* 24. 1135–1151.
- Szlávik L.** 2000: Az Alföld árvízi veszélyeztetettsége. In: Pálfai I. (szerk.): *A víz szerepe és jelentősége az Alföldön*, Békéscsaba, 68-70.
- 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.- Tovey K.** 1981: Stability of composite river banks *Earth Surface Processes and Landforms* 6. 469-484.
- Vágás I.** 1984: Az árvízi hurokgörbe. *Hidrológiai Közöny*. 64/6. 333-341.

Egyéb források:

http://www.hydroinfo.hu/Html/archivum/archiv_tabla.html

A Tisza hajdan és most 1906.: A Tisza keresztshelvényei és helyszíni rajzai.

A Tisza nyilvántartási keresztshelvényei és a töltések hossz-shelvényei (Csongrád-Szeged) VITUKI 1978

Melléklet

A témavezető által adott feladatok az egyes fejezetekhez

1. Bevezetés

Témavezetőm kérdései: Milyen földrajzi/környezeti probléma vezetett a kutatáshoz? Miért ezt a területet választotta? Milyen választ ad a Tisza a mederdinamikájának változásával és hogyan alakul a parterózió és akkumuláció térbelisége?

Módszer: aktuális problémák keresése a lakóhelyem közelében az internet, szakmai folyóiratok segítségével, tanszéken folyó korábbi kutatások, cikkek áttekintése

2-3. Irodalmi előzmények, mintaterület

Témavezetőm kérdései: A vizsgált folyamat általános ismertetése. Mi okozza, befolyásolja a folyamat kialakulását? Hazai és külföldi kutatók hogyan dolgozták fel ugyanezt a problémát más területeken? Mi volt a mérések menete? Milyen követni való módszereket alkalmaztak? Melyek voltak a módszer előnyei? Mi a vizsgált folyamat következménye?

Módszer: Vonatkozó magyar (30 db) és angol nyelvű (13 db) cikkek, adatsorok, vízügyi felmérések, könyvrészletek áttekintése, értékelése, a továbbvivő gondolatok kiértékelése

4-5. Eredmények

Témavezetőm kérdései: Milyen folyamatok alakítják a partokat jelenleg Csongrád és Szeged között? Milyen fejlettségű kanyarulatok találhatóak az Alsó-Tisza vidéken, és ezek belső és külső ívén milyen akkumulációs és eróziós folyamatok alakítják? Milyen kapcsolat van az ártérben és a közelükben lévő partfalak pusztulása között? Hogyan alakult a partvándorlás és a meder szélessége 1842-2011 között? Mekkora volt az övzátonyok száma és kiterjedése 1890-ben, és ez hogyan alakul napjainkban? Milyen állapotban vannak a vizsgált szakaszon partbiztosítások? Milyen hosszú gátszakasz található a középvízi meder vonalához képest 150 m-en belül, és milyen folyamatok alakítják ezeket a partvonalakat, veszélyeztetve így a gátak állapotát? Hogyan alakultak a meder horizontális (1890-2011) és vertikális (1890-2014) paraméterei Csanytelektől keletre, a Tisza jobb partján található csuszamlásos, omlásos partszakaszon? Milyen tényezők állnak a csanyteleki szakasz beomlott partbiztosítása mögött?

Módszer:

Terepi mérések: a partok tipizálása Csongrád és Szeged között (2013) GPS segítségével, az erőteljesen pusztuló csanyteleki partszakasz RTK-GPS felmérése (2014) és ugyanezen szakasz szonáros vízmélység felmérése (2014)

Irodai mérések: A tipizált partok ábrázolása. A kanyarulati paraméterek ábrázolása, melyből kanyarulatfejlettséget számoltam, így megállapítottam az érett és fejlett kanyarulatok belső és

külső ívén található akkumulációs és eróziós folyamatok arányát, százalékos megoszlását. A malágok és mentett oldali formákhoz kapcsolódó aktív tömegmozgási folyamatok kimutatása. Vízrajzi felmérések (1842, 1890, 1929, 1976) és műholdfelvétel (2011) segítségével a partvándorlás és a mederszélesség vizsgálata. Az 1890-ben meglévő övzátonyok számának és hosszának összehasonlítása a partok tipizálása során vizsgált övzátonyokkal. A partbiztosítások helyének ábrázolása, egybevetése a partok tipizálása során valamilyen szintű eróziónak. A 2011-es műholdfelvételen lévő középvízi meder és a gát vonala közötti 150 m-es bufferzóna alapján a gátak veszélyeztetettségének vizsgálata. A meder horizontális paramétereinek berajzolása, összehasonlítása a vízrajzi térképek (1842-1976) és a műholdfelvétel (2011) felhasználásával. A 211. VO. szelvény korábbi felmérései (1890-91, 1929-31, 1957-61, 1976) összehasonlítása saját felméréssel (2014). Az irodai mérésekhez ArcView szoftverben, EOVS vetületi rendszerben lévő térképeket digitalizáltam, saját méréseimet ezekre illesztettem. Az eredmények kiértékeléséhez Excel programot használtam. Az ábrák készítését CorelDrawban végeztem. A szonáros felmérésből modelleket készítettem ArcMap (ArcScene) program használatával.

6. Összegzés

Témavezetőm kérdései: Foglald össze a legfőbb saját eredményeidet és hasonlítsd össze mások kutatásaival!

Módszer: kritikai elemzés és összehasonlítás

2015. január 7.