

**FLUVIÁLIS FOLYAMATOK ANTROPOGÉN HATÁSRA
MEGVÁLTOZÓ DINAMIKÁJA:
EGYENSÚLY ÉS ÉRZÉKENYSÉG VIZSGÁLATA FOLYÓVIZI
KÖRNYEZETBEN**

Dr. Kiss Tímea

Akadémiai doktori értekezés

Szeged, 2014.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Irodalmi előzmények	7
2.1. Egyensúly és érzékenység, illetve vizsgálati lehetőségei fluviális környezetben	7
2.1.1. Egyensúly és érzékenység fogalma	7
2.1.2. A rendszerek típusai érzékenységük alapján	12
2.1.3. Egyensúly, érzékenység és méretarány	13
2.1.4. Küszöbérték	14
2.1.5. A zavaró hatások típusai	15
2.1.6. A rendszerek zavaró határa adott válasza és ellenállása	17
2.2. Az antropogén zavaró hatások és rájuk adott hidro-morfológiai válaszok	20
2.2.1. Klímaváltozás	21
2.2.2. Növényborítottság	22
2.2.3. Urbanizáció	23
2.2.4. Vízkivétel, vízelvezetés	23
2.2.5. Völgyzárógát és tározó építés	24
2.2.6. A meder kiegyenesítése és csatornává alakítása	25
2.2.7. Kanyarulatok átvágása	25
2.2.8. Partbiztosítások és sarkantyúk építése	26
2.2.9. Mederkotrás	26
2.2.10. Árvízvédelmi töltések építése	27
3. Mintaterületek	28
3.1. A Tisza	28
3.2. A Maros	31
3.3. A Hernád	35
3.4. A Dráva	37
4. Módszerek	40
4.1. Hidrológiai elemzések	40
4.2. A hullámtér-feltöltődés és befolyásoló tényezőinek vizsgálata	41
4.3. Horizontális és vertikális meder-paraméterek mérése	43
5. Eredmények	44
5.1. A vizsgált folyószakaszok hidrológiai jellemzőinek összehasonlítása	44
5.1.1. A vízjárás összehasonlítása	44
5.1.2. Az esésviszonyok összehasonlítása	47
5.1.3. Fajlagos munkavégző képesség alakulása a Tiszán Szegednél	48
5.2. Emberi hatások és a rá adott válaszok	50
5.2.1. Az árvízvédelmi töltések geomorfológiai hatásai	50
5.2.1.1. Az árterek feltöltődése	50
5.2.1.2. Feltöltődés mértéke az ármentesítések óta a Maroson	52
5.2.1.3. Egy-egy árvíz okozta feltöltődés mértéke a Tiszán	56
5.2.1.4. A hosszú- és rövidtávú ártéri akkumulációt befolyásoló tényezők	59
5.2.2. A kanyarulat-átvágások geomorfológiai hatásai	65
5.2.2.1. A kiegyenesített medrek jellegzetes geomorfológiai folyamatai	66
5.2.2.2. Horizontális mederparaméterek módosulása az Alsó-Tiszán	67
5.2.2.3. Medermintázat és a szigetek jellegének változása a Maroson	68
5.2.2.4. A Tisza, a Maros és a Dráva kanyarulat-átvágásokra adott válaszainak összehasonlítása	71

5.2.3. A partbiztosítások és sarkantyúk geomorfológiai hatásai	75
5.2.3.1. A partbiztosításokhoz és sarkantyúkhoz köthető jellegzetes geomorfológiai folyamatok	75
5.2.3.2. Horizontális és vertikális mederparaméterek módosulása Tiszán	77
5.2.3.3. Medertágulatok eltűnése a Maros alsó szakaszán	79
5.2.3.4. Sarkantyúk mögötti zátony- és szigetképződés a Dráván	81
5.2.3.5. A Tisza, a Maros és a Dráva kisvízi szabályozásokra adott válaszainak összehasonlítása	82
5.2.4. A völgyzárógátak és duzzasztók geomorfológiai hatásai	87
5.2.4.1. A völgyzárógáttal elgátolt vízfolyások jellegzetes geomorfológiai folyamatai	87
5.2.4.2. Kanyarulat-fejlődés módosulása a Hernádon	89
5.2.4.3. Szigetfejlődés dinamikájának és a meder mintázatának megváltozása a Dráván	93
5.2.4.4. Hernád és a Dráva duzzasztó-építésre adott válaszainak összehasonlítása	96
6. Összegzés: az antropogén zavaró hatásokra adott válaszadás és a vizsgált folyószakaszok érzékenységeinek értékelése	98
6.1. Zavaró hatások és a rá adott válaszok főbb jellemzői	98
6.1.1. A válaszok térbelisége	98
6.1.2. A válaszok időbelisége	100
6.1.3. Összeadódó zavaró hatások	101
6.2. A válaszadás típusai	102
6.3. A folyóvízi rendszerek zavaró hatással szembeni ellenállásának típusai	103
6.4. A vizsgált folyamatok kapcsolata és lehetséges küszöbértékei	107
6.4.1. Hullámtér-feltöltődés és az azt befolyásoló tényezők küszöbértékei	107
6.4.2. A medrek átalakulását befolyásoló tényezők küszöbértékei	109
6.5. A vizsgált folyószakaszok érzékenységeinek értékelése	111
6.6. A vizsgált folyószakaszok egyensúlyának értékelése és jövőbeli fejlődési irányai	114
Irodalomjegyzék	117
Köszönetnyilvánítás	133
Mellékletek	134

BEVEZETÉS

A folyóvízi rendszerek az adott klimatikus, biogén és tektonikus peremfeltételek mellett viszonylag lassan fejlődtek, azonban az elmúlt közel másfél évszázadban jelentős változásokon estek keresztül. Világszerte megfigyelhető, hogy a vízgyűjtőket és a vízfolyásokat érő közvetett és közvetlen antropogén hatások eredményeképpen megváltoznak például a folyók hidrológiai és hordalékszállítási jellegzetességei, aminek a következményeként módosul a meder- és ártérfejlődés dinamikája, illetve formakincse. A megváltozott fluvialis környezet pedig egyre nagyobb környezeti konfliktusok forrása lehet a társadalom számára, ezért a helyes kockázat-kezeléshez szükség van a folyórendszerekben zajló folyamatok feltárására, illetve a különböző mérnöki létesítmények hatásainak vizsgálatára.

A vízgyűjtőket és vízfolyásokat érintő emberi tevékenység lehet direkt vagy indirekt, pontszerű vagy nagyobb területre ható (diffúz). A medret közvetlenül érintő emberi beavatkozások (szabályozás, duzzasztógátak építése, mederből történő kavicsbányászat stb.) a medrek morfológiáját befolyásolják, például partbiztosításokkal hosszú időre megőrzik a partvonal futását. A mérnöki beavatkozások gyakran a vízfolyás energiaviszonyait és hordalékszállító képességét változtatják meg, amelyek hatására átalakul a meder morfológiája, mintázata. A vízgyűjtőn folyó emberi tevékenység inkább közvetett hatásokkal jár, hiszen például megváltoztathatja a lefolyási viszonyokat, ami – egyéb hatások mellett – egyre szélsőséesebb vízjárást eredményezhet. A szélsőséges vízjárás az árvizek magasságának növekedésében is megnyilvánulhat, ami pedig az árvízzel veszélyeztetett területek kiterjedését és egyre gyakoribb elöntésének kockázatát eredményezheti. Egyre gyakoribbá válhatnak a kisvizek is, szélsőséges esetben az árvizek akár el is maradnak. A lefolyó víz mennyiségének megváltoztatása mellett a folyókba jutó hordalék mennyiségét is megváltoztathatja az ember a vízgyűjtő területhasználatának megváltoztatása, a talajerózió felerősödése vagy az ellene történő védekezés, az urbanizáció, stb. révén. Ez a folyórendszerek hordalék-szállítási kapacitásának változását okozza, ami lecsökkent hordalékmenyiség mellett a meder bevágódásához, intenzív parterózióhoz vezet, míg a megnövekedett hordalékhozam a medrek és a völgyek feltöltődését, a medermintázat változását okozza.

A magyarországi vízfolyásokon ezek a problémák kivétel nélkül megjelennek, hiszen egyrészt a hazai folyók modernkori vízszabályozása hosszú múltra tekint vissza, ráadásul a medencejelleg és a kontinentális éghajlati hatások erősítik az emberi hatásra adott folyóvízi válaszokat. A társadalom szempontjából a legnagyobb gondot az árvizek jelentik, amelyek gyakorisága és magassága az elmúlt másfél évtizedben jelentősen megnőtt csaknem minden nagyobb folyónkon (Tisza, Hernád, Zagyva, Duna stb.), de jellemzőek voltak a kisebb vízgyűjtőkön is, amit mutatnak a hegy- és dombvidéki vízfolyásokon levonuló villámárvizek (Csörgő-patak, Kövicses-patak). Ugyanakkor az árvizek nem minden folyónkon jelentkeztek, szinte teljesen elmaradtak a

Dráván vagy a Maroson. Ez a kétféle hidrológiai fejlődési irány azt sejteti, hogy a folyók hasonló emberi hatásokra akár teljesen eltérő módon is reagálhatnak, ezért hatásvizsgálatuk elengedhetetlen ahhoz, hogy a jövőben hatékony megoldások szülessenek az árvizek problémájának megoldására.

A társadalom számára a másik kihívást a kisvizek tartós süllyedése jelenti, hiszen így a vízkivétel (ivóvíz, öntözővíz és hűtővíz) ütközik egyre nagyobb nehézségekbe, illetve a meder sekélyebbé válása miatt a hajózás feltételei romlanak, az ártéri ökoszisztéma sérül. Bár ezek nem tartoznak a látványos problémák közé, mégis jelentősek, hiszen az éven belül egyre hosszabb időn keresztül jelentkeznek és gazdasági hatásaik is vannak.

Ezek mind olyan kihívások, amelyekre a tudománynak és a társadalomnak a közeljövőben válaszolnia kell, hiszen a hidrológiai szélsőségek növekedésével a felszíni vizek hasznosíthatósága romlik, miközben a hozzájuk kapcsolódó kockázatok növekednek. Ehhez segíthet hozzá a folyórendszerekben zajló folyamatok új szemléletű áttekintése és értékelése. Hiszen a problémát vizsgálhatjuk más nézőpontból is: nem az-e az oka ezeknek a hidrológiai problémáknak, hogy a vízrendszer nem tud alkalmazkodni a módosuló víz- és hordalékszállítási viszonyokhoz, mert a végrehajtott mederrendezési munkák és a meglévő mérnöki létesítmények ezt nem engedik. Hiszen ha egy emberi hatásoktól mentes természetben történne például klímaváltozás, akkor a vízrendszer lassan adaptálódna ehhez a változáshoz a mederdinamika és morfológia részleges megváltoztatásával. Így, a külső zavaró hatásra adott válasz révén új, dinamikus egyensúlyi állapotba juthatna. Azonban napjainkban ennek kicsi a lehetősége, hiszen a folyókat rövid idő alatt olyan jelentős mértékben mesterséges feltételek közé (partbiztosításokkal és sarkantyúkkal stabilizált meder, szűk ártér stb.) szorították, hogy a vízrendszer hidro-morfológiai egyensúlya megbomlik, és szabálytalan válaszadási mintázatok következnek be, ami például egyre gyakoribb és egyre magasabb árvízszintekben nyilvánul meg.

Ugyanakkor az is továbbgondolásra érdemes kérdéseket vet fel, hogy miért különböznek a folyók válaszai ugyanarra a zavaró hatásra. Például egyre nagyobb vízjárási szélsőségek jellemzik a Tiszát, rajta egyre magasabb árvízszintek vonulnak le csökkenő vagy változatlan vízhozamok mellett. Mindeközben a Maroson vagy a Dráván az árvizek elmaradnak, és a morfológiai is idomul a hidrológiai változáshoz, hiszen ezeknek a folyóknak a medre bevágódik és a formakincs egyszerűbbé válik. Ez a válaszadási mintázat azonban látszólag ellentmond a korábbi fejlődési irányoknak, hiszen a Tisza az eddigi emberi beavatkozásokat „elnyelte”, a szabályozások során meanderező medermintázata nem változott meg és látszólag robosztus rendszerként viselkedett, miközben napjainkban megbomlani látszik az egyensúlya. Ezzel szemben a Marost vagy a Drávát olyan nagymértékű emberi hatás érte a szabályozásokkor illetve a völgyzárógátak építésekor, hogy a medermintázatuk teljesen megváltozott (pl. a Maros meanderezőből fonatossá alakult), tehát érzékeny választ adtak. Napjainkban pedig ezek a folyók elnyelik a hidrológiai paraméterek változását anélkül, hogy egyensúlyvesztés közeli állapotba kerülnének. Ez felveti azt a kérdést, hogy miért halad a

látszólag robosztus rendszer az egyensúlyvesztés felé, és miért nem veszíti el egyensúlyát a korábban érzékeny rendszer közel azonos zavaró hatások esetén.

Tehát a vízfolyások modern szemléletű kezelésébe az is beletartozhatna, hogy feltárjuk a folyórendszerek fejlődési útvonalt, az őket érintő zavaró hatásokat, az ezekre adott válaszokat és idomulási módokat, és ezek ismeretében történhetne csak meg bármilyen (mérnöki) beavatkozás. Hiszen a természeti rendszerek egyensúlyra törekednek, a megváltozott klimatikus feltételek mellett a társadalomnak nem az egyensúlyát veszített medermorfológiát kellene mindenáron fenntartania, nem az új egyensúlyi állapotba kerülés ellen kellene küzdenie, hanem elősegíteni, vagy legalábbis hagyni, hogy a folyórendszer az új környezeti feltételeknek megfelelő egyensúlyi állapotot önállóan elérje.

A dolgozatban céloim egyes, közvetlenül a vízhozamot, a medret és árteret érintő emberi beavatkozások hatásának vizsgálata. A célok között szerepel annak a meghatározása, hogy az emberi hatások miatt milyen irányba, és milyen sebességgel változtak meg a medrek és az árterek hidromorfológiai viszonyai, s hogy ezek a változások milyen következménnyel vannak a rendszer továbbfejlődése szempontjából. A folyamatok jellegzetes trendje alapján céloim az egyes folyószakaszok érzékenységeinek meghatározása, és a zavaró hatásokra adott válaszadási mintázatuk értékelése. A szakaszok stabilitásának (vagy egyensúlyának) értékelésével jövőbeli változásuk mértéke előre jelezhető.

Mivel a stabilitás méretarány-függő, hiszen a különböző méretarányú formák térben és időben is eltérő módon reagálhatnak és a méretarány csökkenésével az érzékenység egyre csökken, a stabilitás pedig egyre nő, a dolgozat alapjául szolgáló kutatást szakasz-méretarányban végeztük. A vizsgálatokhoz az Alsó-Tisza, a Maros, a Hernád és a Dráva egy-egy szakaszát vizsgáltuk. A Tiszán és a Maroson a mederfejlődésre a kanyarulatok átvágása és a partbiztosítások hatnak, míg az ártereket a gátrendszer szűkítette le. A Hernád és a Dráva meder-morfológiáját pedig leginkább a vízkivétel és vízvisszatartás (duzzasztók) befolyásolják. Nem végeztünk el minden mérést minden egyes helyen, hanem az adott szakaszra jellemző antropogén hatások következményeit vizsgáltuk részletesen, ami minden folyószakasz mentén eltérő megközelítést igényelt. A dolgozatban törekedtem arra, hogy a folyó emberi hatásra adott válaszána mértékét számszerűsítsem, illetve második lépésként azt értékeltem, hogy az így megváltozott folyamatok milyen mechanizmusokon keresztül hatnak vissza a folyórendszer hidrológiai és morfológiai folyamataira.

A dolgozatot a következő kérdések köré szervezve építettem fel:

- 1.1. Hogyan alakult a 20-21. században a vízjárás az egyes folyókon (pl. vízállás, vízhozam, árvizek)? Hogyan hatottak a vízjárásra a szabályozások, a völgyzárógát építések, a fokozott vízkivétel?
- 1.2. Hogyan alakult a fajlagos munkavégző képesség az Alsó-Tiszán?
- 2.1. Hogyan változott meg az ártérfeltöltődés sebessége az árvízvédelmi töltések megépítése miatt? Milyen tényezők befolyásolják az akkumuláció tér- és időbeli alakulását? Hogyan módosítja a folyamatot a hullámterek területhasználatának változása?
- 2.2. Hogyan változott meg a meder (kanyarulatok) fejlődési sebessége és morfológiája (morfometriája) a kanyarulat-átvágások hatására? Hogyan módosítja a folyamatot a partbiztosítások és sarkantyúk építése? Hogyan hat a meder és az ártér fejlődésére a parterózió illetve bevágódás során termelődő hordalék?
- 2.3. Hogyan hatnak a völgyzárógátak a hordalékhozamra és a vízjárásra? Ezek módosulása milyen folyamatokat indít el a mederben?
- 2.4. Hogyan idomul a meder a vízjárás módosulásához? Mi történik a mederben, ha csökkennek a vízszintek, és mi, ha növekednek az árvízszintek? Hogyan hatnak vissza a mederben zajló folyamatok az árvízszintek alakulására?
- 3.1. Hogyan értékelhető a fenti folyamatok sebességének módosulása a rendszerek érzékenységének és stabilitásának szempontjából? Hogyan lehet osztályozni a szakaszokat a válaszadás jellege és a fejlődés trendje alapján? Meghatározható-e valamilyen küszöbérték a folyószakaszok stabilitása szempontjából? Napjainkban mi jellemzi a vizsgált folyók egyensúlyi állapotát és milyen változások következhetnek be a jövőben?

2. IRODALMI ELŐZMÉNYEK

Ebben a fejezetben a geomorfológiai rendszerek egyensúlyával és érzékenységével kapcsolatos főbb fogalmakat gyűjtöttem össze. Mivel a dolgozatban célom a különböző emberi beavatkozások hatásának vizsgálata folyóvízi környezetben, ezért kiemeltem a fluviális rendszereket. Mint minden rendszernek, úgy a folyóvízi rendszereknek az egyensúlyát és érzékenységét is alapvetően befolyásolják a külső hatások (pl. tektonizmus, éghajlat, növényzet). Ezek közül az antropogén hatásokat külön kiemeltem, hiszen a vizsgált folyók egyensúlyát is a különböző emberi beavatkozások változtatták meg.

2.1. Egyensúly és érzékenység, illetve vizsgálati lehetőségei fluviális környezetben

A vízgyűjtő és a hozzá tartozó vízrendszer jól meghatározott felépítésű és működésű nyílt rendszert alkotnak. A vízgyűjtőknek elvileg jól definiált határuk van (vízválasztó), bár ez a határ vertikálisan a légkör felé és a felszín alatt már kevésbé jól rajzolható meg. A környezeti rendszerekre jellemző, hogy jól meghatározható alrendszerekből állnak, például a vízgyűjtőhöz tartozó alrendszer a domborzat, az alapkőzet, a növény- és állatvilág, az éghajlat (pl. csapadék mennyisége), a hidrológiai jellemzők (pl. vízjárás, hordalékhozam). Az alrendszerek és elemek közötti anyag- és energiaáramlás (elvileg) meghatározható, hiszen jellegzetes folyamatok (pl. víz- és hordalékszállítás) kapcsolják össze ezeket az alrendszereket.

A nyílt geomorfológiai rendszereket, így a folyóvízi rendszereket is többféle módon lehet megközelíteni. A formák közötti kapcsolat jellemezhető morfológiai rendszerekkel, az anyag- és energia-áramlást lépcsős (*cascade*) rendszerekkel lehet leírni, míg a folyamatok és az általuk létrehozott formákat folyamat-válasz rendszerekkel (Huggett 2007). A rendszerek statikus jellemzői sokféle paraméterrel jellemezhetők (pl. nagyság, elemszám), ugyanakkor dinamizmusukra az egyensúlyuk utal (Howard 1965). A geomorfológiai rendszerek általában passzív rendszerek, azaz változásaikat a környezet változása okozza (Howard 1965). A geomorfológiai rendszerek stabilitását befolyásolja a változás jellege (lineáris vagy nem-lineáris, küszöbértékhez kötött), és hogy a rendszer válasza csak adott pontban jelentkezik-e vagy végigfut a rendszeren (Harvey 2007).

2.1.1. Egyensúly és érzékenység fogalma

Az egyensúly a földrajzban nem jól definiált, gyakran minőségi és nem mennyiségi fogalom, azonban szükség van rá, mivel segítségével leírható a rendszer viselkedése és a rendszer és környezete közötti kapcsolat.

A termodinamikai egyensúly fogalomrendszere viszonylag jól alkalmazható a földrajzban is, ugyanis rendszereket (izolált – zárt – nyílt) vizsgál, és egyensúlyként definiálja az anyaghalmaz részecskéinek leggyakoribb „makro” állapotát (Huggett 2007). Tehát ekkor nem feltétlen minden eleme egyensúlyi állapotú a rendszernek. Ezért ezt az egyensúlyt *kvázi egyensúly*ként definiálják, ami a földrajz *dinamikus egyensúly*ának felel meg. [A kvázi egyensúly fogalmát a folyórendszerek jellemzésére Langbein és Leopold (1964) vezette be.] Mivel ez az egyensúly-fogalom rendszerekre vonatkozik, ezért figyelembe veszi azt is, hogy a rendszereknek van környezete, ami lassan (vagy gyorsan) változik, amihez a rendszer igazodik. A változás mellett a rendszer folyamatos egyensúlyban van, noha egy új egyensúlyi állapotba jut. Azonban mivel a zárt és nyílt természeti rendszereknek mindig van energia vesztesége, ezért a fejlődés irreverzibilis lépések láncolata.

Tehát az egyensúly azért nehezen meghatározható fogalom, mert:

- több egyensúlyi állapot is létezik,
- közöttük lassú vagy ugrásszerű átmenetek lehetnek,
- az egyensúlyi állapotok lehetnek helyi potenciális energia minimumú vagy akár energia maximumú helyeken is,
- a rendszer többféle úton haladhat az egyre kisebb (helyzeti) energiájú egyensúly felé,
- az egyensúlyi állapotok között a fejlődés irreverzibilis.

Ha elfogadjuk, hogy több egyensúlyi állapot is létezik, akkor ebből az is következik, hogy ezek nem mind egyformán stabilak. Ha pedig ez igaz, akkor nehéz megadni, hogy a rendszer mikor és milyen mértékű egyensúlyban van, és mikor veszíti el egyensúlyát és válik instabillá.

A) Az egyensúly (*equilibrium*) értelmezése

A geomorfológiában használt *dinamikus egyensúlyt* Gilbert úgy definiálta, mint a rendszerre ható erők és az ellenálló erők azonos mértékét. Az egyensúly a változások tendenciájának azonosságára utal (a szemben álló erők ugyanolyan nagyságúak), míg a dinamikus jelző arra, hogy az egyensúly ellenére változások következhetnek be, tehát a rendszer dinamikus és nem statikus állapotú (Huggett 2007). Gilbert megjegyezte, hogy a dinamikus egyensúly méretarány függő, és inkább anyag-mozgás alapján értékelhető, semmint az energia-áramlás révén, mivel az energiát a geomorfológiai rendszerek rossz hatásfokkal használják fel, ugyanis a mozgási energiának csupán 1 %-a fordítódik üledékszállításra. Thorne és Welford (1994) szerint Gilbert elméletéből kiemelkedő, hogy bevezette a negatív visszacsatolás fogalmát és a tömeget, mint mértékegységet használta fel az egyensúly (erózió-akkumuláció) értékelésekor.

Schumm (1965) szerint dinamikus egyensúly csak rövid időszakokban valósulhat meg, hiszen a (folyóvízi) rendszereket folyamatos állapotváltozás jellemzi. Attól függően, hogy milyen irányú a rendszer fejlődése, Schumm elkülönítette a *ciklikus*, a *fokozatos (graded)* és *állandó (steady-state) állapotot*. Azt azonban hangsúlyozta, hogy állandó állapot csak kis területen és rövid időszakban

valósulhat meg, míg a dinamikus egyensúly nagy területre és hosszabb időszakra vonatkoztatható. Jain et al. (2012) értelmezése szerint egyensúly esetén az input és az output között állandó (lineáris) kapcsolat van, míg dinamikus egyensúly során a rendszer egy egyensúlyi állapot körül oszcillál. Véleményük szerint a dinamikus egyensúly inkább a fejlődéstörténetet írja le, míg az állandó állapot egy rövidebb időszakon belül a formák alakulását és fennmaradását.

Ahnert (1994) szerint az egyensúly a rendszer belső tulajdonságaiból fakad, amikor a rendszert jellemző folyamatok sebessége, a kapcsolatrendszerek és a rendszer elemei között egyensúly áll fenn. Mivel ez tulajdonképpen az önszabályozás megvalósulását jelenti, ezért az egyensúlyi állapot csak negatív visszacsatolással jöhet létre. Véleménye szerint az állandó állapotot állandó formák és tulajdonságok jellemzik, bár némi oszcillációt megengedhetőnek tart, ha nincs progresszív trendje. Ez újfent mutatja, hogy milyen képlékeny a földrajzban az egyensúly értelmezése, hiszen nem derül ki, milyen mértékű lehet az oszcilláció és mi tekinthető változásnak.

Willgoose et al. (1992) többféle egyensúlyi állapotot különítettek el. A Gilbert-féle értelmezéshez legközelebb a *determinisztikus dinamikus egyensúly* áll, ami véleményük szerint úgy jelenik meg, hogy idővel minden állandó (pl. vízhálózat). A *statisztikai dinamikus egyensúly* esetében a rendszert leíró statisztikai paraméterek állandóak. A *dimenzió nélküli dinamikus egyensúly* esetén pedig a rendszer leíró (kvalitatív) paraméterek (pl. vízgyűjtő alakja) maradnak állandóak. Ezek a megközelítési módok is vitathatók, ugyanis véleményem szerint bizonyos idő elteltével van változás, hiszen folyamatos a felszín lepusztulása, vagy a klíma módosulása.

Renwick (in: Thorne és Welford 1994) megkülönböztette az *egyensúly-közeli (dis-equilibrium) állapotot*, amikor a rendszer az egyensúly felé tart csökkenő (negatív vagy pozitív) trenddel, illetve a *labilis állapotot (non-equilibrium)*. Ez utóbbira hirtelen forma vagy output változások jellemzőek és nincs jellegzetes középérték vagy állapot, ami felé haladnának, ugyanakkor időben átalakulnak a rendszert jellemző pozitív visszacsatolások révén. Így a labilis rendszereket pozitív trend jellemzi.

A folyórendszerek a dinamikus egyensúlyt Mackin (1948) szerint az esés változásán keresztül érik el, mivel az adott vízhozam és mederparaméterek mellett a megfelelő esés biztosítja a hordalék-szállításhoz szükséges energiát. Ezt a gondolatot fejlesztette tovább Leopold és Bull (1979), akik szerint az esésen kívül a sebesség, a mélység, a meder-érdesség, a szélesség és a mintázat megváltoztatásán keresztül is elérhetik az egyensúlyi állapotot a vízfolyások. Biedenharn et al. (2000) a dinamikus egyensúlyi állapotként értékelték, ha az akkumuláció és az erózió mértéke ugyanaz, és minden ettől eltérő (bevágódó vagy feltöltődő) mederdinamikát egyensúly-vesztettként értelmeztek. Ugyanakkor Lewin és Ashworth (2014) szerint a fonatos (feltöltő-jellegű) mintázat az „alap” mintázat („*default state*”), és a további medermintázat típusok egyéb külső tényezők (kohezív partanyag, növényzet vagy tektonizmus) miatti egyensúlyvesztést követően alakulnak ki.

A dinamikus egyensúly leírására Lane készített egy elméleti modellt, amely egy folyószakasz dinamikus egyensúlyi állapotának (hidrológiai) leírására alkalmas. Ebben a vízhozamot és a meder

esését arányította a hordalékhozamhoz és a közepes szemcseméretéhez (in: Dust és Wohl 2012). Bár Lane-egyenlete alkalmas arra, hogy nagyjából vázolja, hogy milyen paraméterek befolyásolják egy meder egyensúlyát, teljességgel hidrológiai és nem geomorfológiai megközelítést tükröz. Ezért a dinamikus egyensúly leírásához Dust és Wohl (2012) javasolta, hogy morfolometriai paraméterekkel (keresztzelvény-terület, szélesség-mélység arány, mederforma, horizontális paraméterek) bővítsék ki az egyenletet, mivel a Lane-féle változók mindegyike megfeleltethető egy vagy több morfolometriai értéknek (pl. az esés arányos a kanyargóssággal és a kanyarulatok amplitúdójával). Hasonló szempontok alapján egyensúlyként értékelte Chin (2006), ha a mederforma igazodik a hordalék- és vízjáráshoz.

Mayer (1992) a dinamikus egyensúly mellett megemlítette a *fokozatos (graded) egyensúlyt*, ami abban nyilvánul meg, hogy bár egy folyórendszer egyensúlyban van, paraméterei folyásirányban fokozatosan változnak, ahogy változik a folyó vízhozama és esése.

Howard (1988) matematikai megközelítést alkalmazva *lineáris dinamikus rendszereket* különített el. Definíciója szerint az egyensúly olyan egy vagy több változó közötti kapcsolat, amikor (1) az input változása az output mérhető, gyors változását okozza, (2) az input értéke egyszerű, időben változatlan kapcsolatban van az outputtal és (3) az input és output közötti kapcsolat ugyanaz, és többször is mérhető, (4) az egyensúly csak bizonyos input érték közötti intervallumra korlátozódik. Bár a legtöbb modellnek ez az alapja, már Howard (1988) is megjegyezte, hogy a természeti környezet változásai nem lineárisak, hiszen a földrajzi rendszerek extrémén összetettek, ráadásul a zavaró hatás következményei eltérő méretarányban is jelentkezhetnek és az egyensúly nem feltétlen az egész rendszerre jellemző.

Azonban több kutató is hangsúlyozza, hogy az egyensúly elmélet nem alkalmazható oszcillációkra és sokváltozós, hirtelen, alig kiszámítható választ adó rendszerekre (Schumm szerint ezek a *komplex választ adó rendszerek*). Tehát felmerül, hogy ha hosszabb adatsorral rendelkeznék, akkor is így jellemeznénk-e a rendszert, vagy akkor már a rendszer viselkedése valamilyen trendvonalat követne? Ez azonban felveti azt is, hogy az egyensúly kérdése esetleg adatszám-függő? Hiszen ahogy nő az idő- és térbeli skála, újabb, esetleg más jellegű adatok születnek, amelyek más trenddel rendelkeznek. Az adatoktól való függést Howard (1988) is hangsúlyozza, mert véleménye szerint a kutatók akaratlanul is olyan tér- és időbeli paramétereket választanak, amelyek a rendszer egyensúlyi állapotát jobban tükrözik.

Phillips (2011) megalkotta az *ál-egyensúly* fogalmát, amely szerint a rendszer csak külsőségeiben mutatja az állandó állapotot, de belső folyamataiban nem (pl. homorú esésgörbe mellett a hordalék-elragadó képesség, -szállítás és lerakás nem feltétlen van egyensúlyban a rendszer energia-viszonyaival). Huggett (2007) véleménye szerint a geomorfológiai rendszerek általában nem stabilak (*instabil egyensúly*), mivel az egyensúlytól való bármely eltérés öngerjesztő folyamatok révén egyre nagyobb eltérést eredményez, így például egyre nagyobb dolinák, egyre mélyebbre vágódó folyók

jönnek létre. Ennek a véleménynek a legszélsőségesebb képviselője Howard (1965), aki szerint igazi egyensúlyt egyetlen rendszer sem érhet el.

B) Érzékenység (*sensitivity*) fogalma

A fentiekből kiindulva az egyensúly tehát úgy értelmezhető, mint a formának az az állapota, amelyben a rendszer bár oszcilláló változásokat mutat, de a rá ható külső tényezőkkel összhangban van, és nem mutat jellegzetes trendű fejlődést. Ezzel szemben az érzékenység fogalma már azzal van összefüggésben, hogy a rendszer mennyire képes elnyelni az őt érő zavaró hatásokat vagy ezekre milyen visszafordíthatatlan válaszokat ad, tehát hogyan kontrollálja a forma környezeti változások miatt adandó válaszát (Downs és Gregory 1993, Jain et al. 2012). Allison és Thomas (1993) a különböző definíciókat összegezve megállapították, hogy az érzékenység a rendszernek a zavarásra való fogékonysága. Ugyanakkor egyes szerzőknél (Brunsden 2001, Harvey 2007) az érzékenység a stabilitás szinonimájaként jelenik meg. Folyóvízi környezetben Gilvear (1999) az érzékenységet úgy definiálta, mint a folyónak azon tulajdonságát, amellyel képes ellenállni a zavaró tényezőknek úgy, hogy a morfológiai változói változatlanok maradnak. Usher (2001) pedig úgy értelmezte az érzékenységet, mint a rendszer változásának és egy elemének a változásának a hányadosát, ami minél nagyobb, annál érzékenyebb a rendszer.

Az érzékenység meghatározható, mint (1) a zavaró és ellenálló erők mértéke, (2) a rendszer regenerációs képessége, és (3) a rendszer változásra való hajlama alapján.

Brunsden és Thornes (1979) szerint az érzékenység annak a valószínűsége, hogy a rendszert befolyásoló zavaró tényezők megváltoznak-e annyira, hogy a rendszer érzékeny és felismerhető választ adjon, azaz azt tükrözi, a rendszer változásra való hajlandóságát, illetve azt, hogy mennyire képes abszorbeálni a zavaró hatásokat. Így az érzékenység (S) a következő módon fejezhető ki:

$$S = \frac{\text{zavaró hatás vagy erő mértéke}}{\text{ellenállás vagy ellenálló erő mértéke és hatékonysága}}$$

Ez jelenik meg például a lejtők állásbiztonsági tényezőjében, hiszen ott a nyíróerő és a nyírószilárdság hányadosa adja meg a lejtő tömegmozgásra való hajlamát. Downs et al. (2013) hasonló megközelítést alkalmaztak, amikor összehasonlították a változást okozó tényező nagyságát a folyó válaszáadásának mértékével.

Mivel fluviális környezetben a ható erőket nehéz mérni, ezért Chorley et al. (1984) és Werritty és Leys (2001) az érzékenységet (S) a zavaró hatás gyakorisága felől közelítették meg. Bevezették a *pihenő idő* (*relaxation time*) fogalmát, amit úgy definiáltak, mint az az idő, ami a zavaró hatás ideje és az általa okozott forma-átalakulás között telik el:

$$S = \frac{\text{pihenő idő}}{\text{zavaró hatás visszatérési ideje}}$$

Ez tükrözi a regenerációs képességet, hiszen ha a pihenő idő túl rövid, akkor a rendszer egyensúlya még nem áll helyre, és érzékenyebben reagál a további zavaró hatásokra, amelyek formaátalakulást eredményezhetnek (Allison és Thomas 1993). Folyóvízi környezetben is találkozhatunk ehhez hasonló érzékenység értelmezésekkel. Például Heritage et al. (2001) szerint az egyensúly akkor áll fenn, ha a mederforma a vízjáráshoz igazodik. Ugyanakkor Chin (2006) szerint akkor éri el a folyó az új egyensúlyi állapotát, ha a zavaró hatás utáni években vagy évtizedekben helyreáll az eredeti hordalékhozam. Ezt az álláspontot vitatja Grams és Schmidt (2005), akik szerint bár egy folyószakasz hordalékháztartása az input és output értékek alapján egyensúlyt jelez, a meder nem feltétlen egyensúlyi állapotú, csupán az adathiány és a mérési hibák miatt tűnhet annak. Véleményem szerint az is kérdéses, hogy helyreállhat-e teljes mértékben a hordalékhozam, és vajon közben nem lépnek-e fel újabb, esetleg más jellegű zavaró hatások.

Nagyon hasonló az érzékenység értelmezése a rendszer változásra való hajlama felől megközelítve. Ebben az esetben az érzékenység úgy definiálható, mint a küszöbértékektől való eltérés mértéke (Downs és Gregory 1993, Gilvear 1999, Heritage et al. 2001). Ennek a megközelítésnek a hátránya, hogy nagyfokú bizonytalanság van a küszöbértékek meghatározhatóságában, illetve a folyórendszer válaszai igen különbözőek lehetnek még ugyanazon hatásra is. A folyószakaszok változásra való hajlama Chin (2006) szerint függ a helyi geomorfológiai tényezőktől, a szakasz folyórendszeren belüli helyétől, a fenéküledék elszállíthatóságától, a meder anyagától és a partok növényzetétől.

2.1.2. A rendszerek típusai érzékenységük alapján

A rendszerek érzékenységét több tényező is befolyásolja, így például a zavaró hatás nagysága, az, hogy a rendszer milyen közel van a külső küszöbértékekhez, illetve hogy mekkora a rendszer változással szembeni ellenálló képessége (Thomas 2001). A geomorfológiai instabilitás Harvey (2007) szerint belső eredetű, amely fakadhat (1) a rendszer belső felépítéséből, (2) a rendszer domborzatából és (3) a nagy energiájú klimatikus körülményeiből.

Az alapján, hogy a rendszerek hogyan reagálnak a zavaró hatásokra Thomas (2001) két csoportba sorolta őket. A **robosztus rendszerek** képesek az őket érő zavaró hatások elnyelésére, s közben legfeljebb csak kis változásokon esnek át. Ennek az is feltétele, hogy a zavaró hatás limitált legyen, és csupán a rendszer belső küszöbértékét lépje át. A robosztus geomorfológiai rendszerekre jellemző, hogy új formák kialakulnak, a meglévők áttevődnek, de a formarendszer ugyanaz marad és minőségileg új formák nem jelennek meg (Werritty és Leys 2001). Például a meanderező folyón lefelé vándorolnak a kanyarulatok, vagy újak jöhetnek létre, de megmarad az eredeti formakincs. A robosztus rendszereket magas „biztonsági faktor” jellemzi, azaz a változással szembeni ellenállásuk nagy (Thomas 2001). A robosztus rendszerek nem feltétlen stabilak, hiszen fokozatosan változhatnak

a zavaró hatásra adott (belső) válaszok miatt, s így egyre közelebb kerülnek az egyensúlyvesztés állapotához. Bliem et al. (2012) a Duna ausztriai szakaszát robosztusként jellemezte, mivel 2 év alatt – extrém esemény hiányában – a környezeti tényezők állandósága mellett a meder nem változott. Azonban ez a megközelítés megkérdőjelezhető, hiszen éppen az adja a robosztus jelleget, ha a zavaró hatásra nem válaszol a rendszer, nem pedig attól robosztus egy rendszer, hogy nem éri extrém zavaró hatás.

Az **érzékeny** (*unstable, responsive, fragilis*) **rendszerek** az őket érő zavaró hatásra jól elkülöníthető választ adnak, amit jelez, hogy formakincsükben alapvető, hosszú távú változás következik be (Thomas 2001). Ennek feltétele, hogy a zavaró hatás legyen annyira erőteljes, hogy a rendszer külső küszöbértékét lépje át (Werritty és Leys 2001). Az érzékeny rendszerekben a zavaró hatás után minőségileg új formák és forma-együttes jön létre (pl. a meanderező folyó fonatossá válik). Ezt a teljes átalakulást *metamorfózis*nak nevezi Schumm (1979), míg Thomas (2001) szerint ez a rendszer működésének kaotikus jellegére utal (tehát nem-lineáris választ ad a rendszer).

2.1.3. Egyensúly, érzékenység és méretarány

A földrajz sajátos méretarány-problémája itt is jelentkezik, ugyanis az egyensúly és érzékenység a tér- és időbeli méretaránytól is függ, bár Mayer (1992) szerint a méretaránytól elvileg független. A zavaró hatás és az arra adott válasz lehet lassú, fokozatos vagy gyors, érinthet kis területet vagy egy egész vízrendszert (Allison és Thomas 1993). Azonban egyes esetekben (pl. folyószabályozás után) azt is megfigyelték, hogy a folyórendszer azonnali válaszadása után egy második, hosszan tartó és folyamatos válaszadás is bekövetkezik (Biedenharn et al. 2000). Azonban hosszú és pontos adatsorok hiányában nehéz az egyensúlyt értékelni (Doyle és Harbor 2003).

Elvileg ezek a fogalmak időskálától függetlenek és csak a rendszer elemeinek térbeliségétől függenek, azonban a vizsgált terület növekedésével a vizsgált idő is nő, így az egyensúly is változhat (Huggett 2007). Ráadásul korlátozott tudásunk miatt csak néhány (rendszerint gyorsan változó) folyamatot vizsgálunk a geomorfológiai rendszerekben, ugyanakkor vannak olyanok, amelyek állandóak vagy csak lassan változnak, s így egyensúlyt mutatnak. Magának a rendszereknek a zavaró hatásra adott válasza és a változás mintázata is skálafüggő, hiszen bizonyos méretarányban ezek a válaszok elveszhetnek vagy éppen felnagyíthatnak (Howard 1965, Brunnsden 1993). Míg például kis méretarányban egy vízgyűjtő egyensúlyi állapotot mutat, addig nagy méretarányban egyes részei, a folyó egyes szakaszai lehetnek az egyensúlyvesztés állapotában is. A fluviális rendszerek egyensúlyának értékelését nehezíti, hogy még ugyanazon folyó mentén is egyes szakaszok érzékenyebbek lehetnek (Downs és Gregory 1993, Gilvear 1999). Gyakorta a helyi zavaró hatások olyan mértékűek, hogy a vízgyűjtő alsóbb, népesedettebb részén felülírják a vízgyűjtő egészét érő

zavaró hatásokat, amelyek ezért csak a felsőbb, természetközeli szakaszokon érzékelhetőek, bár az alsó szakaszon is hatnak (Downs et al. 2013).

2.1.4. Küszöbérték

A geomorfológiai rendszerekre általában jellemző, hogy nem lassan és nem egyenletesen változnak, hanem gyors és hirtelen változások következnek be, amelyek főleg külső hatásra (pl. klímaváltozás, tektonizmus, emberi hatás) indulnak el. Ez arra utal, hogy a külső hatás mellett létezik a rendszernek küszöbértéke is, amely megszabja a rendszer válaszadását. A külső hatás rendszerint a geomorfológiai rendszer minden paraméterét érinti, azonban adott területen a rendszer nem minden eleme reagál ugyanúgy, mindig vannak olyan elemek, amelyek nem reagálnak az adott hatásra (Howard 1965). Tehát bizonyos elemek közelebb vannak a küszöbértékhez (az instabilitáshoz), ezért ezeket kisebb események is átalakíthatják (Thomas 2001). Ezt a helyzetet nevezi Schumm (1979) *küszöbérték közeli állapotnak*. Küszöbértéknek nevezzük egy bizonyos változónak azt az értékét, amit ha a zavaró hatás átlép, akkor jól látható, esetleg drámai változás következik be (Schumm 1979, Huggett 2007). Ilyen hirtelen változást előidéző küszöbértékre példa a Froude-féle szám 1,0-es értéke¹. Azonban összetettebb válaszadáskor rendszerint eltelik egy rövidebb-hosszabb időszak a zavaró hatás és az arra adott válasz között, hiszen a rendszer ellenálló képességgel (*inertia*) is rendelkezik (Howard 1965).

Ugyanakkor a küszöbértéket és az arra adott választ a természetben sok tényező együttesen határozza meg, ezért még ugyanazon helyen is különbözik a válasz ugyanarra a zavaró hatásra/eseményre (bifurkációs teória: Huggett 2007). Ezért egyre inkább nem adott küszöbértékről, hanem inkább *küszöbérték körüli állapotról* beszélnek (Jain et al. 2012). Például a 2010-es tiszai árvíz közvetlen kiváltó oka a vízgyűjtőn néhány napon belül lehulló, helyenként 80-140 mm csapadék volt (Ujvári 2010). Azonban ez a csapadék nem feltétlen okozott volna árhullámot, ha a megelőző csapadékos hónapokban nem telítődött volna a talajnedvességgel. Ez a példa azt is mutatja, hogy a rendszerek válasza nem folyamatos, leginkább ugrásszerű, hiszen a kritikus érték átlépésekor epizodikus változások következnek be.

A rendszereknek megkülönböztető a *belső és külső küszöbértéke*. A külső küszöbérték átlépését rendszerint külső zavaró hatások váltják ki, míg a belső küszöbértéknél nem feltétlen változnak a külső tényezők (Schumm 1979). A belső küszöbérték átlépését a rendszer pufferelni tudja, rendszerint annak változása nélkül is, ugyanakkor a belső küszöbérték átlépése is okozhat hirtelen változásokat. Például a lassú mállás miatt egyre vastagabb málladéktakaró alakul ki, ami a külső körülmények

¹ A Froude-féle szám (Fr) a vízfolyás sebességéből és mélységéből számítható ki, amely arra utal, hogy a vízfolyás elérte-e a fenékhordalék szállításához szükséges kritikus sebességet. Ha a $Fr=1$, akkor a mederfenéken minden szállítódik, így a formák eltűnnek. Ha $Fr<1$, akkor a mederfenéken zátonyok és homokfodrok formálódnak $Fr>1$ értéknél antidűnék jönnek létre.

megváltozása nélkül is lecsúszhat a lejtőn. Schumm (1979) megkülönböztette a geomorfológiai küszöbérték fogalmát, amit csak a geomorfológiai rendszerekre alkalmazott, s amely az adott felszíninformának a (belső) küszöbérték átlépése miatti morfológiai változásait jelenti (pl. hordalékkúpi teraszok kialakulása).

Ha egy folyamat jellegét egy harmadik tényező is befolyásolja, akkor *küszöbérték átfordulás* következhet be (Schumm 1979). Például a szemcsék kritikus indítósebessége elvileg nő, ahogy a szemcseméret növekszik. Azonban a 0,08 mm alatti szemcsék között már fellép a kohézió, ami hatására a szemcseméret csökkenésével egyre nagyobb lesz a kritikus indítósebesség. *Kettős küszöbérték* esetén valamely paraméter két értékénél is bekövetkezik mérhető változás. Például a kanyargós–meanderező–fonatos medermintázatok az ártéresésnek két értéke (is) elválaszthatja egymástól (Schumm 1979).

2.1.5. A zavaró hatások típusai

A természetföldrajzi és geomorfológiai rendszerek környezete nem állandó, így a környezet megváltozása zavaró (allogén) hatásként éri a rendszert (Lewin 1977). A vízfolyások szempontjából zavaró külső hatás lehet a klíma vagy a növényzet megváltozása, a felerősödő emelkedés vagy süllyedés, a mérnöki beavatkozások stb. Attól függően, hogy egy rendszer vagy részrendszer hol helyezkedik el a zavaró hatáshoz képest, beszélhetünk tér- és időbeli érzékenységről. Az *időbeli érzékenységet* meghatározza, hogy a zavaró hatás milyen nagysággal és gyakorisággal éri a rendszert. Ugyanakkor a *térbeli érzékenység* azt adja meg, hogy a rendszer milyen messze van a zavaró hatás kioldódásának helyétől, milyen közel van a zavaró hatás haladási útvonalához (Brunsden 2001). Howard (1965) szerint a zavaró hatások befolyásának mértéke arányos a zavaró hatás nagyságával és hosszával, de fordítottan arányos az azóta eltelt idővel. Így a felszíninformák idővel egyre kevesebb információt őriznek meg a múltbéli változásokról, miközben vannak olyan formák is, amelyek csak az aktív folyamatokat tükrözik.

A vízrendszert és a vízgyűjtőt érintő legáltalánosabb külső zavaró hatás a *klímaváltozás* (Aerts et al. 2006). Számos kutatás bizonyítja, hogy a hőmérséklet és a csapadék változása jelentős hatást gyakorol a természeti környezet valamennyi elemére, így például befolyásolja a geomorfológiai folyamatok sebességét (Dikau és Schrott 1999), a talajok erózióját, a vegetáció életfeltételeit (Ritchie 1986, Flannigan et al. 2000) stb., ami közvetetten befolyásolja a folyók víz- és hordalékhozamát. Például vízjárás már megváltozik, ha az évi középhőmérséklet 1-2°C-al változik, vagy ha az éves csapadék mennyisége 10-20%-al módosul (Knox 1993, 2001, Nijssen et al. 2001, Kong és Pang 2012). A klímaváltozás modellezése alapján becsülhető a vízhozamok változása (Aerts et al. 2006, Prudhomme et al. 2013), illetve a vízjárás évszakonkénti módosulása (Krasovskaia és Saelthun 1997, Radvánszky 2009). Pruski és Nearing (2002) szerint a csapadék 1%-os változása a lefolyás 2,5%-os,

míg a talajerózió 2,4%-os változását eredményezi, bár Zhu et al. (2008) szerint a hordalékhozam nem egyenes arányban változik a csapadék és a hőmérséklet változásával. A klímaváltozás hatása a folyórendszerekre főleg az átmeneti időszakokban érvényesül, amikor a lassan reagáló növényzet még nem alkalmazkodott az új klimatikus feltételekhez, ezért például a csapadék növekedésének hatására a lefolyás jelentősen nőhet. Ezen változások vezethetnek a hatalmas meanderek vagy éppen klimatikus teraszok, ártéri szintek kialakulásához (Gábris et al. 2001, Gábris és Nádor 2007).

A növényzet illetve a *területhasználat* változása szintén zavaró hatásként értékelhető, hiszen megváltozik a felszín erózióval szembeni érzékenysége, ami miatt módosul a folyórendszerbe jutó víz- és hordalék mennyisége stb. (Brierley és Fryirs 1999). Például a Mississippi vízrendszerében a 20. sz. első feléig nagy magasságú és gyakori árvizek voltak jellemzőek, azonban ahogy az 1940-es évektől egyre elterjedtebbé vált a talajerózió elleni védelem, úgy vált egyre egyenletesebbé a vízjárás (Knox 2001). A növényzet mellett az *állatvilág* is befolyásolhatja a fluviális folyamatokat. Például a letaposott partélú tehénitatók helyén hamarabb kilép az árvíz az ártérre (Trimble és Mendel 1995), vagy fenéken lakó halak és a partfalakba járatokat készítő rákok miatt felgyorsul a partok eróziója illetve a mederben a hordalékszállítás mértéke megnövekedhet (Statzner és Sagnes 2008). Az állatok hatására a medermintázat is megváltozhat, például a Yellowstone Nemzeti Parkban a farkasok kiirtása miatt elterjedő jávorszarvasok olyan mértékben lelegelték a vízparti növényzetet, hogy a vízfolyások meanderezőből aktív parteróziójú fonatos mintázatúvá váltak (Beschta és Ripple 2006).

A domborzatot és az erózióbázis szintjét képes megváltoztatni a *tektonizmus* és a *tengerszint változás*, ami a folyórendszerek bevágódásához vagy éppen aktívabb meder- és ártérfeltöltéshez, teraszok kialakulásához vezethet (Biedenharn et al. 2000). Földrengés miatt kioldódó tömegmozgás is vezethet egy-egy rövidebb folyószakasz egyensúlyvesztéséhez, hiszen elgátolhatja a medret és akadályként viselkedik a víz és hordalék útjában (Timm és Wissmar 2013). A tektonikai mozgások medermorfológiát és kanyarulat-fejlettséget meghatározó szerepét hangsúlyozza Tímár (2000, 2003), aki szerint a Tisza kanyargós szakaszai egybeesnek az intenzíven süllyedő területekkel.

Külön ki kell emelni a zavaró hatások között az *emberi tevékenységet*, amely hathat a vízgyűjtőre vagy közvetlenül a mederre is, és befolyásolhatja az ott zajló folyamatokat közvetett vagy közvetlen módon. Mivel az antropogén zavaró hatások hosszú évezredek óta és egyre jelentősebb mértékben lépnek fel, ezért gyakorlatilag ma nincs olyan hely a Földön, ahol közvetlenül vagy közvetve ne érvényesülnének az. Hiszem, hogy a 19. századi szabályozások előtti medrek sem természetes medrek voltak, csupán a „társadalom elvesző emlékezete” (ld. Usher 2001) miatt nem ismerjük a korábbi beavatkozások mértékét és következményeit. Mivel a dolgozatban a vízrendszereket ért ember hatásokkal foglalkozom részletesen, ezért ezeket részletesen a 2.2. fejezetben mutatom be.

A zavaró hatásokra adott válaszok vizsgálatát nehezíti, hogy a rendszereket érheti egy nagy zavaró hatás, de a *zavaró hatások össze is adódhatnak*, vagy akár ki is olthatják egymást (Smith és

Winkley 1996, Downs et al. 2013), illetve térben és időben is eltolódva jelenhetnek meg (Rinaldi és Simon 1998). Például alpi folyókon a bevágódás első fázisa a vízgyűjtőn bekövetkező területhasználat és tájgazdálkodási változásokból eredt, míg a második fázist a mederből történő kavicskitermelés és víztározók építése okozta (Rinaldi és Simon 1998). Ugyanezen időszakokat írta le a Rhône-ról Antonelli et al. (2004), bár ők a 20. sz. második felét úgy értelmezték, mint pihenő-időszakot az antropogén és klímaváltozás okozta zavaró hatások után. A bevágódással ellentétes, feltöltődési folyamat is jellemző lehet, például az elmúlt 20 évben a Sárga-folyó medre feltöltődött, miután csökkent a vízgyűjtőről a mederbe jutó víz mennyisége a klímaváltozás és a különböző emberi hatások miatt (Xu 2002). A zavaró hatások kombinációk sokaságának sokféleségét mutatja, hogy a zavaró hatás lehet a klíma által irányított – de antropogén hatás által elfedett, vagy klíma által kiváltott – de antropogén hatás által előkészített (Downs et al. 2013). A zavaró hatásokra az is jellemző, hogy a felszínalakítás java részét közepes gyakoriságú események végzik, bár az extrém gyakoriságú és nagyságú zavaró hatások közel ugyan olyan mértékű felszínalakítást eredményezhetnek. Azonban ha két vagy több extrém esemény rövid időn belül követi egymást, akkor a később bekövetkező események felszínalakítása már nem feltétlen jelentős, mert a legelőször fellépő extrém zavaró hatás elvégezte a munka döntő többségét (Brunsden 2001).

A zavaró hatások *agressziós hullám* formájában a kioldódás helyétől hullámszerűen futnak végig a rendszereken (Brunsden 2001). A kifejezés azért is találó, mert ahogy a kiindulási helyétől elindul a zavaró hatás, úgy mérséklődik az amplitúdója, és ahogy az idő telik, térben egyre messzebb juthat. Ráadásul a rendszerekben a zavaró hatások több ponton kioldódhatnak, így az egymást követő vagy egymással szembe futó zavaró hatások felerősíthetők, vagy éppen kiolthatják egymást. A folyók és völgyeik az agressziós hullámok legfőbb haladási útvonalai, hiszen itt haladhatnak végig nemcsak a folyókat érintő hatások, hanem például egyes özönfajok, szennyezések stb.

2.1.6. A rendszerek zavaró határa adott válasza és ellenállása

A geomorfológiai rendszerekben a zavaró hatásra adott válasz még ugyanazon folyón is változhat térben és időben, attól függően, hogy az egyes szakaszok vagy formák milyen közel állnak a küszöbértékekhez és milyen érzékenyek (Lane és Richard 1997, Gilvear 1999). Általánosságban jellemző, hogy a válasz megnyilvánulhat a rendszert jellemző, időben változó paraméterek (pl. vízállás vagy hőmérséklet idősor) gyakoriságának, nagyságának, hosszának, sorrendjének és trendjének változásában (Brunsden 2001). A környezeti változások hatásainak elemzésekor éppen ezért a legnagyobb nehézséget – méretaránytól függetlenül – a kiindulási állapot bizonytalanságai jelentik, valamint az, hogy a lezajló folyamatok nem lineárisak (van de Wiel et al. 2012), ráadásul a különböző folyamatok hatásai felerősíthetők, vagy kiolthatják egymást. A bekövetkező változás jellege függ a folyórendszer belső (in)stabilitásától és attól is, hogy milyen mértékben képes

alkalmazkodni a változásokhoz, tehát egy adott folyószakasz és környezetének érzékenységétől (Hooke 1997, Usher 2001). Ebben a tekintetben fontos, hogy a folyó hidro-morfológiai rendszere mennyire áll közel valamilyen, az egyensúly szempontjából lényeges küszöbértékhez és milyen mértékű a rendszer regenerációs képessége (Phillips 1992, Thomas 2001).

A küszöbérték átlépése után a folyórendszer válasza lehet (1) anyag mozgás, (2) morfológiai változás és (3) szerkezeti átrendeződés. Mivel a válaszadás hosszú időn keresztül történhet, ezért hosszú adatsor kell az értelmezéséhez. Általában azonban jellemző, hogy a külső küszöbérték átlépésekor epizodikus vagy katasztrofális válaszokat ad a rendszer (Werritty és Leys 2001). Mivel a zavaró hatásra adott válasz után új egyensúlyi állapotba kerül a rendszer, és az egyensúly-változások irreverzibilis folyamatok, ezért a rendszer válaszai nem ismétlődnek, még akkor sem, ha az adott zavaró hatás megismétlődik (Harvey 2007). Ezt nevezi Brunsden (2001) a rendszer *esemény ellenállásának*.

A zavaró hatásokkal szemben a rendszerek *ellenállással* (*resistance*) rendelkeznek, amely a geomorfológiai rendszerek anyagi összetételére, felépítésére és fejlődéstörténetére vezethetők vissza (Brunsden 1993, 2001):

a) Az *anyag ellenállás* a rendszert felépítő kőzet szilárdságából, szerkezetéből, fizikai és kémiai tulajdonságaiból ered. Összességében a geomorfológiai rendszereket felépítő anyag befolyásolja a domborzat jellegét, a lejtők meredekségét, és végeredményben a rendszer életidejét. Prudhomme et al. (2013) a vízgyűjtők kőzettani felépítéséből eredezteti a rendszer hosszú vagy rövidtávú memóriáját, azaz hogy az adott eseményre adott válasz milyen gyorsan fut végig a rendszeren, és meddig érződik a hatása.

b) A *morfológiai/relief ellenállás* a helyzeti energia változó eloszlásából ered a rendszeren belül. A helyzeti energia koncentrált lehet a völgyekben, míg szétszórta az ártereken és lankás lejtőkön.

c) *Filter-ellenállás* arra utal, hogy hogyan kontrollálja a rendszer a (mozgási) energiát, annak szűrése, elnyelése, tárolása és szétterítése révén. Mivel az alrendszerek különböző energiatárolási kapacitásúak (pl. vízesés mögött tárolódik a helyzeti energia), hőátadásúak, reakció képességűek és pihenő idejűek lehetnek, ezért határaikon a zavaró hatások könnyen átjutnak, módosulnak, elnyelődnek, szétszóródnak vagy éppen tárolódnak. Az árhullám energiája például részben elnyelődik, amikor a mederből kilép a víz az árterre és szétterül, tárolódik a helyzeti energia a vízesések mögött.

d) A rendszer *fejlődési állapotából eredő ellenállás* arra utal, hogy a rendszerek sem térben, sem időben nem egyformán stabilak, egyszerűen divergens fejlődéstörténetük miatt (Gilvear 1999, Thomas 2001). Ugyanis nincs két olyan rendszer vagy elem, amelyet ugyanaz a hatás ugyanolyan mértékben és ugyanannyiszor ért. Ezért térben változnak a zavaró hatásra adott válaszok (formák), és egyik hely érzékenyebb, mint a másik, csupán a története miatt (Huggett 2007).

e) A *szerkezeti ellenállás* a rendszer felépítéséből, azaz az elemek közötti kapcsolatokról és visszacsatolásokról ered. Mivel a rendszer felépítése miatt bizonyos elemek közelebb vannak a zavaró hatáshoz, ezek az elemek érzékenyebben is reagálhatnak (*helyzeti érzékenység*). A rendszerek *átviteli ellenállása* azt adja meg, hogy mennyire képesek az elemei a változást tovább adni, például fejlett zavaró hatás útvonalon (folyóvölgy) ez könnyebb.

Természetesen ezeknek az ellenállási módoknak a hatékonysága időben változhat, a mállás, a tektonizmus vagy éppen az emberi tevékenység stb. hatására. A rendszer elemeinek eltérő ellenállása miatt a zavaró hatásra adott válasz eltérő gyorsaságú, illetve térben és időben áttevődik, és akár egy elem változása is kiválthatja a rendszer instabilitását. Ebből következően a rendszerek komplex válaszadási mintázattal jellemezhetők (Brunsden 2001), ami tovább bonyolítja az agressziós hullám végigfutását a rendszeren.

2.2. Az antropogén zavaró hatások és rájuk adott hidro-morfológiai válaszok

Mivel a dolgozatban céloom a vizsgált folyószakaszokat ért közvetlen antropogén hatások és következményeik értékelése, ezért a természetes vízrendszer szempontjából zavaró hatásnak minősíthető emberi beavatkozásokat kiemelten mutatom be. Magyarország vízfolyásait jelentős antropogén hatás érte az elmúlt közel 150 évben, hiszen a 19. sz. közepe óta csaknem folyamatos a vízrendszer átalakítása (Töry 1952; Csoma 1965, 1968; Somogyi 1967, 1978, 2000, Rákóczi 1989; Rákóczi et al. 1993). A vízfolyások legtöbb morfológiai változását a víz- és hordalékhozam módosulása okozza (Hooke 1997, Thorne 1997, Li et al. 2007). Azonban a folyó morfológiai válaszát erőteljesen befolyásolja a rendszer (in)stabilitása és érzékenysége is (Hooke 1997).

Az **indirekt** hatások (pl. klímaváltozás, növényzet megváltoztatása) leginkább a vízgyűjtőket érintik, és a lefolyás módosítása révén a víz- és hordalék-hozamot, illetve ezek éves alakulását változtatják meg, ami a végül mederfejlődést módosítja (Stover és Montgomery 2001, Kondolf et al. 2002). A vízjárás és vízhozam átalakulásának a társadalom szempontjából legfontosabb hatása, hogy egyre erősödhetnek a vízjárás szélsőségei (Knox 1993), így egyes folyókon gyakoribbá váltak a kisvizek és esetleg elmaradtak az árvizek (Wyzga 2007), míg másutt az árvizek nagysága és gyakorisága megnőtt (Schumm és Lichty 1963, Baker 1977, Gilvear et al. 2000, Ma et al. 2014). A kutatók véleménye eltér abban, hogy mely jellemző vízhozamok játsszák a legfontosabb szerepet a vízrendszer átalakulásában. Egyesek az egyre gyakrabban előforduló extrém árvizek szerepét hangsúlyozzák (Schumm és Lichty 1963, Baker 1977 és Gilvear et al. 2000), mások a mederkitöltő vízhozam megváltozását tekintik meghatározónak (Dury 1961, Williams 1978, Page et al. 2005, Gautier et al. 2006), ugyanakkor az egyre gyakoribbá és tartósabbá váló kisvizek mederformáló szerepe sem elhanyagolható (Kiss és Sipos 2007, Gupta 2008). A vízjárás módosulása pedig megváltoztathatja a meder- és ártérfejlődés folyamatát, illetve a medermorfológiát (Wyzga 2007, Zawiejska és Wyzga 2010, Radoane 2013).

A **direkt** antropogén hatások célja a meder illetve az ártér közvetlen átalakítása. Ide sorolható a völgyzárógát- és tározó-építés, mesterséges mederszakaszok kialakítása, kanyarulatok átvágása, partok stabilizálása, vezetőművek létrehozása stb. (Newson et al. 1997, Knighton 1998, Uribe-larrea et al. 2003, Antonelli et al. 2004). Ezen mérnöki beavatkozások következményeként megváltozik a meder esése, a partok anyaga, és rendszerint nő a folyó munkavégző képessége. Szemben az indirekt (legfőképp areális) hatásokkal, a direkt zavaró hatás pontszerűen jelenik meg a vízrendszerben, így kisebb-nagyobb agressziós hullámokat indíthatnak el felvízi és alvízi irányba is. Ezeknek az egyre növekvő mértékű emberi beavatkozásoknak a meder morfológiára és a kanyarulatfejlődésre gyakorolt hatása az előre jelzett klímaváltozásnál is erősebb lehet Graf (1999) szerint, mivel intenzív és gyors átalakulásokat eredményeznek a vízfolyásokon.

A direkt és indirekt antropogén hatások eredménye képpen megváltozó vízhozam és esés hatására megváltoznak a meder- és ártérfejlődési folyamatok is, ugyanis szoros kapcsolat van a vízhozam, a meder geometria és az áramlási viszonyok között (Leopold és Wolman 1960, Langbein és Leopold 1966, Ackers 1982, Gábris 1986, Harman és Clifford 2006). A direkt és indirekt hatásokra adott általános válasz lehet a meder mélységének változása, ami legtöbbször bevágódást jelent (Downs et al. 2013), a meder szélességének változása, leggyakrabban szűkülése (Doyle és Harbor 2003), illetve a medermintázat megváltozása, ami leggyakrabban egyszerűsödés felé mutat (Surian és Rinaldi 2003). Amennyiben szabálytalan mederparaméterek (pl. kanyargósság) jelennek meg a szakaszon, az Schumm és Beathard (1976) szerint a meder instabilitását jelzik.

2.2.1. Klímaváltozás

A jelenleg tapasztalható klímaváltozásban alapvető szerepe van az embernek is, ezért ezt a közvetett jelenséget is az antropogén hatások közé soroltam. A csapadék intenzitásának, mennyiségi és időbeli eloszlásának változása közvetlenül befolyásolja a lefolyást és a vízjárást, miközben a hőmérséklet változása befolyásolja az evapo-transpiráció mértékét és a hóolvadás időpontját (Nováky 2000, 2003, Radvánszky 2009, Korhonen és Kuusisto 2010). A klímaváltozás hatására megváltozik a felszín lepusztulási folyamatok intenzitása, ami következtében a folyókba jutó hordalék mennyisége is módosul (Starkel 2002, Dotterweich 2008, Notebaert et al. 2011).

A múltban a globális klimatikus változások, a folyókon jól kivehető árvizes és árvíz-szegény (Werrity és Leys 2001), illetve nagy- és kisvízhozamú időszakokat eredményeztek (Gábris 1986), amelyeknek azonosítható morfológiai hatásai is voltak (Gábris és Nádor 2007, Kiss et al. 2014). A múltbéli klímaváltozások hatására a laterális meder-elmozdulás mértéke és a csupasz zátony-felszínek kiterjedése változott, amit az árvizek előfordulásának gyakorisága irányított (Werrity 2001), illetve változott a kanyarulatok mérete és mintázata (Kiss et al. 2014). Kisebb mértékű változás esetén a meder módosul, de szélsőséges esetben a klímaváltozás teraszképződéssel is járhat (Morisawa 1985, Gábris 2006).

A klímaváltozáshoz kapcsolódik, hogy az elmúlt évtizedekben a villámárvizek gyakorisága megnőtt (Czigány et al. 2010). A lezúduló extrém vízhozamú, nagy fajlagos munkavégző képességű víz jellemzően nagy hordalékhozamot eredményez, a meder kiszélesedik és/vagy bevágódik, míg a hordalék lerakódik az eséscsökkenés helyén, rendszerint hordalékkúpok formájában (Gutierrez et al. 1998). A völgyekből kiérve, a közepes esésű lejtésű hegylábi területeken a heves árvizek intenzív meder-vándorlást, avulziót (Gorczyca et al. 2013), míg a kis esésű ártereken kanyarulat-lefűződést és intenzív feltöltődést eredményezhetnek (Lehotsky et al. 2013).

A fentiekkel ellentétes folyamatot indít el, ha csökken az évi csapadék mennyisége, ami hatására a kisvizek gyakoribbá válnak. Ez a mederszélesség csökkenését és a kanyarulatok morfológiai

átalakulását (másodlagos hurkok kialakulása) eredményezheti. Azonban az ilyen leszűkült mederben a nagy magnitúdójú árvizek jelentős mederátrendeződést okozhatnak, és az árvízi kockázat is növekszik (Kiss és Blanka 2012, Kiss et al. 2013).

2.2.2. *Növényborítottság*

Hosszútávon a **vízgyűjtő** vegetációjában illetve felszínborításában bekövetkező változások is módosíthatják a lefolyást és a hordalékhozamot (Owens és Walling 2002, Starkel 2002), amelyhez a vízfolyások mederparaméterei is igazodnak (Schumm 1977, Ackers 1982, Gábris 1986, 1995). Az erdőirtások hatására megnő a víz- és hordalékhozam, és az árvizek gyakorisága is (Nováky 1988, Pfister et al. 2004, Constantine et al. 2005, Izsák 2012). A vízgyűjtőn a természetes növényzet kiirtására adott folyóvízi válasz jól tanulmányozható azokon a területeken, ahol az emberi hatás csak az elmúlt évszázadokban erősödött fel. Így például Észak-Amerikában vagy Ausztráliában a mederdinamika hirtelen változott meg az európaiak betelepődését követően (Benedetti 2003, Florsheim és Mount 2003, Knox 2006, Rustomji és Pietsch 2007, Hughes et al. 2010), miközben az árterek feltöltődése is felgyorsult (Gell et al. 2009). Egyes vízfolyások erőteljesen összekapcsolttá váltak, így a megnövekedett vízhozam miatt bevágódtak (Fryirs és Brierly 2001), és megváltozhattak horizontális meder-paraméterei is (Urban és Rhoads 2003). A területhasználat módjában bekövetkező változások, például a felerősödő talajerózió (Mücher et al. 1990, Lecce és Pavlowsky 2004), vagy éppen a talajerózió elleni védelem is befolyásolja a medrek morfológiáját és az árterek feltöltődését a víz- és hordalékhozamokon keresztül (Knox 1987, Bálint et al. 2001, Nagy 2002, Benedetti 2003, Dezső et al. 2003, Florsheim és Mount 2003, Rustomji és Pietsch 2007).

A területhasználatához kötődik a földutak használata is. A sűrűbbé váló dombvidéki földút-hálózat elősegítheti az intenzív árkos eróziót (Ádám 1975, Dávid et al. 2006), illetve módosíthatja a felszíni lefolyás útvonalait és sebességét (Benyhe és Kiss 2010). Így a kisebb vízgyűjtőkről nagy intenzitású csapadék-eseményekkor nő a lefolyás mértéke, csökken az összegyülekezési idő, és nő a hordalékhozam (Benyhe 2013)

Ugyanakkor a **folyópartokon** is megváltozhat a növényzet. A parton megtelepedő fák a parteróziót gátolják, hiszen közel 20 ezerszer kötöttebbé teszik a partokat, mintha nem lenne rajtuk növényzet (Abernethy és Rutherford 1998). Ez a meder szűküléséhez vezethet (Fiala és Kiss 2006, Sipos 2006, Sipos et al. 2007), de ugyanilyen eredménnyel jár az is, ha a növényzet kisvizes időszakokban megtelepszik oldal- és övzátonyokon, és stabilizálja őket (Sipos 2006, Blanka 2010). A vegetáció hasonló szerepét tárta fel Szabó (2006) a Szigetközben, ahol a mesterséges vízállás csökkenés áll a folyamat háttérében.

A sűrű **ártéri növényzet** növeli az árterek érdességét, így csökkenti a vízsebességet és lassítja az árvíz levonulását (Brooks 2005, Corenblit et al. 2007, Geerling et al. 2008), és végső soron csökkenti

a hullámtér vízszállító képességét (Rátky és Farkas 2003, Zellei és Sziebert 2003). Az árvíz lelassulása miatt a vízből lerakódhat a hordalék, így tehát a növényzet erőteljesen befolyásolja a hullámtéri akkumuláció mértékét is (Steiger et al. 2001, Kiss és Sándor 2009). Az érdességre gyakorolt hatás mellett a növényzet a térfogat csökkentésével is csökkenti az átfolyási szelvényt (Török 2000, Steiger és Gurnell 2002, Kovács 2003, Rátky és Farkas 2003, Werner et al. 2005), ezért a növényzet fenológiai állapota és a fásszáruak aránya is fontos szerepet játszik az árvizek víz- és hordalékszállításának alakulásában.

2.2.3. Urbanizáció

A települések legfontosabb hatása, hogy a lefedett felületek és tetők jelentősen csökkentik a beszivárgást (Chin és Gregory 2005), miközben a kis érdességű csatorna- és árokrendszerek lehetővé teszik a gyors elfolyást (Navratil et al. 2013). Ennek eredményeként a megnövekedett vízmennyiség (Richards és Wood 1977, Chin és Gregory 2005) és a tisztavíz-erózió miatt (Hawley et al. 2013) a nagyobb városok alatti folyószakaszokon jellemző a bevágódás, a meder szélességének megnövekedése (Hammer 1972, Braga és Gervasoni, 1989, Capelly et al. 1997, Bravard et al. 1997), illetve a hordalék szemcseméretének és hozamának módosulása (Hawley et al. 2013). Ezt a hatást tovább erősítheti a (tisztított) szenny- és esővíz visszavezetése a folyókba (Navratil et al. 2013). A hidro-morfológiai hatótényezők változása miatt a városokban és az alattuk lévő szakaszokon megváltozik a meder morfológiája (Hawley et al. 2013), az ártérfejlődési folyamatok felgyorsulhatnak (Lászlóffy 1971, Pfister et al. 2004), illetve az ártéri vegetáció is átalakulhat (Shields et al. 2010, Hawley et al. 2013).

Arra is van példa, hogy egy vízgyűjtő elnéptelenedése után a beerdősödés miatt a hordalékhozam lecsökken, és emiatt például az ártérfeltöltődés lelassul (Keesstra 2007)

2.2.4. Vízkivétel, vízelvezetés

A vízjárásra és a folyó vízhozamára gyakorolt emberi hatások közül a mezőgazdasági, ipari vagy lakossági közvetlen vízkivétel illetve vízelvezetés is jelentős lehet. A vízhozam csökkenése következtében ugyanis a medermorfológiában is változások indulhatnak el, ami a mederformálódás mértékének, a mederszélességnek, a kanyarulat- és a húr hosszának a csökkenésében nyilvánulhat meg (Thompson 2006, Kiss és Blanka 2012), illetve a vízkivezetés pontja alatt megfigyeltek bevágódást is (Ellery et al. 2003).

A vízelvezetés sajátos példája, amikor az árvizet vezetik el, hogy mérsékeljék egy folyóparti nagyváros veszélyeztetettségét. Ilyenkor az ártéri akkumuláció és a delta-nyelv áttevődik oda, ahová

elterelték a víz egy részét (Snedden et al. 2007), illetve a lecsökkent vízhozamú főmederben a lecsökkent munkavégző képesség miatt feltöltődés indul el (Allison et al. 2012).

2.2.5. Völgyzárógát- és tározó építés

A duzzasztóművek hatására a vízjárás szabályozottá válik (Fergus 1997, Magilligan és Nislow 2001, Magilligan et al. 2003, Matteau et al. 2009, Yoshikawa et al. 2010). A duzzasztók általában mérséklék a vízjárás szélsőségeit, hiszen csökkentik az árvizek és növelik a kisvizek szintjét (Williams és Wolman 1984, Lajolie et al. 2007), de előfordult olyan eset is, hogy a duzzasztó-építés ellenére az árvizek szintje növekedett, mivel a hatást felülírta a közeli városokból történő gyorsabb lefolyás (Richards és Wood 1977). A völgyzárógátak hatása a mellékfolyók betorkollása és a vízgyűjtőterület növekedése miatt a duzzasztótól távolodva csökken (Richter et al. 1998, Galat és Lipkin 2000, Batalla et al. 2004). Ugyanakkor a hidrológiai változások nyomában fellépő morfológiai átalakulást befolyásolja a meder eredeti morfológiája is, ezért minden folyó máshogy reagál a völgyzárógát építésekre (Lane és Richards 1997).

Mivel a tározók rendkívül hatékony üledékcspadák, ezért a hordalékszállítást is jelentősen befolyásolják (Williams és Wolman 1984, Ibanez és Prat 1996, Phillips et al. 2004, Dang et al. 2010, Kummu et al. 2010) így előfordulhat, hogy a hordalékszállítás eredeti mértéke a torkolatig sem áll vissza (Pitlick és Wilcock 2001, Vörösmarthy et al. 2003). Ennek következtében a folyódelták jelentős mértékben pusztulhatnak (Woodward et al. 2007, Dai és Lu 2014), miközben a befogadó tengerből kémiai és biológiai jellemzői is megváltozhatnak (Gupta 2008).

A víz- és hordalékhozam módosítása következtében a duzzasztók alatti folyószakasz folyamatai is megváltoznak. A meder morfológiai változásai közül a kiemelhető a mederszélesség csökkenése (Richards és Wood 1977, Williams és Wolman 1984, Xu 1990, 1996), ami azért következik be, mert a kevésbé szélsőséges vízállások miatt a növényzet képes megtelepedni a mederközepi-zátonyokon és övzátonyokon, és azokat stabilizálja (Martin és Johnson 1987, Friedman et al. 1996). Az alvízi szakaszon megváltoznak a mélységviszonyok (Komura és Simons 1967, Grams et al. 2007), a kanyargósság módosul (Magilligan et al. 2008), a keskenyebb és kanyargósabb mederben az oldalazó erózió felerősödik (Bradley és Smith 1984) vagy mederpáncél képződik (Gordon és Meentemeyer 2006). Az előzőek mellett közvetve módosulnak a vízfolyás és árterének ökológiai jellemzői is (Rood és Mahoney 1990, Ligon et al. 1995). Ezek a folyamatok a Dunán is jellemzőek, hiszen a Dunakiliti és Bős közötti elterelés miatt alaposan megváltoztak a hidrológiai viszonyok. A VITUKI (2009) tanulmánya szerint a főmederben lévő mederpáncélzat gyakorlatilag immobilissá vált, a fenékhordalék-mozgás mérséklődött, a meder erőteljesen szűkült, miközben a mellékágak a lecsökkent vízsebesség hatására feliszapolódnak. Az üzemvízcsatorna és az eredeti meder összefolyásnál pedig a bevágódás igen intenzív (10-17 cm/év).

2.2.6. A meder kiegyenesítése és csatornává alakítása

Kisebb vízfolyások hosszabb szakaszain a meder kiegyenesítése, a vízfolyás csatorna-szerűvé alakítása is gyakori, amely hatására a megnövekedett esés csökkenő meder-érdességgel párosul (Brookes 1985, Capelly et al. 1997, Braga és Gervasoni 1989, Bravard et al. 1997, Yates et al. 2003). A kiegyenesítés következtében a vízsebesség megnövekszik és a meder bevágódik (Bradley és Smith 1984), ami a mederkitöltő vízhozam növekedését eredményezheti. Ez végül az árvizek gyakoriságának csökkenését okozhatja, ami miatt az árterek feltöltődése lelassul (Wyzga 2001).

2.2.7. Kanyarulatok átvágása

A kis esésű vízfolyásokon a vízrendezési munka leggyakrabban kanyarulat-átvágások révén valósul meg. A megnövekedett esés és a megváltozó medermorfológia a vízjárás szélsőségeit növelheti (Kvassay 1902), de az árvizek magasságát csökkenthetik is (Biedenharn et al. 2000).

A kanyarulatátvágás következtében megnövekedett esés hatására megnövekedik a munkavégző képesség (Laczay 1977, Tiron et al. 2014), ami a meder bevágódását eredményezheti (Károlyi 1960ab, Smith és Winkley 1996, Lóczy 2001). Az átmetszések természetes velejárója, hogy a viszonylag keskeny vezérárkok hatására ideiglenesen jelentősen leszűkülnek a szabályozott szakaszok (Ihrig 1973, Smith és Winkley 1996). Azonban ezt követően néhány év alatt, ahogyan a folyó elfogadta medrét, jelentős szélesedés zajlik le (Márton 1914, Töry 1952, Lászlóffy 1982). Az erózió miatt megnövekszik a hordalékhozam (Biedenharn et al. 2000), ami intenzív meder- (Iványi 1948) és ártérfeltöltődést eredményezhet (Fekete 1911).

A megnövekedett esés és hordalékhozam hatására megváltozik a medrek geometriája is (Kvassay 1902, Károlyi 1960a, Smith és Winkley 1996). A bevágódás és szűkülés általánosan előforduló következménye a kanyarulat-átvágásoknak (Rinaldi és Simon 1998, Surian 1999, Winterbottom 2000), de ha a bevágódás szélesedéssel társul, akkor ez összességében a szelvényterület növekedését eredményezi (Fekete 1911, Félegyházi 1929, Kiss et al. 2008). A nagy esés és a munkavégző képesség miatt megváltozhatnak a horizontális kanyarulati paraméterek is (Mike 1991), illetve a kanyarulatok vándorlási üteme is megnő (Károlyi 1960a).

Ha a folyószakaszon nagyszámú kanyarulatot metszenek át, majd a meder szabadon fejlődhet, akkor ez a medermintázat megváltozását is okozhatja (Surian 1999, Gurnell 1997). Ez történt a Maroson is, ahol a kiegyenesített és túlszélesedett szakasz fonatossá vált (Sipos és Kiss 2003, Sipos 2006, Kiss és Sipos 2007).

A mederrendezés hatására az ártéren az árvizek áramlási viszonyai is megváltozhatnak, ami hatására felgyorsulhat a feltöltődés mértéke (Nicholas és Walling 1997, Walling és He 1998, Owens et al. 1999, Provansal et al. 2010, Allison et al. 2012).

A kanyarulat-átmetszések során lezajló folyamatok nagyon hasonlatosak azokhoz, mint amelyek a természetes kanyarulat lefűződésnél lejátszódnak a lefűződés utáni néhány évben. Hooke (1995) szerint a természetes lefűződés után csupán néhány további év kell az egyensúly beálltához. A mesterséges átvágások következményei akkor hosszabban tartók és nagyobb változásokat okozók, ha több kanyarulatot vágnak át egyszerre rövid időn belül, így a hatások összeadódnak és az egyensúlyi állapot is később állhat be (Biedenharn et al. 2000, Tiron et al. 2014).

2.2.8. Partbiztosítások és sarkantyúk építése

A partbiztosításokat széles körben alkalmazzák a parterózió megállítására, míg a sarkantyúk a mederszélesség leszűkítése révén a vízsebesség növelésére alkalmasak. Ezek funkciói, felépítése, a tervezés módjai és anyaga részletesen leírt (pl. Iványi 1948, Csoma 1973a, Brookes 1997, Newson et al. 1997, Bridge 2003, Downs és Gregory 2004), azonban a partbiztosításoknak a mederfejlődésre és árvizekre gyakorolt hatásával viszonylag kevés kutatás foglalkozik.

A mederbe épített partbiztosítások és sarkantyúk elsődlegesen a meder szűküléséhez és a sodorvonal egyosztatúvá válásához vezetnek (Laczay 1968, Csoma és Kovács 1981, Surian 1999, Smith és Winkley 1996). A keresztaszvénny területe is csökken, bár a meder mélyül (Pinter és Heine 2005, Kiss et al. 2008). Bár a partbiztosítások a meder külső ívét stabilizálják, de a belső ív folyamatosan töltődik fel (Blanka et al. 2006), amely hatására a kanyarulatok horizontális fejlődése lelassul, de nem áll meg (Fiala és Kiss 2005, 2006). Ezért a meanderek alakja torzul, és egyre kisebb görbületi sugarú, egyre élesebb kanyarulatok jönnek létre (Kiss et al. 2008). Ezért romolhat a meder vízszállító képessége (Illés et al. 2003), így az intenzív mederszabályozási beavatkozások az árvízszintek növekedését is okozhatják (Pinter et al. 2006, Lóczy 2009, Bormann et al. 2011), és a partmenti ártérfeltöltődés ütemét felgyorsíthatják (Károlyi 1960, Brown 1983, Wallinga et al. 2010, Ten Brinke et al. 1998).

A sarkantyúk áramlásra gyakorolt hatását vizsgálva Pinter és Heine (2005) megállapították, hogy és a meder-geometria és az áramlási viszonyok alakulása összefüggést mutat a sarkantyúk korával és a környező mérnöki beavatkozásokkal.

2.2.9. Mederkotrás

A bőséges fenékhordalékot szállító vízfolyásokból gyakran történik homok- és kavics-kitermelés, illetve a hajózási útvonal biztosítása miatt gyakori lehet a mederkotrás is. Ezek hatására általában csökken az érdesség és nő a hordalék-szállító képesség (Pinter et al. 2004), szűkül és mélyül a meder (Mossa és McLean 1997, Liébault és Piégay 2001), az esésgörbe pedig módosul a bevágódás miatt (Rinaldi és Simon, 1998, Arnaud-Fassetta 2003, Surian és Rinaldi 2003, Laczay 1989; Rákóczi

2000; Rákóczi és Sass 2004). Mederkotrásra vezethető vissza a Duna Rajka és Budapest közötti szakaszának a bösi erőmű megépítése előtti bevágódása is (Csoma és Kovács 1981, Csoma 1987, Laczay 1989), noha a zavarást megelőzően a 20. sz. első felében a mederben inkább a feltöltődés dominált (Laczay 1968).

A mederből való kavicskitermelés a folyón felvízi és alvízi irányban is indíthat el bevágódást, amelynek hatására gyakoribbá válnak a kanyarulat-lefűződések és avulziók (Mossa és McLean 1997), illetve a bevágódó folyó mentén újabb ártéri szintek jönnek létre (Kiss és Nagy 2012). Az ilyen jelentős medermélyülés pedig már a talajvíz áramlási viszonyainak megváltozásához, az ártéri élőhelyek átalakulásához, és a magas-ártéri felszínnek hidrológiai-ökológiai szétkapcsoltságához vezethet (Bravard et al. 1997, Mossa és McLean 1997, Diringier 2000, Wyzga 2001).

2.2.10. Árvízvédelmi töltések építése

A vízfolyások alsóbb, síksági szakaszaira jellemző az árvízvédelmi töltések építése, amely révén az árterek mesterségesen leszűkítetté válnak (Lóczy 2007). Míg korábban a széles természetes ártereken akkumulálódott a hordalék, addig a gátépítés következményeként a jóval szűkebb hullámtereken történik a lerakódás, így felgyorsul a hullámterek feltöltődése (Mariott 1992, Asselman és Middelkoop 1995, Nagy et al. 2001, Schweitzer 2001, 2003, Gábris et al. 2001, Oroszi és Kiss 2004, Oroszi et al. 2006, Babák 2006, Sándor és Kiss 2006ab, Hudson et al 2008).

A hullámtér szélessége és a feltöltődés üteme közötti kapcsolat azonban nem egyértelmű, hiszen míg Károlyi (1960) szerint a hullámtér szélessége és a feltöltődés mértéke között negatív korreláció van, addig Gábris et al. (2002) valamint Hudson et al. (2008) pozitív kapcsolatot talált. Ez az ellentmondás azzal magyarázható, hogy egyéb tényezők (pl. esés, növényzet, ártérdomborzat) is befolyásolják a folyamatot (Kiss et al. 2011). Összességében a hullámterek feltöltődése csökkenti az ártér vízszállító kapacitását (Keesstra 2007), így a gátak magasítása szükséges az azonos árvízi biztonság eléréséhez (Schweitzer 2001, 2009).

Mivel a gátak megépítésével az ár hullám szűkebb helyen és magasabb vízszinttel vonul le (Remo et al. 2009), ezért a megnövekedett munkavégző képesség miatt a meder is átalakulhat: az oldalazó erózió intenzívebbé válik, a hordalékszállítás mértéke nő (Smith és Winkley 1996).

3. MINTATERÜLETEK

A különböző antropogén hatásokra bekövetkező folyóvízi válaszokat az Alsó-Tiszán kezdtük vizsgálni. Majd kiterjesztettük kutatásainkat a Kárpát-medence peremén lévő, nagyobb esésű, viszonylag szabadon fejlődő vízfolyásaira is: a Maros Nagylak és a tiszai torkolat közötti szakaszára, a Hernád magyarországi, illetve a Dráva Őrtilos-Eszék közötti szakaszára. A vizsgált folyószakaszok jelentősen különböznek, részben főbb hidrológiai paramétereik, részben az őket ért emberi hatások mértékében. Ahhoz hogy a különböző antropogén hatások következményeit vizsgáljuk ideális esetben a hidrológiai tulajdonságoknak hasonlóaknak kellene lenniük, miközben az antropogén hatás különbözik, azonban ez a helyzet nem valósulhatott meg, hiszen a mérnöki beavatkozások azért különbözőek, mivel a hidrológiai viszonyok is eltérőek (3.1. táblázat).

3.1. táblázat: A vizsgált folyószakaszok főbb hidrológiai jellemzői (források: 1: Lászlóffy 1982, 2: Sipos et al. 2007, 3: Bogárdi 1954, 4: Csoma 1973b, 5: Bogárdi 1971, 6: Mantuánó 1974, 7: <http://www.nimfea.hu/drava/ha/5.htm>)

	Alsó-Tisza Mindszent/Szeged	Maros Makó	Hernád Hidasnémeti	Dráva Barcs
vízszint esés (cm/km)	2,9 ¹	2-28 ²	30-100 ⁴	5-50 ⁶
közepes vízsebesség (m/s)	0,1-1,5 ²	0,6 ²	1,5-2 ⁴	1,2-1,6 ⁷
legmagasabb vízszint (cm) és éve	1062 (2006)	615 (1975)	498 (2010)	616 (1972)
legalacsonyabb vízszint (cm) és éve	-293 (1968)	-113 (2012)	-126 (2009)	-160 (2003)
legnagyobb vízhozam (m ³ /s) és éve	4346 (1932)	2450 (1975)	940 (2010)	3160 (1966)
legkisebb vízhozam (m ³ /s) és éve	58 (2013)	21 (1919)	2,8 (1961)	100 (1976)
lebegtetett hordalékhozam (millió t/év)	18,7 ¹	8,3 ³	0,82 ⁵	0,48-0,65 ⁷
fenék-hordalékhozam t/év	9000 ¹	28000 ³	6000 ⁵	116 ezer ⁷

Az alsó-tiszai mintaterület a kanyarulatok átvágása, a partbiztosítások és árvízvédelmi töltések következményeinek vizsgálatára alkalmas, míg a Maros vizsgált szakasza a kanyarulatok drasztikus átvágásának és a gátépítés hatásainak elemzésére. A nagyobb esésű Hernád és Dráva vízjárását a duzzasztók és a vízviisszatartás/víz kivétel befolyásolják. A Dráván az egyéb mérnöki beavatkozások (pl. sarkantyúk, kanyarulat-átvágások) csaknem folyamatosan történnek.

Az alábbiakban a vizsgált folyók legfontosabb hidro-morfológiai tulajdonságait, illetve a vizsgált folyókat és folyószakaszokat ért emberi hatások főbb kulcsmozzanatait mutatom be.

3.1. A Tisza

A Tisza hazánk második legnagyobb meanderező folyója (L: 962 km, A: 157.200 km²; Lászlóffy 1982). Ingadozó vízjárását a vízgyűjtő éghajlati sajátosságai mellett a sokszor szélsőséges vízjárású mellékfolyók befolyásolják, illetve a mintaterületen a Duna visszaduzzasztó hatása is érvényesül (Vágás 1982, 2003, Bezdán 2011). A Tiszán az áradások jellemzően a kora tavaszi hóolvadáshoz és a nyár eleji esőkhöz köthetőek (Lászlóffy 1982), de egyre gyakoribbá válnak a késő

őszi és téli árvizek is. A mintaterület sajátossága, hogy az 1970-ben mért rekord vízállás Mindszentnél 2000-ben (1000 cm), majd 2006-ban (1062 cm) is megdőlt, és az árvizek tartóssága is folyamatosan növekvő tendenciát mutat (Kovács 2007, Sándor 2011). Az árvizek szintjének növekedését a kutatók szerint befolyásolja az egyre szélsőségesebbé váló csapadékeloszlás (Szlávik 2000, Lóki et al. 2004), a vízgyűjtő növényborítottságának és a területhasználatának változása (Konecsny 2000, Illés és Konecsny 2000, Andó 2002, Lóki et al. 2004), illetve a meder és a hullámtér vízvezető képességének romlása (Török 2000, Kovács és Váriné 2003, Szlávik és Szekeres 2003, Zellei és Sziebert 2003, Kiss et al. 2008). Ugyanakkor a kisvizes időszak egyre hosszabb, amit az Alsó-Tiszán némileg mérsékel a törökbecsei vízlépcső megépítése (Lászlóffy 1982, Konecsny 2000, Rakonczai és Kozák 2009), ennek ellenére a kisvízi és árvízi vízhozamok különbsége 60-szoros.

A Tisza felső, magyarországi szakaszán a fenékhordalék apró szemű kavics és murva, ami fokozatosan finomodik, így az Alsó-Tiszán már a finomszemű homok válik uralkodóvá. Általában a lebegtetve szállítódó hordalék koncentrációja a tetőzés előtt 1-2 nappal éri el a maximumát, ami a tetőzést követően gyorsan csökken (Csépes et al. 2000, Kovács 2007). Az övzátonyokra és a folyóhátakra általában homokos hordalék rakódik, míg az alacsonyabban lévő ártéri felszínekre a lebegtetett iszapos-agyagos hordalék juthat ki (Illésné Sándor és Kiss 2012, Szabó et al. 2012).

A Tisza meder átlagos szélessége 200 m, de van, ahol ennek még a felét sem éri el (Szolnoknál 95 m), míg a Felső-Tiszán akár 400 m-re is szélesedhet (Károlyi 1960). A meder mélysége is változatos, az Alsó-Tiszán a középvízi meder mélysége 5-45%-kal nőtt a szabályozások óta, és egyre gyakoribbá válik a V-alakú mederszelvény (Nagy et al. 2001, Fiala és Kiss 2005).

A hullámtereket ma zömében erdők borítják, amelyek egyre sűrűbbé válnak a cserjeszintben megjelenő özön fajok miatt (Kiss és Sándor 2009). Emiatt a hullámterek növényzeti érdekessége a szabályozások előtti érték négyszeresére növekedett, a vízszállító képessége pedig erőteljesen romlott (Sándor 2011).

Szabályozások

A 19. századi vízrendezési munkák előtt a Tisza alföldi szakaszára széles ártér, csekély esés és a sekély meder nagyfokú kanyargóssága volt jellemző. Egy-egy árvíz alkalmával hatalmas területeket öntött el a víz, igaz csupán néhány dm-es vízmélységben, így az Alföld területének nagy részét vizenyős rétek és mocsarak borították (Somogyi 1980). A Tisza mentén jellemzőek voltak a lecsapoló medrek (fokok), amelyeken át a víz ki- illetve visszavezetődött a meder és a mélyebb fekvésű térszínek között (Károlyi és Nemes 1975a).

Bár már a 17. századtól kezdve egy-egy szakasz mederrendezése illetve ármentesítése is megtörtént, ezek a lokális beavatkozások gyakran növelték az árvízveszélyt a beavatkozással szomszédos szakaszokon (Dunka et al. 1996). A 19. századi átfogó szabályozási munkálatok célja az

árvizek hosszának csökkentése és a hajózhatóság javítása volt, míg az ármentesítésekkel a kb. 26.000 km²-nyi árterület intenzív gazdasági hasznosíthatóságát tűzték ki (Ihrig 1973).

Az ármentesítési munkák során a Tisza mentén 2940 km hosszú gátrendszert hoztak létre (Szlávik 2000). A gátépítéssel az eredetileg néhol több tíz km széles ártér 0,2-5 km szélességű hullámtérre zsugorodott (Lászlóffy 1982). Azonban a hullámtér hirtelen változó szélessége az árvizek levonulását lassítja, és az árvízvédekezést nehezíti (Károlyi és Nemes 1975b). Alsó-Tisza mentén az árvízvédelmi töltéseket 1880-as évek elején építették, majd többször magasították (Schweitzer 2001, 2009).

A mederszabályozási munkálatok során 102 sikeres kanyarulat-átvágás történt, amelynek eredményeképpen a folyó 38%-al lerövidült (Botár és Károlyi 1971, Lászlóffy 1982). Az Alsó-Tiszán a töltésépítés után következhetett csak a kanyarulatok átvágása. Itt összesen 10 kanyarulatot vágtak át 1855 és 1892 között, így a 105 km hosszú folyószakasz hosszát 19 km-rel (csupán 18%) rövidítve le (Ihrig 1973). A szabályozások eredményeként a meder esése megduplázódott (Lászlóffy 1982). Kvassay (1902) számításai szerint közvetlenül a szabályozások hatására Szegednél 1830 és 1895 között 270 cm-rel emelkedett az árvizek szintje, míg a kisvizek szintje Szegednél 115 cm-t, Mindszentnél 105 cm-t süllyedt. Az árhullámok hossza 180 napról 59 napra, a levonulási ideje 52 napról 6 napra csökkent.

A partbiztosításokat és sarkantyúkat a 20. században építették azzal a céllal, hogy megállítsák az oldalazó eróziót azokon a helyeken ahol a meder túl közel került a gátakhoz, valamint a meder szűkítésével és a gázlók megszüntetésével a hajózás feltételeit javítsák, illetve a túl szűk kanyarulati sugarú meanderek vízvezető képességét javítsák (Iványi 1948, Botár és Károlyi 1971). A legtöbb partbiztosítást és sarkantyút az 1930-as években hozták létre, bár a munkálatok az 1960-as évekig intenzíven folytatódtak (Kiss et al. 2008). Azóta a mérnöki beavatkozások száma erősen lecsökkent, hiszen például az Alsó-Tiszán az 1970-es árvíz óta csupán néhány száz métert biztosítottak. A beavatkozások tervezésekor néhány km-nyi folyószakasz (rendszerint egy kanyarulat) stabilizálását tűzték ki célul, de sohasem terveztek a beavatkozások térben és időben hosszabb távú hatásaival. Jelenleg az Alsó-Tisza hosszának 51,4 %-a partbiztosítással ellátott (a mintaterületen 37 %), és összesen 30 sarkantyú van a vizsgált szakaszon.

Az 1950-es években a mezőgazdasági területek öntözésének problémáját és a tavasszal megjelenő belvízelvezék kezelését kellett megoldani. Ehhez a csatornahálózatot bővítették, illetve vízlépcsőket építettek (Károlyi et al. 1976). A Tiszalöki-vízlépcső 1954, a Kiskörei-vízlépcső pedig 1975 óta üzemel. A vizsgált szakaszon is érezteti hatását az 1976-ban átadott Törökbecsei-duzzasztó (Ihrig 1973, Andó 2002).

nyáron. A Maros árvize általában megelőzi a Tisza árvizét, bár a Tisza vissza is duzzaszthatja, rekordmagasságú és hosszúságú árvizeket eredményezve (pl. 1941, 1970, 1975, 2000 és 2006). Az árvízi elöntés átlagos tartóssága Makónál 6 nap, a leghosszabb árvíz (47 nap) 1970-ben volt a Tisza visszaduzzasztó hatása miatt. A Maroson gyakoriak a csupán 1-2 napos elöntést eredményező árhullámok is. Számításaink szerint 1901-2013 között összesen 695 napon át lépett ki a víz a hullámtérre Makónál, ami igen csekélynek mondható (szemben a Tisza 5391 napjával). Az év során a kisvizek dominálnak, amelyek átlagosan 10 hónapig tartanak (Sipos 2006).

Síksági szakasz esés- és hordalékviszonyait alapvetően meghatározza hordalékkúpja, melynek pereme a torkolattól alig 20 km-re található. Mivel a Maros lippai völgykapuja a legmagasabban fekvő (130 m) hordalékkúp-csúcs az Alföld peremén, ezért a meder nagy esésű. Laczay (1975) szerint a hordalékkúp pereméig átlagosan napjainkban 28 cm/km, majd 13 cm/km az esés, azonban számításaink szerint az ártér esése Makó-Apátfalva közötti hordalékkúpi szakaszon 30 cm/km, a hordalékkúp pereménél 22 cm/km, a hordalékkúp előterében 5 cm/km, majd a torkolatnál már csupán 2 cm/km (Kiss et al. 2011).

A vízgyűjtő geológiai adottságai és a nagy esés miatt a hordalékszállítás mértéke jelentős, hiszen évi átlagos lebegtetett hordalékszállítása a Tisza tápéi, illetve fenékhordalék-hozama a Duna nagymarosi értékeihez hasonló mértékű. Ez azért érdekes, mert a Duna és a Tisza ugyanazt a mennyiségű hordalékot többszörös vízhozam mellett szállítják (Csoma 1975). Mindez előrevetíti, hogy a Marost intenzív mederformálás jellemezheti a szállított hordalék jelentős mennyisége, a nagy esés és a hirtelen változó vízhozam miatt.

A Makó feletti határszakasz az I. Világháború óta gyakorlatilag szabályozatlan, ezért a 19. századi átmetszések szemi-antropogén folyamatai felerősödve érvényesülnek rajta. A Makó alatti, azelőtt főként meanderekkel jellemezhető szakasz 20%-a egyenes és 25%-a álkanyar, azaz az 50 km-es hossz csaknem fele nem éri el a valódi kanyarokra vonatkozó feltételek alsó határát (Laczay 1975). A Maros szélessége a vizsgált szakasz felső részén lévő kanyarulati tetőpontokban helyenként a 150 m-t is eléri, míg az alsó szakasz kanyarulataiban csupán 90-100 m. A csaknem teljesen kiegyenesített határszakaszon a kiszélesedett fonatos szakaszok szélessége elérheti a 300-350 m-t is, amit a folyó zátonyok és szigetek kialakításával ellensúlyoz (Sipos 2006). A Maros Nagylak-Makó közötti, országhatárt alkotó szakasza morfológiailag azért különleges, mert a Trianoni Szerződés óta gyakorlatilag szabadon fejlődik, ezért a korábbi mederrendezési munkálatok eredményezte szemi-antropogén folyamatok felerősödve érvényesülnek rajta.

Szabályozások

A Maros alföldi szakaszának lefolyási iránya a pleisztocén végén és a holocénben is gyakran változott, amit legyező alakú hordalékkúpja és a már inaktív medrek sokasága mutat (Kiss et al. 2014). Folyásirányát végső soron a szabályozások stabilizálták (Blazovich 1993).

A szabályozások előtt a Marost meanderező-anasztomizáló mintázat jellemezte, azaz mellékágak, lefüződő meanderek és nagyméretű ártéri szigetek rendszere. Apátfalva alatt a szigetképződés mértéke csökkent, és a meanderezés vált dominánssá (Laczay 1975, Sipos 2006). Ezidőben jellemző volt a Maros vízrendszerére, hogy a folyó árvizei mindkét oldal felé lecsapoló medrek, fokok mentén megcsapolódtak, és hatalmas területeket öntöttek el. Az árvizek gyakran pusztító erejűek voltak, az intenzív kanyarulatvándorlás pedig a partmenti településeket veszélyeztetette (Tóth 1992).

Az ármentesítéseket 1752-ben kezdték, de átfogó, tervszerű munkákra csak az 1850-es években került sor (Török 1977). A megépített gátak a meanderező folyó medrét követik. Így ma az ártér szélessége változatos, egyes ártéri öblözetekben akár 2-2,5 km is lehet, míg másutt a gát alig 10-20 m-re fut a medertől. A töltések vonalazása megépítésük óta nem változott, de magasságukat többször is növelték (Török 1977). Az árteret a 19. sz. első feléig kaszálók és legelők uralták, majd a hullámtérre alakítással megjelentek rajtuk a kiterjedt erdők (Oroszi 2009).

Az első kanyarulat átmetszések az 1700-as évekre tehetőek (Tóth 1992), de ezek helyi jellegűek voltak, hiszen legfőbb céljuk a települések védelme volt a parterózióval szemben (pl. 1754-ben a makói kanyarulat levágása). Így 1847-ig mindössze 5 átvágás készült el a Lippa és Szeged közötti szakaszon. Később az átfogó mederrendezés célja a Szeged-Arad közötti hajózási útvonal hosszának lecsökkentése volt (Reizner 1900). Ezért 1846-71 között a 260 km hosszú szakaszt 172 km-re rövidítették, csaknem teljesen kiegyenesítve az alsó szakaszt (Laczay 1975). Az átvágásokat sok helyen megnehezítette, hogy a vezérárkok agyagos partjai nem vagy alig szélesedtek a megkívánt szélességűre, illetve a kiásott medrek feltöltődtek, így ezeknél az átmetszéseknél több évtizedig is eltartott, mire sikerrel jártak a szabályozási munkák (Oroszi 2009). A mintaterület felső, nagylaki szakaszán (40,5-51 fkm) nem történtek átvágások, ezért ez a szakasz négy nagy, egyenként 2-3 km hosszú kanyarból épül föl. Az alsó, eredetileg 80 km hosszú szakaszon összesen 16 átvágás készült el (Mike 1991) és a folyó hossza közel 42%-al (40 km-re) csökkent, átlagos esése megduplázódott (28 cm/km; Laczay 1975).

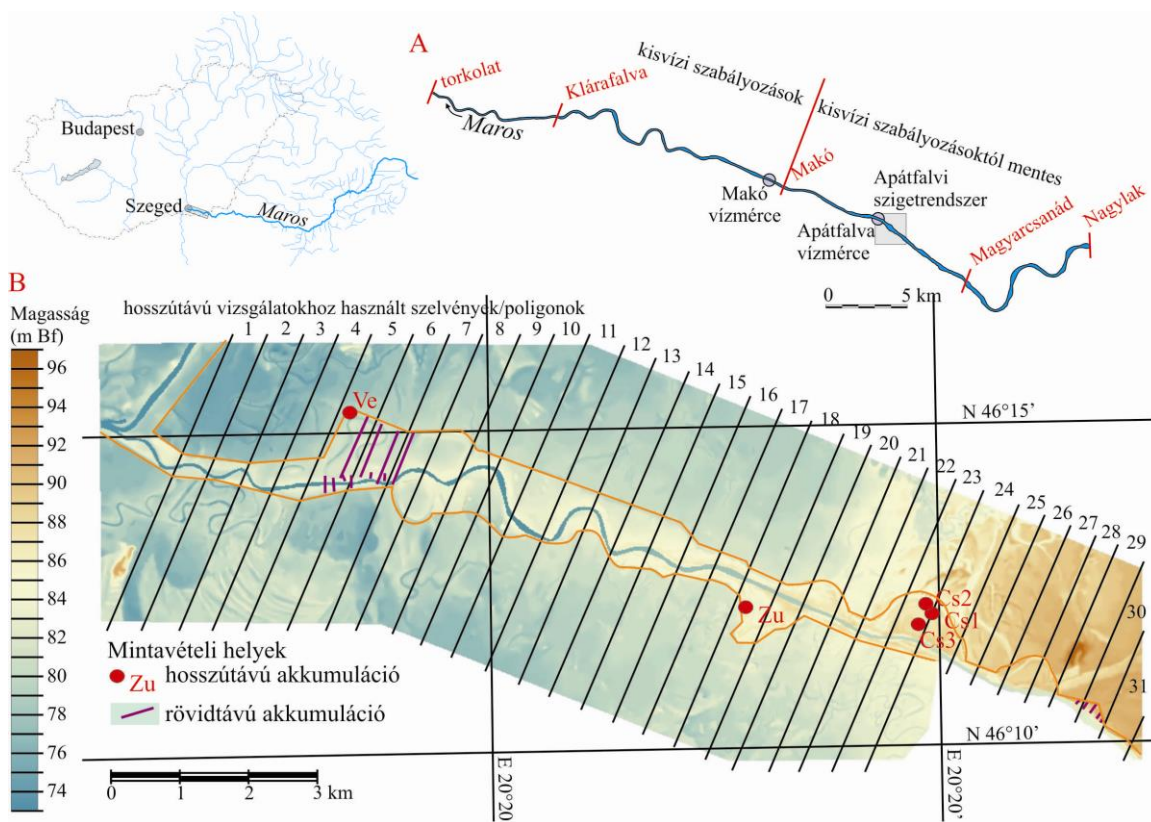
A Maros szabályozásának különleges eleme volt a torkolati szakasz rendezése, mivel természetes állapotában a Maros a Tisza folyásirányával szemben torkollott a Tiszába. Így az árvizek összetorlódtak, és zátonyok alakultak ki az összefolyásnál (Korbély 1937). Ez olyan intenzív folyamat volt, hogy kisvízkor a gázlók nem voltak 1,0 méternél mélyebbek és így akadályozták a hajózást. Ráadásul a szabályozások hatására a kisvizek szintje is csökkent a bevágódás miatt (Szegednél pl.

1904-ig 201 cm-rel), a kisvízes időszak hossza nőtt, így tovább romlott a hajózhatóság (Iványi 1948). Ezért az 1860-as marostői átmetszés során a torkolati szakaszt csaknem teljesen kiegyenesítették egy 2,2 km hosszú mederrészlet levágásával, és már ekkor összesen 430 m hosszan köves partbiztosítással látták el a Maros torkolati szakaszát (Török 1977).

A Maros alsó, 28 km hosszú magyarországi szakaszát sarkantyúkkal (53 db) és partbiztosításokkal (18,3 km) rögzítették. A kanyarulatokban 70 m-es, míg az egyenes szakaszokon 40 m-es mederszélesség elérésére törekedtek (Laczay 1975). Ezek a beavatkozások inkább helyi jellegűek voltak, egységes tervek alapján történő összefüggő mederrendezés nem történt.

Részletesen vizsgált mintaterületek

A feltöltődés vizsgálatához a Maros alsó (0-34 fkm) szakasza mentén egy 4-4 km-es sávot vizsgáltunk, amely magába foglalja a hullámtereket és a mentett oldalak egy-egy sávját (3.2B ábra). A meder változásait ennél hosszabb (0-51 fkm) szakaszon vizsgáltuk, amely két egységre osztható (3.2A ábra). A Makó feletti (28-51 fkm) szakasz a határvonal miatt az elmúlt 90 évben szabadon fejlődött, míg a Makó alatti szakaszon (0-28 fkm) a 20. században is jelentősen módosították a medret. Részletesebb vizsgálatainkat az Apátfalva mellett található szigetrendszerben végeztük.



3.2. ábra: A Maros medrét a Nagylak-torkolat közötti szakaszon vizsgáltuk (A), míg a feltöltődés mértékét a Makó alatti szakaszon (B). Pollenanalitikai és szedimentológiai vizsgálatokat Vetyehát (Ve) és Makó környékén (Zu, Cs) végeztünk. A 2006-os árvíz által lerakott hordalék mennyiségét Vetyehát és a 29-30 szelvények közötti apátfalvi öblözetben mértük (B)

3.3. A Hernád

A Hernád az Észak-Keleti Kárpátokból gyűjti össze vizeit (L: 294 km, A: 5436 km²; Hanusin et al. 2006), és a Sajóval egyesülve a Tisza vízgyűjtőjéhez csatlakozik, bár annak csupán 3,4%-át teszi ki. A Hernád vízgyűjtő területének nagy része (82%) és teljes hosszának kétharmada (64%) Szlovákiában található, így az ott zajló természetes és antropogén hatások befolyásolják leginkább a vízjárását.

A vízgyűjtő aszimmetrikus alakú, hiszen az északi részvízgyűjtők (pl. Tarca) közel kétszer akkorák, mint a déliek. Ebből következik, hogy a vízgyűjtő nagyobbik hányada dél felé nyitott, így a késő tavasszal és kora nyáron dél felől érkező ciklonok (pl. 2010-ben a Zsófia és Angéla ciklonok) jelentős csapadékot hozhatnak a délfelé nyitott részvízgyűjtőkbe. Így ezekben jelentős árhullámok alakulhatnak ki, amelyek a magyarországi szakaszon rekord árvízként jelentkeznek. Ennek megfelelően a Hernád vízjárására jellemzőek nemcsak a kora tavaszi árhullámok, de a nagy intenzitású záporokhoz köthető nyári maximumok is (Csoma 1973b).

A Hernád esése szakaszonként változik, hiszen völgyét törések szabdalják fel (Bendefy 1973), és a süllyedés átlagosan 1-3,2 mm/év (Joó 1998), ami azonban egymáshoz képest relatív emelkedések és süllyedések formájában jelentkezik. Ez befolyásolja a vízfelszín és az ártér esését, a meder kanyargósságát (Blanka és Kiss 2008b), illetve a meander-öv szélességét (Bendefy 1973). A nagy esés miatt az árhullámok gyorsan levonulnak (átlagos hossz 2,5 nap; Reimann et al. 2001), bár a folyón lefelé haladva megfigyelhető enyhe ellapulásuk és hosszuk növekedése (Csoma 1973b).

A Hernád lebegtetett hordalékának szemcsemérete (0,044 mm) hasonló a partok anyagának átlagos szemcseátmérőjéhez (0,02-0,12 mm; Csoma 1973b). A görgetett hordalék szemcseátmérője Csoma (1973b) szerint Hidasnémetinél 0,924 mm, Gesztelynél 0,582 mm. A határ közelében a mederfenéken kialakuló mederpáncélt megfigyeléseim szerint 10-15 cm-es kavicsok alkotják. A fenékhordalék mozgását és hozamát jelentősen befolyásolják a duzzasztók (Csoma 1973b).

A Hernád medermorfológiát alapvetően meghatározza a viszonylag keskeny völgy (5-10 km), és az alámosott teraszok és hegyláb felszínek. A magaspartok a meder torzulása mellett a hordalékhozamot is befolyásolják, hiszen a magaspartok (helyenként 100 m-nél is magasabb) alámosott anyaga, illetve a csuszamlások nyelvei a vízhozamhoz képest jelentős mennyiségű elszállítandó anyagot juttatnak a mederbe (Szabó 1996).

A Hernádra erőteljesen meanderező mintázat jellemző. A nagy esés, a heves vízjárás, és a jelentős mértékű hordalékszállítás miatt a partok eróziója jelentős, gyakoriak a természetes kanyarulat-lefűződések is (pl. a legutóbbi 2006-ban Alsódobszánál). A meder a kanyarulatok csúcsánál jelenleg 90-100 m széles, míg az egyenes szakaszokban csupán 15-25 m.

Szabályozások

Természetes állapotban a Hernád és a Bársonyos egy 1-2,5 km szélességű, a völgytalpon végighúzódó mocsaras sávot szegélyeztek. A nagy esés miatt gyakori volt a meder áthelyeződése, a kanyarulatok lefüződése (Laczay 1973).

A Hernád legjellegzetesebb hazai mérnöki létesítményei a duzzasztók (Laczay 1973). Főleg a vízellátás biztosítása volt a célja hernádszurdoki (1860-as évek) és a bőcsi duzzasztónak (1943), míg villamosáram termelés a gibárti (1903) és felsődobszai (1906) duzzasztóknak. Hatásuk a hazai szakasz közel negyedére terjed ki, hiszen a visszaduzzasztás a Hernád hazai hosszának kb. 16%-án, míg az alvízi szakaszon a vízhiány kb. 10%-án érvényesül (Varga 2004). Tározók a szlovákiai részvízgyűjtőkön is találhatók, a három legnagyobb (1948-56: Palcanská Masa, 1969: Ruzín I-II) összkapacitása 73 millió m³ (Hanusin et al. 2006). A vízháztartást alapvetően befolyásolja, hogy a Palcanská Masa-i tározóból a Sajóba 2-9 m³/s vizet engednek át (Zsuffa 1965)

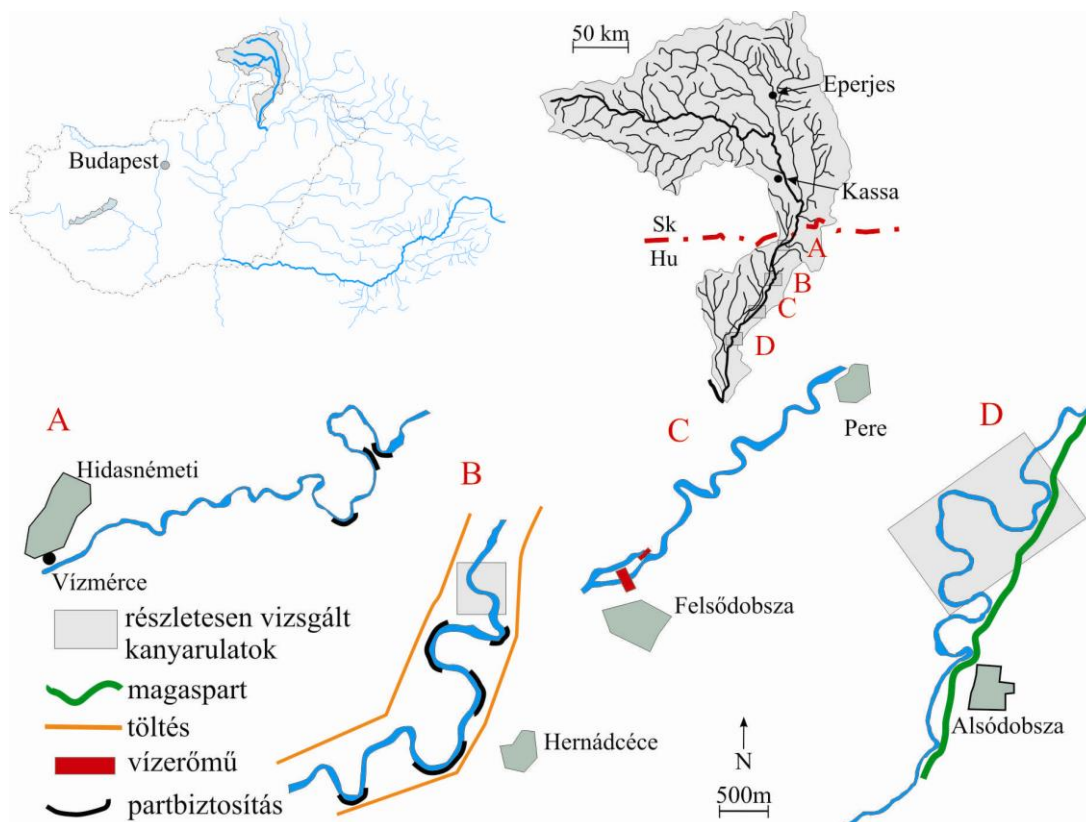
Az ármentesítés a Hernád mentén a 20. sz. elején indult, de napjainkban is vannak nem ármentesített, nyílt ártéri területek. A gátak leginkább helyi jelentőségűek, például a Gibárt-Méra közötti gát célja a gibárti duzzasztó miatt gyakrabba vált, közepes árvizek elleni védelem (Laczay 1973). Összesen a Hernád hazai szakaszának kb. kétharmada mentén futnak töltések (Hanusin et al. 2006), a többi terület nyílt ártér maradt, így ott körtöltések védik a településeket (Zsuffa 1965).

A Hernád hazai hosszának kb. negyedét (24 km) befolyásolják lokális vezetőművek és partbiztosítások (Andó 2002), amelyek célja a hidak, töltések, utak vagy települések védelme. Viszonylag hosszú (4,4-19,5 km) mederszakaszok gyakorlatilag közvetlen beavatkozásoktól mentesek. A kanyarulatok átmetszése ritka (1930 óta csupán 9 átmetszés történt), főbb céljuk valamely mederbe épített műtárgy vagy híd védelme volt (Laczay 1973).

A szlovákiai részvízgyűjtőn az 1960-as évek közepe óta intenzív urbanizáció zajlik, amit mutat Kassa és Eperjes lakosságának megduplázódása: míg a szlovákiai részvízgyűjtőn 2001-ben a népsűrűség 158 fő/km² volt, addig a hazai részen csupán 80 fő/km² (Kiss és Blanka 2012). A népesség növekedésével párhuzamosan nőtt az ipari, mezőgazdasági és lakossági célú vízkivétel, ami Szlovákiában az 1980-as években az átlagos vízhozam 27%-át tette ki (Somogyi 1992). Azonban az utóbbi évtizedben a folyamat lassult a népességszám stagnálása és a szennyvíz-visszavezetés miatt (Kiss és Blanka 2012). Ugyanakkor a magyar oldalon ipari és lakossági vízkivétel nincs, az öntözésre használt vízmennyiség pedig elenyésző (Hanusin et al. 2006).

Részletesen vizsgált mintaterületek

A Hernád magyarországi szakaszán négy mintaterületen végeztük vizsgálatainkat (1. sz. melléklet és 3.3. ábra). Ezeken a szakaszokon jelentősen különbözik a kanyargási hajlam, illetve a szakaszt érő közvetlen antropogén hatások.



3.3. ábra: A Hernádon négy hosszabb szakaszt vizsgáltunk (A-D), illetve azokon belül néhány kanyarulat vándorlását 2008 óta minden évben mérjük

3.4. A Dráva

A Dráva a Keleti-Alpokból gyűjti össze vizeit (L: 749 km, A: 40489 km²; Mantuáno 1974), majd Eszék közelében ömlik a Dunába. A Dráva vízgyűjtő területének elhanyagolható része (19%) és teljes hosszának csupán ötöde található hazánk területén. A kutatás során a Mura és a Duna közötti, 236 km-es szakaszt vizsgáltuk.

A vízgyűjtőn belül a csapadék éven belüli eloszlása egyenletes, ezért a Dráva kiegyenlített vízjárású. Árhullámai május-júniusban és mediterrán hatásra novemberben jelentkeztek. A nyári-őszi vízutánpótlás zömét – a többi folyótól eltérően – a hó és jég olvadása okozza, így kisvizei tél végén jellemzőek (Mantuáno 1974). A 20. sz. elején még évente 5-9 árhullám is levonult a folyón, bár ezek csupán néhány napig tartottak. A rekord magasságú 1972-es árvíz is csupán 10 napos elöntést okozott. Ma már a természetes lefolyást jelentősen befolyásolják a Dráva főmederén megépült víztározók és

vízerőművek: például 2013 tavaszán a valaha mért legtöbb hó halmozódott fel a vízgyűjtőn, de hirtelen elolvadása ellenére sem alakult ki árhullám a tározók alatti szakaszon.

A Dráva esése Mura és a Duna közötti szakaszon közel tizedére csökken (Mantuánó 1974), míg közepes vízhozama megduplázódik (Maribor: 300 m³/s, Eszék: 653 m³/s). Vízhozam értékei a Tisza szegedi vízhozamaihoz közeli. Az árvízi és kisvízi hozam különbsége 31,6-szoros, ami a vizsgált folyók közül a legkisebb.

A Dráva hordalék-hozama a természetes állapotához képest (ld. 3.1. táblázat) jelentősen módosult a 20. században épült vízerőművek hatására. Ezek a lebegtetett hordalék kb. fenékhordalék 95%-át csapdázzák (Bonacci és Oskorus 2008). A Drávába torkolló Mura némiképp pótolja a csapdázódott hordalékot (Szekeres 2003). A csúcsra-járatott vízerőművek mesterséges árhullámai jelentős eróziót fejtenek ki, amelynek hatására mederpáncélzat alakul ki, ami a 700 m³/s-nál nagyobb árhullámok idején felszakad, és az alatta lévő kisebb szemcseátmérőjű hordalék is el tud szállítódni (Szekeres 2003). A Mura torkolata környékén még 6 cm-es kavicsok is előfordulnak a fenékhordalékban, de Barcs alatt már megszűnik a kavics szállítása és a homokos fenékhordalék válik meghatározóvá (Horváth 2002, Varga 2002).

A Drávát az Őrtilos és Eszék közötti szakaszon változatos meder jellemzi. A felső szakaszon természetes állapotában a meder akár 1,2 km-nél is szélesebb lehetett (ma már csak kb. 350 m), mintázata fonatos és anasztomizáló közötti átmenetet mutatott. A sodorvonal a nagy esés miatt gyakorta változhatott, hiszen a térképeken jelölt nagyszámú sziget és zátony helyzete folyamatosan változott. A nagy szélességhez viszonylag kis mélység (1-2 m) társul. Ugyanakkor az alsóbb szakaszra már a meanderező mintázat jellemző, ahol a meder szélessége 180-250 m között változik, míg mélysége a barcsi szakaszon eléri a 7-8 m-t is (DDVIZIG).

Szabályozások

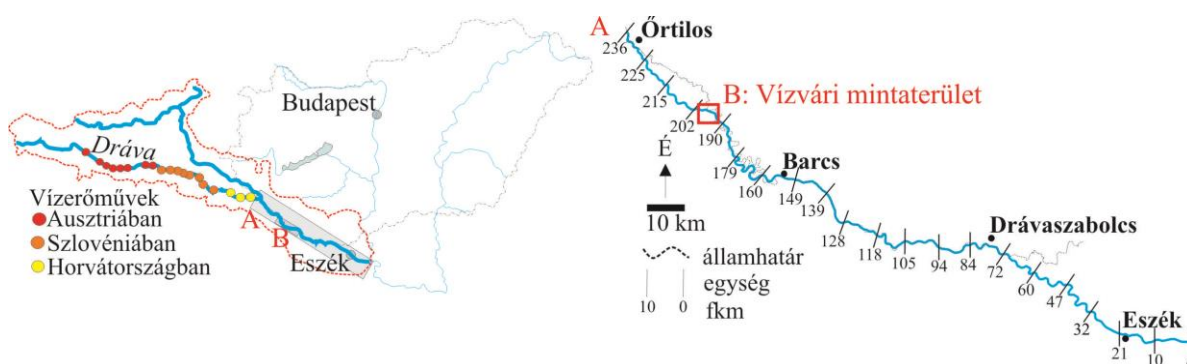
Az első lokális árvízvédelmi töltéseket az 1740-es években kezdték el építeni, majd 1838-ig kiépült a teljes védműrendszer (Remenyik 2005), bár ahol a magaspárt a Dráva közelében fut, ott gátakat nem építettek.

A hajózhatóság biztosítása miatt a kanyarulat-átmetszések döntő hányadát 1784-1904 között végezték, összesen 182 km-rel rövidítve le a folyót. A 20. századi átmetszések célja már csak néhány lokális probléma megoldása volt, de még az 1990-es években is végeztek kanyarulat-átmetszéseket például Zaláta és Drávasztára mellett (Remenyik 2005). A Barcs alatti szakaszon a 20. században partbiztosításokkal és sarkantyúkkal biztosították a hajózó utat, míg a felsőbb szakaszon a mellékágak elzárásával. Lényeges hatással volt a Drávára a mederből történő kavicsbányászat is, különösen az Őrtilos és Vízvár közötti szakaszon, ahol nagyfokú túlkotrás volt jellemző (Szekeres 2003). Hatásra 0,8-1,0 m-es medermélyülés történt (Horváth 2002).

Dráva vízjárására és morfológiájára nagy hatást gyakorolnak az osztrák, szlovén és horvát szakaszon az 1910-es évektől kezdve megépülő vízerőművek és tározók (22). Az utolsó erőművek Horvátországban épültek fel (Varasd: 1975, Cakovec/Csáktornya: 1982, Donja Dubrava/Alsódomboru: 1989). A legalsó, csúcsra-járatott Donja Dubrava-i erőmű hatására az őrtilosi szelvényben akár napi 1,5 m-es vízszintingadozás is megfigyelhető, mely lefelé egyre jobban ellaposodik, de még Barcsnál így is napi 50-70 cm a „mini árhullámok” nagysága (Horváth 2002, Kiss és András 2011).

Részletesen vizsgált mintaterület

A meder hosszútávú változásait a Dráva Őrtilos és a dunai torkolat közötti, 236 km hosszú szakaszán értékeltük (3.4 ábra). Az elemzéshez a szakaszt 10 km-es egységekre bontottuk, és mivel a meder gyorsan változik, ezért az egységek határai mindig ugyanott helyezkedtek el. A sarkantyúk hatására történő meder-elhalást Vízvár melletti mintaterületen vizsgáltuk.



3.4. ábra A vizsgált Dráva szakasz Őrtilos és a dunai torkolat között (A) helyezkedik el, ezen belül Vízvárnál (B) mértük fel egy mellékág mélységviszonyait

4. MÓDSZEREK

4.1. Hidrológiai elemzések (vízállás, vízhozam, esés, munkavégző képesség)

A vízállás adatok elemzéséhez az ATIVIZIG, a DDVIZIG és a Vízrajzi Évkönyvek adatait használtam fel. Az elemzést megnehezítette a már nem elérhető www.vizadat.hu oldal megszűnése, ezért bizonyos adatsorok utolsó éveit már nem tudtam megszerezni és így kimaradtak az elemzésből. Az adatfeldolgozás első lépéseként kiválogattam a napi reggeli vízállásokat egy-egy olyan vízmércén, amelyek a vizsgált szakaszhoz legközelebb vannak, illetve ahonnan a leghosszabb elérhető adatsor állt rendelkezésre (2. sz. melléklet).

A vízjárás jellemzéséhez kikerestem minden év **legkisebb** és **legnagyobb** vízszint értékeit, illetve kiszámítottam az adott év **átlagos vízállását** (3. sz. melléklet). A vízállás adatsorokat az emberi beavatkozások időpontja és a vízjárás alakulása alapján időszakokra bontottam. Ezzel célom az volt, hogy a folyók zavaró hatásokra adott jellegzetes hidrológiai válaszait értelmezzem. A vízmércékhez tartozó keresztaszelvények alapján meghatároztam a mederkitöltő vízszintet, majd ez alapján megszámláltam az adott évben az ártérre kilépő **árvíz napok számát**. Természetesen ez az érték magasabb is lehet, hiszen az ártérre a víz a lecsapoló medreken és a partél mélyebb pontjain keresztül kisebb vízállásokkor is kiléphet, de ezt nem vehettem figyelembe, ahogyan a partél fokozatos magasságváltozásait (pl. feltöltődés, csuszamlások) sem.

A szomszédos vízmércék reggeli vízállás adatai (H) és a vízmérce „0”-pontjának magassága (m), illetve a vízmérce középvezetékben mért távolsága (L_{sz}) alapján kiszámítottam a **vízfolyás vízszint-esését (S)** adott szakaszon. A számításoknál nem tudtam figyelembe venni a meder hosszának változásait, mivel pl. a kanyarulatlefűződés ideje vagy a folyamatos kanyarulatfejlődés üteme a két vizsgált vízmérce között nem pontosan határozható.

A vízállás és esés adatokat 5-10 évenkénti felbontásban (részben a vizsgált időszakokhoz illeszkedve) tovább elemeztem, meghatározva a vízállások és esések gyakoriságát illetve meghaladási valószínűség-görbéit. A **gyakorisági görbék** elkészítéséhez az adatsorokat a mérés időpontjától függetlenül nagyság szerint csökkenő sorba rendeztem és ábrázoltam. Az így szerkesztett diagramokból kitűnik, hogy adott, pl. 50 %-os gyakoriságú vízszinteket az év hány százalékában érte el a vízszint. Ehhez kapcsolódik a **meghaladási valószínűség-görbe**, amelyen a jellegzetes gyakoriságokhoz (pl. 1%, 10% stb.) tartozó vízállás és esés értékeket tüntetem fel. Ez azért szolgáltathat többlet információt, mivel a gyakorisági görbék a szélsőségesen nagy és kicsi értékeknél egymáshoz nagyon szorosan futhatnak, miközben a meghaladási valószínűség-görbék egymástól jól elkülönülnek (ld. 4. sz. melléklet 28ab ábra).

A meder formálódását alapvetően meghatározza, hogy a vízfolyás mekkora energiát fejt ki a meder, ami a **munkavégző képességgel** (Ω) fejezhető ki (Knighton 1999). A meder egységnyi

felületére vetítve a munkavégző képességet megkaphatjuk a **fajlagos munkavégző képességet** (ω). A fajlagos munkavégző képességet csak a Tisza szegedi szelvényére számítottam ki, mivel csak a szegedi jegyzőkönyveket tudtam kéziratos formában megszerezni, azaz csak itt tudtam pontosan eldönteni, hogy melyek a ténylegesen mért vízhozam-adatok és melyek a számítottak. Ugyanis vizsgálataim közben kiderült, hogy a számított vízhozam-adatok torzítják a munkavégző képesség értékeit. A munkavégző képesség kiszámításához a szegedi vízhozam-értékeket és az Algyő–Szeged közötti esésadatokat használtam, mivel a szegedi vízhozam adatsor az Alsó-Tisza leghosszabban (1881-) és leggyakrabban mért adatsora, igaz, már a Marossal bővült vízhozamot és megnövekedett esést mutatja. Csak a 400 cm feletti vízállásokhoz tartozó munkavégző képességet számítottam ki, mivel a 400-500 cm vízállások a mederkitöltő vízszint körüli legintenzívebb mederformálódás mértékére utalnak, míg az 500 cm feletti vízállások már árvizeket reprezentálnak. A munkavégző képességet (Ω) a következő módon lehet kifejezni Knighton (1999) szerint:

$$\Omega = Q \times S \times g \times \rho \quad \text{ahol } Q \text{ a vízhozam, } S \text{ a vízfelszín esése, } g \text{ a gravitációs gyorsulás és } \rho$$

a víz sűrűsége. Mivel a víz sűrűségének kiszámításához hiányoznak a víz hőmérsékletére és a hordaléktöménységére utaló adatok, ezért ezt 1,0-nek vettem.

A fajlagos munkavégző képességet (ω) pedig a munkavégző képesség és a vízfelszín szélessége (w) alapján számítottam ki (Knighton 1999):

$$\omega = \frac{\Omega}{w}$$

4.2. A hullámtér-feltöltődés és befolyásoló tényezőinek vizsgálata

A hullámterek feltöltődésének mértékét (mm/év) többféle módszerrel vizsgáltuk a különböző mintaterületeken (4.1. táblázat). Ennek oka részben a kísérletezés volt, részben az, hogy a gátépítések óta eltelt időszak feltöltődésének (hosszútávú) vizsgálata teljesen más módszerek alkalmazását igényelte, mint az egy-egy árvíz okozta (rövidtávú) akkumulációé.

4.1. táblázat: A hullámtér-feltöltődés vizsgálati területei és módszerei

		Tisza	Maros
hosszútávú mérések	<i>DDM</i>	–	0-34 fkm közötti hullámtéri szakaszon
	<i>fűrésok (szemcseösszetétel)</i>	Közép-Tisza: Nagykörű (N1-2), Szolnok (M, F1-8) Alsó-Tisza: Mártély (T1-2)	Makó (Cs1-Cs3, Zu) Vetyehát (Ve)
	<i>fűrésok (pollenanalízis)</i>	–	
rövidtávú mérések	<i>friss üledék vastagság mérése</i>	Közép-Tisza: Nagykörű, Szolnok (2005-06) Alsó-Tisza: Mindszent (1998-2013)	Vetyehát, Apátfalva (2005-06)
	<i>vízbeesség mérések</i>	Közép-Tisza: Nagykörű Szolnok (2006) Alsó-Tisza: Mindszent (2006)	–
	<i>növényzet sűrűségének mérése</i>	Közép-Tisza: Nagykörű Szolnok (2006) Alsó-Tisza: Mindszent (2006 és 2013)	–

4.2.1. A gátépítések óta eltelt időszak feltöltődésének vizsgálata

A hosszútávú akkumuláció vizsgálatához a Maros Makó és torkolat közötti szakaszán **digitális domborzatmodell**t alkalmaztunk (ld. Kiss et al. 2011). A DDM előállításához 1:10.000-es méretarányú (1983-as) EOTR térképszelvényeket használtunk (vertikális pontosságuk $0,26 \pm 0,1$ m) és ArcGIS 8.2 szoftvert. A Maros két oldalán lévő, 4-4 km széles területet a Marosra merőleges, egymással párhuzamos szelvények mentén 1 kilométeres sávokra vágtuk. Majd az így kapott sávokat a töltésekkel és a Maros partvonalával feldaraboltuk, így ki lehetett számítani a bal- és jobbsparti hullámtéri és a mentett oldali területek átlagmagasságát. A mentett oldalak és a hullámtér magasságkülönbsége adta meg a feltöltődés mértékét.

A **szedimentológiai és palynológiai elemzések**hez fúrásokból vettünk mintát, úgy kiválasztva a mintavételi helyeket, hogy azok különböző geomorfológiájú helyeket (pl. övzátony, levágott meder, ártéri lapály stb.) reprezentáljanak (ld. Kiss et al. 2005, Oroszi és Kiss 2005). A mintavételi helyek legtöbbjénél a lerakódó hordalék szemcseösszetétele megváltozott a kanyarulat-átvágások hatására, azaz vagy hirtelen durvább vagy finomabb üledék került a szabályozások előtti anyagra. A mintáknak meghatároztuk a szemcseösszetételét, szervesanyag- és nehézfém-tartalmát. A tiszai minták egy részének mágneses tulajdonságait is megmértük, amelyek utalhatnak az üledék eredetére, illetve a talajosodás mértékére. A marosi mintákon pedig pollenanalízist végeztünk, és özőnnövények virágporszemei segítségével határoztuk meg a feltöltődés ütemét.

4.2.2. Egy-egy árvíz okozta akkumuláció vizsgálata

Az egy-egy árvízhez köthető feltöltődés vizsgálatához szelvények mentén, egymástól kb. 10 méterre megmértük a frissen lerakódott **hordalék vastagságát** (ld. Kiss és Fejes 2000). Ezt az tette lehetővé, hogy a friss üledék éles határral elkülönült az előző évi avartakarótól. Egy-egy ártéri öblözetben 220-500 ponton történt mérés.

A **növényzet okozta érdesség** (n) kiszámításához a tiszai mintaterületeken 2006-ban és 2013-ban kvadrátokban megmértük a fásszárú növényzet törzsmérőjét és darabszámát, majd ezeket az értékeket érdességi kategóriákba soroltuk (Sándor és Kiss 2007). A korábbi növényzeti érdesség kiszámításához térképi adatok és légifotók alapján (1783-2000) a területhasználati kategóriákhoz rendeltünk érdesség-értékeket irodalmi adatok alapján (Chow 1959) és kiszámítottuk az egyes időpontokban a területtel súlyozott átlag-érdességet.

A 2005 és 2006. évi áradások során ott, ahol a kereszt-szelvények mentén a hullámtéri akkumulációt is mértük, meghatároztuk a Tisza **vízsebességét** (tetőzés környékén). A sebességmérésekhez forgólapátos (GR-21) vízsebességmérőt alkalmaztunk. A mérésekkor általában csupán egy ponton, a vízoszlop felső 1/3-ban mértük meg a vízsebességet.

4.3. Horizontális és vertikális meder-paraméterek mérése

A kanyarulat-átvágások, a partbiztosítások és a völgyzárógátak okozta mederváltozások értékeléséhez megvizsgáltuk mind a négy folyó egy-egy szakaszának horizontális paramétereit (3. sz. melléklet). A meder vertikális jellemzőit azonban csak a Tiszán és a Maroson értékeltük, mivel csak a Tiszáról sikerült hosszútávú adatsort beszerezni, illetve a Maroson végeztünk saját felméréseket is. Bár az adatok a különböző folyókról különböző évekből származnak (4.2 táblázat), különböző felbontásúak és jellegűek (pl. vízrajzi atlasz, légifotó), de véleményem szerint alkalmasak arra, hogy az adott folyószakaszon a változásokat értékeljük.

4.2. táblázat: A vizsgált folyószakaszok horizontális paramétereinek kiszámításához használt adatforrások

	Tisza	Maros	Hernád	Dráva
Vizsgált szakasz (fkm)	Mindszent (225-200)	Nagylak-torkolat (51-0)	Zsujta (98,5-107) Gibárt (65,5-77) Felsődobsza (54-59) Alsódobsza (36-42,5)	Órtilos-torkolat (236-0)
Térkép vagy légifotó készítésének éve	1842, 1890, 1929, 1957, 1976 és 1999	1929, 1964-65, 1924-25, 1951, 1953, 1964, 1969, 1973, 1981, 1991, 2000	1883, 1937, 1953, 1956-57, 1966, 1972, 1975, 1985, 1988, 1997, 2002, 2007	1878-82, 1966-68, 1972, 1977-79, 1980-82, 2003-06, 2009
Saját partfelmérések (GPS, dendrológia)	2007–	2004–	2008–	2011–

A **horizontális paraméterek** kiszámításához minden térképlapot, légi- és űrfelvételt geokorrigáltunk EOV koordináta rendszerbe. A partvonalak egyértelműen azonosíthatóak voltak a külső ívek mentén, míg a belső íven a fás és a homokos zátonyfelszínek közötti határt tekintettük partvonalnak. A partvonalak digitalizálása után meghatároztuk a középvonalat. A kanyargós szakaszok horizontális paramétereinek számításához a kanyarulatok közötti egyenes sáv felezőpontját tekinthettük az inflexió pontnak (ld. Kiss et al. 2008). Szigeteknek tekintettük a part-éltől vízfelülettel elválasztott, fásszerű növényzettel borított formákat. A szigeteknek meghatároztuk a számát, területét, és típusát, azaz hogy hol helyezkednek el a mederben (ld. Kiss és Sipos 2007). Az elmúlt évek változásainak vizsgálatához minden folyón egy-egy rövidebb-hosszabb szakasz mentén évente GPS-es felméréseket végzünk, hogy a parthátrálás ütemét meghatározhassuk. Ugyanakkor a belső ívek épülését, illetve a szigetek fejlődését az ártéri fák kora alapján szerkesztett izokrón térképek segítségével vizsgáltuk (Blanka és Kiss 2006).

A **vertikális paraméterek** kiszámításához az azonos helyen felmért tiszai VO-szelvényeket a bal parti VO-köre illesztettük (Kiss et al. 2008). A Maroson a mederfelmérést halradarral végeztük, jellegzetes hidrológiai helyzetekben, megközelítőleg ugyanazon koordinátájú pontok között.

5. EREDMÉNYEK

Ahhoz, hogy értékelni lehessen a vizsgált vízfolyásokon a különböző emberi hatásokra adott morfológiai válaszokat, a hidrológiai sajátosságok ismerete is szükséges. Ezért ebben az eredmények sorában először a négy folyó hidrológiai jellegzetességeit hasonlítom össze (részletes leírásuk az 4A-D. mellékletekben található). Majd az egyes emberi beavatkozások által kiváltott meder- és ártér-morfológiai változásokat jellemzem. Ezen fejezetekben törekedtem arra, hogy az emberi hatásra adott fluviális választ egy folyó példáján részletesen bemutassam, majd a többi vízfolyás választ ehhez hasonlítottam.

5.1. A vizsgált folyószakaszok hidrológiai jellemzőinek összehasonlítása

A vizsgált folyók eltérő hidrológiai peremfeltételeket kínálnak a mederformáláshoz, amit tovább bonyolítanak a lefolyást befolyásoló antropogén és klimatikus tényezők. Azonban hidrológiájuk összehasonlítása azért szükséges, mert részben ezzel magyarázható a zavaró hatásokra adott különböző vagy éppen azonos válaszuk. A vizsgált vízmércék vízállás-adatai alapján a 20. sz. elejétől hasonlíthatók össze a vízfolyások. Azonban fontosnak tartom hangsúlyozni, hogy a 20. sz. első évtizedei sem tekinthetők természetes állapotnak, hiszen már a 19. században megkezdődtek a szabályozások (a Hernád kivételével).

5.1.1. Vízjárás összehasonlítása

A jellegzetes vízszintek (NV, KöV, KV) alakulása alapján az 1900 óta eltelt több, mint 110 éves adatsort négy időszakra bontottam. Mind a négy folyón a **kiindulási állapotot** az 1900-as évek első évtizede képviseli, amikor a vízjáték még sokkal kisebb volt, mint ma. A Tisza vízrendszerében ekkor az árvizek ritkák voltak, bár magasságuk nőtt. A leggyakoribbak az árvizek a Tiszán voltak, ahol csaknem minden évben előfordultak és átlagos hosszuk 30 nap/év volt. A Hernádon az árvizek csupán 3,2 évenként tértek vissza és ekkortájt 20-70 cm-es vízborítással lehetett számolni az ártereken. Ugyanakkor a Maroson teljesen elmaradtak az árvizek. A Dráván is gyakoriak voltak a rövid (1-2 hetes) de gyakran (4-6 havonta) visszatérő árvizek.

A kisvizek süllyedése kifejezett volt a Tiszán (-131 cm), miközben a Hernádon, a Maroson és a Dráván hasonló jellegű változás nem tapasztalható. Ez a Tiszán egyértelműen a meder bevágódására utal, amit alátámaszt az alsó-tiszai mindszei vízmérce szelvényéhez legközelebbi, 214. VO-szelvény alakulása is, ami 1890 és 1929 között 2,4 m-rel mélyült. Tehát a Tiszán már az 1900-as évek elején is tapasztalható hidrológiai változások a 19. századi emberi beavatkozások következményeként értékelendők.

Az *1910-es és az 1940-es évek között* a Tisza vízrendszeréhez tartozó folyók hidrológiai változásai jellegükben eltérnek a Dráván tapasztalhatótól. Ugyanis a Dráván 1918-tól folyamatosan csökken minden jellegzetes vízszint, ami a 20. sz. folyamán megépült duzzasztók és erőművek vízvisszatartó hatásával magyarázható. Így a Dráván egyre újabb negatív rekordok születtek, az árvizek hossza erőteljesen lecsökkent (42nap/évről 26 nap/évre), visszatérési idejük 1,4-2 évre nőtt.

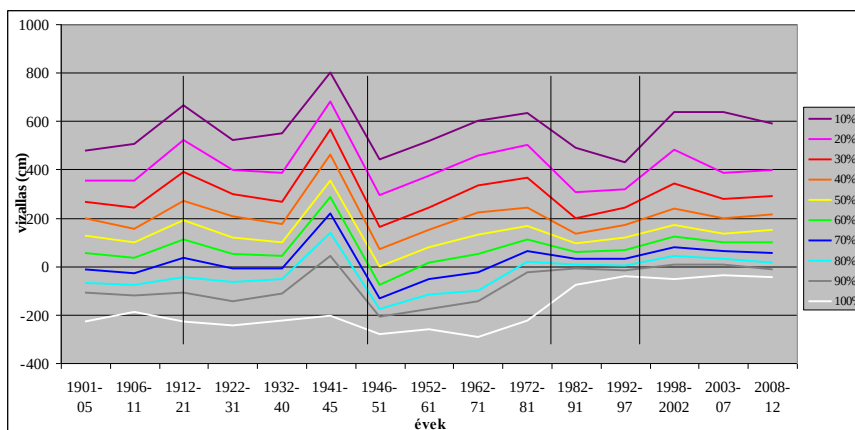
Ugyanakkor a Tiszán (7x), a Hernádon (3x) és a Maroson (2x) is megdőlték a korábbi rekord magas vízállás értékek. A Tiszán nőtt legjobban az LNV értéke (+188 cm), míg a Hernádon 70 cm-rel, a Maroson pedig csupán 22 cm-rel. A nagyvizek szintjének növekedése az árvizes napok hosszának növekedését is eredményezte, így a Tiszán a korábbihoz képest megduplázódott az elöntés hossza (61 nap), a Maroson 2-3 hétre nőtt, a Hernádon pedig csaknem megnégyszereződött miközben visszatérési idejük csaknem felére csökkent (1,7 év). A Hernád nyílt árterületei miatt fontosnak tartom kiemelni, hogy a gyakoribbá váló árvizek már magasabb vízszinttel vonultak le, így a vízborítás mélysége az ártereken akár 140 cm is lehetett. Az árvizek gyakoribbá és hosszabbá válása részben az 1940-es évek csapadékosabb időjárásához, részben valószínűleg a meder szűküléséhez köthető.

Míg a Tiszán és a Hernádon a kisvizek szintje nem vagy alig változott, addig a Maroson a KV megemelkedett (+20 cm), ami mederfeltöltődést jelez.

A *20. sz. második felében* az 1990-es évekig a folyókon zajló hidrológiai változások felgyorsultak, illetve némileg eltérő fejlődési irányok bontakoztak ki. A Tisza vízrendszeréhez tartozó folyók markáns árhullámai vonultak le 1970-ben és 1974-ben, ugyanakkor az árvizek hossza csökkent, és az 1980-as években már alig léptek ki a folyók az árterükre. A többi folyóval ellentétben ekkor a Dráván az árhullámok csaknem teljesen elmaradtak (visszatérési idejük 5-15 év), és hosszuk a töredékére (1-2 nap/év) zsugorodott.

A kisvizek alakulása a négy vizsgált folyón jelentősen különbözött. A Maroson a kisvizek magas szintje továbbra is megmaradt. Azonban a Tiszán eleinte a KV szintje tovább csökkent és LKV rekordok születtek miközben vízhozamuk nőtt, ami egyértelműen bevágódást jelez: ekkor a mindszeri vízmércéhez legközelebbi mederszelvény közepes mélysége 7,1 m-ről 10,3 m-re nőtt (+45%). Majd a törökbecsei duzzasztás miatt nőtt a kisvizek és a közepes vízállások szintje is (5.1.1 ábra). Ugyanakkor a Tisza vízgyűjtőjében a kisvízi lefolyás mérséklődésére illetve a fokozott vízkivételre utal, hogy a kisvizek vízhozama a Tiszán 15%-al csökkent. A Hernádon a legnagyobb szlovákiai tározó feltöltése idején (1956-57) minden vízszint csökkent. A Hernádon a kisvizek szintje folyamatosan csökkenő trendet mutat miközben a kisvízi vízhozam nem csökkent, ami bevágódásra utal. Hasonló jelenség figyelhető meg a Dráván is: itt minden jellegzetes vízszint is jelentősen csökkent, bár a KöQ és KQ alig változott, ami itt is egyértelműen a sodorvonal bevágódását jelzi.

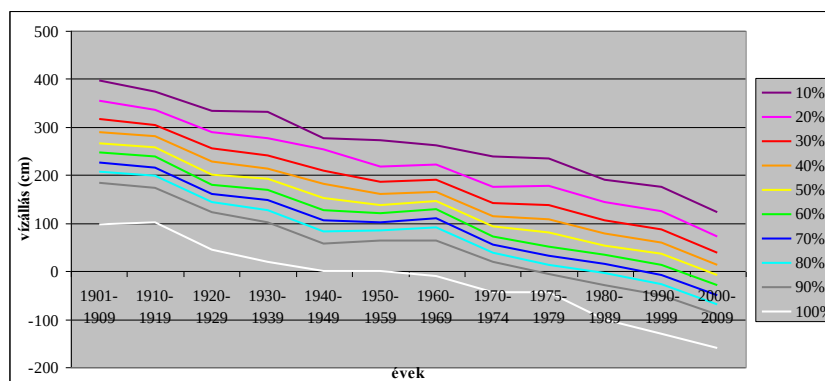
dc_946_14



5.1.1. ábra Különböző gyakoriságú vízállásokhoz tartozó vízszintek (meghaladási valószínűség-görbék) Mindszentnél 1901 és 2013 között

Az **1990-es és 2000-es években** mind a négy folyón a szélsőségek további növekedése tapasztalható. Például a Tiszán a NV szórása nőtt, hiszen rekord alacsony szinteket ért el, miközben a Tiszán kétszer is (2000, 2006) megdőlt az LNV anélkül, hogy a vízhozama rekord értéket ért volna el. Mindeközben a Tiszán az árvizek hossza a 20. sz. második feléhez képest megduplázódott (átlag: 54 nap/év). A Hernádon is kétszer mértek rekordmagasságú árvizeket (2006, 2010), de a 2010-es árvíz során az LNQ is megdőlt. Ez azt jelenti, hogy az ártereken a vízszlop magassága megduplázódott (270 cm), ráadásul az elöntés is hosszabb ideig tartott. A Maroson 6-11 napos árvizek lettek jellemzők, de vízszintjük nem ért el újabb rekordokat. Ugyanakkor a Dráván gyakorlatilag eltűntek az árvizek. Az utolsó, a magyarországi szakasz hidrológiáját leginkább befolyásoló Donja Dubrava-i erőmű megépítése után (1989) a vízszintek süllyedése még intenzívebbé vált és vízhozamuk is csökkent. A folyamatot jól jelzi, hogy ma már az 50%-os meghaladási valószínűségű vizek szintje nem éri el a korábban 90%-os meghaladási valószínűségű vizek szintjét sem (5.1.2 ábra).

A mesterséges visszaduzzasztással nem érintett Maros és Hernád szakaszokon illetve a Dráván új LKV rekord született. Ugyanakkor a Tisza vízrendszerében új LKQ is született, ami a korábbi időszakban elkezdődött lefolyáscsökkenés folytatódására utal.

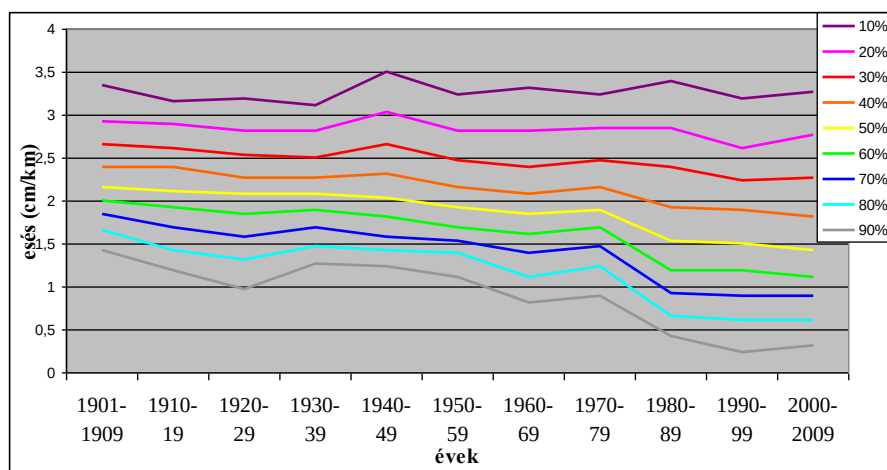


5.1.2. ábra: Különböző gyakoriságú vízállásokhoz tartozó vízszintek (meghaladási valószínűség-görbék) alakulása Barcsnál

5.1.2. Esésviszonyok összehasonlítása

A négy folyó vízszintjének esése jelentősen eltérnek. Számításaim szerint a Hernádé átlagosan 58,0 cm/km, a Dráváé 33,8 cm/km, a Marosé 18,7 cm/km, Tiszáé 2,0 cm/km². Mivel minél magasabb az esés annál intenzívebb a mederformálás, ezért feltételezhető, hogy a legnagyobb esésű Hernád adja a leggyorsabb morfológiai választ, míg a Tiszán a válaszdás mérsékeltebb és valószínűleg jóval lassabb.

Az elmúlt 110 év alatt leginkább a Tisza esése változott a vizsgált Mindszent és Algyő közötti szakaszon (5.1.3 ábra). A Tiszán markáns eséscsökkenés figyelhető meg, amit mutat az adott gyakoriságú esés-értékekhez tartozó esésérték csökkenése. Míg az 1900-as évek elején az időszak 50%-ában az esés magasabb volt 2,2 cm/km-nél, addig a 1980-as évektől ez már csak 1,4-1,5 cm/km-re csökkent. A kisvizek esése is egyre romlott, míg a 20. század elején 1,0-1,1 cm/km volt, addig az 1970-es évektől –a visszaduzzasztás miatt – gyakorlatilag 0 cm/km-re csökkent.



5.1.3. ábra: Különböző gyakoriságú esésértékek alakulása a Tisza Mindszent és Algyő közötti szakaszán (1901-2013)

A vizsgált folyók közül a legkiegyenlítettebb az esés a Hernádon, bár itt is az esés-értékek szórása 40%-al nőtt a 21. században. A Maroson az esést csak 1998 óta lehet értékelni, hiszen ekkortól van Apátfalvánál és Makónál is vízállás-mérés. Ezen időszak alatt az esés jóval tágabb határok között (1,3-26 cm/km) mozgott, mint például a Tiszán, ugyanakkor 2007 óta az esés változékonysága csökkent. A Dráván az évi átlagos esés 1989-ig (Donja Dubrava-i erőmű megépítése) folyamatosan nőtt, majd csökkenésnek indult, de a szórása nőtt. A változó esés magyarázata az erőművek alatti bevágódás majd feltöltődés lehet, míg a növekvő szórást a csúcsra-járatott erőmű 1-1,5 m magas árhullámai indokolják.

² Az általam számított adatok az irodalomban szereplő értékektől jelentősen eltérnek, ami valószínűleg az eltérő adatszámokból és időszakokból adódik: Irodalmi esés adatok: Hernád 55 cm/km (Csoma 1973), Dráva 20-25 cm/km (Mantuánó 1974), Maros 28 cm/km (Laczay (1975) és Tisza 2,9 cm/km (Lászlóffy 1982).

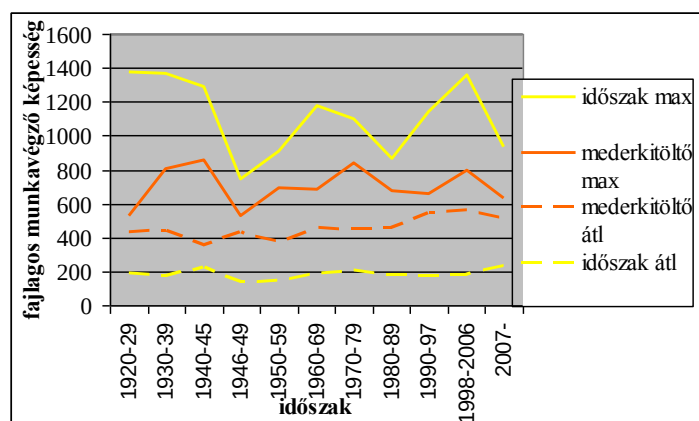
Kiemelendőnek tartom, hogy a Tiszán az átlagos esés az 1990-es évek óta jelentősen csökkent, ami a vízvezető-képesség romlását is eredményezi. Ugyanakkor az esés trendszerűen alig változott a Hernádon, míg a Dráván az esés nő, valószínűleg a kisvízi mederformák miatt. Ugyanakkor mindhárom folyónál az esés-értékek szórása nőtt, ami időben egyre változékonyabb mederformálást tehet lehetővé. Ugyanakkor a Tiszán az 1998-2000-es árvizek maximális esés-értékei egyre nőttek, ami arra utal, hogy egyre meredekebb fronttal mozog az árhullám, ami valószínűleg a nagy ártéri és mederbeli érdességre és súrlódásra vezethető vissza.

5.1.3. Fajlagos munkavégző képesség alakulása a Tiszán Szegednél

A meder fejlődése szempontjából alapvető szerepet játszik a vízhozam és esés együttes alakulását tükröző fajlagos munkavégző képesség. Mivel hosszútávú mért vízhozam adatsor csak a szegedi szelvényből van, ezért ez alapján számoltam, de figyelembe kell venni, hogy itt már a vízhozamot és az esést is megnöveli a betorkolló Maros. A többi folyóra fajlagos munkavégző képességet – megbízható mért vízhozam adatok hiányában – nem számoltam.

A Tisza átlagos fajlagos munkavégző képessége Szegednél 1921-2012 között 185 W/m^2 volt, és a legkiugróbb értékeket árvizekkor mutatta, hiszen a közel 0 cm/km esésű kisvízes időszakokban a munkavégző képesség is közel 0 W/m^2 . A mederkitöltő vízszint feletti (500-599 cm) vízállások átlagos fajlagos munkavégző képessége ($\omega_{\text{mk}}=454 \text{ W/m}^2$) közel 2,4-szerese az összes vízálláshoz tartozó átlagnak, de jelentősen elmarad az egyes árvizek csúcsán számított értéktől ($\omega_{\text{max}}=1372 \text{ W/m}^2$). Ez ellentmond az irodalmi adatoknak, miszerint a folyók munkavégző képessége mederkitöltő vízszintnél a legnagyobb (Yang 1979, Knighton 1999), mivel az ártérre kilépő árvíz hatására mérséklődik a mederformálás.

Mivel az irodalmi adatok nagy hangsúlyt fektetnek a mederkitöltő vizek fajlagos munkavégző képességére, megvizsgáltam időbeli alakulását (5.1.4 ábra). Érdekes módon az évtizedenkénti átlagos ω értéke az 1998-99-es árvizekig alig változott, majd az 1990-es évektől jelentősen megnövekedett (+24%). Az árhullámok csúcsán számított maximális értékek is nőttek, hiszen az 1970-es rekord magas árhullám munkavégző képessége ($\omega_{\text{max}}=1072 \text{ W/m}^2$) jóval kisebb, mint a szintén LNV-t döntő 2000-es árhullámé ($\omega_{\text{max}}=1350 \text{ W/m}^2$). Ez részben az egyre meredekebbé váló Q-H görbékkel (azaz ugyanazon vízhozamhoz tartozó egyre magasabb vízszinttel), illetve az árvizek apadó ágában tapasztalt esésnövekedéssel magyarázható. Morfológiailag ez előre vetíti, az egyre intenzívebbé váló mederformálást, amit azonban a mérnöki létesítmények akadályoznak.



5.1.4. ábra: Időszakonkénti átlagos fajlagos munkavégző képesség alakulása Szegeden, illetve minimum és maximum értékei

Az árhullámok egyediségét mutatja, hogy bár az 1998-99-es téli-tavaszi árvizek tetőző vízállásukban és vízhozam-értékeikben is hasonlítottak a soron következő 2004-es árhullámhoz, azonban maximális fajlagos munkavégző képességük 20-37%-al volt magasabb, mint a 2004-es árvíznek ($\omega_{\max}=729 \text{ W/m}^2$). Ez véleményem szerint magyarázható azzal, hogy az 1998-as árvizet megelőző 15 évben csupán kis magasságú és munkavégző képességű, rövid árhullámok fordultak elő, amelyek során a meder inkább szűkült, érdessége nőtt. Ugyanakkor a 2004-es árhullámot megelőző, nagy munkavégző képességű árvizek a medret némiképp kitágíthatták, így a 2004-es árhullám könnyebben levezetődhetett.

A fajlagos munkavégző képességet Yang (1979) egyértelműen összefüggésbe hozta a meder egyensúlyi állapotával, mivel azt fejezi ki, hogy mennyi energia fordítódik a meder egységnyi szélességének formálására (Knighton 1999). Így Yang véleménye szerint a kisebb értékek tükrözik a meder egyensúlyi állapotát, mivel az egyensúlyvesztett medreknek többlet energiát kell kifejteniük az új egyensúlyi állapot eléréséhez. Tehát a Tisza esetében 1945-1997 között az átlagos fajlagos munkavégző képesség annak ellenére alacsony értékű volt, hogy ekkor még a mederesés is nagyobb volt, és ekkor többször is nagy vízhozamokat mértek. Ez arra utalhat, hogy ekkortájt a nagy- és árvízi meder kisebb érdességű és jobb vízvezető képességű lehetett, és a kisebb ellenállást nyújtott a mederformálással szemben. (Tehát az 1970-es árvíz egy viszonylag jó vízvezető képességű, és kis ellenállású árvízi mederben vonult le.) Ugyanakkor az árvízi és a nagyvízi meder vízvezető képességének romlására utalnak az 1998 óta számított értékek, hiszen nagyobb energiát fejt ki a meder formálására a Tisza mint korábban, annak ellenére, hogy romlanak az esésviszonyai (ld. 4A melléklet). Ezt tükrözi az is, hogy ugyanazon vízsebesség értékhez (pl. 1 m/s) tartozó munkavégző képesség megduplázódott.

5.2. Emberi hatások és a rá adott válaszok

Az alábbi fejezetekben a fluviális folyamatokat az azokat befolyásoló antropogén hatások felől közelítem meg. Először bemutatom az adott folyamatot befolyásoló tényezőket a korábbi kutatások alapján. Majd az adott antropogén hatásra adott választ a kutatásaink alapján egy-egy esettanulmány keretében jellemzem, és végül összehasonlítom a különböző mintaterületekről származó eredményeinket.

5.2.2. *Az árvízvédelmi töltések geomorfológiai hatásai*

Az árvízvédelmi töltésekkel a természetes árterek szélességét szűkítik le (ármentesítés), aminek eredményeképpen az addig nagy területre jellemző ártéri geomorfológiai folyamatok jóval szűkebb sávra korlátozódnak. Például a gátak építésével a Tisza vízgyűjtő területén lévő közel 25,8 ezer km² ártéri területnek közel 94%-a ármentessé vált, és csupán 1050 km²-nyi hullámtéri terület maradt az árvizek levezetésére (Török 2000). Ezen a leszűkült ártéren intenzívebbé vált a feltöltődés, amelynek mértékét és befolyásoló tényezőit mi is vizsgáltuk.

5.2.1.1. *Az árterek feltöltődése*

Az első ártéri kutatások során a legjelentősebb ártéri folyamatnak a kanyarulatok fejlődéséhez köthető laterális feltöltődést tartották (Friedkin és Lászlóffy 1949, Wolman és Leopold 1957, Károlyi 1960 Allen 1965). Azonban a későbbi kutatások bebizonyították, hogy fontos szerepe van még az ártérre kilépő árvíz okozta függőleges akkumulációnak, a mellékágak és morotvák képződésének és feltöltődésének is (Chorley et al. 1984, Nanson és Croke 1992). Azt, hogy a laterális vagy vertikális feltöltődés közül melyik a domináns adott helyen, véleményem szerint az esés és a meder oldalazó eróziójának mértéke határozza meg. Ezt bizonyítja, hogy a változékonny medrű Felső-Tiszán a partbiztosítások előtt a vertikális feltöltődés mértéke elhanyagolható volt (Vass 2014), miközben ez a folyamat dominált már a partbiztosítások megépítése előtt is a jóval kisebb esésű és kevésbé intenzív oldalazó eróziójú Tiszán vagy Maroson (Kiss és Hernesz 2011, Kiss et al. 2014). Mivel vizsgálati területeinkre a vertikális ártéri feltöltődés jellemző, ezért a továbbiakban ezt mutatom be részletesebben.

Az árterek vertikális feltöltődése igen összetett folyamat, amelyet több regionális és lokális tényező egymásra hatása okoz, emiatt a tér- és időbeli mintázata változatos. Az árterek feltöltődését befolyásoló, vízgyűjtő szinten ható folyamatok általában a lefolyást és a lejtőkről a mederbe jutó hordalék mennyiségét határozzák meg. Közülük a legfontosabb az éghajlatváltozás és a területhasználat változása. Ugyanakkor vannak magát az ártereket érintő tényezők is, amelyek

leginkább azt befolyásolják, hogy a szállított hordalékból mennyi és hol rakódik le. Ezek a lokális tényezők az ártérre kilépő víz hidraulikáját szabályozzák (Nicholas és Walling 1997). Ilyen tényező az ártér mikro-domorzata és geomorfológiai formakincse (Oroszi 2009), az akkumuláció helyének folyótól mért távolsága (Walling és He 1998), az árvíz hordalékhozama és áramlási viszonyai, az ártér növényborítottsága (Steiger et al. 2001, Kiss és Sándor 2009, Sándor 2011), valamint az ártér szélessége (Gábris et al. 2002).

A természetes ártérfejlődést jelentősen módosíthatja az antropogén tevékenység, amely csaknem minden kontinensen jelentkezett az elmúlt 200 évben (Owens et al. 2005). Általánosságban jellemző, hogy az árterek feltöltődésének sebessége legalább egy nagyságrenddel nőtt (pl. Knox 1987, Florsheim és Mount 2003, Benedetti 2003). Ennek okaként főleg a vízgyűjtőn történő, emberi hatásra bekövetkező változásokat jelölik meg: például a bányászatot (Knox 2006), a táj-átalakítást (Florsheim és Mount 2003), az intenzívvé váló mezőgazdaságot (Mücher et al. 1990, Lecce és Pavlowsky 2004, Knox 2006, Owens and Walling 2002), a fakiterelést (Constantine et al. 2005) és a vízfolyások dinamikájának megváltoztatását (Hohensinner et al. 2004, Owens et al. 2005). Felgyorsult ártérfeltöltődéshez nemcsak az vezethet, ha a vízgyűjtőről érkező víz több hordalékot szállít, de az is, ha a folyómeder hosszabb időre oldalirányban rögzített marad (Károlyi 1960, Brown 1983) vagy a folyót szabályozták (Ten Brinke et al. 1998). Ugyanakkor antropogén hatásra az ártérfeltöltődés mértéke csökkenhet is, a vízgyűjtő tudatos tájhasználata és a talajvédelem miatt (Knox 1987, Benedetti 2003), vagy beerdősülés hatására (Keesstra 2007). A folyó bevágódása is csökkentheti az ártér felmagasodását, hiszen így az ártér a mederhez képest magasabbá válik, így az elöntések gyakorisága csökken (Wyzga 2001).

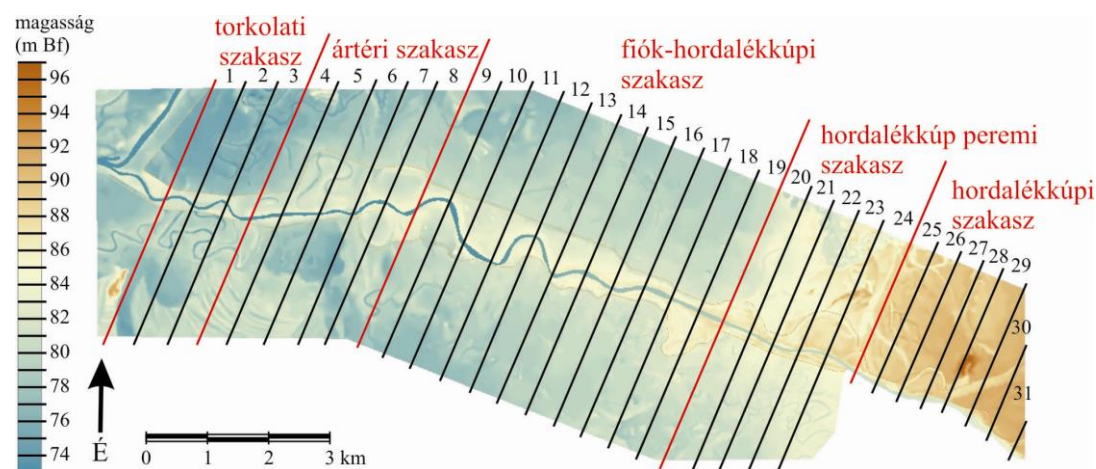
Hazánkban az ártérfeltöltődés vizsgálata elsősorban az 1998-2006-os évek rekordmagasságú tiszai vízszintjei és a Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztése kapcsán került a kutatások középpontjába. A kutatások rendszerint az ármentesítések óta felhalmozódott hullámtéri hordalék vastagságát vizsgálták VO-szelvények összevetésével (Károlyi 1960, Szilávik 2001), hordalékhozam-számításokkal (Jakucs 1982), rétegtani vizsgálatokkal (Nagy et al. 2001, 2010, Schweitzer 2001, Braun et al. 2003, Balogh et al. 2005, Félegyházi 2008, Szabó et al. 2008, Dezső et al. 2009), DDM segítségével (Gábris et al. 2002, Vass et al. 2009ab), friss üledék vastagságának mérésével és üledékcsapdák segítségével (Gönczy és Molnár 2004, Vass 2007). A mérések bár nagyon eltérő módszereket használtak eltérő mintaterületeken, abban megegyeznek, hogy a feltöltődés átlagos üteme 0,5-1 cm/év, míg a partmenti területeken akár 10-100 cm/árvíz is lehet.

Az árvízvédelmi töltések megépítésének következményeként felgyorsuló ártér feltöltődés mértékét a Maros és a Tisza mentén mértük. A hosszabb távú méréseknél a szabályozások óta történt feltöltődést határoztuk meg digitális domborzatmodell (Kiss et al. 2011), illetve szedimentológiai és palynológiai vizsgálatok segítségével (Oroszi és Kiss 2005, Kiss et al. 2004, 2005, Sándor és Kiss 2006, Kiss és Sándor 2008, 2009). Mivel a Maros hordalékhozama nagyobb a Tiszáénál, itt a

feltöltődés is látványosabb, ezért ezt mutatom be részletesen, és ehhez hasonlítom a tiszai eredményeinket. A rövid távú méréseknél egy-egy árvíz okozta feltöltődés mértékét mértük (Oroszi és Kiss 2006, Oroszi et al 2006, Sándor és Kiss 2006, 2007, 2008ab, Kiss és Sándor 2009). Ebből kiemelhető a Mindszentnél elkezdett mérés (Kiss és Fejes 2000, Kiss et al. 2002), amit 1998 óta minden nagyobb árvíz után megismétlünk, és amit részletesen is bemutatok.

5.2.1.2. Feltöltődés mértéke az ármentesítések óta a Maroson

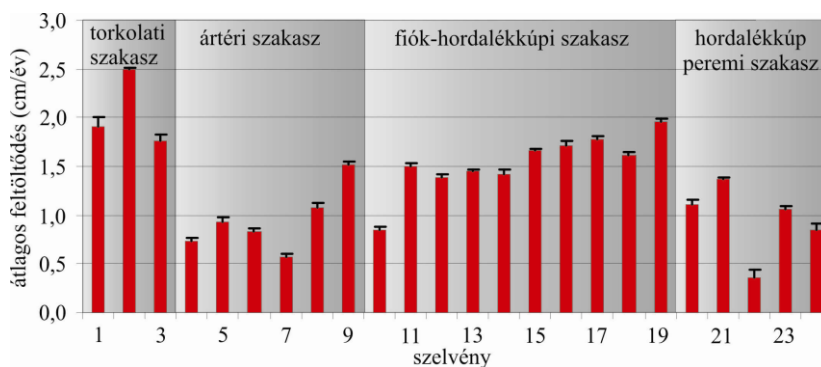
A hosszútávú, szabályozások óta bekövetkező feltöltődés mértékét és az azt befolyásoló tényezőket a Maros mentén vizsgáltuk részletesen. Ehhez a Maros alsó (0-34 fkm) szakaszát választottuk ki. A feltöltődés mértékét a mentett oldal és az ártér magasságkülönbsége alapján határoztuk meg, keresztszelvények mentén illetve a közöttük lévő területek átlagmagassága alapján (5.2.1 ábra). A feltöltődés mértéke eltérő a két módszerrel számolva, de különbségeik nem haladják meg a 0,8 m (átlagos hiba: 0,2 m). Az eltérés oka, hogy a szelvények nem mindig reprezentatív helyeken futnak, pl. az övzátöny-sorok magasabb, míg az ártéri mocsarak alacsonyabb átlagmagasságú felszínüket eredményeznek. A feltöltődés időbeli ütemét pedig a hullámtér jellegzetes geomorfológiai pontjain mélyített fúrások pollenanalitikai elemzése alapján határoztuk meg.



5.2.1. ábra: A Maros hullámtérének és mentett oldali sávjának magassági viszonyai, és a feltöltődés méréséhez használt szelvények helyzete

A vizsgált terület a fluviális formakincs és a feltöltődés mértéke alapján jellegzetes geomorfológiai zónákra bontható, amelyeken a feltöltődés mértéke is különböző (5.2.2 ábra).

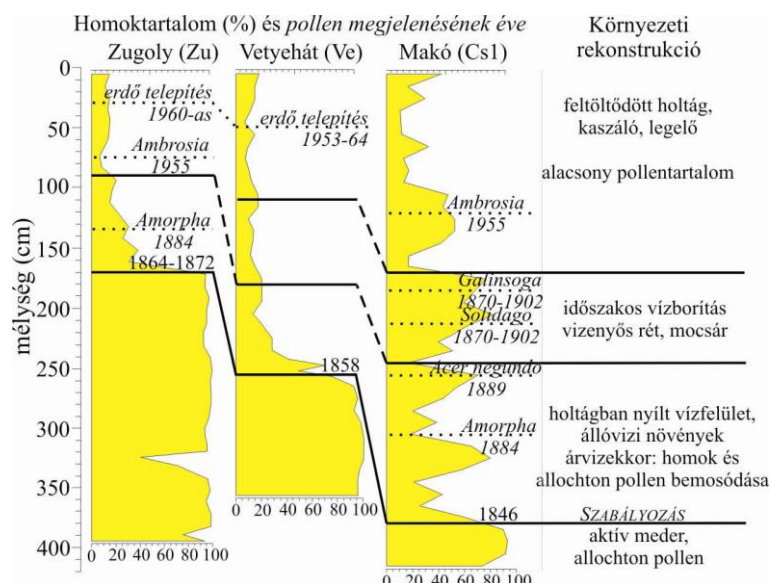
A Maros **hordalékkúpi szakasza** (25-31. szelvény) a mintaterület a legmagasabb ($M_{\min}=82,0$ m; $M_{\max}=87,7$ m), felszínét jelenti, amelyet pleisztocén parti dűnék és a hordalékkúpot felszabdáló vízfolyások völgyei tagolják (relatív relief: $0,1-3,5$ m/km²). Ezen a szakaszon a szabályozások előtt az anasztomizáló-meanderező Maros enyhén bevágódott a hordalékkúpba, és erre a $0,3-1,5$ m magas ártérperemre építették a gátat. A szabályozások során ezt a szakaszt teljesen kiegyenesítették, ezért a Maros a korábbi ártérébe újfent bevágódott, amit mutat $1,1-0,8$ m-rel alacsonyabb aktív ártere. Mivel az ártér többszörösen bevágódott, ezért a mentett oldal és az aktív ártér összehasonlításával a feltöltődés mértéke nem meghatározható.



5.2.2. ábra: A Maros mentén a feltöltődés mértéke a gátak megépítése óta (forrás: Kiss et al. 2011)

A **hordalékkúp peremi szakasz**ára (20-24. szelvény) jellemző a változatosabb domborzat ($M_{\min}=79,4$ m; $M_{\max}=86,7$ m; relatív relief: 1,3-4,1 m/km²). A területet egykori medrek és övzátöny-maradványok (főleg délen) szabdalják, míg északon a hordalékkúpot felszabdáló völgyek és parti dűnék dominálnak. Ebből a kettősségből ered az is, hogy a bal és jobb oldal magassága és ártér-esése is eltér. Az északi oldal 1,2-1,9 m-rel magasabb és esése átlagosan 45 cm/km, míg a déli oldal alacsonyabb, és itt a felszín esése is kisebb (33 cm/km). A gátak követik a szabályozásokkor levágott medrek vonalát. Ezen a szakaszon az akkumuláció átlagos mértéke 1,2-1,8-m. Mintázata jellemző, hogy a hullámtér egésze erőteljesen feltöltött, a legintenzívebb a feltöltődés a partok mentén. Mivel a két oldal magasságkülönbsége jelentős, megvizsgáltuk, hogy mekkora akkumulációs értéket kapunk csak az egyik mentett oldalhoz viszonyítva. A jobb parti mentett oldal magasságához viszonyítva a hullámtéri akkumuláció 0,37-1,41 m, míg a bal parti mentett oldalhoz viszonyítva 2,05-2,41 m. Ezen a szakaszon egy, a szabályozásokkor levágott, mára csaknem teljesen feltöltődött makói holtágban (Cs1), a mellette lévő folyóháton (Cs2) és a mindenkor ártéren (Cs3) a feltöltődés időbeliségét megvizsgáltuk özönnövények pollenjeit felhasználva. A levágott kanyarulatban az 1846. évi átmetszése óta a feltöltődés átlagos üteme 2,45 cm/év (5.2.3 ábra). A szabályozást követően a morotvában gyors (2,54 cm/év) volt az akkumuláció, majd az 1880-as évektől 1,75 cm/év-re csökkent. Az 1960-as évektől azonban a felgyorsult az akkumuláció (2,6 cm/év), amit a holtág melletti szántás által előidézett elegyengetéssel lehet magyarázni. A folyóháton létesített szelvényben (Cs2) az aktív folyóhát homokos anyagára az aktív meder távolabbra kerülésével iszapos-agyag üledék került. Itt az átlagos feltöltődési ütem csupán tizede (0,23 cm/év) az alig néhány méterre lévő feltöltött mederben mértnek, ami rávilágít a domborzat szerepére a feltöltődésben. A mélyebben fekvő mindenkor ártéren (Cs3) fokozatosan finomodó üledék halmozódott fel, ahogy a szabadon vándorló meanderező Maros egyre távolabb került. A szabályozások óta itt a feltöltődés átlagos mértéke itt 0,63 cm/év.

A **fiók-hordalékkúpi szakasz**on (9-19. szelvény) a hullámtér jelentősen feltöltődött (2,1-2,8 m), amiben szerepet játszhat, hogy eddig a szakaszig a Marost csaknem teljesen kiegyenesítették. A jelentős mértékű hordalékszállítás és lerakást alátámasztják az itt megjelenő utolsó szigetek is. A két mentett oldal magasságkülönbsége (0,0-0,8 m) abból ered, hogy a baloldalon találhatóak az egykori fokok és a hozzájuk tartozó homokfoltok, míg a jobb oldal alacsonyabb fekvésű, egyenletes felszínű egykori ártér ($M_{\min}=78,8$ m; $M_{\max}=81,2$ m; relatív relief 0,5-1,9 m/km²). A Maros mentén az akkumuláció lefelé haladva enyhén növekvő tendenciát mutat. A hullámtér teljes szélessége erőteljesen feltöltődött, de a partok az intenzív akkumulációt jelzik a folyóhátak. Ezen a szakaszon egy 1864-72-ben levágott mederben (Kiszombornál: Zu) az átlagos akkumuláció 1,3 cm/év. A morotva a kanyarulat átvágása utáni évtizedben 1,9 cm/év-es ütemben töltődött, majd ez az érték fokozatosan csökkent, 1914-ig 1,66 cm/év-re, majd az 1960-as évekig az akkumuláció mértéke már csak 1,2 cm/év volt. Azóta a feltöltődés tovább csökkent (0,85 cm/év).



5.2.3. ábra: A Maros három feltöltődött holtágában a feltöltődés jellegzetességei (forrás: Oroszi 2009)

A Maros klasszikus **ártéri szakaszán** (4-8. szelvény) bár a szabályozásokkor a kanyarulatokat levágták, a medret ezen a szakaszon kanyargóssá alakították. Mivel itt a szabályozások utáni akkumuláció nem fedte ez az eredeti formákat, jól látszik, hogy az egykori ártér is domború volt. A két oldali mentett ártér magasságviszonyai hasonlóak, magasságkülönbségük 0,0-0,4 m közötti ($M_{\min}=78,4$ m; $M_{\max}=81,0$ m; relatív relief: 0,6-2,2 m/km²). Az akkumuláció a felvízi szakaszokhoz képest kisebb (1,6-2,3 m), a folyón lefelé csökkenő mértékű. A hordalék a meder mellett övzátonyok és folyóhátak formájában halmozódik fel leginkább, a medertől távolabbi területek feltöltődése jóval mérsékeltebb. Az ártéri szakaszon lévő 1858-ban átvágott vetyeháti holtágban (Ve) az átlagos felhalmozódási ütem 1,8 cm/év. Az 1858-1960 közötti időszakban a feltöltődés gyors volt (2,0 cm/év), majd 1960 után 0,5 cm/év-re csökkent.

A Maros **torkolati szakasza** (1-3. szelvény) abban különbözik az előzőektől, hogy itt a levágott Maros szakasz a hullámtéren kívülre került, így az azóta történt akkumuláció nem egy domború, hanem egy közel sík és alacsony felszínen történt ($M_{\min}=76,4$ m; $M_{\max}=81,4$ m; relatív relief: 0,3-2,7 m/km²). A két mentett oldal magassága jelentősen eltér, ugyanis míg a jobbparti egy szabályozások előtti, egyenletes felszínű ártéri mocsár volt sekély erekkel, addig a déli részen egy paleo-meder magas övzátónysora található, így a két mentett oldal erőteljesen aszimmetrikus (szintkülönbség: 0,8-2,1 m). Ezen a szakaszon újra nő a feltöltődés mértéke (1,4-2,7 m), és növekvő tendenciát mutat a tiszai torkolat felé. A feltöltődés nem a meder mentén, hanem az ártér medertől távolabbi, pangóvízes területein a legnagyobb. Ez az akkumulációs mintázat egyértelműen a Tisza visszaduzzasztó hatása miatt alakult ki, ugyanis visszaduzzasztott és lecsökkent sebességű vízből jelentős mennyiségű lebegtetett hordalék ülepedhet ki. A feltöltődés fenti átlagértékét azonban a magas övzátónysor és a mélyebben fekvő egykori ártéri mocsár torzítja. A jobb parti, alacsony térszínhez viszonyítva a mintaterületen számított legnagyobb akkumuláció (2,6-3,5 m) mérhető, viszont a bal parti, nagyobb átlagmagasságú területhez képest ez csak 0,5-1,7 m.

Tisza és Maros hullámterein a gátépítések óta zajló feltöltődés összehasonlítása

Összehasonlítva a feltöltődést a Maros és a Tisza ugyanolyan morfológiai helyzetű pontjain a szedimentológiai módszerekkel feltöltődést összehasonlítottam (5.2.1 táblázat). A Maroson általában 2-3-szor intenzívebb a feltöltődés. Ez a viszonylag nagy különbség magyarázható a két folyó eltérő hidrológiai és morfológiai viszonyaival:

- a) A Maros lebegtetett hordalékának átlagos töménysége 650 g/m^3 , ami árvízkor akár 10 ezer g/m^3 is lehet; míg a Tisza átlagosan 370 g/m^3 anyagot szállít, és árvízkor is csupán 2000 g/m^3 érték jellemzi.
- b) A fenti hordalék-hozambeli különbséget az sem tudja ellensúlyozni, hogy míg az Alsó-Tiszára a hosszan elnyúló árvizek, addig a Marosra az igen rövid áradások jellemzőek. Például 100 év alatt Mindszentnél az időszak 6,1%-ban volt legalább 1 méteres vízborítás a hullámtéren, és további 6,9 %-ban ennél magasabb árvíz volt jellemző. Ezzel szemben a Maroson 100 évnek csupán 1,5 %-ában volt árvíz, és összesen 27 olyan év volt, amikor az áradás hossza meghaladta az egy hetet. Ugyanakkor a Tiszán gyakoriak az egy hónapnál hosszabb árvizek és magasságuk is folyamatosan nő, miközben ez a Maroson nem jellemző.
- c) A Maros jelenlegi hirtelen mintázattá válása a fiók-hordalékkúpi szakaszon (fonatosból kanyargósra), a szűkebb és szabálytalanabb futású ártér, illetve a hordalékkúp és a torkolat kis távolsága is szerepet játszhat a nagyobb mértékű akkumulációban.

5.2.1. táblázat A Tisza és a Maros hullámterén az üledék-felhalmozódás összehasonlítása

Morfológiai helyzet	Közép- és Alsó-Tiszán mért felhalmozódás			Maroson mért felhalmozódás		
	vastagsága (cm)	átlagos üteme (cm/év)	100 árvizes nap alatti (cm)	vastagsága (cm)	átlagos üteme (cm/év)	100 árvizes nap alatti (cm)
övezet/folyóhát	58-88	0,4-0,8	1,2-1,8	38	0,23	6,6
ártér	32-54	0,3-0,4	0,7-1,1	100	0,63	17,5
levágott meder	n.a.	n.a.	n.a.	380	2,45	42,9

A Tiszán és a Maroson a medermenti aktív akkumulációs zóna szélessége is eltér, mivel a Maroson ez kb. 300 m széles (Oroszi 2009), míg a Tisza mentén csupán 100-150 m (Kiss et al. 2002). Ezt valószínűleg a Maros nagyobb esése magyarázza (árvízkor max. 26 cm/km), míg a Tiszán árvízkor is legfeljebb 5,7-5,9 cm/km. A nagyobb esés nagyobb áramlási sebességet biztosít, így a hordalékkal telített víztömeg távolabbra eljuthat.

A Tiszán nehézfém-markerek, míg a Maroson özönnövények virágporszemeinek segítségével határoztuk meg a feltöltődés ütemét (5.2.2 táblázat). A Maros morotvaiban a feltöltődés üteme lassul³, hiszen az 1960-as évek óta felére-negyedére csökkent, ami kapcsolatba hozható az árvízi elöntések ritkábbá válásával. Ugyanakkor a Tiszán ezzel ellentétes trend figyelhető meg,

³ Kivéve a makói (Cs1) mintavételi helyen, ahol lokális ok (beszántás) miatt nőtt meg a mélyedésbe jutó anyag mennyisége.

ugyanis a feltöltődés kétszer-négyszer gyorsabb lett. Véleményem szerint ez kapcsolatba hozható a Tiszán a területhasználat drasztikus megváltozásával. Míg az 1960-as évekig alacsony érdességi tényezővel ($n=0,03$) jellemezhető rét, legelő és szántó területek voltak jellemzőek a Tisza hullámterén (és még ma is jellemzőek a Maros mentén), addig az 1980-as évektől a hullámtéri erdőgazdálkodás vált uralkodóvá (Sándor 2011). Az erdőkben robbanásszerűen elterjedtek az özönnövények, és így a megnövekedett érdesség a vízáramlás sebességét lecsökkenti és a hordaléklerakást felgyorsítja.

5.2.2. táblázat: A mintavételi helyek és a feltöltődés üteme. A tiszai adatokat nehézfém-markerek, míg a marosiakat pollenanalízis alapján határoztuk meg

Mintavétel hely			Feltöltődés üteme (cm/év)			
Helyszín		Jel	átlagos	1960 előtt		1975-2006
Tisza	Nagykörű	N1	0,39	0,27		0,93
		N2	0,36	0,23		0,87
	Szolnok – Feketevárosi-holtág	M	0,75	0,55		1,50
		F1-8	0,2-0,48	-		-
	Mártélyi-holtág	T1	0,79	0,54		1,53
		T2	0,29	0,20		0,46
				1880-as évek előtt	1880-as – 1960-as évek	1960-as évektől 2006-ig
Maros	Makó (1846)	Cs1	2,45	2,54	1,75	(2,6)
	Kiszombor (1872)	Zu	1,30	1,9	1,2	0,85
	Vetvehát (1858)	Ve	1.80	2.0		0.5

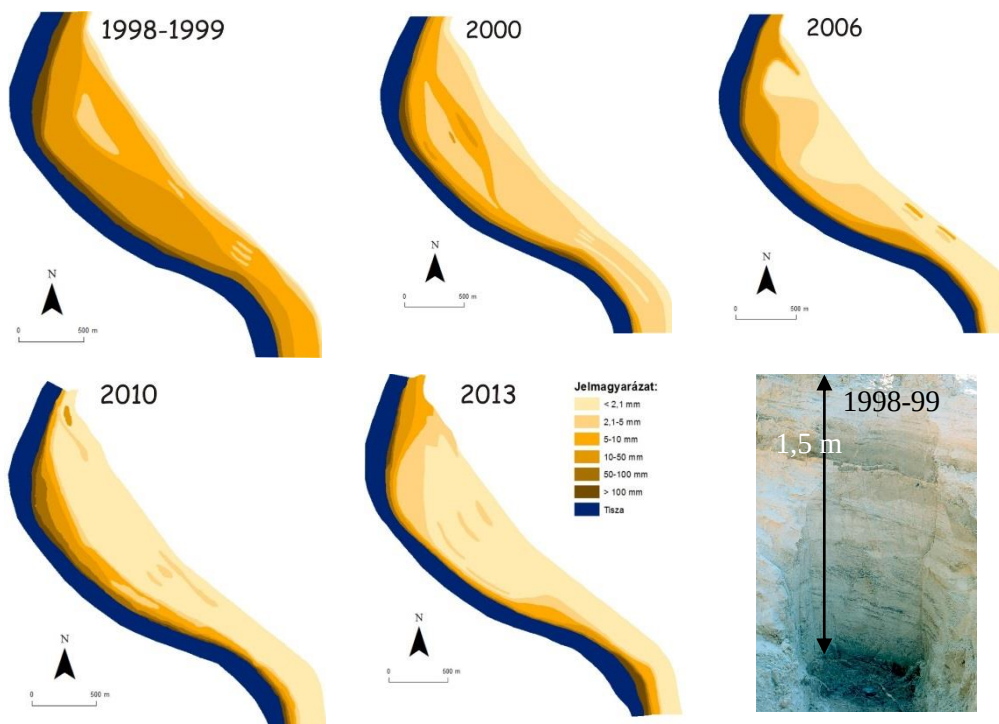
5.2.1.3. Egy-egy árvíz okozta feltöltődés mértéke a Tiszán

Egyes árvizekhez köthető akkumuláció mértékét a Közép- és az Alsó-Tiszán és a Maroson is mértük (Oroszi et al. 2006, Oroszi és Kiss 2006, Sándor és Kiss 2007, 2008). Ezek közül az alsó-tiszai mindsenti mintaterület eredményeit mutatom be részletesen, ugyanis itt 1998 óta minden nagyobb árvízhez kapcsolódóan végzünk vizsgálatokat (Kiss és Fejes 2000, Kiss et al. 2002, Sándor és Kiss 2006, Gazsó 2010, Végh 2014).

A mindsenti mintaterületen a legvastagabb (>100 mm) és legdurvább szemcseméretű hordalék a part menti 50 m-es sávban akkumulálódott, az aktívan épülő folyóhát és övzátóny területén (5.2.4 ábra). Az övzátóny épülése különösen 1998-99-es hosszú árvizes időszak után volt látványos, ekkor ugyanis a korábbi agyagra kb. 1,5 m homok rakódott le. A mintaterületen a lerakott hordalék vastagsága a folyótól távolodva csökken. Ugyanakkor a szélesebb hullámtéren már a folyótól való távolság mellett a geomorfológia és a növényzet szerepe is érvényesül. Például a 2006-os vízsebességgel kombinált méréseink azt mutatták, hogy a hullámtéren vannak nagyobb vízsebességű vízvezető sávok (pl. gát lábánál, mederrel párhuzamos erdei utak mentén), ahol a feltöltődés mértéke magasabb és/vagy a lerakódott hordalék némileg durvább szemcseösszetételű.

Összehasonlítva az egyes években a feltöltődés vastagságát jelző izovonalak futását szembetűnő a folyamatos parthoz simulásuk. Míg például a 10 mm-es izovonal 1998-ban csaknem a mintaterület közepén húzódott a medertől 250-300 m-re, addig 2013-ban már a partél mentén futott. Ugyanakkor, míg a 2,0 mm-nél kevesebb felhalmozódás 1998-ban csak a gátak lábánál volt jellemző, addig 2013-ban ez uralta csaknem az egész mintaterületet. Az izovonalak alakja is megváltozott. Az 1998 és 2010 közötti évek árhullámainak

üledékvastagsági izovonalai többé-kevésbé a partvonal futását követték, illetve kisebb-nagyobb vízvezető sávokra utaltak a hullámtér belső részein. Már a 2006-os árvízkor is látszott, de 2013-ban vált nyilvánvalóvá, hogy a mintaterület északi részén az izovonalak kiöblösödtek. Ez azzal magyarázható, hogy itt a gát és a Tisza közötti sáv kis érdességű gyeppel borított, gondosan karbantartott, így a víz szabadon áramolhatott a hullámtérre. Ugyanakkor a gyeptől délre sűrű, már-már áthatolhatatlan erdő van, ami a vízmozgást is gátolja, és mintegy falként megállítja a hordalékát szállító víz áramlását.



5.2.4. ábra: Az alsó-tiszai mindszenti hullámtéren lerakódó hordalék vastagsága egy-egy árvíz után 1998-2013 között, illetve az 1998-99-ben lerakódott övátvány-anyag

Azonban ha kiszámoljuk az ártérre jutó hordalék térfogatát, illetve a napi felhalmozódás átlagos ütemét (5.2.3 táblázat), akkor nem jelentkezik a hordaléklerakódás mérséklődése, sőt, a 2013-as rövid árhullám rakta le fajlagosan a legtöbb hordalékot. Ez véleményem szerint arra utal, hogy a Tisza hordalékszállítása nem változik, csak a sűrű növényzet miatt a hordaléklerakódás mintázata módosul. (Az ATIVIZIG hordaléktöménységre vonatkozó adatai sajnos pontatlanok és nem rendszeresen mértek, így azzal nem tudtam összevetni a feltöltődés mértékét.)

5.2.3. táblázat: A mindszenti hullámtéren az 1998-2013 közötti árhullámok feltöltő tevékenysége (adatok forrása: Kiss és Fejes 2000, Kiss et al. 2002, Sándor és Kiss 2006, Gázó 2010, Végh 2014)

év	árvizes napok száma	térfogat (ezer m ³)	átlagos vastagság (mm)	lerakódás mértéke (m ³ /nap)
1998-99	183	38,8	22,8	212
2000	75	18,9	11,1	252
2001	43	nem mérhető	hártya	—
2006	104	22,9	13,5	220
2010	137	25,0	14,7	182
2013	55	15,2	9	276

Tisza és Maros hullámterein a rövidtávú feltöltődés összehasonlítása

A 2006-os nagy árvíz után a Közép-, az Alsó-Tiszán és a Maroson is végeztünk méréseket (5.2.4 táblázat). Mindhárom mintaterületen a hullámtéri feltöltődés mintázta hasonló, ugyanis az akkumuláció döntő hányada a part közelében történik, tehát a hullámtér egyre domborúbbá válik. Az 1 cm-nél vastagabb akkumulációs sáv szélessége a Maroson 150-300 m, míg a Tiszán csupán 20-100 m. Ez kapcsolatba hozható a két folyó eltérő hordalékszállításával, vízsebességével és növényzeti érdekességével, hiszen minél nagyobb az energiája a folyónak, annál inkább le tudja küzdeni a hullámterek sűrűlódását, és a hullámtér belső részei felé szállíthatja a hordalékát.

A 2006-os árvíz után a legnagyobb üledékvastagságot (50 cm) a Tiszán Mindszentnél mértük, míg a közép-tiszai és Maros menti méréseink nagyjából megegyeztek (11-26 cm), annak ellenére, hogy a Maroson sokkal rövidebb ideig volt kint a víz az ártéren. Ez a jelenség már a hosszútávú akkumuláció vizsgálatánál is megfigyelhető volt, ami a két vízfolyás eltérő hordalékszállításával és vízsebességével magyarázható. Az átlagos feltöltődés mértéke Apátfalvánál (35 mm) volt kiugró, míg a többi helyen az előbbi fele-ötöde. A kiugró érték azzal magyarázható, hogy az apátfalvi mintavételi hely (1) még a fonatos mintázatú, jelentős hordalék-szállítású folyószakasz mentén található, ahol (2) a 20. sz. második felében a hullámtéren belül kialakult egy 1-1,5 m-rel alacsonyabb ártéri szint. Így itt az elöntés hossza a másik marosi mintaterülethez képest hosszabb lehetett.

Azt fontosnak tartom kiemelni, hogy ez a mérés arra is utal, hogy ugyanazon árhullám akár az átlagos, akár a napi feltöltődést nézzük jelentősen különböző akkumulációt eredményezhet a különböző mintaterületeken. Ennek okát a mintaterületek eltérő geomorfológiai és területhasználati jellegzetességei, illetve a folyó mentén változó hordalékszállítás magyarázhatja.

5.2.4. táblázat: A 2006-os árvíz által okozott hullámtéri feltöltődés mértéke

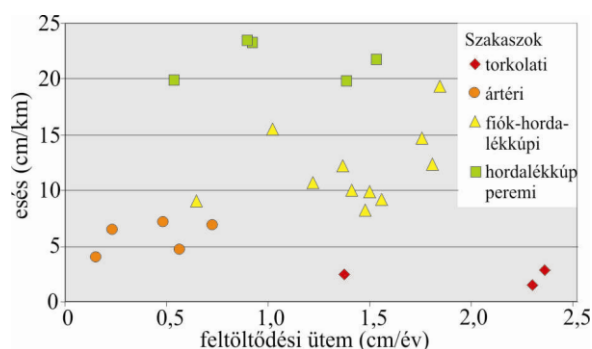
Mintavételi hely		2006. évi árvíz		feltöltődés mértéke		
		hossza (nap)	tetőzés szintje (cm)	maximum (mm)	átlagos (mm)	naponta (mm/nap)
Tisza	Nagykörű	69	1013	240	24,4	0,35
	Szolnok-Feketeváros			190	6,8	0,09
	Mindszent	79	1062	500	19,8	0,25
Maros	Apátfalva	11	460	110	35	3,1
	Vetyehát	33	891 (Deszk)	260	19	0,57

5.2.1.4. A hosszú- és rövidtávú ártéri akkumulációt befolyásoló tényezők

Az ártérfeltöltődést befolyásoló tényezők bonyolult hatás-mechanizmusokon keresztül hatnak, egymással térben és időben is összefonódnak, egymás hatását kioltva vagy éppen felerősítve. A természetben nem is lehet őket pontosan elkülöníteni egymástól, ami az elemzésüket megnehezíti.

A) Longitudinális változások

A feltöltődés folyásirány menti vizsgálatára a domborzatmodell kínálta a legjobb lehetőséget a Maros mentén (ld. 5.2.1.2. fejezet). A legnagyobb mértékű feltöltődést a torkolati szakaszon mértük ($2,0 \pm 0,5$ cm/év), miközben a fiók-hordalékkúpnál ($1,4 \pm 0,3$ cm/év) és a hordalékkúp peremén ($1,0 \pm 0,4$ cm/év) kevesebbet, és a legkisebb feltöltődés az ártéri szakaszon ($0,4 \pm 0,2$ cm/év) volt jellemző. Mivel a szakaszok között a legnagyobb különbség az esésükben van, ezért megvizsgáltuk az ártér-esés és a feltöltődés kapcsolatát (5.2.5 ábra). A két tényező egyenesen arányos a fiók-hordalékkúpon és az ártéri szakaszon, bár az adatok szórása más tényezők szerepére (pl. mikrodomborzat, növényzet) is utal. A hordalékkúp peremén és a torkolati szakaszon azonban nincs kapcsolat az esés és a feltöltődés mértéke között. Valószínűleg a hordalékkúp peremi szakasza egy átmeneti zónát képez, ahol az ártér nagy esése miatt az akkumuláció mérséklődik a hordalék tovább szállítódása miatt (Phillips és Slattery 2008). Ugyanakkor a torkolati szakaszra a tiszai visszaduzzasztás van hatással. Ezt támasztja alá, hogy (1) itt az 1970-es árvízkor csupán 3,3 cm/km volt a vízszint esése, szemben az ártéri szakasz 8,1 cm/km értékével, illetve hogy (2) a feltöltődés mértéke folyamatosan nő a torkolat felé.



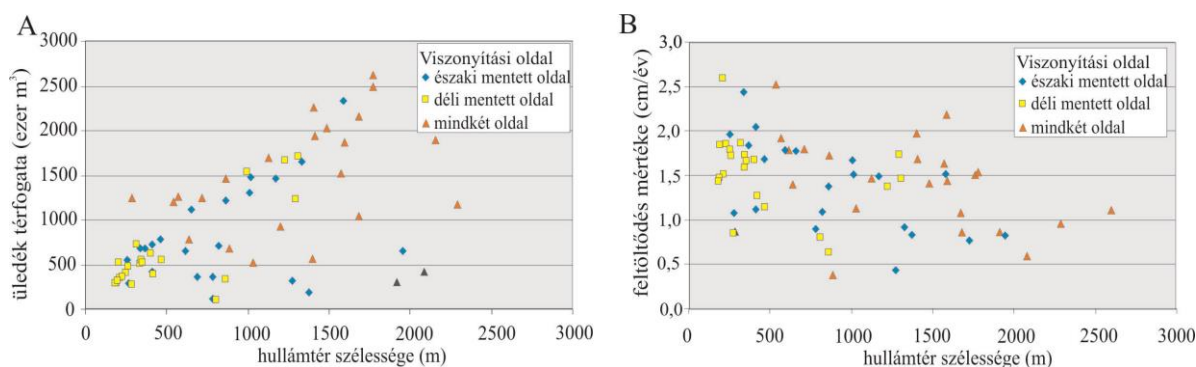
5.2.5. ábra: A Maros mentén a szabályozások óta zajló hullámtéri akkumuláció mértéke (cm/év) és az ártérlejtés (cm/km) kapcsolata

Ugyanakkor a Közép- és az Alsó-Tisza hullámterén végzett hosszú- és rövidtávú mérésekből származó adataink nem különböznek jelentősen, folyásirányú tendenciát nem tükröznek (5.2.2 és 5.2.4 táblázatok), annak ellenére, hogy Nagykörű és Mindszent között kb. 150 fkm távolság van. Ennek oka az lehet, hogy esésük – a Maroshoz képest – egyformán kicsi (2-3 cm/km), így a feltöltődés mértékét a helyi tényezők (pl. domborzat, növényzet) befolyásolják.

B) Laterális változások: a hullámtér szélessége

A hullámtér szélessége és az akkumuláció között egyes szerzők pozitív (Lecce 1997, Magilligan et al. 1998, Gábris et al. 2002), míg mások negatív kapcsolatot találtak (Károlyi 1960). A pozitív kapcsolatot azzal magyarázták, hogy a leszűkített ártereken nő a folyó munkavégző képessége, ami a hordalékszállítást segíti elő a lerakás helyett. A negatív kapcsolat magyarázata pedig az, hogy szűk hullámtereken az aktívan feltöltődő mederközeli sáv aránya a hullámtér szélességéhez képest nagyobb, így a feltöltődés is markánsabb. Azonban véleményem szerint nem mindegy, hogy a feltöltődés térfogatát vagy vastagságát vizsgáljuk.

A domborzatmodell alapján a Maros mentén a szabályozások óta lerakódott hordalék teljes lerakott térfogata egyenesen arányos az ártér szélességével, azonban a feltöltődés mértéke (cm/év) fordítottan, ami azt jelenti, hogy a széles ártereken vékonyabb üledéktakaró alakul ki (5.2.6 ábra).



5.2.6. ábra: A feltöltődés térfogata (A) és mértéke (B) a hullámtér szélességének függvényében a Maros bal és jobb oldali mentett ártérének magasságához viszonyítva

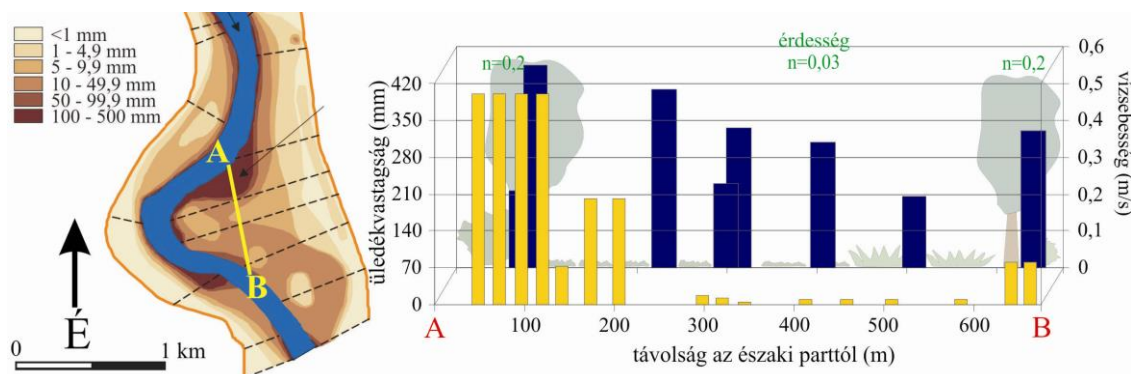
A hullámtér szélessége és az átlagos feltöltődés mértéke közötti fordított arányosság háttérben álló tényezőkre világítanak rá rövidtávú méréseink. Mind a marosi, mind a tiszai árvizek utáni mérések azt mutatják, hogy a felhalmozódott hordalék vastagsága exponenciálisan csökken a partoktól távolodva a Tiszán kb. 100 m, míg a Maroson 300 m távolságig a partokat meghágó és ártérre lépő árhullám fokozatos vízsebesség csökkenése miatt. Tehát, ha a hullámtér szélessége 100 m illetve 300 méteren belül van, akkor ez a fordított arányosság feltétel nélkül érvényesül. Ezt a kapcsolatot tovább erősítik a kiszélesedő hullámterek. Erre jó példa a Szolnok melletti Feketevárosi-holtág öblözete, ahol a 2,5 km széles hullámtéren áramlási holtter képződik, így vízmozgás (max: 0,58 m/s) és hordalék-lerakódás is csupán a partmenti kb. 150 m széles parti sávban mérhető, az öblözet medertől távolabbi részében viszont nem. Tehát minél szélesebb és szabálytalanabb a hullámtér szélessége, a feltöltődés átlagos mértéke annál kisebb lesz.

C) Medermorfológia

Rövidtávú feltöltődéses vizsgálataink azt mutatják, hogy a meder morfológiája, azaz a kanyarulatok fejlettsége és a partbiztosítások is befolyásolják az akkumuláció mértékét.

A kanyarulatokban a feltöltődés kiemelt helyei az övzátonyok, ahol a hordalék egyre lejjebb tevődik, ahogy maga a kanyarulat is fejlődik. Ugyanakkor minden vizsgált hullámtéri mintaterületen az is megfigyelhető volt, hogy minél fejlettebb a kanyarulat, annál szélesebb az intenzív feltöltődéssel jellemezhető sáv.

Ez különösen markánsan jelentkezett a fejlett tiszai kanyarulatok mentén, ahol az inflexiós sávok környékén a feltöltődés izovonalai a parttól eltávolodnak. Ezt a legszebben az Alsó-Tisza legszűkebb, Ányási-kanyarulat felső inflexiós sávja reprezentálja. Itt a parttól 130-200 m-re benyúlik az intenzív akkumuláció >100 mm-es izovonala (5.2.7 ábra). Ennek magyarázatát adták 2006-os vízsebesség méréseink: a kanyarulat inflexiós sávja környékén lép ki a hullámtérre a víz, majd a kanyarulat íve mögötti, általában alacsonyabb térszínen egy nagyobb sebességű vízvezető sáv alakult ki. Itt a vízsebesség nagyobb a környező hullámtéri területekhez képest, így itt rendszerint nagyobb vastagságú és durvább hordalék akkumulálódik. Minél fejlettebb a kanyarulat, az inflexiós sávnál kilépő víz sebessége annál nagyobb, így a fejletlen kanyarok inflexiós sávjában ez a jelenség nem jellemző.



5.2.7. ábra: Mindszentnél az Ányási-kanyarban lerakódott hordalék jellegzetes mintázatot mutat (2006-os árvíz, forrás: Sándor 2011).

A medermorfológia hatása a Maros apátfalvi, fonatos szakasza mentén is megfigyelhető volt. Az itt lévő medertágulat felső részén, ahol a mederben is intenzív akkumuláció folyik (Sipos 2006), a partok mentén is széles sávban magas folyóhátak képződtek, amelyek a tágulat transzportációs-eróziós zónája felé haladva lassan eltűnnek.

A partbiztosított szakaszok mentén a mintaterületeinken a hullámtér általában igen szűk, a gátak csupán néhány tíz méterre vannak a medertől. Itt minden esetben megfigyelhető az intenzív akkumuláció, de egyértelműen nem jelenthető ki, hogy ez csak a partbiztosítások miatt van.

D) A hullámtér morfológiája

Hosszú- és rövidtávú vizsgálatink is bebizonyították, hogy a hullámtér morfológiája alapvetően befolyásolja a lerakódó hordalék mennyiségét, hiszen a hullámtér magassági viszonyai befolyásolják, hogy az árvíz során meddig és milyen mélységben éri a formákat vízborítás és milyen energiájú elöntésének juttathatnak hordalékot az adott formára. A feltöltődés kitüntetett helyei a kanyarulatok ülső ívei mentén lévő folyóhátak, és a hullámtér mélyebb térszínei. Így hatékony üledékcsapdaként funkcionálnak a holtágak, a fokok, a sarlólaposok és a kubikgödrök, ahol néhány mm-rel nagyobb az akkumuláció a környező területekhez képest.

E) A hullámtér növényzete

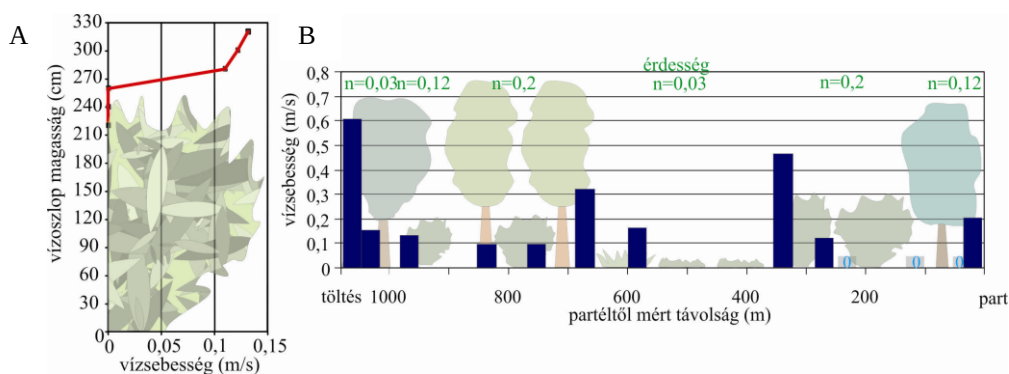
A hullámterek növényzete a Maroson és a Tiszán is megváltozott a szabályozások óta.

Mindegyik mintaterületet egészen az 1950-es évekig kis érdességű (Maros: $n=0,04$; Tisza: $n=0,03-0,04$) szántó, kaszáló és legelő területek jellemezték (Oroszi 2009, Sándor 2011). Míg a Maros egyes hullámtéri öblözeteiben az 1950-es évektől a mai napig dominálnak a gyepek és a szántók, addig a tiszai torkolathoz közeli Maros hullámtéren és a Tisza mentén is az 1980-as évektől a szántókat és réteket egyre inkább felváltották az erdők. Az érdesség ennek megfelelően a Maros kevésbé erdősült öblözeteiben (pl. Makó, Apátfalva) az elmúlt évtizedekben enyhén nőtt ($n=0,06$), míg az erőteljesen erdősült területeken (pl. Vetyehát) megduplázódott ($n=0,095$). Ugyanakkor az Alsó- és Közép-Tisza vizsgált hullámtéri területeiről napjainkra csaknem teljesen eltűntek a hullámtéri gyepek és szántók, és az erdőterületek aránya a mintaterületeinken 70% fölé emelkedett, ami az érdesség négy-ötszörösére való növekedését ($n=0,12-0,2$) eredményezte (Oroszi 2009, Sándor 2011).

Véleményem szerint ez az érdesség-növekedés magyarázza az 1970-es évek óta történő gyorsuló akkumulációt a Tiszán (5.2.2 táblázat). Ugyanakkor az, hogy a Maros hullámtéren kisebb a növényzeti érdesség, részben magyarázza azt is, miért szélesebb (150-300 m) az intenzívebb akkumulációval rendelkező sáv a Maroson, mint a Tiszán (20-100 m), hiszen így a kisebb súrlódás miatt az áradás a hullámtér mélyebb részeire be tudja szállítani a hordalékot. Azonban a kapcsolat nem ennyire egyértelmű, mert a növényzet szerepét rendszerint felülírja (1) a folyótól mért távolság, hiszen az üledék vastagsága a folyótól távolodva exponenciálisan csökken függetlenül a terület érdességétől, (2) a meder geometriája és (3) az ártér-domborzata által meghatározott vízvezető sávok jelenléte (Sándor és Kiss 2008).

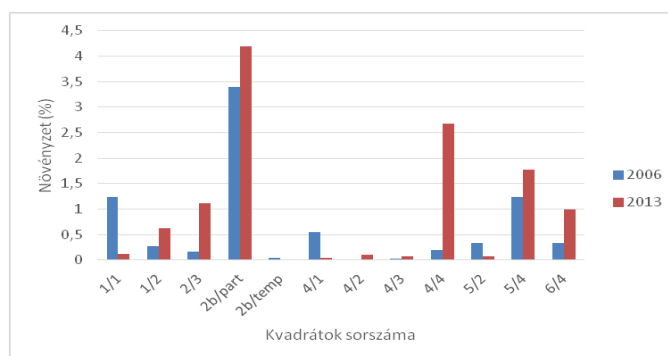
A 2006-os vízsebesség méréseink során tapasztaltuk, hogy a hullámtérre kilépő árvíz sebessége jelentősen lecsökkent, amelyet a növényzet okozta érdesség tovább csökkentett, növelve a hullámtéren az üledék-felhalmozódást. A növényzet szerepét jól mutatja, hogy a nagyon sűrű gyalogakácosban már akkorára nőtt az érdesség, hogy a vízsebesség gyakorlatilag 0 m/s-ra csökkent, miközben ha a gyalogakácos állomány mellett egy kisebb érdességű terület (pl. szántó) volt, ott a vízsebesség magas lehetett (5.2.8 ábra). A sűrű növényzetű foltok vízsebességének csökkenése azt is

eredményezte, hogy a hordalékát szállító víz nem jutott el ide, és sokkal kevesebb üledék halmozódott fel (1-2 mm), mint a jobb vízvezető képességű szomszédos területeken (8-15 mm). Ez magyarázza a mindszei mintaterületen a 2013-as árvíz akkumulációs mintázatának változását, és azt, hogy miért nem halmozódott fel jelentős mennyiségű hordalék a hullámtér belső részein annak ellenére, hogy az árhullám sok hordalékot szállíthatott.



5.2.8. ábra: A sűrű gyalogakácokban a nagy közegellenállás miatt a vízsebesség gyakorlatilag 0 m/s-ra csökken, miközben felette áramlik a víz (A). A hullámtér vízsebességét alapvetően befolyásolja a növényzet sűrűsége (B), hiszen a legnagyobb vízsebesség a legkisebb erdességű sávokban alakult ki (Mindszent, 2006)

A 2006-as és 2013-as növényzeti felméréseink azt igazolták, hogy az erdők nagy részének a sűrűsége több helyen jelentősen nőtt, mivel a gondozatlan erdőkben elszaporodtak az özönfajok (5.2.9 ábra). Ha ez a trend folytatódik, akkor a hullámtér vízszállító képessége tovább romolhat, ami az akkumuláció mintázatának és mennyiségének további változását eredményezi.



5.2.9. ábra: A Mindszentnél felmért növényzeti kvadrátokban a fásszáruak által elfoglalt terület arányának változása 2006 és 2013 között

F) A hullámtér feltöltődésének időbelisége

A Maroson végzett pollenanalitikai vizsgálataink, illetve a rövidtávú mindszei méréseink is arra utalnak, hogy a hullámtéri akkumuláció mértéke nemcsak térben, de időben is változik. Azonban ez a változás nagyon ellentmondásos, mert míg a Maroson a feltöltődés mértéke egyre lassul, addig hosszú távon a Tiszán ezzel ellentétes folyamat jellemző minden mintavételi helyen, ugyanakkor a rövidtávú tiszai folyamatok a feltöltődés mintázatának további változására utalnak.

A vizsgált Maros menti morotvák környezetükénél gyorsabban töltődnek fel (5.2.2. táblázat), azonban mivel az aktív medertől 450 m-nél messzebb vannak, a közöttük lévő eltérések valószínűleg korukkal hozhatók kapcsolatba. A legkorábban, már 1846-ban átvágott Makó melletti meder átlagos feltöltődési üteme majdnem duplája, a legfiatalabb morotváénak. Közvetlenül a szabályozások után a morotvák juvenilis állapotukban gyorsan töltődtek fel, véleményem szerint a szabályozások miatt megbomlott és megnövekedett hordalékháztartás miatt. Majd a 20. sz. első felében a feltöltődés üteme mérséklődött, hiszen a meder stabilizálódott. Az 1960-as évek óta tovább csökkent az akkumuláció mértéke (kivéve a Cs1 helyen a beszántás miatt). A szabályozások-kori intenzív feltöltődést az is alátámasztja, hogy a feljegyzések szerint a kiegyenesített Maroson olyannyira megnőtt a fenékhordalék szállítás a szabályozások idején, hogy a meder elzátanyosodott, alig néhány deciméter mélyé vált (Iványi 1948). Tehát minél idősebb egy átvágás, annál inkább a szabályozások-kori hirtelen instabillá váló üledék-háztartás elszenvedője, tehát annál több hordalék rakódhatott le benne a szabályozások idején.

Ezzel szemben a Tiszán az 1970-es évek óta a hosszútávú akkumuláció felgyorsult a középtiszai (2,7-3,7x) és alsó-tiszai mintaterületeken is (2,3-2,8x). Hasonló időbeli trendet más területeken is kimutattak (Braun et al. 2003, Tamás és Kalocsa 2003, Félegyházi 2009). Ugyanakkor a mindszeinti rövidtávú mérések azt mutatják, hogy ez az intenzívvé vált feltöltődés a hullámterek belső részein lelassul, míg a partokon tovább gyorsul. Ez összefüggésben van a hullámtéri növényzet érdességének jelentős növekedésével, mivel így a belsőbb területekre jóval kevesebb hordalékos víz érkezik, tehát itt a feltöltődés lassul.

A feltöltődés mintázata arra utal, hogy a hullámtér belső területein lévő mélyedések lassan feltöltődnek, a felszín nivellálódik, azaz a fluviális formakincs egyre szegényedik. Hasonló jelenséget tapasztalt Vass (2014) a Beregben és a Bodroghözben. Ugyanakkor a partok intenzív akkumulációja egyre magasodó partéleket eredményez, ami az ártér domború jellegét hangsúlyozza. Ezáltal a gátak lábainál egyre hosszabb vízborításra lehet számolni, s mivel itt az érdesség is kisebb, ez a gyepes sáv árvízi vízvezető sávként funkcionál. Ez azonban nagyobb árvizekkor a gátak állékonyságát csökkenti.

5.2.2.A kanyarulat-átvágások geomorfológiai hatásai

5.2.2.1. A kiegyenesített medrek jellegzetes geomorfológiai folyamatai

A folyók mederszabályozásának egyik – ebben a fejezetben fókuszba állított – módja egy kanyarulat vagy hosszabb szakasz levágása és egyenes mesterséges szakaszokkal történő kiváltása (ld. Bradley és Smith 1984, Rinaldi és Simon 1998). Ennek célja lehet a hajózás megkönnyítése, az árvíz levonulásának meggyorsítása (Winkley 1982, Page et al. 2007, Lóczy 2009), a mezőgazdaság vagy ipar kiszolgálása (Urban és Rhoads 2003).

Hazánkban a 19-20. századi kanyarulat-átvágások a vizsgált folyók közül leginkább a Marost és a Tiszát érintették (5.2.5 táblázat). A kanyarulat-átvágások zömét a 19. században készítették, de például a makói kanyarulat rendezését már 1754-ben megkísérelték (Lacza 1975). Ugyanakkor a Dráván a kanyarulatok átvágását az 1780-as években kezdték, de volt olyan kanyarulat is, amit 2007-ben vágtak át. A Hernádon és a kanyarulatok levágására csak a 20. században került sor, és mértéke is jóval kisebb volt, mint a másik három folyón.

5.2.5. táblázat: A vizsgált folyókon a kanyarulat-átvágások főbb jellemzői (forrás: Botár és Károlyi 1971, Lacza 1975, Lászlóffy 1982, ATIVIZIG)

Folyószakasz	Levágott kanyarulatok száma	Időszak	A folyó hossza a	
			szabályozás előtt (km)	szabályozás után (km) – rövidülés (%)
Tisza hazai szakasza (Alsó-Tisza)	112 (9)	1846-1890-es (1856-1889)	1214 (105)	761 – 38 % (86 – 18 %)
Maros alföldi szakasza (Lippa-torkolat) (Nagylak-torkolat)	33 (16)	1846-1872	260 (96)	172 – 34 % (51 – 47 %)
Dráva Mura-torkolat közötti szakasza	62	1784-1848 és 1968-2007	393	236 – 40 %
Hernád hazai szakasza	9	1939-71	108	103 – 5 %

Mivel a szabályozások fő célja az esés növelése, ezért a kanyarulat-átvágást követően a vízfolyásnak megnő a munkavégző képessége (Lacza 1977, Winkley 1982), ez a medergeometria és a vízfelszín esésének változását eredményezi (Smith és Winkley 1996), ami a fenékhordalék-hozam növekedésével jár együtt (Gurnell et al. 1994, Biedenharn et al. 2000). Összességében a meder bevágódik (Rinaldi és Simon 1998, Wyzga 2001) és durvább szemcseméretűvé válik a fenékhordalék (Brookes 1987). Míg az új, mesterséges mederben a fenti folyamatok dominálnak, addig a levágott mederrészlet kezdete gyorsan eltömődik és benne az áramlás erőteljesen lelassul (Tiron et al. 2009). Ezek következményeként a főmeder fejlődése felgyorsul, horizontális paraméterei megváltoznak (Urban és Rhoads 2003, Page et al. 2007, Mecser et al. 2009), szélsőséges esetben megváltozhat a meder mintázata is (McEwen 1989, Winterbottom 2000, Rinaldi 2003). A leggyakrabban előforduló következmény – ami szinte minden modernkori szabályozott folyón bekövetkezett – a meder szűkülése (Rinaldi és Simon 1998, Surian 1999, Gurnell 1997 Arnaud-Fassetta 2003, Surian és

Rinaldi 2003), de előfordulhat a meder kiszélesedése is (Brookes 1985, Yates et al. 2003). Az első 2-3 év hirtelen változásai után a medernek még további évek kellenek a stabilitás eléréséig (Hooke 1995). Mivel a szabályozási munkák felvízi és alvízi irányba is hatnak (Brookes 1985), a beavatkozás mértékétől függ a hatás-távolság (Simon 1989, 1992), amit befolyásol a mederanyag is (Somogyi 1983).

Magyarországon a kanyarulat-átvágások utáni évtizedekben a Tiszán rendszeressé vált a meder felmérése és az adatok alapján a mérnöki beavatkozások értékelése. A kanyarulatok átmetszésének természetes velejárója volt, hogy a viszonylag keskeny vezérárkok hatására ideiglenesen jelentősen leszűkültek a szabályozott szakaszok (Ihrig 1973, Károlyi és Nemes 1975ab), azonban ezt követően néhány év alatt, ahogyan a folyó elfogadta medrét, jelentős szélesedés zajlott le (Márton 1914, Tőry 1952, Lászlóffy 1982). A szélesedés mellett a kanyarulatok formálódásának üteme is felgyorsult a megduplázódott esés hatására (Kvassay 1902). Ugyanakkor a megnövekedett esés miatt az árvizek szintje is emelkedett (pl. Szegednél 1830-1895 között 270 cm-rel), miközben a kisvizek szintje süllyedt (Szegednél 115 cm-t, Mindszentnél 105 cm-t; Kvassay 1902). Károlyi (1960) szerint a Tisza szabályozását követő medermélyülés összességében egyes szakaszokon elérhette a 3 m-t is. A Tisza szabályozások utáni javuló vízvezető képességére utal, hogy 1842-1909 között a középmedélység növekedett (az Alsó-Tiszán 1,4 m-rel) és a szelvényterület is nőtt (Fekete 1911). Ugyanakkor a Csongrád–Szeged közötti szakasz elzáródott (Iványi 1948), ami véleményem szerint a nagyszámú kanyarulat-átvágás okozta hirtelen fenékfordulék-hozam növekedéssel állhat kapcsolatban. A vízvezető képesség majd csak az 1906-09 és 1921-1922 meder-felvételek között kezdett javulni (Félegyházi 1929), az akkor megkezdett kisvízi mederrendezés következtében. Ezzel szemben Nagy et al. (2006) szerint a Közép-Tiszán az általuk vizsgált szakasz felén nincs recens fenékfordulék és nagy kiterjedésű üstök alakultak ki, amit a szabályozások eredményének tartanak. Véleményem szerint azonban fenék-fordulékmozgás ma is van, hiszen a 2006-os árvíz során a mederfenéken 2,5 méteres erózió-akkumuláció zajlott (Fiala et al. 2007).

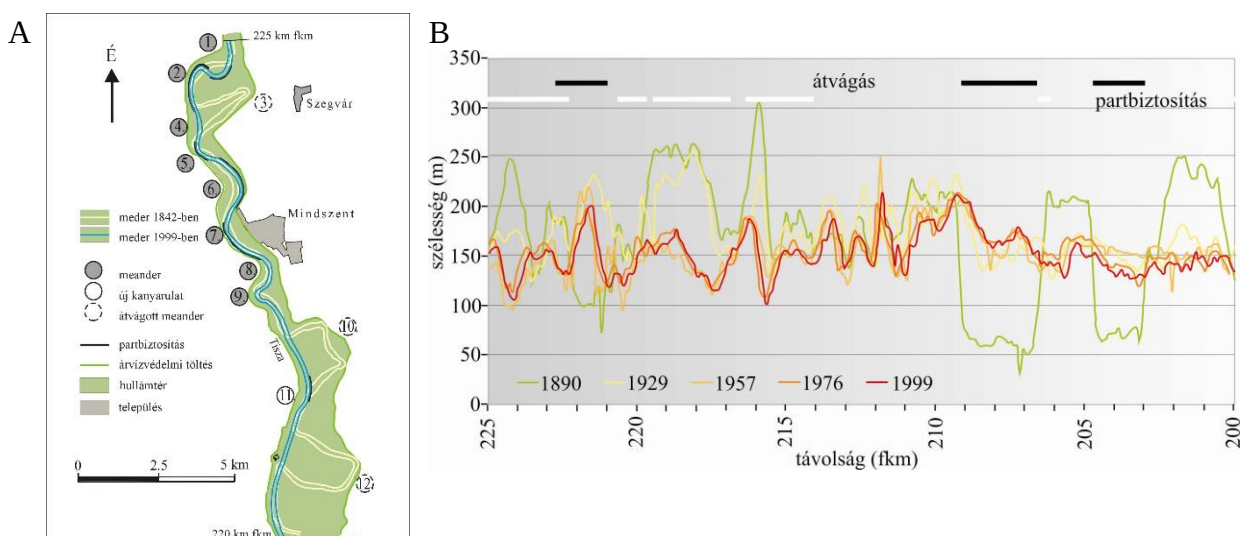
A kanyarulat-átmetszések hatására bekövetkező folyamatokat a Tisza, a Maros és a Dráva mentén is vizsgáltuk. A meder horizontális paramétereinek módosulását elsősorban az Alsó-Tisza egy 25 km-es szakasza mentén mértük (Fiala és Kiss 2004, 2005, 2006ab, Sipos et al 2007, Kiss et al. 2008), de a Tisza-Maros torkolati szakaszán is vizsgáltuk (Kiss és Sipos 2010). A meder mintázatának átalakulását pedig a Maros Nagylak és a torkolat közötti szakaszán elemeztük részletesen (Kiss és Sipos 2001, 2004, 2005, 2007; Sipos és Kiss 2003, 2004ab, 2006, Blanka et al. 2006). A szabályozások következtében átalakuló szigeteket a Maroson és a Dráván is tanulmányoztuk (Kiss et al. 2011, Kiss és Andrási 2011, Andrási és Kiss 2013), de a drávai eredményeket részletesen az 5.2.4. fejezetben mutatom be.

5.2.2.2. Horizontális mederparaméterek módosulása az Alsó-Tiszán

A kanyarulatok átvágásának hatását az Alsó-Tisza 25 km-es szakaszának morfológiai elemzése alapján értékeltem.

A *szabályozások előtti* medermorfológiát tükrözi az 1842-es felmérés. A Tisza a mintaterületen széles ($w_{\text{át}} = 182$ m), erőteljesen kanyargó mederrel ($s = 1,84$) rendelkezett, amelyet nagyméretű zátonyok és mederközei szigetek tagoltak. A kanyarulatvándorlás átlagos üteme 1842 és 1890 között 0,7 m/év volt. A leglassabban (0,4 m/év) az agyagos partok pusztultak, míg a leggyorsabban (2,4 m/év) egy homokos partok között fejlődő éles kanyarulat.

A mintaterületen összesen három *kanyarulatot vágtak át*, átmetszve a legélesebb és legösszetettebb kanyarulatokat. A mederszabályozás eredményeként 1890-re a vizsgált szakasz hossza 35%-al csökkent, miközben a meder kanyargóssága mérséklődött ($s = 1,26$) és 16%-al keskenyebbé vált ($w_{\text{át}} = 169$ m). Főleg azokra a szakaszokra volt jellemző a keskenyedés, ahol az átvágások voltak (5.2.10 ábra), ugyanis a vezérárvíz csak 8-11 m szélesre és 5-6 m mélyre ásták, és a Tisza csak idővel szélesítette és mélyítette ezeket a szakaszokat megfelelő szélességűre (Lászlóffy 1982). Az 1929-es felmérés idejére a meder kiszélesedett, csaknem olyan szélességűre, mint természetes állapotában volt, a meder keresztmetszvényének területe megnőtt (ld. 5.2.3.2. fejezet). A szélesedéssel párhuzamosan a kanyarulatok fejlődése is intenzívvé vált.



5.2.10. ábra: A vizsgált alsó-tiszai kanyarulatok elhelyezkedése (A) és a meder szélességének változása (B)

5.2.6. táblázat: A vizsgált Tisza-szakasz kanyarulatainak horizontális paraméterei (m).

i : ívhossz, h : húr hossz, R_c : görbületi sugár

	Közvetlen emberi hatás nélkül fejlődő						Direkt emberi hatással érintett meanderek		
	meanderek			új kanyarulatok					
felmérés	i	h	R_c	i	h	R_c	i	h	R_c
1842	860	702	467	—	—	—	—	—	—
1890	1120	887	503	—	—	—	1476	1268	926
1929	1018	856	503	—	—	—	1347	1184	823
1957	1217	964	531	1211	1113	1456	1061	919	675
1976	1153	942	523	1229	1123	1454	1053	929	671
1999	1160	926	425	1302	1188	1445	1080	952	661

A *szabályozások után* a vizsgált Tisza-szakasz hossza a természetes mederfejlődés következtében 0,35 km-rel (1,4 %) nőtt 1929-ig. Azonban az 1930-as évektől megkezdődött a kisvízi meder rendezése, ami új típusú folyamatokat indított el a mederben (ld. 5.2.3. fejezet). A középvonal hosszának növekedése zömében a partbiztosításokig eltelt 30-40 év alatt történt (6 m/év), de azóta a folyamat lelassult (1976-1999: 0,8 m/év). Miután megépítették a partbiztosításokat, a még a nem-biztosított kanyarulatok fejlődése is lelassult (0,6 m/év). A partbiztosított kanyaroknál megfigyelhető, hogy bár a külső ív nem mozdul, a belső folyamatosan épül (0,4 m/év) övzátonyok formájában.

Az 1855-1864-ben kiegyenesített szakaszok már az 1890-es felmérés térképlapjain a kanyarulatfejlődés első lépéseit mutatták (parterózió: 0,3 m/év), bár paramétereik csak lassú változást tükröznek (5.2.10 ábra, 5.2.6 táblázat). A keresztszelvények tanúsága szerint a kiegyenesített szakaszokon a meder bevágódása egészen 1957-es felmérésig tartott, azonban azóta a meder feltöltődik, a maximális mélység 14%-al csökkent. (Ez kapcsoltba hozható a törökbecsei visszaduzzasztással is, hiszen az egyre gyakoribbá váló csaknem 0 cm/s-os esés kedvez a mederfeltöltődésnek.) A kiegyenesített szakaszok fejlődése hasonlít a természetes inflexiós sáv környéki egyenes szakaszokéhoz, ami azt mutatja, hogy adaptálódtak a mederkitöltő vízhozamhoz és illeszkednek a jellegzetes mederfejlődéshez.

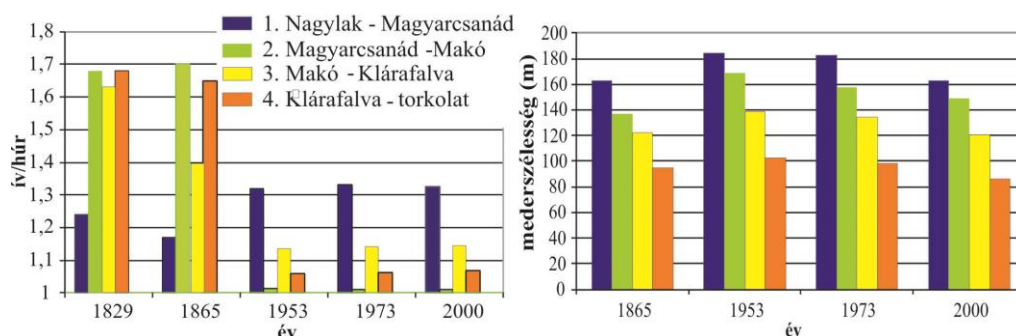
5.2.2.3. Medermintázat és szigetek jellegének változása a Maroson

A Maroson jóval sűrűbben követték egymást az átvágások, ami a folyó jelentős hordalékhozamával és esésével kombinálódva alapjában véve eltérő jellegű változásokat indított el.

A *szabályozások előtt* a Maros Nagylak-Szeged közötti, megközelítőleg 96 km hosszú szakaszát meanderező-anasztomizáló mintázat jellemezte. A meder átlagos kanyargóssága 1829-ben 2,09 volt, ami 1865-re 2,16-ra nőtt. A Maros átlagos szélessége 1865-ben 123 m volt, azonban folyásirányban lefelé folyamatosan szűkült a mederanyag finomodásával és a partok kötöttebbé válásával. A meder fejlődése dinamikus volt, hiszen új kanyarulatok és mellékágak is létrejöttek, illetve felújultak, miközben kanyarulat-lefűződés is történt. A lefűződő kanyarulatok és a mellékágak nagyméretű (70-80 ha) ártéri szigeteket öleltek körül. Rajtuk kívül a mederben előfordultak változatos méretű mederközepe szigetek is. A szigetek összterülete 1829-ben 334 ha volt, majd 1865-ben, amikor már sok kanyarulatot átvágtak, a szigetek területe közel megduplázódott (615 ha). A szabályozások előtti Maros a medermintázata és a horizontális morfológiai paramétere alapján a négy szakaszra tagolható (5.2.11 ábra). A hordalékkúpon elhelyezkedő, *Nagylak-Magyarcsanád* közötti kanyargós szakasz átlagszélessége volt a legnagyobb (163 m), így a mederben szigetek formálódtak. A *Magyarcsanádtól Makóig* húzódó anasztomizáló szakaszt fejlett és érett kanyarulatokból álló főmeder, illetve a főágból leágazó, önmagukban is meanderező mellékágak jellemezték. A meder a felsőbb szakaszhoz képest itt már 16%-al keskenyebb volt (137 m), de kanyargóssága és a kanyarulatok fejlettsége is nőtt felső szakaszhoz képest. A szakaszra nagy kiterjedésű ártéri szigetek voltak jellemzőek, amelyeket a mellékágak határoltak, illetve a főágban mederközepe zátonyok is megjelentek. A *Makótól Klárafalváig* terjedő szakasz még szűkebb volt (122 m), mint a felvízi szomszédja. A meanderező meder szélessége 8-10%-al változott a kanyarulatok csúcsa és inflexiós pontja között. Folyásirányban lefelé a kanyargósság és a kanyarulat-fejlettség is csökkent, de ennek ellenére érett kanyarulatok alkották a kanyarulatok közel felét. A *torkolati szakaszon* helyezkedett el a Maros

kanyarulatainak több mint 40 %-a, ezért a kanyargósság itt érte el maximumát. A Maros itt volt a legkeskenyebb (95 m) is, így a meanderező medret már sem szigetek, sem zátonyok nem tagolták.

Az 1870-es évek elejére befejeződő **szabályozások** során a korábban 96 km hosszú szakaszt a kanyarulat-átvágások során 51 km-re rövidítették le, az esését 14 cm/km-ről átlagosan 28 cm/km-re növelve (Lacay 1975). A drasztikus rövidítés eredményeként a Maros kanyargóssága 2,16-ról 1,14-re csökkent, ugyanakkor a nagyobb esés miatt a meder kiszélesedett, 1953-ig átlagosan 22%-al (5.2.11 ábra).



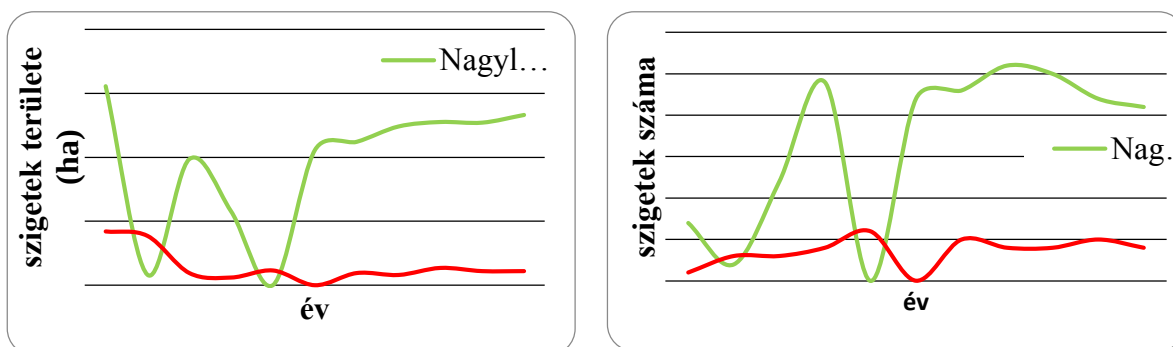
5.2.11. ábra: A Maros négy szakaszra tagolható, amelyen a kanyargósság (s) és a mederszélesség jellegzetesen változott 1829 és 2000 között

A **szabályozások után** a mederparaméterek hirtelen megváltoztak, hiszen az 1900-as évek eleji térképek már a jelenlegihez hasonló medret mutatnak (rossz felbontásuk miatt azonban mérésekhez nem használtuk fel őket). Azonban azóta csupán minimális változások történtek, amelyek tendenciózan a kanyarulatok lassú kialakulása felé mutatnak: a középvonal hossza, a kanyargósság és az iv/húr arány is nőtt (+0,4-0,6%). A szakaszon lévő kanyarulatok fejlődési üteme lassul (1953-ig: 2,1 m/év, majd 1953 óta 1,3 m/év). Ennek hátterében állhat a szabályozásokra adott egyre inkább gyengülő válasz, illetve az utóbbi 30 évben a vízjárás módosulása is, hiszen a vízszintek folyamatosan csökkentek.

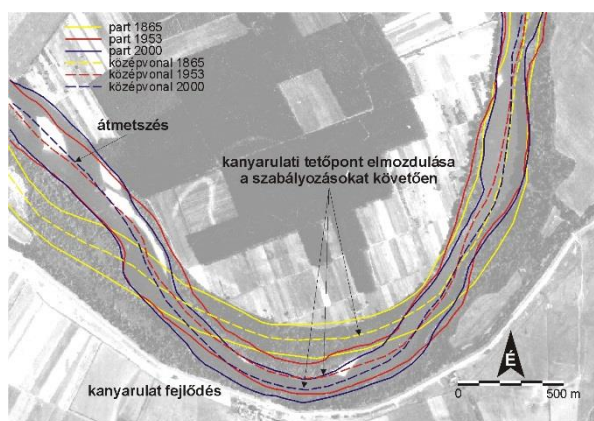
A szabályozások utáni néhány évben a kanyarulatok átvágása miatt az ártéri szigetek száma és területe is megduplázódott. Azonban a szigeteket a parttól elválasztó morotvák gyorsan feltöltődtek (ld. 5.2.1.2. fejezet), így ezek a szigetek a partba olvadtak, és ez a szigettypus eltűnt a Maros formakincséből. Ugyanakkor a sodorvonalat megosztó mederközei szigetek száma és területe is jelentősen csökkent (5.2.12. ábra), mivel a korábbi szigetek jelentős része az átmetszett folyószakaszokra esett. Azonban a kiegyenesített mederben, különösen a kialakuló medertágulatokban később újabb mederközei szigetek jelentek meg, és intenzíven fejlődtek. Számuk az 1981-es légifotón volt a legnagyobb, azóta egyre kevesebb sziget van a Maroson. Ugyanakkor területük egyre nő (2000: 28,9 ha), ami arra utal, hogy a kisebbek a nagyobbakba olvadnak. A folyamatot felgyorsíthatták a hidrológiai változások, hiszen az 1980-as évektől minden jellegzetes vízállás (-11-35%) és vízhozam (-6-8%) is csökkent, a vízállások gyakorisági és valószínűségi görbéi lefele tolódtak. Ezért a vízfelszín fölé emelkedő zátonyok és szigetek felszínén megjelent a fás növényzet, amely partjukat stabilizálta és az erodálhatóságukat csökkentette. A szigetek a Nagylak-Makó közötti szakaszon mindig is gyakrabban fordultak elő, mint az alsó szakaszon, ahol területük kb. csupán tizede volt a felső szakaszon levőeknek.

A Nagylak-Magyarcsanád közötti szakaszon nem történt kanyarulat-átvágás, ennek ellenére ez a szakasz is szélesedett (13%), ami arra utal, hogy a kanyarulat-átvágások felvízi irányban is hatnak (a felette lévő, romániai szakaszon kanyarulat-átvágás 10 km-en belül csupán egy helyen volt). Ugyanakkor a kanyarulat-fejlődés korábbi tendenciái megmaradtak, így a kanyarulatok megnyúltak, tetőpontjaik 2,1-2,3 m/év ütemben elmozdultak (5.2.13. ábra), miközben fejlettségük is nőtt. Ez a dinamikus fejlődés 1865 és

1953 között volt jellemző, utána a kanyarulatok fejlődése lelassult (1-1,3 m/év). Az 1953 óta zajló mederszűkülés révén a szakasz elérte a szabályozások előtt jellemző szélességi értékeket, de ennek ellenére megőrizte zátonyos-szigetes formáit, így itt fennmaradt a meder meanderező-fonatos mintázat.



5.2.12. ábra: A Maros Makó fölötti és alatti magyarországi szakaszán található szigetek területének (ha) és számának alakulása 1829 és 2000 között



5.2.13. ábra: Egy Nagylak melletti kanyarulat vándorlása 1865-2000 között (forrás: Sipos 2006)

A Magyarcsanád-Makó közötti meanderező-anasztomizáló szakasz hosszát felére csökkentették csaknem teljesen kiegyenesítve a medret. Mivel a nagy és nagy természetes hordalékhozammal kombinálódott (amit tovább növelt a szabályozásokkor alkalmazott vezérárkok természetes kiszélesedése), a kiegyenesített meder fonatossá vált. A megduplázódott esés hatására a meder részben bevágódott, illetve a parterózió mértéke megnőtt. A bevágódás a hidrológiai adatok szerint az 1910-es évek elejére befejeződött, hiszen a kisvizek süllyedése ezután megállt. Ugyanakkor a Maros egyes szakaszokon jelentősen kitágult (+23,4%), itt a szélesség/mélység aránya 50 fölé emelkedett. A medertágulatokban az áttevődő sodorvonal miatt változó helyzetű zátonyrendszerek és gyorsan vándorló szigetek jöttek létre.

Ugyanakkor napjainkban a hidrológiai paraméterek már nem egyértelműen a fonatos mintázatra utalnak. A hordalék szemcsemérete és hozama alapján a Schumm-féle osztályozásban egyértelműen stabil, meanderező mintázatúnak adódik a Maros, míg a fajlagos munkavégző képesség és a fenékhordalék szemcseösszetétele alapján a Berg-féle diagramon a nem megosztott sodorvonalú, kanyargós medrek közé (Sipos 2006). Sipos számításai szerint ahhoz, hogy hidrológiailag is a fonatos mintázatú folyók közé tartozzon, azonos esés mellett legalább 8,3-szoros vízhozammal, vagy azonos vízhozam mellett legalább 2,5-szeres eséssel kellene rendelkeznie. Tehát a Maros hidrológiai jellemzői nem felelnek meg a jelenlegi fonatos medermintázatnak, azaz a jövőben a meder átalakulása várható.

A Makó és Klárafalva közötti, a szabályozások előtt meanderező szakasz hosszát és így kanyargósságát is 43%-kal csökkentették. A megnövekedett esés hatására szélessége kismértékben nőtt (14%). A rendelkezésre álló légifelvétel tanúsága szerint az eredeti kanyargósság és mintázat nagyon lassú ütemben, de helyreáll, azonban ezt gátolják az 1948-tól kiépülő partbiztosítások és sarkantyúk (Török 1977). Így míg a domború oldal folyamatosan formálódik és helyenként 40-50 m széles övzátóny felszínek jöttek létre (Blanka et al. 2006), addig a homorú oldal stabil marad.

A torkolati szakasz rendezése volt a legdrasztikusabb, hiszen itt a szakaszt harmadára rövidítették le, és így ma a Maros java része mesterségesen kialakított kanyargós mederben fut. Mivel a kanyarulatok külső ívét már a megépítésük utáni években körakatokkal biztosították, így a mederszélesedés jóval mérsékeltebb volt (8,4%), mint a felső szakaszokon. Azonban a 20. sz. második felében a szakasz kanyargóssága némileg nőtt (1%-al) a folyamatosan épülő övzátóny-felszínek miatt. A 20. sz. második felében ez a szakasz szűkült a leggyorsabban (16,5%), így ma már az átlagszélessége kisebb (86 m), mint a szabályozások előtt volt (95 m).

5.2.2.4. A Tisza, a Maros és a Dráva kanyarulat-átvágásokra adott válaszainak összehasonlítása

A kanyarulat átmetszések általános célja mindhárom folyón az esés növelése volt, amitől azt remélték, hogy a meder mélyül és hajózhatóvá válik, illetve az árvizek gyorsabban vonulnak le. Ugyanakkor néhány kanyarulatnál az átmetszés célja volt az is, hogy az erősen alámosott települések (pl. a Dráván Vízvár és Örtilos, vagy a Maroson Makó) legszélső házait illetve vonalas infrastruktúráját megvédjék a nagy árvizek okozta parterróziótól. Összességében a vízfolyások az átmetszésekre hasonló morfológiai-hidrológiai válaszokat adtak, de a további mérnöki zavaró hatások nem mindenütt tették lehetővé, hogy ezek a válaszok mindenütt teljes mértékben lejátszódhassanak. A szabályozások utáni teljes helyreállást a Tiszán és a Maros alsó szakaszán akadályozta a kisvízi szabályozás, míg a Dráván a kanyarulat-átmetszések még a 21. században is folytatódtak, így hatásukhoz már hozzáadódott a sarkantyúk és völgyzárógátak hatása is.

A) Esésviszonyok, vízállás és hordalékhozam módosulása

A szabályozások hatására a **meder esése** mindhárom folyó esetében csaknem megduplázódott. A Tiszán az esés átlagosan 3,7 cm/km-ről 6 cm/km-re nőtt (Botár és Károlyi 1971), bár a 20. században az általam számolt Mindszent-Algyő közötti átlagos vízszín-esés csupán 2,0 cm/km. A Maroson 10-14 cm/km-ről 24-26 cm/km-re (Boga és Nováky 1986) nőtt az esés. (A Dráván a vízmércék későbbi telepítése és az elhúzódozó kanyarulat-átvágások miatt hasonló összehasonlítás nem tehető.) Mindezek azonban csak átlagos esés-értékeknek tekinthetők, hiszen a kanyarulat-átvágásokkal sűrűbben érintett szakaszokon ez az érték jóval nagyobb lehetett. Azonban mivel pontos magassági adatokkal nem rendelkezünk, ezek pontos számszerűsítése a jelenlegi ártérés-adatok alapján túlságosan nagy hibát hordoz magában.

Bár a 19. századból nem sikerült **vízállás** adatokat összegyűjtenem, a szegedi árvizek leírása tanúságos lehet. A Felső-Tiszán korábban elkezdett szabályozások eredményeként az Alsó-Tiszára az árvizek gyorsan eljutottak és itt feltorlódtak (rekord magasságú árvizek: 1853, 1855, 1879), miközben jelentős mederformálást is végeztek. A leírások szerint az 1857. és 1858. évi, közepes magasságú árvizek például jelentős mértékben átrendezték a medermorfológiát: Szegednél a mederben hatalmas mederközepe zátonyok képződtek, illetve a partokat alámosta a víz, míg más helyen veszélyes partomlások jelentkeztek (Reizner 1900). Az 1910-es évek kezdetéig a tiszai és marosi vízállásadatok is egyértelműen azt mutatják, hogy a szabályozások hatására a kisvizek szintje csökkent a bevágódás miatt (Szegednél pl. 1904-ig 201 cm-rel, majd 1921-ig további 21 cm-rel), a kisvizes időszak hossza nőtt, így tovább romlott a hajózhatóság (Iványi 1948ab, Károlyi 1960, Botár és Károlyi 1971).

A kanyarulat-átvágásokat követő **hordalékhozam** alakulására számszerű adatok nincsenek. Ugyanakkor a hordalékhozam növekedése a természetes állapotában is nagy hordalékszállító-képességű Maroson volt a leglátványosabb, bár hasonló folyamatok valószínűleg mindegyik folyón jelentkeztek. A vezérárkok kiszélesedése és az intenzív parterózió miatt a Maros hordalékhozam erőteljesen megnőhetett. Erre utal (1) fiók-hordalékkúpjának kiépülése a gátépítések után, (2) a levágott kanyarulatok gyors feltöltődése (5.2.1.2. fejezet), illetve (3) a Maros medrének és a Tisza torkolati szakaszának zátonyossá válása. Például a Maros-Tisza összefolyásnál sekély gázlók keletkeztek, amelyek kisvízkor nem voltak 1,0-1,8 méternél mélyebbek (Reizner 1900, Korbély 1937, Iványi 1948ab).

B) Ártérfeltöltődésre gyakorolt hatás

A kanyarulatok átvágása vizsgálataink szerint hatott az ártérfeltöltődés mértékére is (ld. 5.2.1.2. fejezet), bár pontos adataink csak a Maros hullámteréről vannak. Közvetlenül a kanyarulat-átvágások után a feltöltődés üteme 1,5-4-szer gyorsabb volt, mint amikor már befejeződött a vezérárkok intenzív eróziója. Valószínűleg a Makó alatti fiók-hordalékkúpi szakasz környezeténél intenzívebb feltöltődése is a kanyarulat-átmetszésekkel hozható kapcsolatba. Ugyanis a fiók-hordalékkúp feletti, Magyarcsanak-Makó közötti szakasz az, amelyet drasztikusan kiegyenesítettek, és amelyik kiszélesedett, majd fonatossá vált. Az innen kierodálódott hordalék szerepet játszhatott a hullámtér intenzív feltöltődésében.

C) Szigetképződésre gyakorolt hatás

Az Alsó-Tiszán a kanyarulat-átvágások előtt (1842) még öt mederközepe sziget létezett, de ezek teljesen eltűntek a szabályozások után. A Dráva és a Maros medrét is tagolták szigetek, de ezek

a szabályozások hatására nem tűntek el, csak átalakultak: a nagy kiterjedésű ártéri szigetek a partba olvadtak, miközben mindkét folyón kisebb méretű mederközepi szigetek váltak dominánssá. A nagyméretű ártéri szigetek kialakulása és 19. századi nagy száma részben a kanyarulat-átvágásokhoz köthető, ugyanis az így lemetszett ártér-részleteket egyik oldalról a főág, a másiktól a levágott holtmeder vette körül. A Dráva vizsgált szakaszán (236 km) 1882-ben még 32 ártéri sziget volt (összterület: 3797 ha), ezek közel fele azonban 1968-ra az ártérbe olvadt, és ekkor már csak 15 ártéri sziget létezett (1517 ha). Később számuk és területük is tovább csökkent, ahogy fokozatosan az ártérhez kapcsolódtak. Tehát a Dráván az ártéri szigetek felszámolódása jóval lassabban történik, mint a Maroson, ahol ez a folyamat már befejeződött a 20. sz. első harmadában. Ez magyarázható azzal, hogy (1) a Dráván kanyarulat-átvágások voltak még a 20-21. században is; és (2) ártéri szigetek képződtek nagyobb szigetek összeolvadásával is, miközben az őket határoló mellékág nem halt el a Dráva kisebb hordalékhozama miatt.

D) Fejlődési stádiumok

A vizsgált folyószakaszok morfológiai változásai alapján jól elkülöníthető az az időszak, amikor még természetesen, minimális zavaró hatás mellett fejlődtek, majd a kanyarulat-átvágásokra adott válasz-időszak. Ugyanakkor ezek az időszakok nem azonos hosszúságúak, mivel a kisvízi szabályozás (Tiszán, Maroson), illetve a völgyzárógát-építés (Dráván) megszakította a fejlődési stádiumot és új irányt vett a meder formálódása (ld. 5.2.3. és 5.2.4. fejezetek).

Az első, közös időszakban mindhárom folyót *természetes mederfejlődés* jellemezte. A szabadon meanderező Tiszán a külső ívek pusztultak, míg a kanyarulatok belső ívén kiterjedt övzátonyok képződtek. A Maroson és a Dráván ekkor meanderező-anasztomizáló mintázat volt jellemző. A három folyó kanyargóssága csaknem megegyezett (Tisza: 1,84; Maros: 1,80, Dráva: 1,7) annak ellenére, hogy a Marosnak és a Drávának jóval nagyobb volt az esése a Tiszánál. Valószínű, hogy a nagy esést a Maros és a Dráva nagyobb fajlagos hordalékhozama, és a Maros kisebb vízhozama ellensúlyozta (ld. Schumm és Khan 1972, Knighton 1998).

Az *intenzív mederszabályozás* időszakában a kanyarulat-átvágások eredményeként a folyók hossza, kanyargóssága és időlegesen a szélessége is lecsökkent. Míg a Tiszán és a Maroson ez az időszak a 19. sz. végére befejeződött, addig a Dráván – noha a munkák java részét a 19. sz.-ban végezték el – kanyarulat-átvágás még 2007-ben is történt. A három folyó közül a szabályozások a legdrasztikusabban a Marost érintették, hiszen a Nagylak-torkolat közötti szakasza 47%-al rövidült le, és a Magyarcsanak-Makó közötti szakaszt gyakorlatilag teljesen kiegyenesítették.

A harmadik időszakot a *kanyarulat-átvágásokra adott folyóvízi válasz* adja. Míg a Tiszán a meanderező mintázat megmaradt, addig a Maroson és a Dráván a mintázat átalakult, folyóvízi metamorfózis következett be. A Tiszán a szabályozások befejezése után kb. 40 évvel (1929-ig) a

meder vertikális paraméterei elérték a korábbi értéket, illetve enyhe bevágódás és szelvényterület növekedés is történt (ld. 5.2.3. fejezet). A kiegyenesített szakaszokon lassan kanyarulatok kezdtek kialakulni, ami a korábbi, erőteljesebben kanyargó, meanderező mintázat helyreállítását vetíti előre.

Ugyanakkor a Dráván és a Maroson nem bevágódás történt, hanem a partok eróziója gyorsult fel és a meder kiszélesedett. A válaszdás hosszát a Maroson nem ismerjük a térképi adatok hiánya miatt, de a *Dráván* egy 1979-82-ben levágott kanyarulat azt mutatja, hogy a kiszélesedés kb. 20 év alatt lezajlott, miközben a kialakuló zátonyok miatt a meder átlagmélysége 3,6 m-ről 2,3-ra csökkent és fonatos mintázatúvá vált (Kiss et al. 2011). Így a Dráva felső, anasztomizáló szakasza ma fonatos jelleget mutat, azonban itt egyidejűleg érvényesül a partbiztosítások és a völgyzárógáták hatása is, ezért a mintázatváltozás nem köthető egyértelműen csak a kanyarulat-átvágásokhoz.

A *Maros* medre a kiegyenesítés után szintén erőteljesen kiszélesedett. A legmarkánsabb változások a legnagyobb esésű felsőbb szakaszokon mentek végbe, és az egyenes mederben helyenként fonatos mintázatú tágulatok alakultak ki. Mindez a Tiszánál jóval nagyobb esésével, nagyobb fenékhordalék-hozamával és az erőteljesebb zavaró hatással magyarázható. A Maros kiegyenesített szakaszain nagyon lassú az új kanyarulatok kialakulása, annak ellenére, hogy a partok eróziója gyors a nagy esés és a gyér partmenti növényzet miatt. A Tiszán a középvonal növekedése révén a horizontális paraméterek és az eredeti kanyargósság jóval gyorsabban állt helyre a szabályozások után. A Maros Nagylak-Makó közötti szakaszát bár további emberi hatások nem érték és az oldalazó erózió napjainkban is folytatódik, a tágulatok nem a kanyarulat-képződés irányába fejlődnek, nem mutatják az általános előregezés jeleit (Kiss és Sipos 2007), hiszen bennük új szigetek születnek és vándorolnak.

Ugyanakkor a partbiztosítások nélküli meder is szűkül a Maroson és a Dráván (1870-es évek: 513 m; 1960-as évek 361 m), ami a vízgyűjtőkön illetve a felsőbb szakaszokon bekövetkező, a vizsgált meder szakaszra indirekten ható változásokkal (pl. lefolyáscsökkenés, kavicsbányászat) hozható kapcsolatba. A Maros erőteljesen kiszélesedett szakaszain az egykori parthoz kapcsolódó zátonyfelszínekből alacsony ártéri területek jöttek létre.

Mivel a 20. században a Tiszán és a Maros alsó szakaszán is intenzív kisvízi szabályozásokba kezdtek, a Dráván pedig vízerőművek épültek, ezek megváltoztatták a meder fejlődési útjait. Ezen fejlődési fázisokat az 5.2.3. és 5.2.4. fejezetekben mutatom be.

5.2.3.A partbiztosítások és sarkantyúk geomorfológiai hatásai

Ebben a fejezetben a mederbe épített a parteróziót hosszabb-rövidebb ideig meggátló partbiztosításokra és a sodorvonal elterelésére szolgáló sarkantyúkra, mint zavaró hatásokra adott folyóvízi válaszokat tekintem át. Mivel ezek gyakran együtt fordulnak elő, hatásuk összegződik, ezért az alábbiakban én sem választom szét, hanem egységesen kezelem ezeket az építményeket.

5.2.3.2. A partbiztosításokhoz és sarkantyúkhöz köthető jellegzetes geomorfológiai folyamatok

A kisvízi meder rendezésére alkalmazható partbiztosításokat és sarkantyúkat széles körben használnak szerte a nagyvilágban. Építésük legfőbb célja, hogy megakadályozzák a parteróziót, növeljék a vízsebességet a folyó szélességének csökkentésével (Brookes 1985, Bridge 2003), illetve szabályozzák a fenékhordalék mozgását a szemcsék csapdázásával (Harmar et al. 2005). Bár a működésüket, szerkezetüket, anyagukat és tervezési kritériumaikat részletesen leírták (pl. Csoma 1973a, Brookes 1997, Newson et al. 1997, Bridge 2003, Downs és Gregory 2004), azonban csupán néhány kutatás foglalkozott azzal, hogy milyen hatással lehetnek a mederfejlődésre, noha megépítésük következményei igen sokfélék lehetnek.

Hazánkban a kisvízi szabályozási művek kiépítésére zömében a 20. században került sor, de vannak feljegyzések korábbi próbálkozásokról is. Például a Maroson a hajózhatóság fenntartása érdekében már az 1780-as években a leomló partokat fűzfával kötötték meg, illetve sarkantyúkat építettek rőzséből és téglából (Gillyén 1912, Eperjessy 1993). Szisztematikus kisvízi szabályozás a 20. század kezdete előtt még nem létezett, hiszen ezt a beavatkozási módot mindig helyi problémák megoldására szánták, ugyanakkor véleményem szerint a 20-21. századi munkák sem tekinthetők szisztematikusnak, hiszen a helyi problémát megoldandó készítenek helyi jellegű terveket, és az építmények hatását sem térben, sem időben nem vették figyelembe.

A Tisza hazai hosszának 44%-a partbiztosított, miközben az Alsó-Tiszán ez az érték még magasabb (51,4%). A tiszai partbiztosításokat zömében az 1930-60-as években készítették, bár napjainkban is vannak ilyen jellegű beruházások (pl. 2014-ben fejezték be a Tisza csongrádi szakaszának partbiztosítását). A Marosnak csak az alsó, 34 km-es szakaszán fordulnak elő kőrákok 21,4 km (63%) hosszan, amelyeket javarészt 1948 után az 1960-as évekig építettek (ATIVIZIG felmérések). A Nagylak-Makó közötti, a 19. században zömében rőzséből készült sarkantyúk és partbiztosítások megsemmisültek, és Trianon óta a határszakaszon nem történt mederrendezés (Török 1977). A Hernád magyarországi hosszának 22%-át védi partbiztosítás vagy vezetőmű, amelyek hidak, töltések vagy utak védelmére helyi jelleggel épültek (Andó 2002). A Dráva Barcs alatti szakaszán (0-157 fkm) 1885 óta alkalmaznak partbiztosításokat a hajózási útvonal biztosításához, míg

a Barcs fölötti szakaszon csak néhány szabályozási műtárgyat építettek a mederbe (György és Burián 2005).

A partbiztosítások legáltalánosabb hatása, hogy a medervándorlás mértéke csökken (Surian 1999), vagy teljesen le is áll (Lóczy 2001), a meder szűkül (Warner 2000) és mintázata egyszerűsödik (Surian 1999, Rinaldi 2003). A sarkantyúk és vezető-művek a meder geometriáját és az áramlási viszonyokat változtatják meg, illetve csökkentik az átfolyási szelvény keresztmetszetét (Pinter és Heine 2005, Remo et al. 2009).

Néhány kutató felhívja a figyelmet arra, hogy bár ezeknek a mérnöki beavatkozásoknak a célja a meder stabilizálása és az árvizek kontrolálása, mégis gyakran növelik a (árvízi) kockázatot (Tiegs és Pohl 2005, Pinter és Heine 2005, Lóczy 2009). Ebben egyrészt szerepet játszik az, hogy növelhetik az árvizek szintjét (Pinter et al. 2006, Bormann et al. 2011), ugyanis a mederkeresztmetszet kismértékű megváltoztatása is évszázados távon az árvizek emelkedését okozza (Brooks 2003, Remo et al. 2009). Azonban a sarkantyúk a meder szűkítése és a feltöltés elősegítése révén a kisebb vízszintekre is hatnak, hiszen például a Mississippin harmadával csökkent a mederkitöltő vízhozam (Remo et al. 2009). A folyamatok progresszív trendjét hangsúlyozza Pinter és Heine (2005), mivel a meder szűkülése folyamatos. Másrészt például a sarkantyúk által generált bevágódás destabilizálhatja a mederben lévő létesítményeket, lokális üstök-gázlók kialakulásához vezethet (Remo et al. 2009), illetve csökkentheti a talajvízszintet és a talajok elszikesedését okozhatja (Arnaud-Fassetta 2003).

Hazánkban kimondottan a partbiztosítások és terelőművek hatására bekövetkező horizontális és vertikális mederváltozásokat Iványi (1848ab) írta le, aki összehasonlította néhány jellegzetes gázló rendezéséhez kapcsolódóan a Tisza kisvízi szabályozása előtti és utáni mélységviszonyait. A sarkantyúk hatására megváltozó áramlást és hordalékmozgást és áramlási viszonyokat a Dunán és laboratóriumi körülmények között (Baranya et al. (2008) és Zsugyel et al. (2014) tanulmányozták.

A meder keresztmetszetének vizsgálatával több kutató foglalkozott a Dunán és a Tiszán is, de céljuk nem elsősorban a kisvízi szabályozás hatásainak értékelése volt, hanem a nagyvízi szabályozások óta történt mederfejlődés átfogó jellemzése (Károlyi 1960ab, Lóczy 2001), a már lezajlott mederkotrások illetve kavics-homok kitermelés következményeinek feltárása (Lacay 1968, Csoma és Kovács 1981), vagy egy-egy árvíz mederformálásának elemzése (Lacay 1967, 1968, Fiala et al. 2007).

A kisvízi szabályozás következményeként fellépő folyamatok némileg különböznek az általunk vizsgált folyókon. Például a bevágódás és a kanyarulatok torzulása leginkább a Tiszán jelentkezett (Fiala és Kiss 2004, 2005, 2006ab, Sipos et al 2007, Kiss et al. 2008), míg a Maroson a kanyarulat-átvágások hatására kialakult medertágulatok szűkülését lehetett megfigyelni a partbiztosításokkal ellátott alsó szakaszon (Kiss és Sipos 2001, 2004, 2005, 2007, 2010, Sipos és Kiss 2003, 2004ab, 2006, Blanka és Kiss 2006ab, Fiala et al. 2006). A Dráván pedig a sarkantyúk mögött

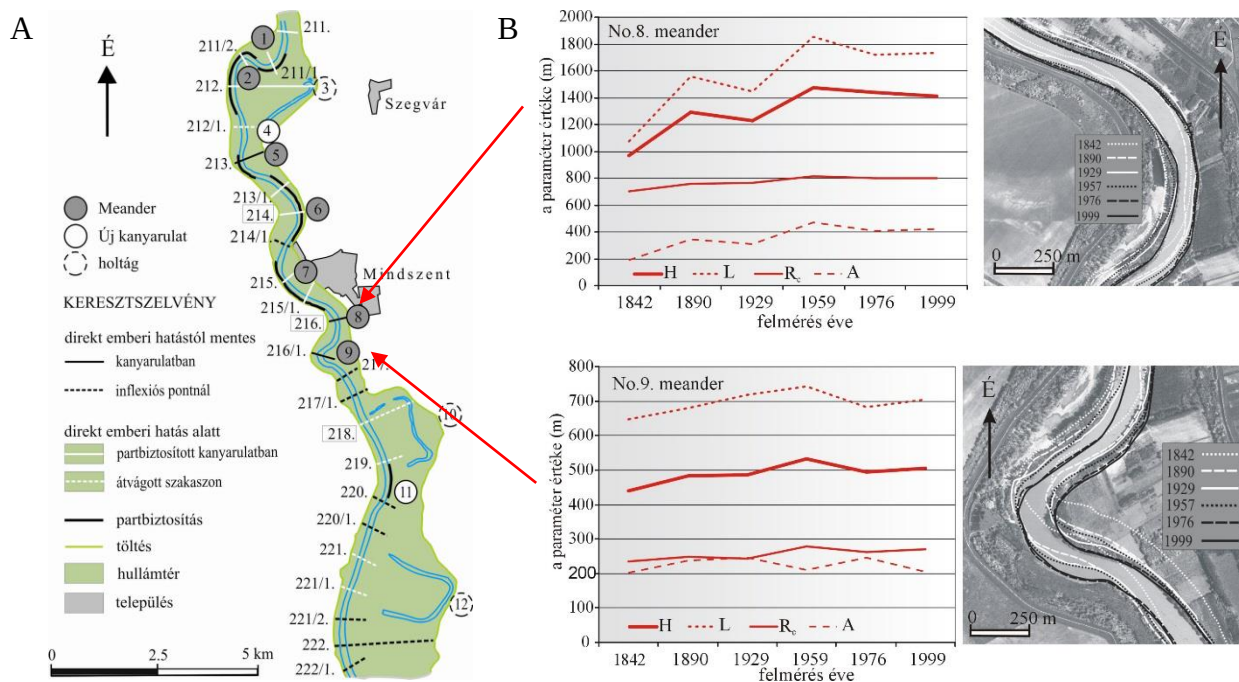
kiterjedt zátonyfelszínek és szigetek jöttek létre, igaz, képződésükhöz hozzájárult a völgyzárógátak hatására csökkenő vízszint is (Kiss és András 2011, 2013, Kiss et al. 2011).

5.2.3.2. Horizontális és vertikális mederparaméterek módosulása Tiszán

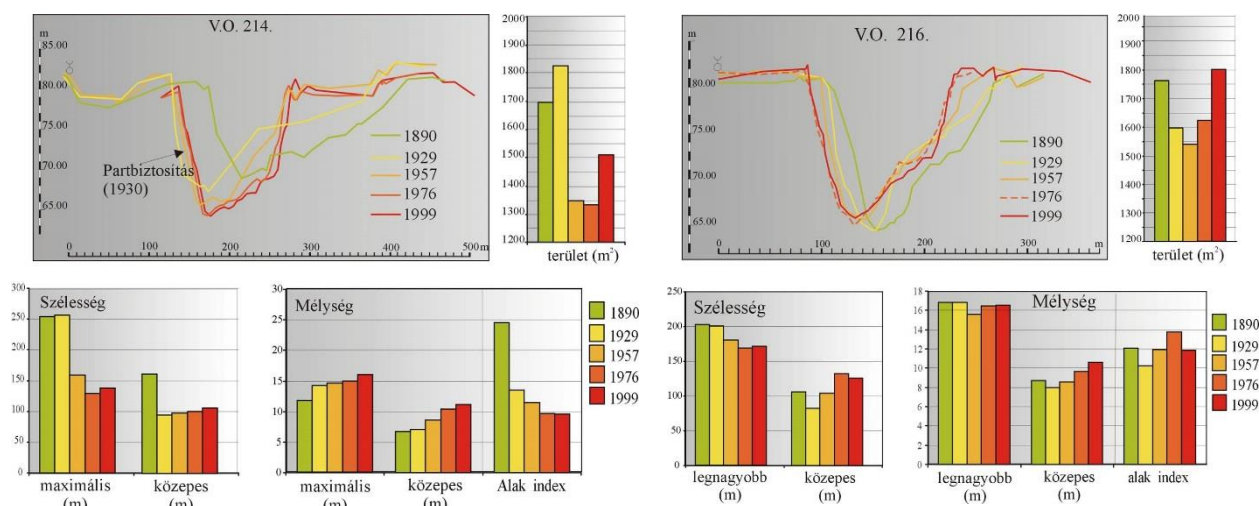
Az Alsó-Tiszán vizsgált 25 km-es szakasz (200-225 fkm) egészére jellemző, hogy a kanyarulat-átvágások után kitágult meder az 1930-as évektől erőteljesen szűkülni kezdett, ami összefüggésbe hozható a partbiztosítások kiépülésével.

Az 1929-es és 1957-es felmérés között a meder átlag-szélessége 0,7 m/év ütemmel, összesen 12%-al csökkent. Az 1999-es felmérés további kismértékű szűkülést mutat (-0,04 m/év), különösen a partbiztosított szakaszok mentén. Tehát szakasz-szinten megfigyelhető a szűkülés.

A partbiztosítás hatásának értékeléséhez különválogattam a partbiztosítással ellátott, illetve szabadon fejlődő alsó-tiszai kanyarulatokat. A mintaterületen csupán két *szabadon fejlődő kanyarulat* van, amelyek partjait nem biztosították a kötött, agyagos partfaluk miatt (5.2.14 ábra). A csaknem egyhelyben maradó, 8. sz. kanyarulat horizontális paraméterei 1842 óta nőttek, míg az áttevődő 9. sz. kanyarulat paraméterei alig nőttek, bár folyásirányban a kanyarulat lejjebb tevődött. Azonban míg a horizontális paraméterek állandóak maradtak vagy nőttek, addig ezeknek a kanyarulatoknak a keresztmetszései a partbiztosítások kiépítésének időszakában egyre szűkebbé váltak: legnagyobb mélységük 1929-57 között 11%-al, szelvényterületük pedig 6%-al csökkent (5.2.15 ábra). Azonban 1957 óta mind a mélységük (+13%), mind a szelvényterület (+13%) növekedésnek indult, és megközelítik a kanyarulat átvágások utáni 1890-es felmérés értékeit. Tehát a szabadon fejlődő kanyarulatok vízszállító képessége összességében javult, de a partbiztosítások rövidtávon ezeknek a fejlődését is meghatározták.



5.2.14. ábra: Az Alsó-Tisza mindszenti szakaszán csaknem minden kanyarulatot partbiztosítással láttak el (A), csupán két kanyarulat fejlődik szabadon, amelyeknek a horizontális paraméterei (B) folyamatosan nőnek (forrás: Kiss et al. 2008)

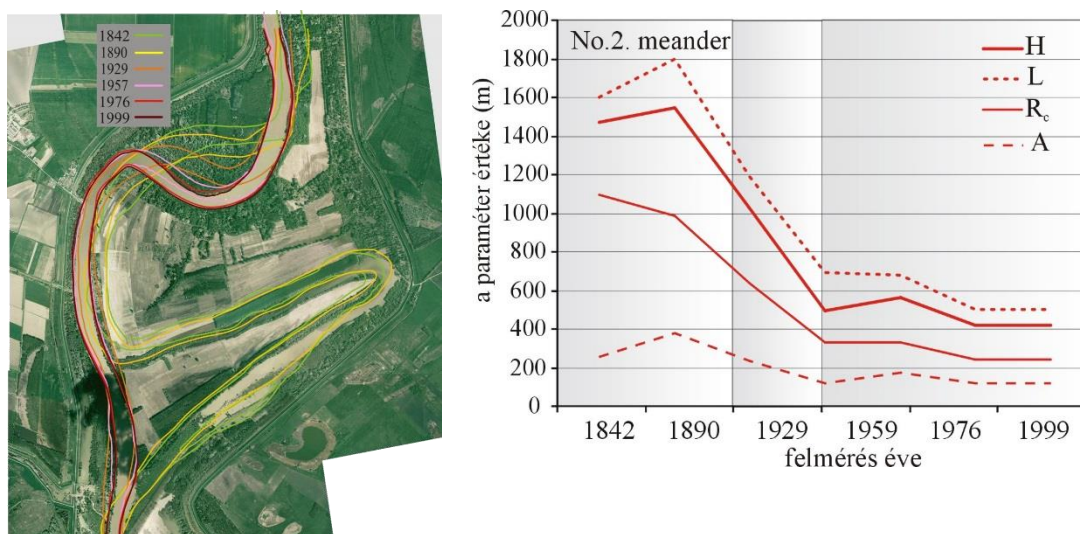


5.2.15. ábra: A vizsgált Tisza szakaszon egy 1930-ban partbiztosított (V.O. 214) és egy tőle nem messze lévő szabadon fejlődő kanyarulat (V.O. 216) vertikális paramétereinek alakulása (forrás: Kiss et al. 2008)

A partbiztosított kanyarulatok (1, 2, 5, 6 és 7) horizontális paramétereik 10-15%-al nőttek a partbiztosítások megépítése előtt, csakúgy, mint a vizsgált szakasz minden kanyarulatának. Azonban mivel túl közel kerültek az árvízvédelmi töltéshez, a külső ívüket kikövezték. Ennek hatására horizontális paramétereik 10-21%-al csökkentek (ld. 5.2.6. táblázat). Azonban az 1920-30-as években biztosított kanyarulatok szűkülése megállt 1999 környékén, míg a később (1940-1966) partbiztosított kanyarulatok még ma is szűkülnek. Leginkább a 2. sz. kanyar szűkül, melynek minden horizontális paramétere 67-75%-al csökkent (5.2.16 ábra). Mivel az övzátonyok így egyre közelebb kerülnek a sodorvonalhoz, egyre meredekebb lejtőszögűvé válnak, és lassan elvesztik aktívan épülő övzátony-jellegüket. Így míg az 1842-es tiszai felméréskor 48 db övzátony (102,3 km hosszan) volt az Alsó-Tiszán, addig 2013-as felmérésünk során már csak 20 helyen és csupán 4,7 km hosszan követték a partokat. Ráadásul a meredek lejtőszög miatt az alsó-tiszai övzátonyok mindegyike csuszamlásos-omlásos folyamatok révén pusztul. A kisvízi beavatkozások ellenére tehát a kanyarulatok fejlődése folytatódik. Ennek eredményeként 1929 óta a görbületi sugár folyamatosan csökken (-2,4%). Az egyre szűkebbé és élesebbé váló kanyarulatok pedig az árvizek levonulását lassítják.

A partbiztosított kanyarulatok VO-szelvényei (5.2.15 ábra) azt mutatják, hogy legnagyobb szélességük a partbiztosítás után akár 45%-al is csökkenhetett, miközben mélységük akár 3,2 m-rel is (31%) nőtt. A szelvényterület – bár az átmetszések után nőtt – egyre inkább csökken (max: -25%). Számításaink szerint átlagosan 171 m³/s-al csökkent a mederkitöltő vízhozam, de a legszűkebb kanyarulatban ez a 318 m³/s-t is eléri (így ma már nem éri el a 900 m³/s sem). A partbiztosítások kiépítésének legfőbb időszakában az LNV Mindszentén hétszer dőlt meg (részben morfológiai, részben meteorológiai okok miatt), ami jól mutatja a mederszűkülés hatását az árvizek gyakoriságának növekedésére. A sodorvonal egyre közelebb simul a parthoz (1957 óta folyamatosan alig 20 m-re van), aminek következtében a partbiztosítás alatt kimélyül a meder. Ennek eredményeként a 2013-14-es mederfelméréseinkkor azt tapasztaltuk, hogy a partbiztosítások becsúsznak a mederbe (a biztosított szakaszok 23,3%-a érintett), és mögöttük jelentős mértékű partpusztulás indulhat el. Például az 5.2.16 ábrán bemutatott kanyarulat partbiztosításának 82%-a becsúszott a mederbe, és kb. 900 m szélességben az omlásos-csuszamlásos part 20-25 méterre megközelítette a gátat. Ez arra is utal, hogy valószínűleg a meder elérte a lehető legszűkebb állapotát, és most már tágulnia kell. A folyamat indikátorai lehetnek az egyre magasabb árvizek, az eltűnő övzátonyok és az egyre meredekebbé és erodálódóvá váló partok.

Átgondolva, hogy mit jelent ez az árvizek levonulása és az árvízvédelem szempontjából arra a következtetésre juthatunk, hogy az egyre szűkebbé és élesebbé váló kanyarulatok a mederben áramló víz mozgását lelassítják, ezáltal az árhullám levonulását késleltetik. Ezt jól tükrözi az esés csökkenése is, ami az 1940-es évek óta kifejezettebbé vált, mint korábban (ld. 5.1.3 ábra). A folyamatot tovább fokozza, hogy a sűrű ártéri növényzet miatt az árvíznek kb. 87%-a már a mederben vezetődik le, szemben a korábbi 77%-al (Kovács és Váriné 2003). Tehát az árvíz levonulása nemcsak az ártéren vált korlátozottabbá, de a mederben is. A becsúszó partbiztosítások pedig a gátak állékonyosságát veszélyeztetik, így az árvízi kockázatot tovább növelik.

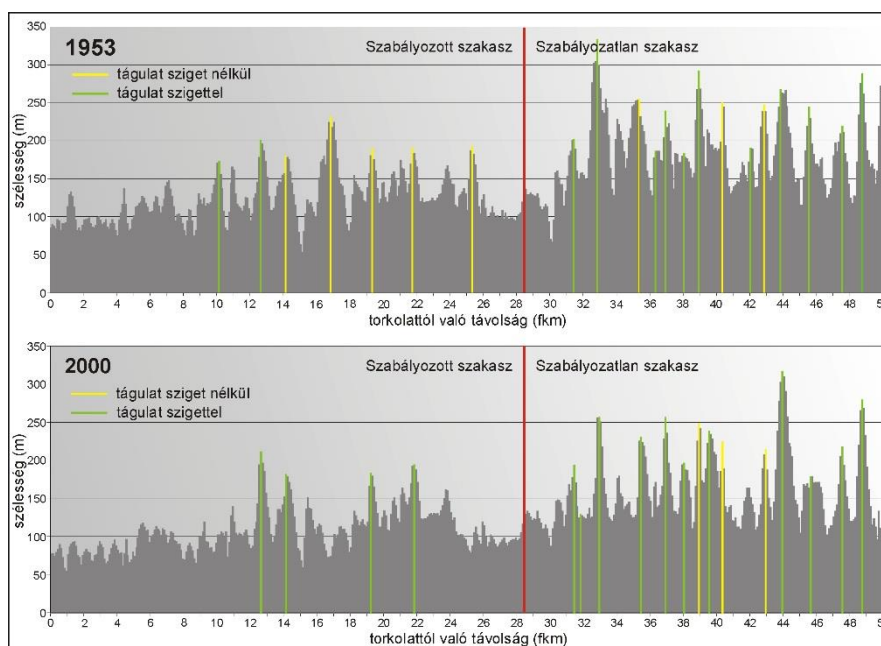


5.2.16. ábra: A vizsgált Tisza szakaszon a 2. sz. kanyarulatot 1930-ban partbiztosították, amelynek hatására a kanyarulat horizontális paraméterei jelentősen lecsökkentek

5.2.3.3. Medertágulatok eltűnése a Maros alsó szakaszán

A Maros Nagylak-torkolat közötti szakasza a kisvízi mederrendezést figyelembe véve ketté osztható. Míg a Nagylak és Makó (28-50 fkm) közötti határszakasz szabadon fejlődik, addig az alsó szakaszt (0-28 fkm) partbiztosításokkal és terelőművekkel sűrűn beépítették az 1950-60-as években.

Az antropogén zavaró hatásra adott választ leginkább az elmúlt 50 év **mederszélesség** adatai tükrözik (5.2.17 ábra). Bár a Makó alatti szakasz a szabályozások előtt is keskenyebb volt, mint a határszakasz, az alsó szakaszon jelentősebb mértékű a meder szűkülése (13%), mint a szabályozott felső szakaszon (11%). A szűkülés különösen a torkolati szakaszon markáns (17%), ahol a partbiztosítások aránya 62%, míg az enyhébben szűkülő (12%) Makó-Klárafalvai szakaszon csupán 52%. A kanyarulatok átvágása után kialakult fonatos medertágulatokat kivéve az is látszik, hogy a szűkülés ezek esetében intenzívebb (1953-1973: 1-0,55 m/év) mint a keskenyebb szakaszokon (0,15-0,25 m/év). Azonban 1973 és 2000 között a szűk szakaszok is 3-4-szer gyorsabban kezdtek még szűkebbé válni, ami feltehetően az 1980-as évektől kezdődő erőteljes vízszintcsökkenéshez, és a kisvizek hosszának növekedéséhez köthető. A vízszintsüllyedés hatására a tágabb szakaszokon kialakuló oldal- és övzátonyokat a növényzet stabilizálta, így azok alacsony ártéri felszínné váltak, miközben a meder szűkült (Kiss és Nagy 2012).

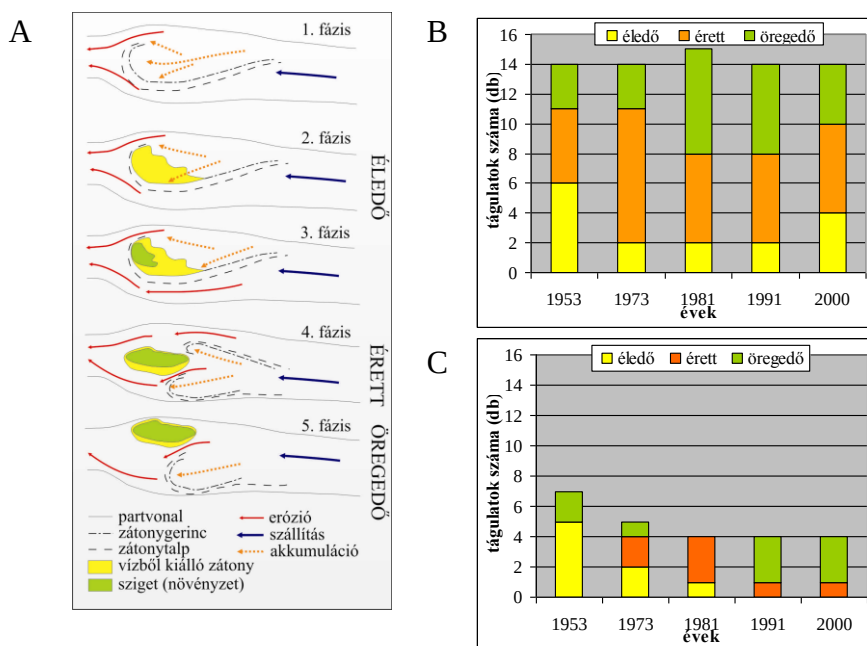


5.2.17. ábra: A Maros szélességviszonyainak alakulása 1953 és 2000 között (forrás: Sipos 2006)

A Maros vizsgált szakaszán 1953-ban még 21 **medertágulat** fordult elő, míg 2000-ben már csak 18 (5.2.18 ábra). Azt, hogy ezek születőben vagy pusztulóban vannak, jól tükrözi a hasznos mederszélesség (azaz a vízfelület szélessége), a szigetek száma, a szigetek mederben elfoglalt és egymáshoz viszonyított helyzete (Kiss és Sipos 2007).

A *felső, kisvízi szabályozásoktól mentes* szakaszon a medertágulatok sűrűn követik egymást, különösen a teljesen kiegyenesített szakaszon (kb. 1 km-enként). A tágulatok száma alig változott 1953 és 2000 között, bár 4 tágulat megszűnt és 3 új született, ugyanakkor a tágulatok fejlődési állapota folyamatosan változott: egyes tágulatokban 50 év alatt egy teljes ciklus lezajlott, míg más tágulatok csupán egy fejlődési fázist léptek előre, úgy, hogy bennük a szigetek területe nőtt a zátonyok vagy egymásba olvadt szigetek révén. A medertágulatok dinamikus fejlődését mutatja, hogy bennük a szigetek vándorlása folyásirányban folyamatos (max. 7,8 m/év), attól függően, hogy a szigetek hol helyezkednek el a sodorvonalhoz képest (Sipos és Kiss 2003).

Az *alsó, partbiztosításokkal és sarkantyúkkal szabályozott szakaszon* a tágulatok ritkábban helyezkedtek el (kb. 1,4 km-enként). Az 1953-as kiinduló állapothoz képest a tágulatok száma felére csökkent a medret leszűkítő sarkantyúk és kőrákok hatására. Azokban a kitágult mederszakaszokban ahol a nem építettek partbiztosítást, ott elindult a szigetképződés és a medertágulat-fejlődési ciklus különböző stádiumai alakulhattak ki. Azonban az egész szabályozott szakaszra jellemző, hogy a meglévő tágulatok lassan felszámolódnak, hiszen egyre inkább előregednek és szigeteik a partba olvadnak. Dendrológiai méréseink szerint egy-egy partbiztosítás megépítése után a legintenzívebb mederszűkülési folyamat csupán egy évtizedig zajlott, a tiszai mederszűküléshez hasonló módon: azaz a (öv)zátony tovább fejlődött, majd a felszínét megkötötte a növényzet, így az az ártérbe simult (Blanka és Kiss 2006ab). Az későbbi évtizedekben a zátonyok gyors épülése megállt, a tágulatok szűkülése már csupán 3,4-3,9 m/év volt. Azonban nemcsak a partbiztosított kanyarulatok szűkültek, hanem a szabadon fejlődők is, és ez a legintenzívebb az átfogó kisvízi szabályozások idején volt.



5.2.18. ábra: Egy medertágulat elvi fejlődési stádiumai (A), illetve a Makó fölötti kisvízi szabályozásoktól mentes (B), és az alatta lévő kisvízi szabályozott szakasz medertágulatainak jellemzői (C)

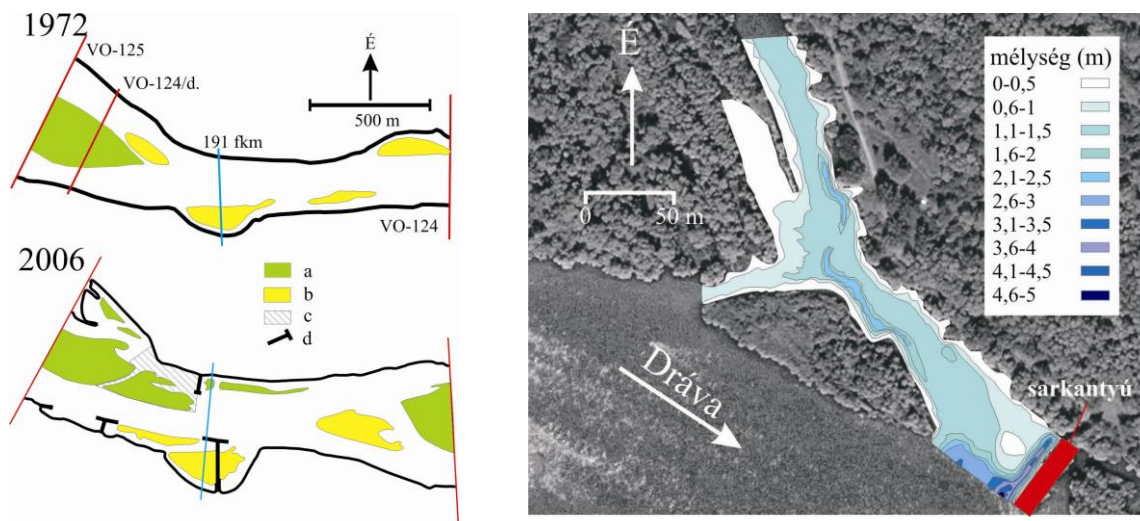
Tehát a medertágulatok az alsó kisvízi mederrendezéssel érintett szakaszon lassan felszámolódnak és a meder szélessége egységesebbé válik. Ennek háttérében állhat a vízszintek süllyedése, a mederszélesség csökkenése és az, hogy az új tárgulatok születéséhez és a meglévők feléledéséhez szükséges parterózió helyett a szigetek összeolvadását elősegítő akkumuláció dominál. Ez a folyamat a Maros alsó szakaszának lassú morfológiai elszegényedését vetíti előre.

5.2.3.4. Sarkantyúk mögötti zátony- és szigetképződés a Dráván

A Dráva vizsgált szakaszán is kapcsoltba hozható a meder szűkülése (w_{1882} : 513 m, w_{2007} : 256 m) a sarkantyúk és partbiztosítások megépítésével. Itt azonban a sarkantyúkkal zömében mellékágakat zárnak el (5.2.19 ábra), így a szűkülés mechanizmusa alapvetően eltér a Tiszán vagy a Maroson tapasztalt (öv)zátony-épüléstől, bár a marosi tárgulatok esetében a szigetek közötti mellékágak eltömődése hasonló folyamat. A sarkantyúk hatására a Dráván a főmeder mélysége nőtt 0,8 m-rel (9,2 %), a keresztmetszvényekben egyre kifejezettebbé vált a sodorvonal.

A sarkantyú hatására eltömődő mellékág fejlődését Vízvár mellett vizsgáltuk. Ez a mellékág a főmederhez hasonló méretekkel rendelkezett a sarkantyú megépítése előtt: 1972-ben szélessége 140 m volt (a főágé 120 m), átlagmélysége pedig 2,3 m (főágé 5,8 m). A mellékág és a főág összefolyásánál 1982-ben építették meg a körakatot. Ennek eredményeként a mellékágat zátonyok töltötték fel, amelyek között a sodorvonal (1,5 m mély) meanderezni kezdett. A sarkantyú megépítése után a mellékág átlagszélessége 2008-ig 47 m-re csökkent, átlagmélysége 1,2 m-re, ami azt mutatja, hogy a mellékág évente 5 cm/év ütemben töltődött fel és évente 2%-al veszített a vízszállító képességéből.

Hasonló folyamatok eredményeképpen a Dráván megépített sarkantyúk és keresztgátak mögötti áramlási holt-térben csaknem 69 sziget képződött Őrtilos és a dunai torkolat között, amelyek összesen 88,6 ha területet képviselnek. Jellemző rájuk, hogy igen elnyúlt formák, és a mellettük lévő mellékág eltömődése miatt lassan a partokhoz kapcsolódnak.



5.2.19. ábra: A Dráván Vízvárnál (191 fkm) megépített sarkantyú hatása a mederfejlődésre 1972 és 2006 között, illetve a mellékág mélységviszonyai 2010-ben. a: sziget, b: zátony, c: felmért mellékág, d: sarkantyú

5.2.3.5. A Tisza, a Maros és a Dráva kisvízi szabályozásokra adott válaszainak összehasonlítása

A kisvízi szabályozásra adott folyóvízi válasz a vizsgált folyókon bizonyos elemeiben hasonló, azonban a szabályozottság mértéke, a folyók eltérő esése, hordalékszállítása és mintázata miatt különbségek is felfedezhetők.

A kanyarulat-átvágáshoz képest a kisvízi szabályozást jóval drasztikusabb beavatkozásnak tartom a folyó életébe, hiszen míg a kanyarulat-átvágás egyszeri zavaró hatást jelent, ami után a meder elvileg szabadon fejlődhet, a partok kőrakatokkal való stabilizálása és a meder szűkítése folyamatosan hatással van a meder alakulására. Ebből következően az egyensúly helyreállításának a lehetősége csökken, sőt, az instabilitás fele tolódhat el a meder.

A) Mederszélesség alakulására gyakorolt hatás

A partbiztosítások a külső ívek helyzetét és morfológiáját konzerválják, így itt a laterális eróziót megakadályozzák, miközben a kanyarulat belső íven zajló övzátony-épülés folyamatos. A hatásukra fellépő átlagos mederszűkülés mértéke a Tiszán a legnagyobb, és a legintenzívebb mederszűkülési időszak hossza is csaknem kétszer annyi volt, mint a Maroson (5.2.7 táblázat). Különleges esetekben a Tisza mederszélessége csaknem a korábbi felére csökkent. A Tiszán a partbiztosítással rendelkező szakaszokon a mederszűkülés csaknem duplája a szabadon fejlődő kanyarulatok szűkülésének, és megjelenik a meder vertikális és horizontális vetületeiben is.

Ugyanakkor a Maroson a partbiztosított és a szabadon fejlődő szakaszok csaknem hasonló módon szűkülnek, ami jelzi, hogy itt a mederszűkülési folyamatot más tényező is erőteljesen befolyásolja. Ezek az adatok azt mutatják, hogy a Tisza a partbiztosításokra, mint zavaró hatásokra jóval érzékenyebb választ adott a mederszűkülés szempontjából, mint a Maros, noha hordalékszállítása jóval kisebb mértékű. Ugyanakkor azt is meg kell jegyezni, hogy a Maros nagyobb esése miatt több helyen megfigyelhető, hogy a partbiztosítások mögötti részt kierodálta a folyó, azaz jóval markánsabb „ellenállást” fejt ki a kisvízi szabályozásokkal szemben. Az azonban, hogy a Maroson a medertágulatok szűkülése az átlagosnál intenzívebb, arra utal, hogy ezek lassan felszámolódhatnak, és jóval egységesebb, egyenes-kanyargós meder fog kialakulni.

A Dráván a meder szűkülése jóval intenzívebb, mint a többi folyón tapasztalt. Ebben bár szerepet játszhatnak a mellékágak elhalását elősegítő sarkantyúk, de hatásukat véleményem szerint jelentősen felülírja, hogy a völgyzárógátak miatt a vízállások alászálltak és a csupasz zátonyfelszínek megkötődtek (ld. 5.2.4. fejezet).

5.2.7. táblázat: A mederszélesség változásának mértéke a szűkülés legintenzívebb időszakában a vizsgált folyókon

	<i>intenzív szűkülési időszak</i>	<i>átlagos (%)</i>	<i>maximális (%)</i>	<i>partbiztosított szakaszok átlaga (%)</i>	<i>szabadon fejlődő szakaszok átlaga (%)</i>
Tisza (200-225 fkm)	1929-1957	12	48	18,5	8
Maros (0-50 fkm)	1953-1964	12	17	13 (tágulatok: 16)	12 (tágulatok: 17)
Dráva (0-236 fkm)	1968-1979	50	71	n.a.	n.a.

B) Kanyarulatfejlődésre gyakorolt hatás

Bár a laterális eróziót ezek a mérnöki létesítmények (amíg állnak) megakadályozzák, de a belső íven zajló övzátony-épülés folyamatos. Így a középvonal hossza nő, ami a biztosított kanyarulatok élesebbé válását eredményezi. Ugyanakkor a meder szűkül, a keresztmetszvény területe csökken, és alakja is egyre torzul, hiszen a sodorvonal a partbiztosításhoz préselődik. Különösen kifejezett volt ez a folyamat a Tiszán a partbiztosítások megépítése utáni évtizedekben.

Vizsgálataink szerint a Maros Makó alatti szakaszán hasonló kanyarulat-fejlődési folyamatok játszódtak le (Blanka és Kiss 2006), bár jóval mérsékeltebb ütemben. A görbületi sugár és az ívhossz a partbiztosítások megépítése óta alig változott, bár a leggyorsabban fejlődő partbiztosított ferencszállási kanyar görbületi sugara 14%-al csökkent. Ezek az értékek azonban messze alul maradnak a Tiszán tapasztalt medertorzulásoktól. Ennek valószínűleg az az oka, hogy a Maros alsó, partbiztosított szakaszára a fejletlen kanyarulatok jellemzőek, amelyeknél a belső ív intenzív épülése nem olyan jelentős a mederszélesség arányában, mint a Tisza fejlettebb kanyarulatainál.

Bár a kanyarulatok egyre élesebbé válnak, a hozzájuk tartozó övzátonyok fokozatosan eltűnnek a meder egyre mélyebbé és a mederfal egyre meredekebbé válásával. Az 1842-es felmérés óta a szabad homokfelszínű övzátonyok száma (60%-al) és hossza (95%-al) is erőteljesen lecsökkent

a Tisza Csongrád-Szeged közötti szakaszán. Ráadásul szokatlan módon maguk az övzátonyok is egyre meredekebbé válnak, és mindegyiküket érintik csuszamlásos folyamatok is.

Tehát a partbiztosítások hatására a Tisza klasszikus meanderező mintázata bár megmarad, de a mederdinamika a meanderező folyókra jellemző akkumuláció-erózió egyensúlyából az erózió irányába mozdul el. A Tiszát korábban kanyarogva bevágódó szakaszjellegűnek tartották (ld. Somogyi 1983), azonban véleményem szerint ezt az állapot napjainkban érte el igazán, illetve ez a jelleg egyre kifejezettebbé válik.

C) Fonatos medertágulatok fejlődésére és a szigetképződésre gyakorolt hatás

A kisvízi szabályozások hatására történő lassú medermintázat-átalakulás a fonatos medermintázatu Maroson és a fonatos-anasztomizáló Dráván is megfigyelhető, igaz, itt más jellegű válaszokat adtak a folyók. Azonban fontosnak tartom megjegyezni, hogy mindkét folyón a pihenési idő letelte előtt újabb zavaró hatások jelentkeztek (völgyzárógát-építés, lefolyás-csökkenés), ami a kisvízi szabályozásokra adott válaszokat felülírta.

A Maroson a kanyarulat-átvágások után medertágulatok alakultak ki. Ezek megfigyelhetőek voltak a kisvízi szabályozási munkákkal érintett Makó alatti szakaszon is, azonban a meder fokozatos szűkülésével eltűnnek. A folyamat eredményeképpen a tágulatok fenékhordalék-szabályozó szerepe megszűnik (Sipos és Kiss 2004ab), ezért bennük új szigetek már nem alakulhatnak ki és a meglévők is pusztulásnak indulnak, hiszen legtöbbjük a partba olvad. Összességében tehát a Maros alsó, kisvízi szabályozásokkal érintett szakasza morfológiailag egységesebbé és szegényebbé válik.

D) Fejlődési stádiumok

A vizsgált folyószakaszok hidrológiai és morfológiai változásai, illetve a kanyarulat-átmetszések alapján az 5.2.2.5. fejezetben három fejlődési stádiumot különítettem el (1: természetes mederfejlődés, 2: kanyarulat-átvágások időszaka, 3: kanyarulat-átvágásra adott válasz időszaka). A kanyarulatok átvágása után a folyók megpróbálták medrüket az új esés- és hordalék-viszonyokhoz igazodva kialakítani. Azonban mivel a kanyarulat-átmetszések miatt az esés nőtt és a partok eróziója is intenzívebbé vált, a meder túlszélesedésének megakadályozása és az árvízvédelmi töltések védelme érdekében megkezdtek a kisvízi szabályozásokat.

A folyók **4. fejlődési stádiumának** tekinthető tehát a **kisvízi szabályozások kiépítésének időszaka**. Ezek a munkák mindig lokális jellegűek voltak, azaz céljuk csupán egy rövidebb szakaszon a part védelme vagy a sodorvonal eltérítése volt. Ezért térben és időben is elszórtan jelentkeztek, hiszen a munkák egyik-másik helyen már két évszázada megkezdődtek, és még napjainkban is tartanak. Azonban a partbiztosítások zömét a Tiszán az 1930-60-as években, a Maroson az 1950-60-

as években, míg a Dráván a 1960-1980-as években építették. Véleményem szerint a Maroson és a Dráván a kisvízi szabályozási munkák jóval kisebb zavaró hatást jelentettek, mint a Tiszán. Ennek oka, hogy a Tiszán (1) csaknem minden kanyarulat külső ívét konzerválták, illetve (2) a kisebb esés miatt a mederfejlődésnek hatékonyabb gátját jelentik, hiszen alámosásuk hosszabb és lassabb folyamat.

A *partbiztosítások és sarkantyúk megépítésére adott válaszadási időszak* tekinthető az 5. fejlődési stádiumnak. A leginkább érintett *Tiszán* kiemelendőnek tartom a meder jelentős mértékű horizontális és vertikális torzulását. Mivel a Tisza medermintázata a kanyarulat-átmetszések után is meanderező maradt és a kanyarulatok aktívan fejlődtek, a partbiztosítások hatására ezek a kanyarulatok eltorzultak, szorított jelleget öltöttek. Bár a külső ív erózióját megakadályozták a kőrakatok, a belső ív természetes fejlődése tovább folytatódhatott, és az övzátonyok folyamatosan tovább épültek. Ez a meder folyamatos szűküléséhez vezetett, és még azok a kanyarulatok is szűkültek és élesebbé váltak, amelyeket nem érintettek a munkák. Ez összességében lassítja az árvizek levezetését. Ugyanakkor a meder kimélyült, de jóval kisebb mértékben, mintsem ellensúlyozni tudná az övzátony-növekedés miatt fellépő szelvényterület csökkenést. Ennek hatására ma a biztosított kanyarok szelvényterülete 11%-al kisebb, mint az 1890-es felméréskor volt (miközben a szabadon fejlődő inflexió és kanyarlati szelvények területe 1-2%-al nőtt), ami ugyancsak az árvizek levezetésében okozhat gondot, hiszen a mederkitöltő vízhozam ezeken a szakaszokon csökkent.

A Tiszán indokoltnak tartom, hogy a válaszadási időszak végét, azaz az 1990-es évek óta eltelt éveket külön válasszam, ami egy *egyensúlyvesztési időszak*nak tekinthető. Elkülönítésének oka, hogy az elmúlt évtizedben a Tiszán minőségileg új folyamatok jelentek meg, amely nem új emberi hatásra következett be, hanem a meglévők hatásának összegződése révén. Az erőteljesen összeszűkült mederben új folyamatként jelenik meg a partbiztosítások és az övzátonyok eróziója. A Tisza Csongrád-Szeged közötti szakaszán a partbiztosítások 23,3%-át bontották meg omlások és csuszamlások. Ugyanakkor a korábban jelentős kiterjedésű övzátony-felcsúszások is eltűnőben vannak a mederszűkülés miatt, illetve szinte mindegyik felső végét megbontották a tömegmozgások. Az is megfigyelhető, hogy a meglévő néhány aktívan épülő övzátonnal szembeni part becsúszik illetve beomlik, függetlenül attól, hogy kőakat védi-e. A belső és a külső ív egyidejű eróziója az igen szűk, de mély mederrel hozható összefüggésbe (például az Alsó-Tisza legszűkebb ányási-kanyarulatában 2012-ben 29 m mély volt a meder). Az igen mély meder egyrészt megteremti a tömegmozgásokhoz szükséges domborzati feltételt, másrészt az árvizekkor a szűk meder falának feszülő víz valószínűleg intenzív alámosást is végez, így a víz apadása után megkezdődhetnek a tömegmozgások. (Ennek a fejlődési stádiumnak az elkülönítését indokolja az is, hogy ebben az időszakban jelentősen változtak a hidrológia jellemzők és az ártéri folyamatok is felgyorsultak.)

A Maroson – a Tiszához hasonlóan – a partbiztosított szakaszokon megfigyelhető a meder szűkülése, ám ez korántsem okoz akkora gondot, mint a Tiszán, hiszen a Maros a kanyarulat-

átmetszések után túlszélesedett, és mederszélessége most akkora, mint a kanyarulat-átmetszések előtt volt. Megfigyelhető, hogy a kisvízi szabályozásokkal érintett szakasz mederszélessége és morfológiája is egységesebbé válik, hiszen a medertágulatok és a szigetek eltűnőben vannak.

Ugyanakkor a *Dráván* a kisvízi szabályozások keretében zömében a mellékágakat elzáró kőrakásokat és a medret leszűkítő sarkantyúkat építettek, így az itt zajló folyamatok jellegükben eltérnek a Tiszán vagy a Maroson tapasztaltaktól. A beavatkozások hatására a mellékágak lassan elhalnak, feltöltődnek, így az általuk elválasztott szigetek a partba olvadhatnak. Azonban ebben a folyamatban nagy szerepe van a völgyzárógátak által szabályozott vízszintsüllyedéseknek is (ld. 5.2.4. fejezet). Ugyanakkor a sarkantyúk áramlási holtterében kisméretű, de nagyszámú sziget keletkezett, amelyek valószínűleg rövid életűek lesznek a csökkenő vízszint miatt. Tehát a *Dráván* alapvetően a medermorfológia időlegesen gazdagabbá vált a zátonyok és szigetek képződése miatt, de hosszútávon a sarkantyúk hatására itt is a morfológia egyszerűsödése várható.

5.2.4. A völgyzárógátak és duzzasztók geomorfológiai hatásai

A tározóknak két fő típusa van, amelyek alapvetően meghatározzák, hogy milyen módon hatnak a vízrendszerre (Bogárdi 1971). A medencés vagy völgyzárógátas tározókban a folyó hordalékának szinte teljes egésze akkumulálódik, így csaknem hordalékmentes víz jut a gát alá. A meder- vagy folyami duzzasztással létesült tározók duzzasztóművét árvizek idején megnyithatják, így ilyenkor nagy mennyiségű hordalék juthat az alsóbb folyószakaszra.

Völgyzárógátak az általunk vizsgált folyók közül a Dráván és a Hernádon épültek, míg a Tiszára a duzzasztók jellemzőek (pl. Tiszalöki-vízlepcső, Törökbecsei-duzzasztó; Ivicsics és Szekeres 1996), a Maroson pedig nem, csak a mellékfolyóin található több tucat völgyzárógát (Konecsny és Bálint 2009).

5.2.4.1. A völgyzárógáttal elgátolt vízfolyások jellegzetes geomorfológiai folyamatai

A folyókon a völgyzárógátak építésére zömében a II. világháború után került sor, bár például a Hernád hazai szakaszán a törpe erőművek (Gibárt, Felsődobsza és Kesznyéten) duzzasztógátjai már a 20. sz. elején megépültek. Általában komplex célokat szolgálnak, így az energia-termelés mellett a vízviasszatartás révén vizet biztosítanak a lakosság, az ipar és a mezőgazdaság számára, illetve vízjárás-szabályozó funkciót is betöltenek.

A felvízi szakaszon a visszaduzzasztott víztérben az esés és a vízsebesség lecsökken, így a folyó hordalékszállító kapacitása kisebb lesz, és a tározótérben a fenék- és lebegtetett hordalék 33-99%-a csapdázódhat (Csuka 1971, Liébault és Piégay 2001, Csépes et al. 2003), ami a tározókapacitás csökkenését eredményezi (Szabó 2006). A tározóban leülepedő finomszemcsés anyag gátolja a víz mélybe szivárgását, így például hordalékkúpokon csökkenhet a felszín alatti vízkészlet mennyisége (Woodward et al. 2007, VITUKI 2009).

Az alvízi szakasz folyamatait a vízjárás módosulása és a szállított hordalék mennyiségének csökkenése irányítja (Fergus 1997, Magilligan és Nislow 2001, Magilligan et al. 2003, Matteau et al. 2009, Yoshikawa et al. 2010). A völgyzárógátak alatti szakaszon kiegyenlítettebbé válik a vízjárás, az árvizek szintje és gyakorisága csökken miközben a kisvizek szintje és időtartama nő (Williams és Wolman 1984, Lajolie et al. 2007, Konecsny 2010). Ugyanakkor a duzzasztókból való vízkivétel hatására az alvízi szakaszra jutó tényleges vízmennyiség csökkenhet (Ibanez és Prat 1996, Woodward et al. 2007). Mivel az alvízi szakaszra a szállított hordaléknak csupán töredéke jut el, és a duzzasztón túljutó lebegtetett hordalék apróbb szemcsékből áll (Bogárdi 1942, Xu 1997), ráadásul az esésviszonyok is megváltoznak, ezért a gátak alatt tisztavíz-erózió lép fel (Fryirs és Brierley 2013). Ennek eredményeként az alvízi szakaszon a meder szélesség- és mélység-viszonyai módosulnak, hiszen a medermorfológia igazodik a megváltozott hidrológiai feltételekhez (Schumm 1977, Csoma

1987, Ivicsics és Szekeres 1996). Szűkülhet vagy akár tágulhat is a meder, attól függően, hogy milyen mértékű a vízhozam változása, milyen a mederanyag (Komura és Simons 1967, Xu 1990, 1996, Warner 2000, Grams et al. 2007), illetve milyen mértékű a vízjárás és az esés szabályozottsága, hiszen a folyó hordalékszállítási kapacitása olyan nagymértékben is lecsökkenhet, hogy alig képes medererózióra és ekkor a meder szűkülése válik meghatározóvá (Kondolf 1997, Knighton 1998, Surian 1999). Az összeszűkült mederben pedig az azonos vízhozamokhoz tartozó vízállások növekedése is bekövetkezhet (Fergus 1997).

A tisztavíz-erózió hatására bekövetkező bevágódás hatására a durva hordalék kerül túlsúlyba és mederpáncélzat alakulhat ki (Hankó 1964, Bogárdi 1971, Gordon és Meentemeyer 2006). A bevágódás nemcsak a főmederben jellemző (Komura és Simons 1967, Rákóczi 1989), de a folyamat felfelé is haladhat a mellékfolyókon (Petts és Gurnell 2005). Amennyiben a partok könnyen erodálódó anyagból épülnek fel, az intenzívebbé váló laterális erózió hatására a meder kiszélesedhet és fonatossá válhat (Xu 1997). Különösen intenzív ez a folyamat a csúcsra járatott erőművek alatt a naponta kialakuló mini-árhullámok hatására (Merritt és Cooper 2000).

A hidrológiai változások miatt völgyzárógát alatt megváltozhatnak a meder horizontális paraméterei és kanyargóssága (Gregory és Park 1974, Williams és Wolman 1984, Xu 1996, Brandt 2000, Magilligan et al. 2008), lassulhat a meanderek fejlődése (Shields et al. 2000), illetve megváltozhat a medermintázat (Fergus 1997, Xu 1997, Petts és Gurnell 2005).

A duzzasztók hidro-morfológiai hatásai a gáttól folyásirányban távolodva fokozatosan mérséklődnek, hiszen a mellékfolyók víz- és hordalékhozama, a meder és a hordalék eróziója révén termelődő hordalék fokozatosan pótolja a folyó víz- és hordalékvesztését (Stelczer 1967, Richter et al. 1998, Galat és Lipkin 2000, Batalla et al. 2004), bár ez néhány extrém esetben akár 1000 km-en belül sem történik meg (Pitlick és Wilcock 2001, Vörösmarty et al. 2003, Petts és Gurnell 2005). A duzzasztás miatt fellépő folyamatok idővel egyre mérséklődnek, hiszen a folyó alkalmazkodik a megváltozott hidrológiai viszonyokhoz (Fergus 1997, Szabó 2006), azonban a helyreállási időszak hossza folyónként nagyon eltérő lehet (Xu 1997, Petts és Gurnell 2005), például Csuka (1971) szerint a Tisza menti Vízlépcső duzzasztóterében lerakódó anyag a medererózió révén Kisköréig pótlódik.

A Tiszán és a Maroson nem értékeltük a duzzasztók hatását, ugyanis véleményem szerint ezt az Alsó-Tiszán felülírják a partbiztosítások, míg a Maroson a romániai szakasz intenzív kavicsbányászata (Sipos 2012). Ezért a Hernádon és a Dráván vizsgáltuk meg a völgyzárógátak és az esetleges vízkivétel (Hernádon jelentős) hatására bekövetkező hidrológiai változásokat, ami leginkább a vízállás-tartóssági görbék lefelé csúszásában jelentkezik (ld. 4.3-4.4 mellékletek). A szlovákiai völgyzárógátak morfológiai hatása a meanderező Hernádon főleg a kanyarulatok torzulásában mutatkozik meg és a következményeként fellépő árvízi kockázat növekedésében (Blanka és Kiss 2008ab, 2010, Kiss és Blanka 2012). Ugyanakkor a fonatos-anasztomizáló Dráván a

medermintázat, illetve a zátonyok és szigetek dinamikája változik (Kiss és Andrási 2011, 2014, Andrási és Kiss 2013).

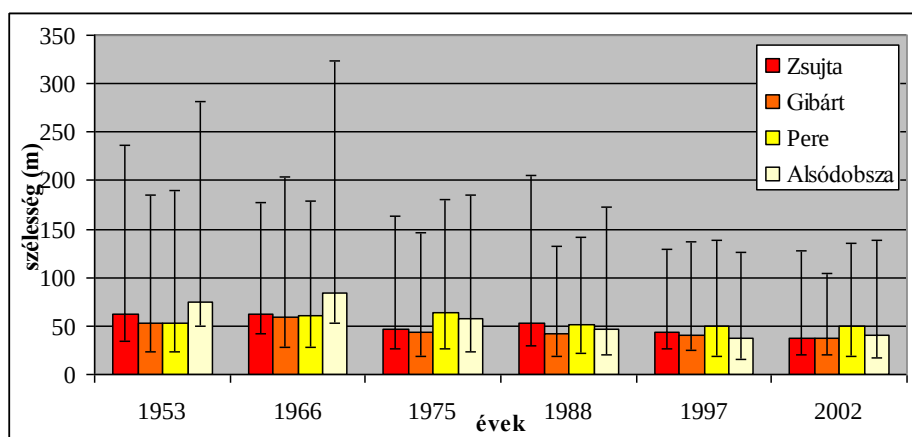
5.2.4.2. Kanyarulat-fejlődés módosulása a Hernádon

Bár a Hernádon az első duzzasztók már a 20. sz. elején megépültek, a vizsgált szakaszokon a hidro-morfológiai tulajdonságok csak az 1950-es évek második felétől változtak meg jelentősen, amikor az első nagy szlovákiai vízerőmű is működésbe lépett (1956). Ekkortól a mederformálódás hidrológiai peremfeltételei jelentősen módosultak, hiszen a kisvizek gyakoribbá és tartósabbá váltak, az árvizek gyakorisága és a 200 cm alatti vízállásokhoz tartozó vízhozam is csökkent (bár az 1990-es évektől az árvizes napok száma és a magassága is nőtt; ld. 4.3 melléklet). Ezt együttesen okozhatták a duzzasztók, a fokozott vízkivétel (-6-27%; Somogyi 1992, Hanusin et al. 2006) és az éves csapadékmennyiség csökkenése (-8%; Blanka 2010). A meder fejlődése ezekhez a megváltozott hidrológiai feltételekhez alkalmazkodott.

Az egyik legfontosabb változás a **meder szűkülése** volt. A Hernád az 1953-as légifotón még közel természetes mederrel rendelkezett, amelyre változatos mederszélesség (26-206 m) volt jellemző (5.2.20 ábra). A legszélesebb a kanyarulatok csúcsában volt, ahol nagyterjedésű csupasz zátonyfelszínek is kialakultak. Az 1950-es évek óta a meder szűkülni kezdett (felső szakasz: -39% ; alsó szakasz: -45%⁴). A folyamat legintenzívebb időszaka 1966-1975 között következett be (-30%), majd ezt követően bár a meder tovább szűkült, de mérsékelt ütemben (2-14%). Miközben a felső szakasz folyamatosan szűkült, addig az alsó szakaszon voltak időszakok (1953-1966 és 1997-2002), amikor a mederszélesség néhány százalékkal nőtt.

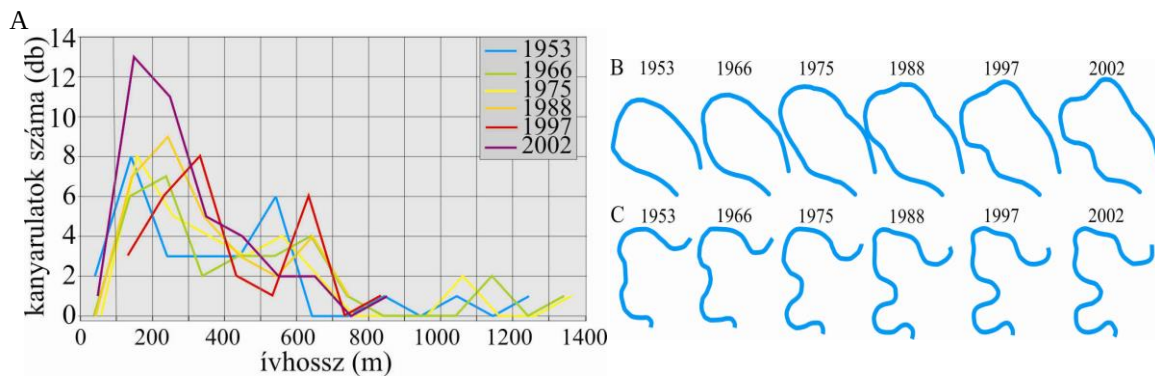
A szűkülés eredményeként 2002-ig a mederszélesség egységesebbé vált (17-98 m), a kanyarulatok csúcsa és az inflexiós szakaszok közötti különbség csökkent. Ebben nagy szerepe volt az övzátonyfelszíneken megtelepedő és az azt stabilizáló növényzetnek. A légifotóknál jobb időbeli felbontást adó dendrológiai vizsgálataink azt mutatják, hogy a nagy árvizek nagy szélességű övzátonyfelszíneket hoztak létre, amelyeken a kisvizes években megtelepedett a növényzet és a felszínüket stabilizálta (Kiss és Blanka 2012). A meder bevágódására és a vízvisszatartás miatt egyre gyakoribbá és tartósabbá váló kisvizek tovább erősítették a zátonyfelszínek stabilizálódási folyamatát, és a vízszintek csökkenésével olyan zátonyfelszínek is víz fölé kerülhettek és megkötődhettek, amelyek korábban folyamatosan vízzel borítottak voltak. Eközben a kanyarulatok külső ívén a parterózió folyamatos, bár leginkább az árvizekhez köthető.

⁴ A felső szakaszhoz tartozik a Zsujta és Hidasnémeti közötti (98,5-107 fkm) és a Gibárti Erőmű fölötti (65,5-77 fkm) mintaterület, ahol a hazai duzzasztók hatása még biztosan nem érvényesül, míg az alsó szakaszhoz tartoznak a Pere és a Felsődobsza közötti (54-59 fkm) és Alsódobszától északra (36-42,5 fkm) lévő egységek, amelyek esése kisebb és a magyarországi duzzasztók is hathatnak fejlődésükre.



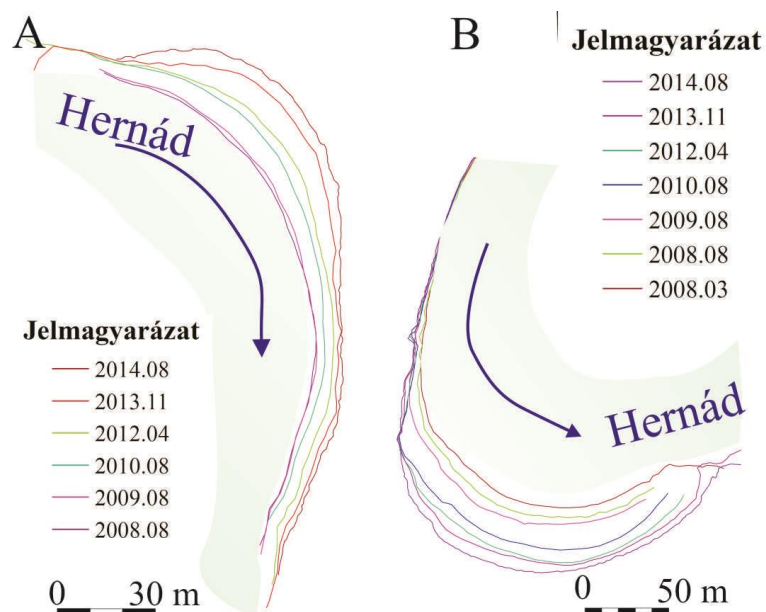
5.2.20. ábra: A Hernád vizsgált szakaszainak átlagos szélességének alakulása 1953-2002 között (feltüntetve a szakasz legnagyobb és legkisebb szélesség értékeit)

A meder szűkülése és az övzátonyok intenzív épülése és befolyásolja a Hernád kanyarlati viszonyait is. Még változatos méretű kanyarlatok jellemezték a Hernádot 1953-ban, hiszen az inflexiós pontok közötti középvonal hossza 100-1300 m között változott. Azonban a **kanyarlatok átlagos ívhossza** a vizsgált időszakban (1953-2002) csökkent, és ez a Hernád felső szakaszán jóval jelentősebb volt (-31,6 %), mint az alsó szakaszon (-19,5 %). Az egyes kanyarlatok hosszának gyakorisági görbéje azt mutatja, hogy a kanyarlatok két csoportot alkottak 1953-ban: a 100-200 m és 500-600 m hosszúakat (5.2.21A ábra). Azonban napjainkra a görbe egycsúcsúvá vált, a leggyakoribbakká a 100-200 m-es kanyarlatok váltak, míg az 1 km-nél hosszabbak 1975 óta teljesen eltűntek, és 2002-ben a leghosszabb kanyarlat a felső szakaszon már csupán 630 m, míg az alsó szakaszon 805 m hosszú volt. Tehát a meder kanyarlatai egységesebb méretűvé váltak, amelynek háttérében a nagyobb kanyarlatok megszűnése áll. Valószínű, hogy kisvizek gyakoribbá válásával és a meder szűkülésével a Hernád már nem tudja fenntartani a nagy ívhosszt. Az 1 km-nél hosszabb kanyarlatok 1975 és 1988 között elérték ezt a kritikus hosszt, ezért rajtuk kisméretű kanyarlatok jelentek meg és indultak fejlődésnek (5.2.21B-C ábra). A folyamat tovább folytatódott 1988 után is, ekkor már 600 m-nél hosszabb kanyarlaton is megjelentek a másodlagos ívek. Ugyanakkor a gyakorisági görbén 1953-ban megjelenő kisebb méretű kanyarlatok is átalakultak, mivel hosszuk 4,4-17,7%-al nőtt. Összességében tehát az 1970-es évek óta egységesebb méretű kanyarlatok jellemzik a Hernádot, s különösen annak felső szakaszát, hiszen az alsó szakaszon még napjainkban is fennmaradt néhány hosszabb (630-805 m) kanyarlat.



5.2.21. ábra. A Hernád vizsgált szakaszain a kanyarlatok ívhosszának alakulása (A), illetve a zsujtai (B) és az alsódobszai (C) nagykanys feldarabolódása kisebb kanyarlatokká (a középvonal futása alapján)

A hosszútávú vizsgálatok mellett néhány kanyarulatban 2008 óta geodéziai pontosságú műszerekkel (teodolit, RTK GPS) mérjük a *külső ív pusztulásának* mértékét is (5.2.22 ábra). A laterális erózió a legintenzívebb az árvizes időszakokban. Például 2010-ben három árvíz is levonult a Hernádon, a harmadik új LNV-t (+41 cm) eredményezett a gesztelyi vízmércén. Az árvizek és a mederkitöltő vizek hatására a legaktívabban fejlődő alsódobszai kanyarulat laterális eróziója 16,7 m volt, de a többi vizsgált kanyarulat is több méterrel mozdult el. Terepi megfigyeléseim szerint az erózióhoz kis- és középvizes időszakok is, amikor a partok apró omlásokkal formálódnak. Összehasonlítva a kanyarulatok csúcsánál mért maximális erózió mértékét (0,7-9,8 m/félév) a korábbi, 20.sz. második felében mért partererózióval (0,9-1,9 m/félév) megállapítható, hogy napjainkban a partok eróziója felgyorsult, lehetővé téve a meder gyors átalakulását.



5.2.22. ábra: Partererózió alakulása 2008 és 2014 között Alsódobszánál és Hernádcécénél

Fejlődési stádiumok

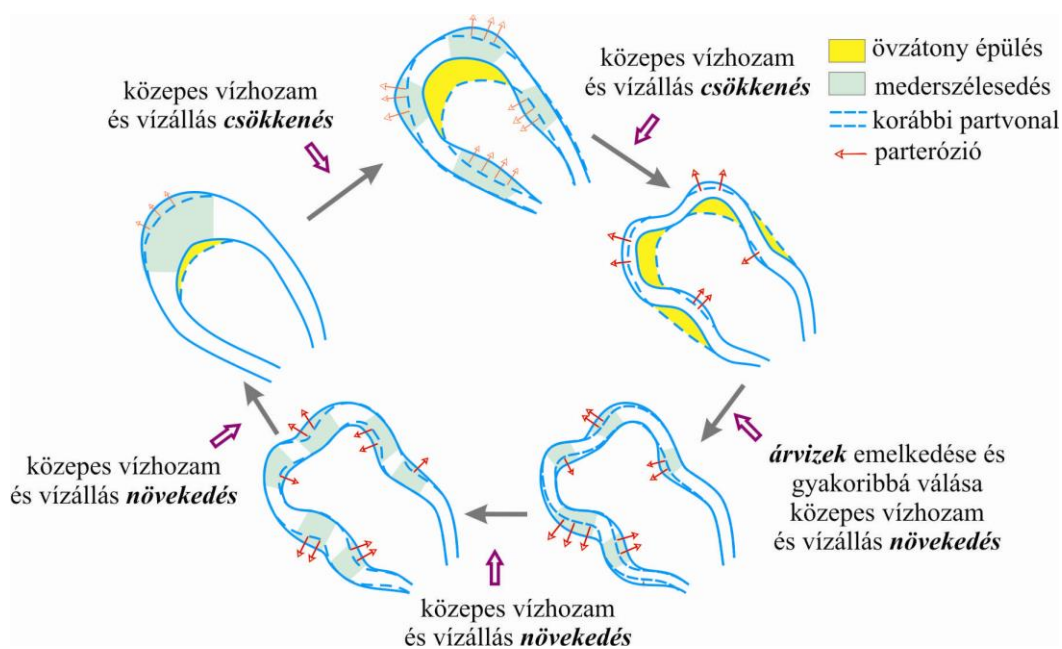
A lezajlott morfológiai és hidrológiai változások alapján a Hernád 20-21. századi fejlődéstörténete négy időszakra osztható (5.2.23 ábra).

Az **1950-es évekig** a Hernád vízjárása alig változott: a vízállás-tartóssági görbék azonos futásúak, az évi kisvizek és középvizek szintje tendenciózusan nem módosult, bár az árvizek szintje emelkedett (ez hasonlít a Tiszán vagy Maroson jellemző trendhez, és valószínűsíthetően a lokális kis- és nagyvízi beavatkozásokkal állhat kapcsolatban). A folyót ekkor még különféle méretű kanyarulatok és változatos mederszélesség jellemezte. A kanyarulatok csúcsában az intenzív partererózió miatt a meder erőteljesen kiszélesedett, amit a Hernád kiterjedt övzátonyfelszínek kialakításával ellensúlyozott.

A **20. sz. második felében** a mederfejlődés módja megváltozott, ami összefüggésbe hozható a lefolyás csökkenésével, amit részben a Szlovákiában megépült (1948-1969) víztározók működése, részben az ipari célú vízkivétel és a vízgyűjtő szárazodása idézett elő. A kisvizek gyakoribbá és

tartósabbá válása, valamint a vízhozam tartós csökkenése a mederszélesség csökkenését és a kanyarulatok morfológiai átalakulását okozta. A legnagyobb ütemű mederszűkülés az 1966 és 1975 között történt, azaz miután mindhárom nagy szlovákiai tározó üzembe lépett. A folyamat eredményeként a meder szélesség-viszonyai napjainkra egységesebbé vált, így a kanyarulatok csúcsában és az inflexiós szakaszok közötti különbség mérséklődött. (Valószínűsíthető a meder bevágódása is, hiszen ugyanazon vízállásokhoz tartozó vízhozam értékek folyamatosan csökkentek, de mederszelvények nem álltak rendelkezésemre.)

A mederformáló vízhozam csökkenése és a mederszűkülés miatt a nagyobb kanyarulatok ívhossza fenntarthatatlanná vált, így elindult a másodlagos hurkok kialakulása a sodorvonal meanderezése révén. Ennek első lépéseként a kanyarulat átlagértékéhez viszonyítva kismértékben megnőtt a mederszélesség, majd a belső ív övzátányán megtelepedő növényzet miatt a mederszélesség lecsökkent és kialakultak a másodlagos kanyarulatok (5.2.23. ábra). A nagyméretű kanyarulatok lassú megszűnésével összességében a Hernád kanyarulatai egységesebbé váltak. A kanyarulatok ily módon történő átalakulása a mederszűküléshez képest később, csak 1975-1988 közötti időszakban vált intenzívvé mindegyik vizsgált szakaszon, ami utal arra, hogy a folyórendszer a zavaró hatásra kb. egy évtizedes késéssel válaszol.



5.2.23. ábra: A Hernád kanyarulatainak elvi fejlődés modellje

Az **1990-es évektől** a Hernád fejlődésében új stádium különíthető el. Ennek kiindulópontját az adja, hogy az 1990-es évek elejéig a meder kisebb vízmennyiség levezetésére módosult, hiszen mederszélesség és a kanyarulatok hossza is csökkent. Ez végeredményben a meder árvízvezető képességének folyamatosan csökkenését eredményezte. Ugyanakkor 1990-es évek hidrológiai változást hoztak, hiszen a mederformáló- és közép-vízhozam tartóssága nőtt, az árvizek visszatérési

ideje lerövidült (4,5 évről 2,5 évre). Azonban a szűkebb és kanyargósabb meder nem alkalmas ennek a vízmennyiségnek a zavartalan levezetésére, így az adott morfológiai keretfeltételek mellett a hidrológiai paraméterek megváltozása az árvízi kockázat növekedését eredményezi, hiszen a meder jóval kisebb vízhozamok levezetésére módosult. Ennek következménye, hogy az árvizek levonulása lelassult (az árvizes napok évi száma csaknem megnégyszereződött) és az árvizek is magasabb vízállással tetőznek. Ezt tükrözik az elmúlt évtized árvizei, ugyanis az LNV 2006-ban (434 cm), majd 2010-ben (503 cm) is megdőlt.

A **2000-es évek**ben levonuló árvizek hatására az addig összeszűkült meder intenzív szélesedésnek indult. A partok eróziójával a mederbe kerülő többlet anyag pedig a mederformák gyors átrendeződését (pl. intenzív övzátany-épülés, ártérfeltöltődés) vonja maga után. Amennyiben a vízhozamok tényleg tartósan növekednek, a másodlagos kanyarulatok külső ívén zajló laterális erózió következtében a kanyarulatok húr hossza növekedni fog, illetve a kisebb méretű kanyarulat-lefűződés miatt a kanyarulatok alakja az eredeti állapothoz közelíthet. Ezt a fejlődési módot valószínűsíthetjük a klíma modellek alapján is, hiszen azok 2100-ig az átlagos évi csapadék kismértékű csökkenését és az extrém csapadék események gyakoribbá válását prognosztizálják (Bartholy és Pongrácz 2010). Ezek pedig a gyorsan kialakuló árvizek gyakoriságát növelik, melyeket a jelenlegi víztározók nem képesek érdemben befolyásolni.

5.2.4.3. *Szigetfejlődés dinamikájának és a meder mintázatának megváltozása a Dráván*

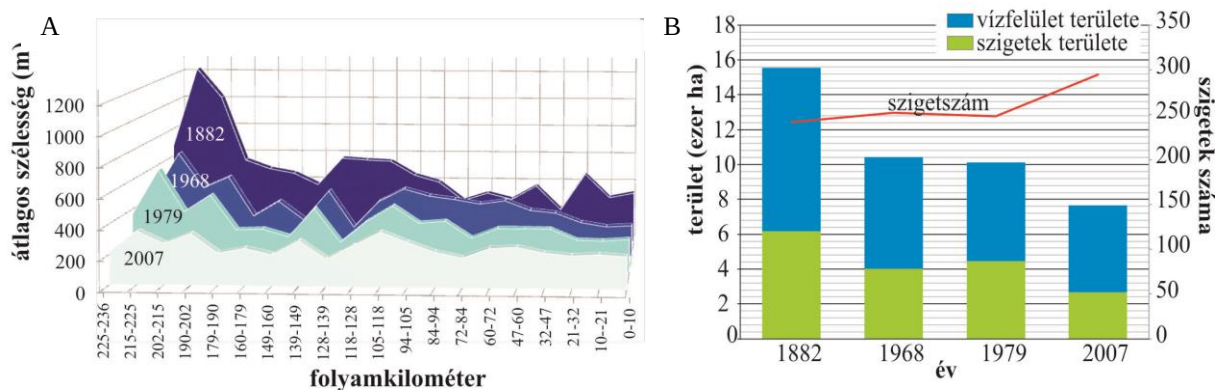
A Dráván az első völgyzárógátak és erőművek építése már az 1910-es években megkezdődött (Schmidt 2007), azonban az őrtilosí vízmércénél hatásuk 1975-ben vált kifejezetté, amikor üzembe helyezték a legelső horvátországi erőművet (Varasd: 1975). Ezt az erőművet még két erőmű megépítése követte 1989-ig, amelyek hatására a vízjárás az alvízi szakaszon nagymértékben módosult. A jellemző vízszintek (KV, KöV és NV) magassága csökkent, egyre tartósabbá váltak a kisvizek, miközben az árvizek gyakorlatilag eltűntek (ld. 4.4 melléklet). Ugyanakkor a legelső, Dunja Dubravai Erőmű csúcsra-járatott, és naponta kétszer 1-1,6 m-es mini-árhullámokat generál.

A Dráva **mederszélessége** is csökken – hasonlóan a Hernádhoz –, bár az itt zajló folyamatos szűkülést a korábbi mederszabályozási munkákkal is befolyásolják. Míg az 1880-as években a Mura és Duna közötti szakasz átlagos szélessége 513 m volt, addig 2007-ben ez már csupán 256 m. A szűkülés 1880-1967 között csupán 1,7 m/év ütemű volt, majd a horvát tározók üzembe helyezésekor 3,6 m/év-re nőtt (1967-1978), azóta pedig 2,0 m/év-re csökkent. Különösen intenzív a mederszűkülés a felső szakaszon (179-235 fkm), amelyek a legelső tározótól csupán 19-75 km-re vannak. Mivel a Dráva medrét szigetek is tagolják, ezért nemcsak a két partvonal távolságát, hanem a vízfelszín területét is megvizsgáltuk. Ez a vizsgált közel 130 év alatt közel a felére (-47%) csökkent, amelynek legintenzívebb (63 ha/év) időszaka szintén 1967-1978 volt.

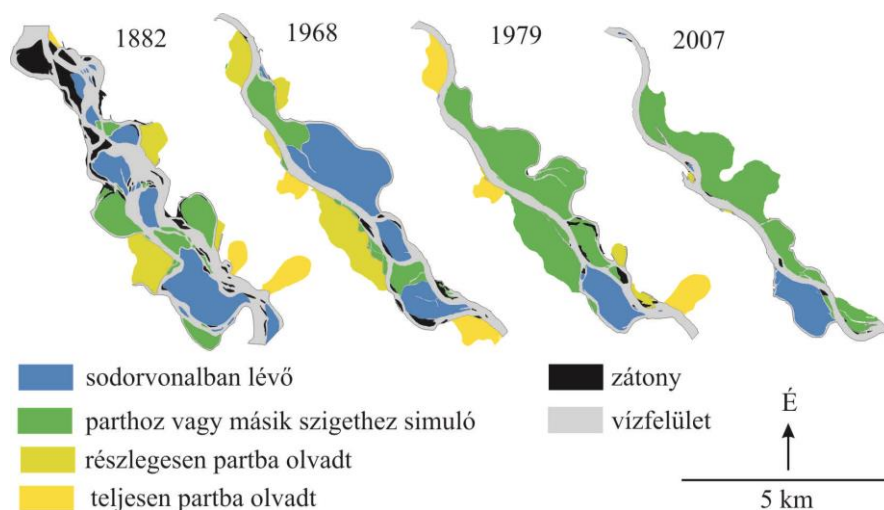
A medermintázat fontos összetevője a **mélység** is. A Bélavár és Barcs közötti VO-szelvények 10-15%-os mélyülést mutatnak 1972 és 2006 között (átlag mélység 4,5 m-ről 5,2 m-re nőtt). Tehát a meder

bevágódott, 2 cm/év ütemmel. Ez az érték megegyezik Horváth (2002) adataival, illetve a bósi erőmű alatt mért értékkel (VITUKI 2009).

A Dráva különleges morfológiai értékei a **szigetek**, hiszen napjainkig csak néhány hazai folyókban maradtak fent. A Dráván a szigetek dinamikusan változnak, az őket határoló mellékágak eltömődésével a partba olvadnak, miközben a mederben újak jönnek létre. A Mura és a Duna közötti szakaszon a szigetek száma növekedett (21%), bár területük erőteljesen (65%-al) lecsökkent, amely különösen kifejezett az 1979 óta eltelt időszakban (5.2.24 ábra). Ez arra utal, hogy a szigetek jellege megváltozott. Míg az 1880-as években jellemzőek voltak a nagyméretű (T_{atl} : 118 ha) ártéri szigetek, amelyeket mellékágak hálózata és morotvák választottak el egymástól és a parttól, addig napjainkra ezek a szigetek zömében a partba olvadtak a mellékágak eltömődésével illetve főmeder bevágódása miatti szárazzá válásával. A nagy szigetek eltűnésével és a mellékágak funkció-vesztésével napjainkra a főág egyre kifejezettebbé vált (5.2.25 ábra). Ugyanakkor a mederben egyre több és apróbb (1880 T_{atl} : 11,2 ha; 2006 T_{atl} : 5,8 ha), a sodorvonalat rendszerint megosztó sziget jelent meg.



5.2.24. ábra: A Dráva egyes szakaszain az átlagos mederszélesség (A), illetve a vízfelület és a szigetek területének és számának változásai 1878-82 és 2006-07 között



5.2.25. ábra: A Dráva Donja Dubravai Erőműhöz közel levő egy szakaszán (215-225 fkm) a szigetek fejlődési típusainak alakulása 1882 és 2007 között

A mederközei zátonyokból történő szigetképződésben véleményem szerint nagyon nagy szerepe van a csökkenő vízszinteknek és a bevágódásnak, hiszen csak így lehetséges, hogy a korábban vízzel borított zátonyfelszínek a vízszint fölé kerüljenek és felszínüket stabilizálja a növényzet. Ezt támasztja alá, hogy a

legtöbb sziget partba olvadása a horvátországi erőművek üzembe helyezése után következett be, hiszen a vízszintek alászállásával az őket határoló mellékágak elvesztették vízutánpótlásukat és elhaltak. Azonban a sodorvonalban azóta képződött szigetek száma is folyamatosan csökken, mivel a tározóterekben csapdázott hordalék miatt az alsóbb szakaszon az akkumuláció háttérbe szorul, és a meder bevágódik. Ezt a partomlások sem tudják ellensúlyozni, bár egy-egy omlás-csuszamlás révén tekintélyes mennyiségű anyag juthat a vízbe. (Azonban ez nem kavicsos, hanem finomszemű hordalék-utánpótlást jelent, ami a hordalék szemcseméret-spektrumának jelentős eltolódását eredményezi.)

Az erőművek folyásirányban egyre gyengülő hatásával áll kapcsolatban a meder és a szigetek folyásirányban történő trendszerű változása is, hiszen a legjelentősebb morfológiai átalakulás az erőművekhez legközelebbi szakaszon (179-235 fkm) történt. Ez a szakasz volt a szintere a legintenzívebb mederszűkülésnek, a legdinamikusabb szigetképződésnek és partba olvadásnak is. Ezt mutatja például az, hogy természetes állapotban ezen a szakaszon akár 1,2 km-nél is szélesebb volt a meder, míg napjainkban a maximális szélesség már csupán 355 m. A tározókhoz közelebbi szakaszon (225-235 fkm) a szigetek száma harmadára, míg területük negyedére csökkent. Ugyanakkor a szigetképződés felgyorsult az alsóbb (225-179 fkm) egységekben, hiszen számuk megduplázódott, bár teljes területük majd felére csökkent és egymástól távolabbra sodródtak.

A Dráva alsóbb szakaszát (0-179 fkm) már kanyarulat-átvágások és sarkantyú-építések is jelentősen érintették. Emiatt a mederszűkülés nem egyértelmű, ugyanis a vezérárkok intenzíven szélesedtek és a laterális erózió által termelt mederanyag néhány kilométerrel lejjebb fokozott mederközepi zátony- és szigetképződést generált. Azonban a mederrendezéssel nem érintett egységekben megfigyelhető, hogy a vízfelszín területe és a meder szélessége is átlagosan a felére csökkent. Itt is egyre több és kisebb sziget jött létre, bár számuk és területük folyásirányban lefelé csökkenő tendenciát mutat.

Tehát a legnagyobb mértékű változások a horvát erőművek üzembe lépése után történtek, és kétségtelenül kapcsolatban állnak az erőművek vízjárás és hordalék módosító szerepével. A meder és a szigetek átalakulása miatt az 1970-es évek vége óta jelentősen mérséklődtek a különbségek a felső és az alsó szakasz között. Ennek eredményeképpen a Dráva (236 km) meder morfo-dinamikai változatossága mérséklődött. A nagyméretű szigetek partba olvadása és a kisebb mederközepi zátonyokból létrejövő szigetek kialakulása a morfológiai átalakulást jelzik. A szigetek folyásirányban egyre nagyobb távolságra kerültek egymástól (Kiss és Andrási 2013). Mivel az egységesebb és nagyobb energiájú mederben maradnak fenn és képződnek a szigetek, egyre inkább jellemző rájuk a megnyúlt alak.

Medermintázat, fejlődési fázisok

A Dráva Barcs feletti szakaszát csupán néhány közvetlen mederszabályozási műtárgy érinti (pl. sarkantyúk), ugyanakkor itt érezhető leginkább a Donja Dubravai Erőmű alvízi hatása. Ugyanakkor a Dráva Barcs alatti szakaszának morfológiáját a kanyarulat-átvágások, a partbiztosítások és sarkantyúk együttesen és folyamatosan alakítják.

A **19. századi, közel természetes állapotában** a felső szakasz anasztomizáló-fonatos⁵ jellegű volt. A mederszélesség tág határok között változott, a főág mellett számos mellékág is funkcionált, miközben kavicsos fenékhordalék-szállítása jelentős volt. A mederben és a mellékágban kisebb-nagyobb szigetek fordultak elő, amelyek egymásba olvadásával hatalmas ártéri szigetek keletkeztek. A mellékágak helyzete, a zátonyok és szigetek lassan változtak, hiszen a formák zöme kerekded volt, ami közepes energia-viszonyokra utal. Ez a medermintázat fokozatosan egyszerűsödött folyásirányban, azaz a főmeder meanderező jelleget öltött, bár szigetek még így is előfordultak benne. Az alsóbb szakaszon a nagyméretű kanyarulatok egy részét már ekkor átvágták és a medret kiegyenesítették.

A **20. században** különösen a felső szakaszon a formakincs egyszerűsödése figyelhető meg, ami kapcsolatba hozható a vízgyűjtő felső részein 1918-1989 között megépített völgyzárógátak üzemelésével. Hatásukra a tározóterekben csapdázódott a fenékhordalék, így az alsó szakaszon erózió indult el. Hatására a főág bevágódott, illetve az ezzel egyidejű vízszint-csökkenés miatt a mellékágak szárazulattá váltak és elhaltak. Ez maga után vonta a korábbi nagyméretű szigetek partba olvadását és a medermintázat átalakulását. A főág egységessé válásával a felső szakasz (179-235 fkm) ma *kanyargós-fonatos* mintázat közötti átmentet mutat. A fonatos mintázatot támasztja alá a nagy esés (40-50 cm/km; Horváth 2002), a még ma is széles (210-360 m), de csupán 3,6 m mély meder (szélesség/mélység arány: 58-100), a medertágulatok megjelenése és a zátonyok apró, mederközepe szigetekké válása. Azonban az intenzív szűkülés és mélyülés, a fenékhordalék hiánya, a mederformálásban alapvető árvizek elmaradása előbb-utóbb a fonatos mintázat felszámolódását eredményezi, és a Dráva jóval szegényebb formakincsű kanyargós mintázatú folyóvá fog válni.

Az alsó szakaszon (0-179 fkm) is megfigyelhető a metamorfózis, bár itt az erőművek csupán csak erősíthetik az egyéb mérnöki beavatkozások hatását. Az eredetileg meanderező medernek azon szakaszai alakulnak át, ahol kanyarulat-átvágás történt. Itt a kiegyenesített meder-szakaszok egyértelműen tágultak és *fonatos mintázat*ot vettek fel. A kiszélesedett mederben mederközepe zátonyok és szigetek jelennek meg. Azonban megfigyelhető, hogy a szigetek lassan a partok felé sodródnak és beleolvadnak a partba, miközben a meder így szűkül, a sodorvonal kanyargósabbá válik, és közel 100 évvel az átvágás után (pl. Drávatamásinál) felszámolódik a fonatos mintázat és helyette *kanyargós meder* alakul ki.

5.2.4.4. Hernád és a Dráva duzzasztó-építésre adott válaszainak összehasonlítása

A tározók hatására mindkét folyón megváltozott a *vízjárás*, a kis- és közepes vizek szintje lecsökkent. Ugyanakkor a Hernádon a kiváltott meder-morfológiai változások miatt napjainkban nő

⁵ A durva hordalékot szállító, de stabil mellékágakra bomló medret „wandering” (vándorló) mintázatúnak írja le Church (1992).

az árvizek gyakorisága és hossza, míg a Dráván az árvizek csaknem teljes elmaradása jellemző. Ez valószínűleg kapcsolatba hozható a tározókapacitás és a lefolyó vízmennyiség eltérő arányával is. A hidrológiai perem-feltételek módosulására a vízfolyások által adott válaszok részben hasonlóak, a különbségek leginkább az eredeti, a 19. századi kiinduló állapotból erednek.

Mindkét folyón megfigyelhető a *meder szűkülése*, bár ez a Hernádon az övzátonyok fejlődésével, míg a Dráván a szigetek partba olvadásával valósul meg. Ami közös ebben a folyamatban, hogy a csökkenő vízszintek miatt a vízszint fölé kerülő zátonyrészek stabilizálódása játssza benne a kulcsszerepet, amit a zátonyfelszíneken megtelepedő fűz- és nyárcsemeték okoznak.

A hidrológiai egyensúly megbomlása miatt a *meder formakincse* is átalakult. Ez a Dráván teljes mintázatváltást jelentett, azaz az anasztomizáló meder először fonatos majd napjainkban fonatos-kanyargós mintázatot vett fel (metamorfózis). Ugyanakkor a Hernádon csupán a kanyarulatok mintázata változott, de a teljes formakincs nem, hiszen a nagyméretű kanyarulatokon másodlagos hurkok alakultak ki a duzzasztók üzembe helyezésének időszakában, amelyek később önálló, de kisebb kanyarulatokká alakultak. Mindkét folyón egységesebb meder jött létre, hiszen például a Hernádon a kanyarulatok mérete vált hasonlóvá és felszámolódtak a nagyméretű kanyarulatok, addig a Dráván a nagyméretű un. ártéri szigetek és a mellékágak tűntek el.

A meder átalakulásának lassú folyásirányban történő *lejjebb tevődése (propagation)* mindkét folyó esetében megfigyelhető. A Hernádon a nagyméretű kanyarulatok átalakulása a felső szakaszon hamarabb (1953-1966) elkezdődött, míg az alsó szakaszon csak egy évtizeddel később, és a paraméterek változása is csupán fele akkora ütemben zajlott, mint a felső szakaszon, és néhány nagyobb méretű kanyar is fennmaradt. Ennek egyik oka az lehet, hogy 1953-ban a felső szakaszon jóval nagyobb kanyarulathossz volt jellemző, mint az alsó szakaszon. Ez feltehetően közelebb állt az adott hidrológiai viszonyok mellett fenntartható határértékhez, ezért a hidrológiai paraméterekben bekövetkező kisebb mértékű módosulások hatására is elindult a kanyarulatmintázat átalakulása, a nagyméretű kanyarulatok felszabdálódása.

A Dráván a szigetek az erőműhöz közelebb eső szakaszon jelentősebb mértékben számolódtak fel, hiszen itt számuk a harmadára és területük negyedére csökkent, miközben az alsóbb szakaszon a számuk megnőtt bár területük a felére csökkent, és az „elszigetesezett” szakasz határa egyre lejjebb tevődött. Ez a folyamat magyarázható a Dráva megváltozó hordalékszállításával. Ugyanis az erőművek mögötti tározókban csapdázódik a hordalék, így a vizsgált szakasz felső részén a tisztavíz erózió miatt a meder bevágódik, intenzív a partok eróziója, illetve az itt lévő szigetek és zátonyok sodorvonal felőli partja intenzíven pusztul. Az erodált hordalék az alsóbb szakaszokra szállítódik és ott akkumulálódik új zátonyok és szigetek formájában. Ugyanakkor mindkét folyón a felsőbb szakaszok intenzívebb válaszáadását véleményem szerint nem csupán a duzzasztókhoz való közelségük, de a nagyobb esésük is magyarázza, amiért az átalakulások gyorsabban és nagyobb intenzitással játszódhatnak le.

6. ÖSSZEGZÉS

Az antropogén zavaró hatásokra adott válaszadás és a vizsgált folyószakaszok érzékenységének értékelése

Az értekezés bevezetésében szereplő céloknak megfelelően ebben a fejezetben (1) a vizsgált folyószakaszok különböző mérnöki beavatkozásokra adott válaszát hasonlítom össze, (2) a 2.1. fejezetben ismertetett fogalmakra példákat adok az eredmények tükrében, illetve (3) a vizsgált szakaszok érzékenységét írom le, és (4) a jövőbeli fejlődési irányukat vázolom.

6.1. Zavaró hatások és a rá adott válaszok főbb jellemzői

A vizsgált *mérnöki beavatkozások tér- és időbelisége* is jelentősen különbözött, így a rá adott fluvialis válaszok is. A Tiszára és a Marosra jellemzően az átfogó ármentesítések és mederszabályozások, míg a Hernádra és a Drávára inkább a lokális beavatkozások voltak jellemzőek. Például a gátrendszer csaknem teljes egészében kiépült a Tisza, Maros és Dráva mentén, míg lokális gátépítések zajlottak a Hernádon, ahol a völgytalpat helyenként ma is szabadon elönthetik az árvizek. A kanyarulat-átvágások és a partbiztosítások térben többé-kevésbé szabályos rendben követték egymást a Tiszán és a Maroson, míg a másik két folyón kivitelezésük teljes mértékben a helyi igények szerint, időben elszórva történt. A duzzasztók és völgyzárógátak bár térben pontszerűek, de hatásuk a mai napig, több száz kilométerig is tart. A beavatkozások időbelisége is ennek megfelelően alakul, hiszen a gátépítések és a kanyarulat-átvágások a Tiszán és a Maroson befejeződtek az 1890-es évek kezdetéig, illetve a partbiztosítások kiépítése az 1930-60-as évek között volt legintenzívebb. Ugyanakkor a Hernádon a hazai duzzasztók főleg a 20. sz. első felében, míg a szlovákiai vízviisszatartás és vízkivétel a 20. sz. második felétől érezteti hatását, míg a Dráván a partbiztosítások, kanyarulat-átmetszések és völgyzárógátak építése is csaknem folyamatos.

A fenti *zavaró hatásokra adott válasz tér- és időbeli kiterjedését* az adatforrások felbontása miatt nem lehet minden esetben egyértelműen meghatározni, illetve a zavaró hatások lokális vagy átfogó jellege miatt nem minden zavaró hatásra van egyértelmű válasz.

6.1.1. A válaszok térbelisége

Esősorban a gátépítések nyomán felgyorsult *hullámtéri akkumuláció* térbelisége vizsgálható a folyótól távolodva (laterálisan), illetve a folyó mentén (longitudinálisan). A vizsgálataink szerint a Tiszán a parttól 100-150 m-re, míg a Maroson 300 m-re húzódik az intenzív akkumuláció sávja. A két sáv vastagsága közötti különbség a marosi árhullámok közel négyszer nagyobb esésével és így

vízsebességével, bőséges hordalékszállításával, illetve a tiszai hullámtéren az áramlást gátló sűrű növényzettel magyarázható.

A hosszú- és rövidtávú feltöltődés mértékét longitudinálisan összehasonlítva megállapítható, hogy a közép- és az alsó-tiszai mintaterületek között gyakorlatilag alig volt különbség, annak ellenére, hogy a közöttük lévő távolság kb. 150 fkm. Ez azt mutatja, hogy a Tiszának olyan kicsi végig az esése (átlagosan 2-3 cm/km), hogy gyakorlatilag a vízsebesség a teljes hosszon hasonló lehet a nagy távolság ellenére, így az árvízből a kiüledés mértékét ugyanazon tényezők (pl. domborzat, növényzet), hasonló mértékben befolyásolják.

Ugyanakkor a hosszútávú feltöltődés mértéke jellegzetes longitudinális mintázatot mutat a jóval nagyobb esésű Maros mentén. A vizsgálatok itt azt mutatják, hogy kb. 5 cm/km (ártér)esés felett egyenes arányosság van az esés és a feltöltődés mértéke között. Ugyanakkor az 5 cm/km-nél kisebb esésű torkolati szakaszon a hordalék kiüledése a Tisza visszaduzzasztó hatása miatt már alig áramló vízből történik, így itt egyéb, a Tiszára jellemző tényezők befolyásolják. A longitudinális trend alól szintén kivételt képez hordalékkúp legnagyobb esésű peremi része, ahol a vízsebesség valószínűleg nem csökken annyira, hogy az jelentős mértékű akkumulációt okozzon.

A **völgyzárógátak és vízkivétel hatása** folyásirányban egyre mérséklődik, amint azt a Dráva és Hernád morfológiai átalakulása mutatja. Ennek leglátványosabb hidrológiai megnyilvánulása a Dráván a Donja Dubravai Erőmű csúcsra-járatása miatt kialakuló mini árhullámok amplitúdójának mérséklődése. Míg ezek az árhullámok az erőműtől 18 fkm-re lévő őrtiloszi vízmércén 1-1,5 m-es napi vízszintingadozásokat jelentenek, addig az 100 fkm-re lévő barcsi vízmércén már csupán 0,6-0,8 m-eseket. Ezek az árhullámok befolyásolják a vízszint esését, és ezen keresztül a munkavégző képességet is. Mivel ezek a paraméterek is egyre kisebb változatosságot mutatnak folyásirányban lefelé, így a hatásukra bekövetkező morfológiai átalakulás is mérséklődik. Hasonló módon a Hernád felsőbb vízgyűjtőjére jellemző vízvisszatartásnak is folyásirányban egyre kevésbé van hatása a vízhozamra, hiszen a mellékfolyók és a le- illetve hozzáfolyás puffereket ezt a hatást. A longitudinális morfológiai átalakulás a Dráván és a Hernádon is mérséklődik a tározóktól távolodva. A kisvizek süllyedése mindkét folyón jelentős, bár a Dráván erőteljesebb (kb. 300 cm), ami hatására a meder bevágódott és szűkült. A meder szűkülése például a Dráván az őrtiloszi szelvényéhez közel 65-75%-os volt, ami 48-50%-ra csökkent Barcsnál, és 30-40%-ra Eszék környékén. A Hernádon is megfigyelhető, hogy a felsőbb szakasz nagyméretű kanyarulatain intenzívebben alakultak ki a másodlagos kanyarulatok, és korábban megindult a mederszűkülés, mint az alsó szakaszon.

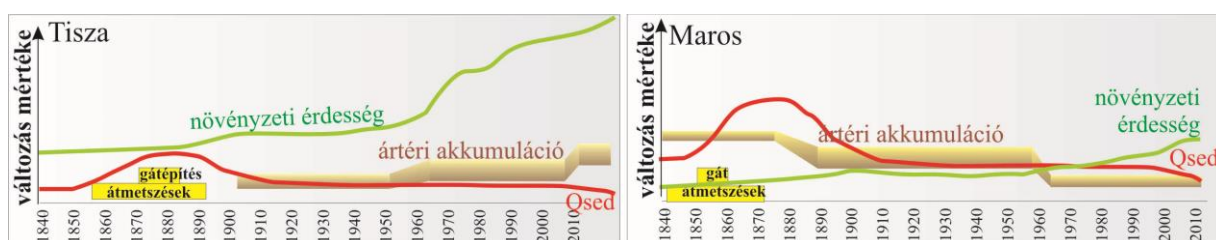
A **kanyarulat-átvágás** longitudinális hatástávolságát az adatforrások nem megfelelő felbontása miatt csak a Dráván lehetett értékelni. Itt egy Vízvár mellett 1979-82-ben átvágott kanyarulat alatt 1,6 km hosszan zátonyok és szigetek képződtek a vezérárok kiszélesedése miatt termelődő hordaléktöbblet hatására. A kanyarulat-átmetszések alatti bevágódást a Tiszán a VO-szelvények is mutatják, azonban ez nem feltétlenül a közvetlenül felettük lévő kanyar átmetszése

miatt következhetett csak be, hiszen a Tiszán a szabályozások rövid időn belül több kanyarulatot is érintettek, ezért ezek hatása összeadódhatott. Ugyanígy, a Maroson jelentkező hordaléktöbblet is több kanyarulat átvágásának eredményeként jelentkezhetett, így a hatástávolságot nem lehet pontosan meghatározni, ráadásul a Maroson ehhez túl sűrűn helyezkedtek el az átvágások is.

A **partbiztosításoknak** is lehet a biztosított szakaszokon túlra nyúló hatása, hiszen a Tiszán a partbiztosítás nélküli szakaszok is hasonló fejlődési irányt vettek fel egy-két évtizedig, mint a partbiztosított szakaszok. Azonban az 1950-es évektől a szelvényalak módosulása (trapézról egyre inkább V-alakúvá), a medermélyülés és szelvényterület növekedés hatására ma a partbiztosítás nélküli szakaszok keresztzelvényeinek paraméterei megközelítik a kanyarulat átvágások utáni 1890-es felmérés értékeit. Tehát a szabadon fejlődő kanyarulatok vízszállító képessége összességében javult, de a partbiztosítások rövidtávon ezeknek a fejlődését is meghatározták.

6.1.2. A válaszok időbelisége

Bizonyos esetekben lehetőség van arra, hogy a változások sebessége alapján meghatározhatóvá váljon, hogy az adott zavaró hatásra adott válasz milyen hosszú ideig tart. A **gátépítéseket követően** a hullámtéri akkumuláció ütemének időbelisége azt mutatja, hogy a hullámtéri akkumuláció felgyorsult: míg a természetes árterek átlagos feltöltődési üteme 0,02-0,07 cm/év (Félegyházi 2008), addig az ármentesítések után a feltöltődés a Maroson 0,2-2,4 cm/év, míg a Tiszán 0,3-0,8 cm/évre nőtt. Ez az árterek mesterséges leszűkítése mellett kapcsolatba hozható a kanyarulat-átvágások miatt megnövekvő hordalékhozammal is (6.1 ábra). Azonban ezt követően a rendszer egyensúlyba kerülhetett, hiszen a Maroson a gyorsuló feltöltődés négy évtizeden belül megállt, és egyre csökkenő mértékűvé vált. A Maroson ez részben a csökkenő árvízmagasságokkal és gyakorisággal, illetve az alacsonyártéri felszínek létrejöttével (Kiss és Nagy 2012) is magyarázható. A Tiszán a hullámtéri akkumuláció 1970-es évektől 2-4-szeresére való felgyorsulása, illetve az utóbbi évtizedben a feltöltődés mintázatának változása egy újabb zavaró hatás megjelenésére utal. Véleményem szerint ez az ártéri vegetáció elburjánzására vezethető vissza, ami az 1980-as évektől indult, és az utóbbi években egyre áthatolhatatlanabbá váló erdők elterjedésében jelentkezik.



6.1. ábra: A Tisza és a Maros hullámterein a feltöltődés mértéke és az azt befolyásoló főbb tényezők megközelítő alakulása

A **kanyarulatok átvágását** követően a kisvízi vízállások minden vizsgált folyószakaszon csökkentek és a meder bevágódott. Összehasonlítva a kisvízi vízszintváltozások és a VO-szelvények alakulását megállapítható, hogy a Tiszán a bevágódás a századforduló után lassult. A Tiszán az 1929-es felmérés idejére a meder kiszélesedett, csaknem olyan szélességűre, mint természetes állapotában volt, a meder keresztshelvényének területe megnőtt, a kanyarulatok fejlődése is intenzívvé vált, ívhosszuk folyamatosan nőtt. A kiegyenesített szakaszokon a meder bevágódása még az 1957-es felmérésig tartott. Azaz a kanyarulat-átvágások morfológiai hatása a közvetlenül nem érintett mederszakaszokon 30-40 évig érvényesült, míg a kiegyenesített szakaszokon legfeljebb 60-70 évig. Ugyanakkor a Maroson hirtelen és rövid válaszáadás következett be, hiszen a szabályozások után néhány évtizeddel a meder már fonatos jellegűvé és a zátonyok miatt hajózhatatlanná vált (Reizner 1900, Korbély 1937).

A Dráván nem különíthető el az az időszak, amíg a meder helyreállt egy átmetszés után, részben a térképek rossz időbeli felbontása miatt, részben azért, mert hatását felülírhatta a jóval markánsabb vízállás-csökkenés a tározók miatt.

A **völgyzárógátak és vízkivétel** zavaró hatása időben csaknem folyamatos, hiszen a hidrológiai viszonyokat a mai napig befolyásolják. Ennek ellenére megfigyelhető, hogy a Hernádon a legintenzívebb mederszűkülés 1966-1975 közötti időszakban történt, azaz közvetlenül azután, hogy mindhárom nagy szlovákiai tározó üzembe lépett. Ugyanakkor a nagyméretű kanyarulatok átalakulása a mederszűküléshez képest később, csak 1975-1988 közötti időszakban vált intenzívvé mindegyik vizsgált szakaszon, ami utal arra, hogy a folyórendszer különböző elemei különböző reakció-idővel válaszolnak.

Egy-egy **partbiztosítás** megépítése után az intenzív mederszűkülési folyamat a Maroson csupán egy évtizedig zajlott, míg a Tiszán a szűkülés csak a legkorábban megépített partbiztosításoknál, 60-70 év elteltével állt le. A mederszűkülés módja hasonló módon zajlott a vizsgált folyókon, hiszen míg a külső ív eróziója megállt, addig az övzátony tovább fejlődött, és miután felszínén meglepedett a növényzet, a zátonyfelszín az ártérbe simult. Azonban nemcsak a partbiztosított kanyarulatok szűkültek, hanem a szabadon fejlődők is, és szűkülésük az átfogó kisvízi szabályozások idején volt a legintenzívebb, majd a mederszűkülési folyamat itt is lassult vagy a Tiszán megindult a meder tágulása. Tehát míg a Maros folyamatosan szűkül, addig a Tiszán megindult az elmúlt évtizedben egy medertágulási folyamat, aminek háttérében a minimális mederszélesség küszöbértékének elérése, illetve a gyakori és magas árvizek állhatnak.

6.1.3. Összeadódó zavaró hatások

A zavaró hatások tér- és időbeliségéből, illetve az akár több évtizedig elnyúló válaszáadásból adódik, hogy a zavaró hatások összeadódhatnak, illetve a válaszok kombinálódnak. Míg a Tiszán és

a Maroson a gátépítések hatása kombinálódott a kanyarulat-átvágások hatásával, addig ezeken a folyókon a partbiztosítások hatása viszonylag jól elkülöníthető időszakban jelent meg (bár kombinálódhat a dolgozatban nem elemzett éghajlatváltozás, illetve a Maroson a kavicsbányászat hatásával). Ugyanakkor a Dráván csaknem folyamatos zavaró hatást jelentenek a vízerőművek, s hatásuk kombinálódik a lokális mederszabályozási munkákkal. Véleményem szerint a Hernádon a gátépítések, átmetszések és kisvízi mederrendezések olyan kismértékűek, hogy a felsőbb vízgyűjtőn a vízvisszatartás miatt csökkenő lefolyás jóval felülírja ezen lokális beavatkozásokra adott válaszokat. Azonban itt a magyarországi duzzasztók az esés csökkentése révén mérsékelhetik a zavaró hatás lefelé jutását, hiszen mérséklük a bevágódást és a kanyarulatfejlődés ütemét.

A vizsgálatokból kitűnik, hogy ahogyan a zavaró hatások agressziós hullámai, úgy a hidrológiai válaszok is (pl. vízállások alászállása, vízhozam-csökkenés, esés-változás) végigfutnak a rendszeren, bár amplitúdójuk csökken folyásirányban. Hasonló módon, az általuk kiváltott folyamatok is pufferelve bár, de lefelé haladnak a folyókon (pl. mederszűkülés, bevágódás, szigetek átalakulása). Ez összeadódhat a lokális beavatkozásokra adott, csak egy-egy szakaszt érintő válasszal. Azonban tűnik, hogy minél rövidebb mederszakaszt alakít át az ember, a válaszadás hatótávolsága is annál kisebb, hiszen kevésbé változik meg a hordalék-háztartás és mérsékeltebb az esés-növekedés is.

6.2. A válaszadás típusai

A zavaró hatásokra adott válaszok csoportosíthatók a változás jellege alapján. *Anyag mozgás*, azaz a vízhozam és hordalékhozam megváltozása a leggyakoribb válaszadási mód. A leglátványosabb anyag-átrendeződés a legnagyobb hordalékhozamú Maroson és Dráván valósult meg. A rendszerekben mozgó „többit” anyag csapdázódhat, ezáltal a vízrendszer hordalék-szállító kapacitása az új hidrológiai viszonyoknak megfelelővé válik. Például a Dráván az erőművek hatására csökkenő vízszintek okozta mederszűkülés miatt a 20. században legalább 740 ezer m³/fkm anyag vált immobilissá és csapdázódott a partok mentén és további 324 ezer m³/fkm a szigeteken. A Maroson a kanyarulat-átmetszésekkel termelődő többlet-hordalék okozta egyensúlyvesztés anyagmozgással való ellensúlyozására további példa a vezérárkok miatti fokozott hordaléktermelés okozta ártérfeltöltődés, amely a gátak között egy fiók-hordalékkúp kialakulását eredményezte. Anyagmozgatásra példa a partbiztosított szakaszok belső ívén lerakódó hordalék is, illetve az a természetes folyóvízi válasz, mely során a túlságosan leszűkült meder olyan mértékben mélyül, hogy a partbiztosításokat alámossa a sodorvonal, és így megindulhat a part újbóli eróziója, azaz a természetes mederfejlődés.

Az anyagmozgatással szorosan összefügg a válaszként adott *morfológiai változás*. Ez a leglátványosabb a Maros esetében volt, ahol a kanyarulat-átvágások hatására megnövekvő esés a

partok eróziója révén termelődő nagymennyiségű hordalékkal társulva meder-mintázatváltáshoz vezetett. Ennek eredményeként az addig meanderező-anasztomizáló mintázatú Maros fonatos mintázatúvá vált, és bonyolult zátony- és szigetrendszerek jöttek létre. Ezzel szemben a Dráva mintázata egyszerűsödik a völgyzárógátak hatására, hiszen az anasztomizáló-fonatos mintázat lassan felszámolódik, és a több ágra bomló meder egyetlen sodorvonalú, kanyargós-fonatos mederré alakul, amelyben a szigetek jellege átalakul, és területük is jelentősen lecsökken. A Hernád olyan morfológiai változása ad példát, amelyben a medermintázat nem változik, de a kanyarulatok átalakulnak. Ebben az esetben a vízszint csökkenése a meanderek méretét befolyásolta, és a nagyméretű kanyarulatokon másodlagos, kisebb kanyarulatok kialakulásához vezetett.

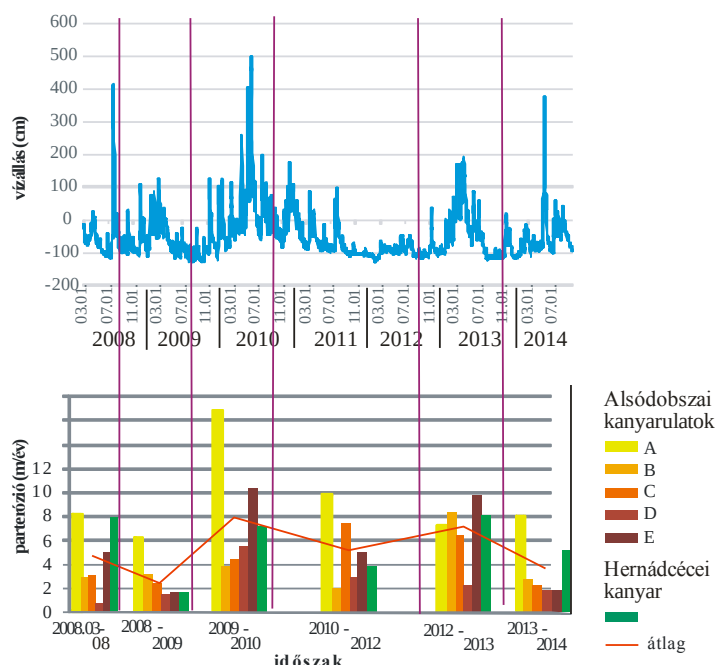
Az anyagmozgáshoz és a morfológiai változáshoz kapcsolódik a harmadik válaszadási típus, a *szerkezeti átrendeződés*, ami a rendszer elemei közötti kapcsolat megváltozásában jelentkezik. Szerkezeti átrendeződésre példa a Dráván a tározók hatására csapdázódott fenék-hordalék, ami így a tározók alatt hiányzó elemnek tekinthető. Mivel a hiányzó hordalék részben a meder mélyüléséből, részben a Murából, részben a partok eróziójából pótlódik (azaz ezek fontosabb elemmé váltak a vízrendszerben), ezért az aktív szigetképződés szakasza lejjebb tolódott a Dráván. Ez értékelhető úgy is, hogy az akkumulációval jellemzett szakasz lejjebb tolódott a folyón, tehát az akkumuláció agressziós frontja a felső, fonatos mederszakasz felől a meanderező szakasz felé tolódott. Ugyancsak ide tartozik a Mindszentnél kimutatott, egy-egy árvíz alatt bekövetkező feltöltődés mintázatának változása is. Itt az input elemek megegyeznek, azonban a rendszerben hangsúlyosabb elemként jelent meg a megnövekedett növényzeti érdesség, illetve a vízsebesség erőteljes csökkenése.

6.3. A folyóvízi rendszerek zavaró hatással szembeni ellenállásának típusai

A (folyó)rendszerek nem minden zavaró hatásra reagálnak, amit nem csupán a zavaró hatás mértéke és gyakorisága határoz meg, de a rendszer zavaró hatással szembeni ellenálló képessége is. Az ellenálló képességnek többféle változata valósult meg a vizsgált folyókon.

Az *esemény ellenállásra*, azaz amikor az ismételt zavaró hatásra a rendszer már nem válaszol (6.2 ábra), jó példa lehet a Hernád parteróziójának mértéke, amelyet 2008 óta folyamatosan mérünk. Az első felmérés előtt évekig nem volt árvíz, majd 2008 nyarán egy markáns árhullám (386 cm) vonult le a Hernádon, amely az alsódobozai kanyarulatokban maximálisan 9,8 m/félév partelmozdulást okozott. Ugyanakkor 2010-ben egymást követően három hasonló árhullám is levonult (tetőző vízállások: 310 cm, 476 cm és 517 cm), amelyek közül a harmadik a 2006-ban felállított LNV rekordot is megdöntötte. Annak ellenére, hogy a három árhullám többszörös munkavégző képességgel rendelkezhetett, a partelmozdulás mértéke nem nőtt arányosan, sőt volt olyan kanyarulat is, ami ekkor kisebb mértékben hátrált, mint korábban. Ez rávilágít arra, hogy hasonló vagy nagyobb zavaró hatásra (1) a rendszer nem minden eleme reagál hasonló módon, illetve

(2) az ismételt zavaró hatások nem feltétlen váltanak ki a magnitúdójukkal arányos választ. Ennek oka, hogy egyéb tényezők is befolyásolják azt, hogy az adott elem milyen közel áll a változáshoz, tehát esetünkben fontos lehetett, hogy előtte hogyan változott adott kanyarultban a medermélység, a partfal meredeksége, a partomlások mértéke, a partomlások törmelékhalma stb.



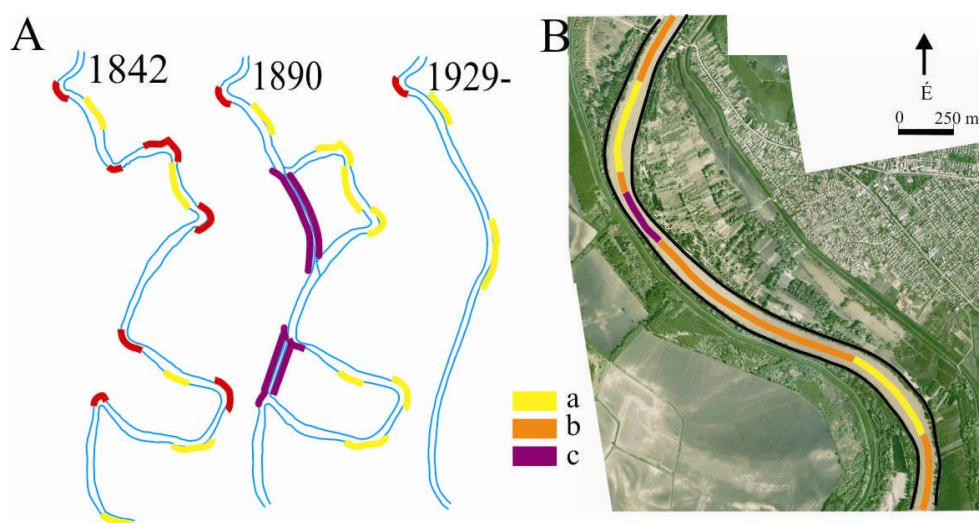
6.2. ábra: A vizsgált időszakok vízállasságörbéje és a Hernád alsódobszai és hernádcécei kanyarulatainak maximális parteróziója 2008 és 2013 között

Az egymást követő árhullámok időbeliségének (eseménysorok) szerepe világítható meg a tiszai árhullámok hidrológiai sajátosságai segítségével is. Az 1998-99-es téli-tavaszi árvizek tetőző vízállasságukban és vízhozam-értékeikben is hasonlítottak a 2004-es árhullámhoz. Azonban maximális fajlagos munkavégző képességük 20-37%-al volt magasabb, mint a 2004-es árvíznek. Ez véleményem szerint azzal magyarázható, hogy az 1998-as árvizet megelőző 15 évben csupán kis magasságú és munkavégző képességű, rövid árhullámok fordultak elő, amelyek során a meder szűkült és érdessége nőtt. Ugyanakkor a 2004-es árhullámot megelőző, nagy munkavégző képességű árvizek (2000, 2011) a medret némiképp kitágíthatták, így a 2004-es árhullám könnyebben levezetődhetett.

A rendszerek anyaga is meghatározza a zavaró hatással szembeni ellenállás mértékét. Az **anyag-ellenállás**ra a legkézenfekvőbb példa a kötöttebb anyagú kanyarulatok lassú parteróziója vagy éppen medermélyülése. Azonban ez nem jelentkezett egyik mérési helyen sem „tisztán”, hiszen például a szabályozások után a Maros erőteljesen kiszélesedő, Magyarcsanádtól Makóig húzódó szakaszán nemcsak durvább a mederanyag, hanem ez a szakasz a legnagyobb esésű és leginkább kiegyenesített is. A Hernád lazább partanyagú, ugyanakkor nagyobb esésű és a tározókhoz közelebbi szakaszán a meder változásai jóval intenzívebbek voltak, míg a kötöttebb partanyagú, kisebb esésű szakaszon a paraméterek lassabban változtak. Maga a partbiztosítás is a rendszer anyag-ellenállását

növeli, hiszen azáltal, hogy a vízfolyás adott sebességviszonyai mellett nem elszállítható nagyságú/kohéziójú anyagból építik, a partok anyag-ellenállását növelik a parterózióval szemben.

A **morfológiai ellenállás** a rendszeren belüli olyan elemek helyzetéből adódik, amelyek a zavaró hatásra kevésbé érzékenyek, mivel például attól távolabb helyezkednek el, vagy „egyedfejlődésük” miatt még ellenállóbbak. Mivel ezek a formák nagy ellenállásúak így az agressziós hullám végighaladását gátolják. Ez a Brunsden (1993) által vizsgált hegyvidéki környezetben jól alkalmazható, azonban a vizsgált folyók és árterek eszerint a közelítés szerint közel hasonló morfológiai ellenállásúak lennének. Ezért úgy értelmezem a morfológiai ellenállást, mint a forma jellegéből (pl. méret, kor) és helyzetéből adódó ellenállást a zavaró hatással szemben. Például a kanyarulat-átmetszések során létrehozott egyenes szakaszoknak – nagyobb esésük ellenére – a kiszélesedésük után lassabb lett a fejlődése, mint a szomszédos kanyarulatoknak, hiszen a sodorvonal csak hosszú idő elteltével tér ki, ami miatt az ívhossz vagy kanyargósság is lassan változik. Pont ezért, a további zavaró hatásokra is lassabban reagálhatnak, tehát morfológiai ellenállásuk is nagyobb. Nagyobb méretarányban a mederszélesség is befolyásolja a morfológiai ellenállást, hiszen minél tágabb a meder, annál kisebb ellenállású (6.3 ábra). A forma fejlődési fázisaiból eredő morfológiai ellenállásra példa a drávai és marosi szigetek fejlődése, hiszen átalakulásuk illetve elhalásuk üteme a sodorvonal helyétől függ. Igaz, hogy azok a szigetek gyorsabban vándorolnak, amelyek a sodorvonalban vannak, ettől függetlenül a parthoz közelebbi, a sodorvonaltól távolabbra sodródó szigetek elhalása gyorsabb, hiszen az őket határoló mellékág árvízkor gyorsan eltömődhet, és a szigetek a partba olvadnak. Tehát, ebből a szempontból vizsgálva véleményem szerint a partközeli szigetek és az eltömődő mellékágak kis morfológiai ellenállásúak. A változó sodorvonalú Dráván vagy Maroson a sodorvonal áthelyeződésével a morfológiai ellenállás mértéke is változhat, ami ezen folyók erőteljesen változó válaszadását vetíti előre.



6.3. ábra: A morfológiai ellenállás meghatározható a parterózió mértéke (A), illetve a mederszélesség alapján is (B). Azonban mértéke változhat idővel, ahogy az intenzíven pusztuló partok helyzete is változik
a: kis morfológiai ellenállás, b: közepes morfológiai ellenállás, c: nagy morfológiai ellenállás

A **filter ellenállás** a mozgási energia rendszeren belüli szabályozásából ered, tehát folyóvízi környezetben az esés és vízsebesség változásaival hozható összefüggésbe. Összehasonlítva a vízfolyások medrének metamorfózisát kitűnik, hogy a nagyobb esés a magas hordalékhozammal párosulva (pl. Dráva, Maros) csökkenti az ellenállást, hiszen mindkét folyó gyors medermintázat váltással válaszolt a zavarásra. Ugyanakkor a nagyon kis relief növeli az ellenállást, hiszen az ártér peremi területeire csak késve és puffereelve érkehetnek a mederben végigfutó agressziós hullámok (pl. ár hullámok feltöltő hatása). A kanyarulat-átmetszésekkel szembeni filter ellenállásnak tekinthető, hogy a kanyarulat-átvágások hatására megnövekedett esés a Tisza és a Dráva medrében medermélyülésre, míg a Maroson laterális erózióra fordítódott, így a rendszer a magasabb energiaviszonyokat ellensúlyozta a hordaléktermeléssel, illetve a keresztmetszet növelésével. Ezzel ellentétes folyamat következett be a Hernádon, hiszen a csökkenő vízhozam csökkenő munkavégző képességet jelent. Ezt ellensúlyozandó következett be a mederszűkülés és a másodlagos kanyarulatok létrejötte, hiszen a mederformálást csak így tudta fenntartani a csökkenő energiájú rendszer.

A partbiztosítások hatására bekövetkező mederszűkülés az adott kanyarban a meder egységnyi területére jutó fajlagos munkavégző képességet növelte meg, ami lokális medermélyülést eredményezett, és hosszú távon az energia-szintet megnövelő partbiztosítás megszűnését eredményezi. Erre jó példával szolgál a Maros, ahol több helyen megfigyelhető, hogy a partbiztosítások mögötti részt már kierodálta a folyó, azaz markáns „ellenállást” fejt ki a kisvízi szabályozásokkal szemben. Az ártereken az árvizek energiáját mérsékli a növényzet a mozgási energia csökkentésével, igaz, ez nem tekinthető a hidrológiai rendszer belső változójának. Ugyanakkor mivel a növényzet hatására a hullámterek egyre kevesebb hányadát szállítják az árvízi vízhozamnak, a mederben a fajlagos vízhozam megnő, így ebből a szempontból a sűrű növényzet csökkenti a rendszer filter ellenállását.

A rendszer elemeinek térbeli eloszlásából ered a **szerkezeti ellenállás**, ami úgy értelmezhető, hogy bizonyos formák illetve forma-kombinációk a zavaró hatást, illetve a rá adott válasz terjedését lassítják vagy megállítják. Erre például szolgálhat az aktív ártér, azaz a hullámtér szélessége és a feltöltődés kapcsolata: minél szűkebb a hullámtér annál gyorsabb a feltöltődés, mivel a mederből kilépő víz egy adott (folyóra jellemző szélességű) sávban halmozza fel a hordalékot. Tehát a szélesebb hullámterek nagyobb szerkezeti ellenállást fejthetnek ki az ár hullámok feltöltő tevékenységével szemben. Hasonló funkciójuk van a mederben kialakuló medertágulatoknak is (pl. Maros), amelyek felső felében a hordalék lerakódik, míg alsó felében megindul az erózió. Ezek a medertágulatok tehát olyan szerkezeti ellenállást kifejtő elemeknek tekinthetők, amelyek a hordalékhozam szabályozása révén befolyásolják az alsóbb szakasz mederfejlődését, és az oda jutó zavaró hatásokat tompíthatják.

A szerkezeti ellenállás révén valósul meg a rendszer elemeinek össze- vagy szétkapcsoltsága (Brierly és Fryirs 1999, Fryirs et al 2007ab). Az oldalirányú összeköttetések szétkapcsolását valósítják meg a partbiztosítások, az árvízvédelmi töltések, a sűrű hullámtéri növényzet és a partok mentén

felmagasodó folyóhátak, hiszen ezek akadályozzák a víz- illetve a hordalék laterális irányú áramlását a meder és a hullámtér/ártér között. A longitudinális kapcsolatokat gátló akadály a völgyzárógát, egy kis esésű mederszakasz (pl. Hernád, Maros), vagy egy, az ártéren lévő mélyedés. Ezek közös jellemzője, hogy a vízsebesség csökkentése révén csapdázzák a hordalékot, illetve a kisebb esés révén mérséklük a zavaró hatások (pl. bevágódás, szennyeződések) végigfutását a rendszeren.

6.4. A vizsgált folyamatok kapcsolata és lehetséges küszöbértékei

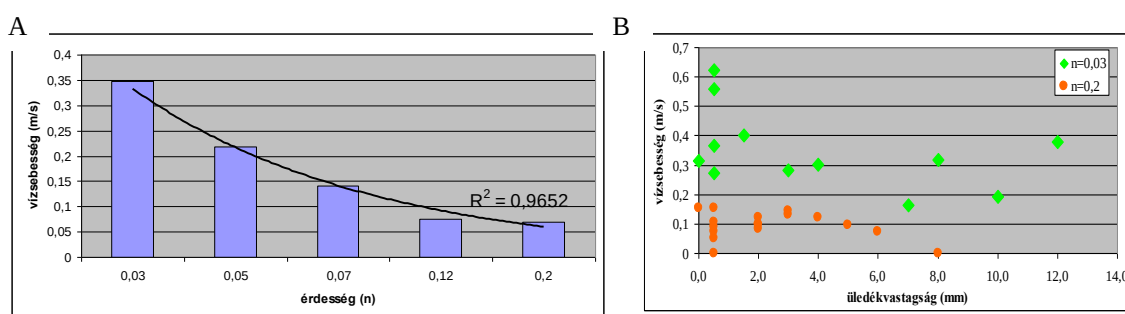
A vizsgálatok során a különböző jellegű emberi beavatkozásokra adott folyóvízi válasz többféle folyamatot indított el, amelyek közül néhány sebessége hirtelen megváltozott a vizsgált időszakban. Ez véleményem szerint azzal magyarázható, hogy a rendszer a fejlődése során átlépett egy küszöbértéket, amely hatására megváltozott a rendszer bizonyos elemei között a kapcsolat. A vizsgálatok során néhány ilyen küszöbértéket megpróbáltam megállapítani, de meg kell jegyeznem, hogy ezek pontosításra szorulnak, amihez az elkezdett vizsgálatok folytatása szükséges.

6.4.1. *Hullámtér-feltöltődés és az azt befolyásoló tényezők küszöbértékei*

A hullámtér feltöltődésének mértékét alapvetően befolyásolja az **ártér esése**, hiszen befolyásolja a hullámtéren mozgó víztömeg sebességét, ami meghatározza, hogy az adott szemcseméretű anyag mozgásban marad-e, vagy lerakódik. A Maros hosszútávú feltöltődésének vizsgálatakor tudtunk megfelelő hosszú szakaszon ártér-esés értékeket is elemezni, így itt nyílt lehetőség az esés–feltöltődés kapcsolatának vizsgálatára. Az adott környezeti (pl. hordalékhozam, ártéri növényzet) feltételek mellett 4 cm/km és 19 cm/km esés-intervallumon belül az esés és a feltöltődés között exponenciális kapcsolat állítható fel. Azonban a 4 cm/km-nél kisebb ártéresés esetén (Maroson a torkolatnál, illetve végig a Közép- és Alsó-Tiszán) a feltöltődést már nem az esés befolyásolja, hanem egyéb tényezők, amelyek közül a tapasztalataim szerint kiemelkedő szerepet játszik a növényzet. A 19 cm/km-nél nagyobb esés esetén (a Maroson) a nagyobb vízsebesség miatt a hullámtéri feltöltődés mértéke csökken, hiszen a szállítás kerül túlsúlyba. Tehát ez egyben példa küszöbérték átfordulásra, ahol a küszöbérték megváltozását egy minőségileg új folyamat megjelenése okozza.

A **hullámtér szélessége** és az átlagos feltöltődés mértéke között a Maros hullámterén fordított arányosság áll fenn, de a kapcsolat gyenge, mivel más tényezők is jelentősen befolyásolhatják. Itt küszöbértéknek tekinthető a Tiszán kb. 100 m, míg a Maroson 300 m távolság a medertől számítva, amelyen túl a feltöltődés mértéke erőteljesen csökken, illetve ahonnan a medertől való távolság, mint befolyásoló tényező már nem hat.

Egy egyensúlyi rendszerben a feltöltődés üteme időben elvileg állandó (a paraméterek állandósága miatt) vagy csökkenő, hiszen a zavaró hatás után a rendszer helyreáll, és a domborzat szintkülönbségeinek kiegyenlítődéssel az érdesség csökken. A Maros esetében csökkenő trend tapasztalható, amit mutat az, hogy az 1960-as évek óta felére-negyedére csökkent a holtágak feltöltődési üteme, ami kapcsolatba hozható az árvízi elöntések ritkábbá válásával is. Ugyanakkor a Tiszán ezzel ellentétes trend jellemző, ugyanis a feltöltődés kétszer-négyszer gyorsabb lett. Véleményem szerint ez kapcsolatba hozható a Tiszán a területhasználat drasztikus megváltozásával, míg a Maroson a változás mérsékelt volt. A **növényzet sűrűségének** változásával változik az akkumuláció üteme és a mintázata is, hiszen a növényzet befolyásolja a vízsebességet. A növényzeti foltok átlagos vízsebessége és érdessége között negatív exponenciális trend állítható fel (6.4A ábra), azaz a növényzet további sűrűsödésével és az erdők elvadulásával az átlagos hullámtéri vízsebesség további csökkenése várható. Azonban ez nem jelenti az akkumuláció növekedését, hiszen a legkisebb ($n=0,03$) és legnagyobb ($n=0,2$) növényzeti érdességű foltokban (100 m-nél távolabb a medertől) a vízsebesség és az üledékvastagság pontfelhői elkülönülnek (6.4B ábra). A nagy érdességű területeken annak ellenére, hogy a vízsebesség kisebb, tehát elvileg több hordalék ülepedhetne ki a vízből, a lerakódott hordalék mennyisége kevesebb. Ez véleményem szerint azzal magyarázható, hogy a kisebb vízsebesség azt is jelenti, hogy kevesebb lebegtetett hordalék érkezik ezekre a már-már szivacszerű sűrű növényzetű helyekre, így kevesebb is tud akkumulálódni. Véleményem szerint tehát a 0,2 érdesség és a $\leq 0,16$ m/s tekinthető olyan küszöbértékeknek, aminél a hullámtéri akkumuláció és vízsebesség közötti kapcsolat a korábbtól eltérő jelleget ölt, és megváltozik az akkumuláció mértéke. Ennek megfelelően várható, hogy a hullámterek további elvadulásával az érdesség tovább nő (akár 0,2 fölé is), és medertől távolabbi területeken az akkumuláció mértéke csökken. Ezt támasztják alá a mindszei, rövidtávú akkumulációs méréseink is, mely szerint a hullámtér belső részein 2000 óta megváltozott az akkumuláció mintázata és egyre kevesebb hordalék rakódott le, miközben a mederközi részek intenzíven magasodnak.

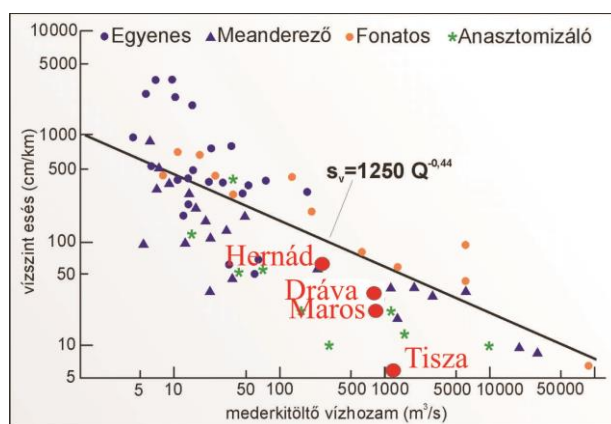


6.4. ábra: Az átlagos vízsebesség alakulása a különböző érdességi kategóriájú, a medertől 100 m-nél távolabbra lévő növényzeti foltokban (A) és a legritkább ($n=0,03$) és legsűrűbb ($n=0,2$) növényzetű foltokban az akkumuláció és a vízsebesség kapcsolata Mindszentnél, 2006-ban (B)

6.4.2. A medrek átalakulását befolyásoló tényezők küszöbértékei

A mederrendezések illetve a hidrológiai változások hatására a folyórendszer válaszait kiváltó küszöbérték-átlépés bekövetkezhetett közvetlenül a zavaró hatás fellépte után (pl. Maros medermintázatának átalakulása), vagy láthatunk példát későbbi küszöbérték átlépésre is, amikor a rendszer még egy darabig pufferelni képes az őt ért hatásokat (pl. partbiztosítások vagy vízhozam csökkenés hatása).

A **kanyarulat-átmetszések** hatására a Maros és a Tisza **esése** is megduplázódott, azonban még így a Tisza átlagos vízszint esése $2,1 \cdot 10^{-6}$ cm/km lett az Alsó-Tiszán, addig a Maroson ez $21 \cdot 10^{-6}$ cm/km-re nőtt. Ezáltal a Maros közelebb került a Leopold-Wolman féle meanderező-fonatos határhoz (6.5 ábra), bár még hidrológiai paraméterei alapján a meanderező medrek közé esik, noha morfológiailag a fonatos medrek közé is sorolható. A Tisza kis esése miatt ezt a határt meg sem közelíti. A Maros szabályozások utáni fonatossá válását segítette extrém hordalékhozama, könnyen erodálható partjai és az elmaradó kisvízi szabályozási munkák is. Az esésen és vízhozamon túlmutató tényezők szerepére következtethetünk a Hernád helyzetéből a Leopold-Wolman féle diagramon, amely jóval közelebb fekszik a fonatos/meanderező határhoz, ennek ellenére stabilan meanderező mintázatú.

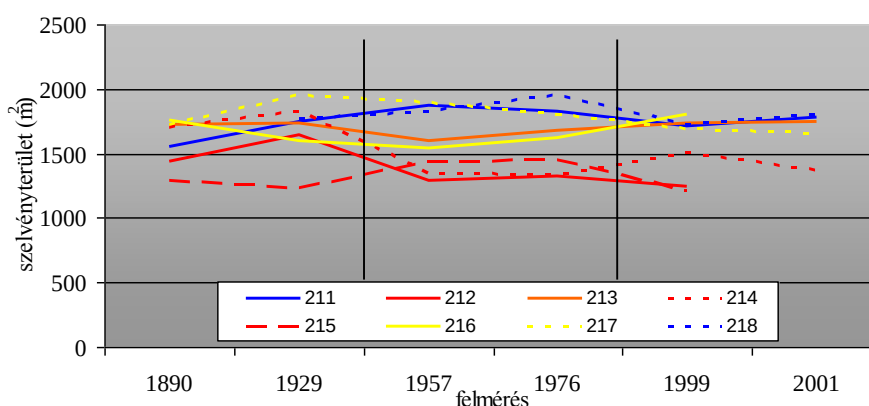


6.5. ábra: A vizsgált folyók elhelyezkedése a Leopold-Wolman-féle diagrammon, melyen a vonal a meanderező-anasztomizáló és a fonatos-egyenes medrek közötti határt jelöli

Az időben eltolódó küszöbérték-átlépésre/elérésre példa lehet a Tisza **partbiztosításokra** adott morfológiai válasza. A vizsgált szakaszon a partbiztosítások megépítése előtt, a kanyarulat-átvágások utolsó éveiben a szelvényterület $1400\text{--}1700\text{ m}^2$ között változott, majd 1929-ig $1600\text{--}1950\text{ m}^2$ -re nőtt, igazodva a megduplázódott eséshez (6.6 ábra). A partbiztosítások kiépülte után a biztosított kanyarulatok szelvényterülete 1500 m^2 alá csökkent, miközben a természetesen fejlődő szakaszokon egységesebbé vált ($1650\text{--}1800\text{ m}^2$). Ez arra utal, hogy $\geq 1650\text{ m}^2$ nagyságú az a **szelvényterület**, amely az adott hidrológiai peremfeltételek mellett a megfelelő vízvezetést

⁶ Az első adat az általam számított esésérték, míg a második az irodalomban szereplő érték.

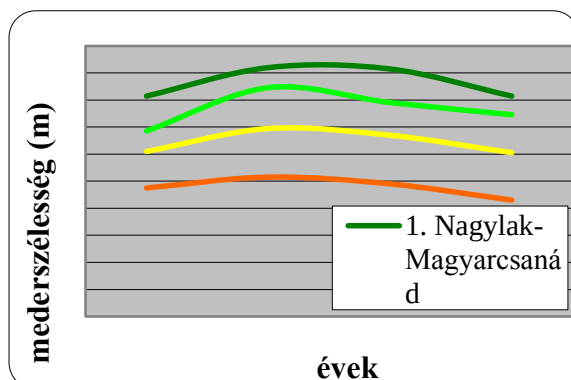
biztosíthatja. Így a partbiztosított kanyarulatok 1200-1300 m² szelvényterületű szűkületei ezt akadályozzák. A természetesebb állapot felé való fejlődés első lépésének tekinthető a partbiztosítások mederbe csúszása és ezáltal a meder tágulása, amelyre 2013-ban figyeltünk fel, és amely a Csongrád-Szeged közötti partbiztosított szakaszoknak már 23%-át érinti. Tehát a jelenlegi hidrológiai peremfeltételek mellett 1200 m²-nél kisebb szelvényterület a rendszer számára nem fenntartható, illetve várható ezen kisebb területű szelvénynek akár 50%-os tágulása. Tehát az 1200-1300 m²-es szelvényterület tekinthető a rendszer alsó küszöbértékének, hiszen amennyiben ezt a minimum értéket eléri a meder, akkor külső hatás nélkül elindul a fejlődése az addigától ellentétes irányba (addig szűkült a part akkumulációja révén, ekkortól pedig erózióval tágul).



6.6. ábra: Az Alsó Tiszán a 211-220-as VO szelvények szelvényterületének alakulása. Kék szín jelzi a természetesen fejlődő kanyarulatokat, sárga a kiegyenesített szakaszokat és piros a partbiztosítással ellátott kanyarulatokat

A **mederszélesség**nek is megállapítható küszöbértéke a Maros és a Hernád esetében. A Marosra intenzív mederszélesedés volt jellemző a **kanyarulat-átmetszések** után, amikor az addigi meanderező-anasztomizáló medermintázatú Magyarcsanád-Makó közötti szakasz fonatossá vált. A megduplázódott esés miatt a kiegyenesített szakasz kb. 25%-al lett szélesebb (6.7 ábra), és a szélesedés Magyarcsanád-Makótól felvízi és alvízi irányba is hatott, a távolsággal csökkenő mértékben. Ez a szélesedés az 1950-es évekig zajlott: minél nagyobb esésű volt a szakasz, a maximális mederszélesség annál nagyobb lett, ami mutatja, hogy a küszöbérték térben is változhat még ugyanazon vízfolyás mentén is. Azonban a 20. sz. második felétől mindegyik szakasz szűkülni kezdett. Míg Nagylak-Magyarcsanád és Makó-Klárafalva közötti szakaszain a Maros napjainkra elérte az eredeti mederszélességet, addig a fonatossá vált Magyarcsanád-Makó szakaszon még nem, tehát itt további szűkülés várható, míg a partbiztosításokkal leginkább érintett torkolati szakasz már az eredeti mederszélességnél is szűkebbé vált (hasonlóan a Tisza partbiztosított szakaszaihoz). Tehát itt a fenntartható mederszélesség maximális küszöbértékét érte el a Maros. Az, hogy a szűkülés külső vagy belső küszöbérték-átlépés miatt következett-e be, nem egyértelmű, hiszen részben kapcsolatba

hozható a vízszintek süllyedésével (vízgyűjtőn a vízviasszatartás miatt), a parterózió mérséklődésével (sűrűbbé váló partmenti vegetáció miatt) és az alsó szakasz kisvízi mederrendezésével is.



6.7. ábra: A Maros különböző szakaszainak mederszélesség-változásai 1865 és 2000 között

A Hernádon a vízgyűjtőn a **vízviasszatartás miatt megváltozó hidrológiai feltételek** hatására figyelhető meg **mederszűkülés**, illetve a nagyméretű kanyarokon másodlagos kanyarulatok létrejötte. Ezeket a morfológiai folyamatokat kiváltó hidrológiai változások már az 1950-es évek második felében elkezdődtek, de csak az 1960-as évek végétől és az 1970-es évek közepétől figyelhető meg a morfológiai átalakulás. Ez magyarázható azzal, hogy a rendszer válasza időben eltolódott, de azzal is, hogy a hidrológiai paraméterek átalakulása ekkor érte el a kritikus mértéket. Ezen átmeneti időszak alatt az árvizek csaknem teljesen elmaradtak, a KV és KöV szintje 40 cm-rel süllyedt. A morfológiai átalakulás első lépéseként 1966-1975 között a mederszélesség kb. harmadával csökkent, majd a következő évtizedben az ívhosszak is csökkenni kezdtek, ami a Hernád felső, nagyobb esésű szakaszán jóval jelentősebb volt (-31,6%), mint az alsó szakaszon (-19,5%). A Hernádon a leggyakoribbakká a kis ívhosszú (100-200 m) kanyarulatok váltak, míg a nagy ívhosszúak (≥ 1 km) 1975 óta teljesen eltűntek, és 2002-ben a leghosszabb kanyarulat a felső szakaszon már csupán 630 m, míg az alsó szakaszon 805 m hosszú volt, ráadásul ezeken is megjelentek a másodlagos ívek. A szűkülés és a másodlagos kanyarulatok fejlődése ma is zajlik, tehát a rendszer még nem érte el a hidrológiai peremfeltételeknek megfelelő morfológiai állapotot. Itt tehát a kanyarulati paraméterek küszöbértékeinek folyamatos időbeli módosulására látunk példát.

6.5. A vizsgált folyószakaszok érzékenységeinek értékelése

Mivel az érzékenységet a kutatók különböző módon fogalmazták meg, a vizsgált folyószakaszok megítélése is különböző lehet. Mint a korábbiakban bemutattam, a különböző zavaró hatásokra (még ha hasonlítottak is egymásra) a folyószakaszok eltérő válaszokat adtak, hiszen például a kanyarulat-átvágások a Tiszán mélyülést, míg a Maroson az oldalazó erózió felerősödését eredményezték, vagy a lefolyás megváltozása és a kisvizek gyakoribbá válása a Hernádon csupán a kanyarulatok átalakulását okozta, míg a Dráván medermintázat változást.

Allison és Thomas (1993) szerint az érzékenység a rendszernek a ***zavarásra való fogékonysága***. Ebből a megközelítésből vizsgálva mind a négy vízfolyás érzékenyen reagált a változásokra, bár a legdrasztikusabb, tehát legérzékenyebb választ a Maros adta, mivel medermintázata alapjaiban megváltozott, míg morfológiailag alig történt változás a Tiszán, tehát érzékenysége annak a legkisebb.

Mivel a vizsgált szakaszok változásait erővel nem lehetett számszerűsíteni, ezért az érzékenység Brunsden és Thornes (1979) megközelítési módja szerint (S = zavaró hatás ereje/ellenálló erő) a változások nem értékelhetők. Azonban a Chorley et al. (1984) által kidolgozott, a rendszer ***regenerációs képességét jelző érzékenység*** (S = pihenő idő/zavaró hatás visszatérési ideje) már bizonyos esetekben értékelhető. A *kanyarulat-átvágások* (1855-92) befejezte után a Tiszán az 1920-as évek végéig helyreálltak a meder eredeti horizontális és az 1950-es évekig a vertikális paraméterei is. A Maroson bár a kanyarulat-átvágások korábban befejeződtek (1846-71), a horizontális paraméterek a mai napig nem álltak helyre, sőt, a kiegyenesített szakaszon még legalább ugyanennyi időnek kell eltelnie, mire kanyarulatok alakulhatnak ki. Tehát a Tisza pihenő ideje (30-60 év) legalább fele-ötöde a Marosénak, (≥ 150 év), azaz a Maros többszörösen érzékenyen reagált erre a zavaró hatásra. A nagy esése és durva fenékhordaléka miatt valószínűleg a Drávának is a Maroshoz hasonló hosszúságú időre lenne szüksége a kanyarulatok helyreállításához, azonban mivel itt a kanyarulat-átvágások ma is zajlanak (térben és időben rendszertelenül), a regenerációs képessége még lassabb lehet.

A vizsgált folyókon a *gátak, völgyzárógátak és tározók építése* bár jól meghatározható években történt, véleményem szerint mégsem lehet hatásukat a regeneráció szempontjából értékelni, ugyanis ezek a zavaró hatások irreverzibilis folyamatokat indítottak el: a meder leszűkülte és nem agy csak extrém körülmények között állhat vissza az eredeti szélessége, a vízszintek süllyedése pedig folyamatos. Tehát a zavaró hatás ezekben az esetekben nem csupán a létesítmények megépítésekor, hanem az azóta eltelt időszak teljes hosszában érvényesül. Ezért a folyórendszerek regenerációs képessége ezen hatással szemben nem értékelhető, hiszen nem kezdődhetett el a zavarásmentes regenerációs időszak sem.

A *partbiztosítások* és regenerációs képesség kapcsolata a fenti két példa kombinációjának tekinthető, ugyanis a partbiztosítás folyamatos zavaró hatást jelent, hiszen megépítése után a meder belső ívének épülése folyamatos, így a kanyarulat élesebbé, illetve a szelvényterület szűkebbé válása is folyamatos. Ugyanakkor van egy bizonyos szelvényterületbeli alsó küszöbérték, amit ha elér a meder, akkor a jellemző vízhozamok levezetésének biztosítására tágulnia kell, így megindul a partbiztosítás alámosása és természetes felszámolódása, azaz a zavaró hatás véget ér, és csak ezután indulhat el a regeneráció. A Tiszán eddig ott láttam rá példát, ahol a partbiztosítás régen épült (1910) vagy extrém gyorsan fejlődő kanyarulatoknál. Tehát ezen esetekben kb. 80-100 évnek kell eltelnie

ahhoz, hogy a zavaró hatás megszűnjön, és csak ezután kezdődhet el a helyreállítás, amelynek hosszát még nem lehet pontosan megállapítani, hiszen csak az utóbbi évtizedben kezdődött el.

A rendszerek érzékenysége vizsgálható a *küszöbértékektől való eltérés mértéke* alapján is (Downs és Gregory 1993, Gilvear 1999, Heritage et al. 2001), hiszen a küszöbérték közeli állapotban az érzékenység is nagyobb, a zavaró hatásokat a rendszer kevésbé tudja pufferelni. Természetesen a rendszer egyes elemei közelebb állnak a küszöbértékekhez, mint mások, például küszöbérték közeli állapotban vannak a szűk meder-keresztmetszetű szakaszok a Tiszán, túlszélesedett szakaszok a Maroson vagy a Dráván, vagy nagy ívhosszú kanyarok a Hernádon.

A rendszereknek érzékenységük alapján Thomas (2001) két típusát különítette el. A vizsgált folyószakaszokat ért összes zavaró hatást és a rá adott válaszokat figyelembe véve a **robosztus rendszerek** közé sorolható a Tisza és a Hernád, hiszen a – a többi folyóhoz képest mérsékeltebb – zavaró hatásokat többé-kevésbé elnyelték anélkül, hogy formarendszerük átalakult volna. Mindkét folyón meanderező medermintázat maradt fenn a zavaró hatások ellenére, bár kanyarulataik jellege megváltozott, hiszen a Tisza beágyazódott és keskenyebbé vált, miközben a Hernádon a kanyarulatok mérete egységesebb lett. Ugyanakkor, ha azt is figyelembe vesszük, hogy a meanderező mintázatra jellemző övzátonyok lassan eltűnnek a bevágódó Tiszáról, illetve szigetei már el is tűntek a szabályozásokkor, akkor a Tisza a fragilis és robosztus rendszerek közötti átmeneti állapotot képviseli.

Az **érzékeny rendszerek** jellemzőit mutatja a Dráva és a Maros, hiszen a jelentős mértékű kiegyenesítés, illetve a vízvisszatartás miatt egyes szakaszaik a metamorfózis jeleit mutatják. A Maros Magyarcsanádtól Makóig húzódó szakasza a szabályozások előtt leginkább anasztomizáló-meanderező medermintázatú volt, amelyet csaknem teljes mértékben kiegyenesítettek. Ezt a medermintázat váltást egy második, természetes mintázatváltás követte, amikor fonatossá vált. Fontosnak tartom megjegyezni, hogy csak morfológiájában történt meg a metamorfózis, hidrológiai tulajdonságait tekintve a Maros a meanderező folyók jellegzetességeit mutatja. A Dráván a medermintázat váltás részben a kanyarulat-átvágások, részben a víztározók víz- és hordalék-visszatartása miatt következett be a Dráva felső szakaszán. Természetes állapotában a meder anasztomizáló-fonatos illetve lefelé haladva egyre inkább meanderező mintázatot öltött. Majd a beavatkozások hatására a felső szakaszon a sodorvonal egyre kevésbé ágazott el, a medermintázat egyszerűbbé vált, az ártéri szigetek kisebb, mederközepi szigeteknek adták át helyüket. A főág egységessé válásával a felső szakasz ma kanyargós-fonatos mintázat közötti átmentet mutat, miközben a bevágódás miatt a középső és alsó szakaszon a meanderező mintázat válik egyre kifejezettebbé. Az, hogy a Tisza és a Hernád eltérő módon reagált, mint a Maros és a Dráva, véleményem szerint magyarázható az erőteljesen eltérő mértékű emberi hatásokkal, illetve a hordalék-háztartás valószínűsíthető felborulásával.

6.6. A vizsgált folyószakaszok egyensúlyának értékelése és jövőbeli fejlődési irányai

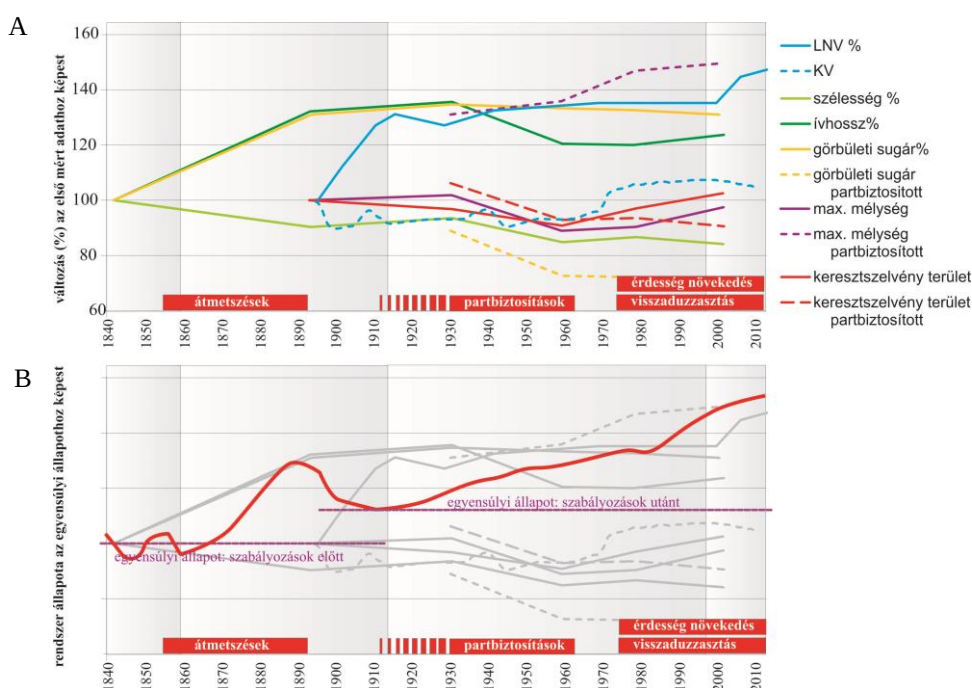
Mivel a vizsgált folyószakaszok hidrológiai és morfológiai paraméterei is változtak, az egyensúly kizárt Ahnert (1994), Willgoose et al. (1992) és Howard (1988) definíciói alapján. Bár változások egyes egyensúly-értelmezésekben lehetségesek (pl. Mackin 1948; Biedenharn et al. 2000, Heritage et al. 2001; Chin 2006), azonban kritériumaik kizárják, hogy egyensúlyi állapotban lennének a vizsgált folyók. Az alábbiakban az egyensúlyi állapotot vízjárás és az ahhoz igazodó mederforma szerint, Heritage et al. (2001) és Chin (2006) definícióit követve értékelem. Ebből a szempontból vizsgálva véleményem szerint egyik vízfolyás sem tekinthető egyensúlyi állapotúnak, az elmúlt évtized(ek) hidrológiai és morfológiai változásai alapján. Az azonban, hogy ezek a változások milyen irányúak, befolyásolja, hogy a jövőben az adott folyószakasz az egyensúly felé vagy ellenkezőleg, az egyre inkább felbomló egyensúlyi állapot felé halad-e. Míg a vizsgált folyók jelenlegi változásai folyamatosak, addig a különböző egyensúlyi állapotok közötti ugrásszerű átmenetre szolgál például a Maros hirtelen meder-mintázatváltása a szabályozások évtizedeiben.

A **Marosra** az utóbbi három évtizedben minden jellegzetes vízállás (-11-35%) és vízhozam (-6-8%) érték csökkenése jellemző, és az árvizek is gyakran elmaradtak. A vízállás-vízhozam adat-párok a meder bevágódására és a kisvízi meder szelvényterületének növekedésére utalnak. Ezzel párhuzamosan megfigyelhető a mederszélesség csökkenése és a kanyargósság és kanyarulat-fejlettség lassú növekedése, ami a meanderező mintázat lassú kialakulására utal. Tehát, bár a jelenlegi mintázat nem illeszkedik a hidrológiához, azonban a mederfejlődés afelé halad, hogy a hidrológiának megfelelő medermintázat, azaz egyensúlyi állapotú legyen a folyó. Ebből a fokozatos fejlődési irányból következik (ld. Schumm 1965), hogy a vízfolyás a Renwick-féle egyensúly-közel (*dis-equilibrium*) állapotban van.

Miközben a Marosra az egyensúly lassú helyreállása jellemző, addig a másik három vizsgált folyó véleményem szerint egyre inkább egyensúly-vesztett állapotba kerül. A **Tisza** a kanyarulat-átvágások után néhány évtized alatt igazodott a megváltozott esésviszonyokhoz, s mivel ez a típusú zavaró hatás befejeződött, adott energia(esés)-viszonyok között egyensúlyba került. Azonban 1998 óta az egyensúlyvesztés hidrológiai indikátorai lehetnek, hogy:

- NV szintje és szórása is nőtt;
- kétszer megdőlt Mindszentnél az LNV (+80 cm), miközben a csúcsvízhozam csökkent;
- az árvizes napok száma nőtt (átlag: 54 nap/év; max: 2010-ben 137 nap);
- a mederkitöltő vízszint alatti (Szegednél 500-650 cm) vízhozam megnőtt;
- a mederkitöltő vízszint feletti, a hullámtérre kilépő vízállásokhoz tartozó vízhozam csökkent;
- a vízszint esése jelentősen csökkent.

Mindezek az árvízi meder-keresztmetszet szűkülésére, és a meder vízvezető képességének romlására utalnak. Ezt támasztja alá a fajlagos munkavégző képesség növekedése is, ami azt sugallja, hogy nagyobb energiát fejt ki a meder formálására a Tisza mint korábban, annak ellenére, hogy romlanak az esésviszonyai (6.8 ábra). Ezeknek a hidrológiai változásoknak a háttérében véleményem szerint jelentős szerepet játszanak a meder vertikális és horizontális torzulását okozó partbiztosítások, és az elvaduló növényzetű árterek miatt módosuló áramlási viszonyok és a vertikális és horizontális feltöltődés. A fenti folyamatok üteme arra utal, hogy az egyensúlyvesztés felgyorsulóban van, és ha a jövőben ezek a folyamatok folytatódnak, katasztrofális következményei lesznek az árvízi kockázat növekedése miatt. Fontosnak tartom hangsúlyozni, hogy az egyensúlyvesztés megállítására további beavatkozások (pl. mederszélesedés támogatása a partmenti növényzet irtásával, hullámterek növényzetének gondozása) lennének szükségesek. Tehát a Tisza Renwick-féle labilis rendszerekhez (*non-equilibrium*) sorolható. A fajlagos munkavégző képesség növekedése pedig egyértelműen az egyensúlyát veszített medrek jellemzője Yang (1979) szerint.



6.8. ábra: A Tisza hidrológiai és néhány morfológiai paramétere jelentősen átalakult az emberi hatások miatt (A). A változást az adott paraméter első mérésének idejéhez viszonyítottam, azaz a horizontális paramétereket az 1842-es felméréshez, a vertikálisakat az 1890-eshez, míg a vízállásokat az 1900-as évhez. B: A fenti paraméterek alapján a Tisza időben változó egyensúlyi állapota

A **Hernádon** is – akárcsak a Tiszán – a meder morfológiai átalakulása okolható az utóbbi években fellépő hidrológiai egyensúlyvesztésért. A folyamat abból indul ki, hogy a vízgyűjtő felső részén a vízvizzatartás, a vízkivétel és a szárazodás csökkenő lefolyást eredményez, amit jelez a kis- és közepes vízhozamok csökkenése. A csökkenő lefolyáshoz az 1950-es évek óta a Hernád a mederszélesség csökkenése és másodlagos kanyarulatok kialakulása révén igazodik. A vízállás-

vízhozam adat-párok pedig a folyó bevágódását jelzik. Azonban az elmúlt évtizedben a gyakoribb és hevesebb nyári árvizek ebben a szűk mederben már nem tudnak zavartalanul levezetődni, ezért nőtt az árvizek magassága és hossza. A 2000-es években levonuló nagy árvizek hatására az addig összeszűkült meder intenzív szélesedésnek indult, és az így megváltozó hordalékhozam hatására a mederformák gyors átrendeződése következik be. Tehát a Hernád egy olyan egyensúlyát veszített folyó, amely további emberi hatások nélkül, a parterózió növekedésével és szélesedéssel képes a hidrológiai viszonyoknak megfelelő egyensúly helyreállítására. Azonban amíg a meder nem szélesedik ki megfelelő szélességűre, addig további árhullámok várhatóak, amelyek számos települést veszélyeztetnek. Ezen tulajdonságok alapján a Hernád a Maroshoz hasonló, egyensúly-közel (*dis-equilibrium*) állapotban, de fejlődése ciklikus jelleget tükröz.

Egyedül a **Dráván** tapasztalható a hidrológiai paraméterek folyamatos változása, amely a legalsó, horvátországi erőművek megépítése után még kifejezettebbé vált. Minden jellegzetes vízszint süllyedt, az árvizek ritkává és rövidebbé váltak. Az intenzív tározóépítési és feltöltési időszakban az esés folyamatosan nőtt, majd az 1980-as évek óta mérséklődött, ami kapcsolatban lehet azzal is, hogy a kisvízi vízállások vízhozama nem csökkent, ami inkább a kisvízi meder szélesedésére utal. A hidrológiai paraméterek változása a rendszer fokozatos (Schumm 1965: *graded*) fejlődési irányára utal. Erre, illetve a csaknem folyamatos mederszabályozási munkákra a Dráva folyamatos és egyirányú morfológiai választ ad (szűkülés, formakincs elszegényedése). Ezen folyamatosan átalakuló környezetben egyensúlyi állapot nem feltételezhető (Thorn és Welford 1994: *far-from-equilibrium*), vagy a Mayer (1992) által definiált fokozatos (*graded*) egyensúllyal írható le, amit a hidrológiai és morfológiai paraméterek fokozatos változása jellemez.

Mint láttuk, a vizsgált folyók legfeljebb egyensúly-közel állapotban vannak, de egyik folyórendszer sem egyensúlyi állapotú. Ez egybeesik Howard (1965) véleményével, miszerint igazi egyensúlyt egyetlen geomorfológiai rendszer sem érhet el, legfeljebb instabil egyensúlyi állapotot. Ilyen egyensúly közeli, instabil egyensúlyú lehet a Maros, a Dráva és a Hernád. Phillips (2011) ál-egyensúlyi fogalma pedig alkalmazható a Tiszára, amely csak külsőségeiben mutatja az állandó állapotot (meanderező jelleg), de belső folyamataiban nem (pl. LNV, fajlagos munkavégző képesség növekedése, vagy a vízszállító képesség folyamatos romlása).

Összességében, véleményem szerint ezek megkérdőjeleznek bizonyos hidrológiai számításokat (pl. árvizek visszatérési idejét), illetve olyan (ártér)rehabilitációs munkákat, amikor egy olyan állapot helyreállítása a cél, ami a jelenlegi hidrológiai-morfológiai feltételek mellett instabilnak tekinthető.

IRODALOMJEGYZÉK

- Abernethy B., Rutherford I.D., 1998: Where along a river's length will vegetation most effectively stabilise stream banks? *Geomorphology* 23, 55-75.
- Ackers P. 1982: Meandering channels and the influence of bed material. In: Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (szerk): *Gravel-bed rivers*. Wiley, 339-421.
- Ádám L. 1975: Az antropogén tevékenység felszínformáló hatása a Tolnai-dombságon. *Földr. Ért.* 159-168.
- Aerts J.C.J., Renssen H., Wards P.J., Moel H., Odada E., Bouwer L.M., Goosse H. 2006: Sensitivity of global river discharges under Holocene and future climate conditions. *Gephysical Research Letters* 33, 1-5. L19401, doi:10.1029/2006GL027493
- Ahnert F. 1994: Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology. *Geomorphology* 11/2, 125-140.
- Allen J.R. 1965: A review of the origin and character of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5: 89-191.
- Allison M.A., Vosburg B.M., Ramirez M.T., Meselhe E.A. 2012: Mississippi River channel response to the Bonnet Carre Spillway opening in the 2011 flood and its implications for the design and operation of river diversions. *Journal of Hydrology* 477,104-118.
- Allison R.J., Thomas D.S.G. 1993: The sensitivity of landscapes. In: Thomas D.S.G., Allison R.J. (eds): *Landscape sensitivity*. Wiley, 1-5.
- Andó M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. SZTE TFT, Szeged, 168.
- Andrási G., Kiss T. 2013: Szigetek változásai a Dráva Mura és Duna közötti szakaszán. *Hidrológiai Közöny* 93/1. 35-41.
- Antonelli, C., Provansal, M., Vella, C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhone River, France. *Geomorphology* 57, 385-402.
- Arnaud-Fassetta, G., 2003. River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena* 51, 141-172.
- Asselman N.E.M., Middelkoop H. 1995: Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 481-499.
- Babák K. 2006. A Hármas-Körös hullámterének feltöltődése a folyószabályozások óta. *Földrajzi Értesítő* 55/3-4. 393-399.
- Baker V.R. 1977: stream-channel response to floods, with examples from central Texas. *GSA Bulletin* 88, 1057-1071.
- Bálint Z., Konecsny K., Szabó J.A. 2001: Az erdőborítottság változásának hatása a Felső-Tisza vízjárására. MHT XIX. vándorgyűlésén elhangzott előadás 1-10.
- Balogh J., Nagy I., Schweitzer F. 2005: A Közép-Tisza mente geomorfológiai adottságainak és a hullámterek feliszapolódásának vizsgálata mintaterületeken. *Földrajzi Értesítő* 54/1-3, 29-59.
- Baranya S., Goda L., Józsa J. 2008: Complex hydro- and sediment dynamics survey of two critical reaches on the Hungarian part of river Danube. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 4, 012038
- and László RákócziBartholy J., Pongrácz R. 2010: Climate change scenarios for the Carpathian Basin. In: Faragó T., Láng I., Csere L. (szerk): *Climate Change in Hungary (VAHAVA Report)*. 124.
- Batalla R.J., Gomez C.M., Kondolf G.M. 2004: Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology* 290. 117-136.
- Bendefy L. 1973: A Hernád Geomorfológiája. In: *Vízrajzi Atlasz sorozat* 16. Hernád, VITUKI, Bp. 16-19.
- Benedetti M.M. 2003: Controls on overbank deposition in the Upper Mississippi River. *Geomorphology* 56, 271-290.
- Benyhe B. 2013: Agrogén hatásra kialakuló felszínformák és folyamatok vizsgálata eltérő geomorfológiai adottságú területeken. PhD disszertáció, SZTE-TFGT, 123.
- Benyhe B., Kiss T. 2010: Catchment-scale relief development as the result of long-term agricultural activity, case study on Szekszárd Hills, Hungary. *Journal of Env. Geogr.* 3/1-2. 1-9.
- Beschta R.L., Ripple W.J. 2006: River channel dynamics following extirpation of wolves in NW Yellowstone National Park. *Earth Surf. Proc. Landf.* 31/12, 1525-1539.
- Bezdán M., 2011: A szabályozott Tisza vízjárása tulajdonságai a Tiszafüred alatti folyószakaszokon. PhD értekezés, SZTE TFGT, SZeged
- Biedenharn D.S., Thorne C.R., Watson C.C. 2000: Recent morphological evolution of the Lower Mississippi River. *Geomorphology* 34, 227-249.

- Biedenharn D.S., Thorne C.R., Watson C.C. 2000: Recent morphological evolution of the Lower Mississippi River. *Geomorphology* 34, 227-249.
- Blanka V. 2010: Kanyarulatfejlődés dinamikájának vizsgálata természeti és antropogén hatások tükrében, Doktori (PhD) értekezés, Szeged, 50-60.
- Blanka V., Kiss T. 2006a: Ártérfejlődés és növényzet kapcsolatának vizsgálata a Maros hullámterén (Biogeomorfológia). *Tájökológiai Lapok* 4/2. 301-308.
- Blanka V., Kiss T. 2006b: Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. *Hidrológiai Közlöny* 86/4. 19-23.
- Blanka V., Kiss T. 2008a: A kanyarulatfejlődés jellegének és mértékének vizsgálata a Hernád Alsódobsza feletti szakaszán, 1937 és 2002 között. *Geographia generalis et specialis: Tanulmányok Kádár László születésének 100. évfordulójára*, Debrecen, 147-154.
- Blanka V., Kiss T. 2008b: A kanyarulatmintázatot befolyásoló tényezők értékelése a Hernád Felsődobsza és Böcs közötti szakaszán. IV. Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei, Debrecen, 34-40.
- Blanka V., Kiss T. 2010: A vízjárás hatása a parterózió mértékére a Hernád magyarországi szakaszán 2008-2010 között. In: Lóki József, Demeter Gábor (szerk.) *Interdiszciplinaritás a természet- és társadalomtudományokban*. Debrecen, 37-44.
- Blanka V., Sipos Gy., Kiss T. 2006: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. MFK CD-kiadvány
- Blazovich L. 1993: Makó története a kezdetektől 1849-ig. In: Blazovich L. (szerk): *Makó monográfiája* 4. 720.
- Bliem M., Getzner M., Rodiga-Lassnig P. 2012: Temporal stability of individual preferences for river restoration in Austria using a choice experiment. *J. of Environmental Management* 103, 65-73.
- Boga L., Nováky B. (szerk.) 1986: Magyarország vizeinek műszaki-hidrológiai jellemzése. A felszíni vízkészlet mutatói: Maros. Vízgazdálkodási Intézet, Bp., 32.
- Bogárdi J. 1942: Vízfolyások hordalékmérései, *Hidrológiai Közlöny* 22/ 7-12, 264-276.
- Bogárdi J. 1954: Hordalékméréseink eddigi eredményei. *Vízügyi Közlemények* 36/2: 135-146.
- Bogárdi J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítása. Akadémiai Kiadó, 837.
- Bonacci O., Oskorus D. 2008: The influence of three Croatian hydroelectric plants operation on the River Drava hydrological and sediment regime. *Environmental Earth Sciences* 59/8, 1661-1670.
- Bormann H., Pinter N., Elfert S. 2011: Hydrological signatures of flood trends on German rivers: Flood frequencies, flood heights and specific stages. *Journal of Hydrology* 404, 50-66.
- Botár I., Károlyi Zs. 1971: A Tisza szabályozása II. *Vízügyi Történeti Füzetek* Budapest, 85.
- Bradley C., Smith D.G. 1984: Meandering channel response to altered flow regime: Milk River, Alberta and Montana. *Water Resources Research* 20/12, 1913-1920.
- Braga G., Gervasoni S. 1989: Evolution of the Po River: an example of the application of historic maps. In: Petts G.E., Moller H., Al R. (szerk): *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*. Wiley, 113-126.
- Brandt S.A. 2000: Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40, 375-401.
- Braun M., Szalóki I., Posta J., Dezső Z. 2003: Üledék felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. MHT XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD kiadvány), 2/2. 1-11.
- Bravard J.P., Amoros C., Pautou G., Bornette G., Bournaud M., Creuze Des Chatelliers M., Gilbert J., Peiry J., Perrin J., Tachet H. 1997: River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. *Regulated Rivers: Research and Management* 13, 75-90.
- Bridge J.S., 2003: Rivers and floodplains. Forms, processes, and sedimentary record. Blackwell.
- Brierley G.J., Fryirs K. 1999: Tributary-trunk stream relations in a cut-and-fill landscape: a case study from Wolumla catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* 28, 61-73.
- Brookes A., 1985: River channelization: traditional engineering methods, physical consequences and alternative practices. *Progress in Physical Geography* 9, 44-73.
- Brookes A., 1997: River dynamics and channel maintenance. In: Thorne, C.R., Hey, R.D., Newson, M.D. (szerk) *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*. Wiley, Chichester, 293-309.
- Brooks N. 2003: Vulnerability, risk and adaptation: A conceptual framework. Working Paper 38, Uni. of East Anglia: Norwich, http://www.tyndall.ac.uk/publications/working_papers/wp38.pdf
- Brooks G.R. 2005: Overbank deposition along the concave side of the Red River meanders, Manitoba, and its geomorphic significance. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1617-1632.

- Brown A.G. 1983: An analysis of overbank deposits of a flood at Blandford-Forum, Dorset, England. *Revue de Geomorphologie Dynamique* 32, 95-99.
- Brunsdon D. 1993: Barriers to geomorphological change. In: Thomas D.S.G., Allison R.J. (edt): *Landscape sensitivity*. Wiley, 7-12.
- Brunsdon D. 2001: A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena* 42, 99-123.
- Brunsdon D., Thornes J.B. 1979: Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Ins. of British Beographers*, 463-484.
- Capelly G., Miccadei E., Raffi R. 1997: Fluvial dynamics in the Castel de Sangro plain: morphological changes and human impact from 1875 to 1992. *Catena* 30, 295-309.
- Chin A. 2006: Urban transformation of river landscapes in a global context. *Geomorphology* 79, 460-487.
- Chin A., Gregory K.J., 2005: Managing urban river channel adjustments. *Geomorphology* 69, 28- 45.
- Chorley R.J., Schumm S.A., Sudgen D.G. 1984: Sensitivity and model variance analysis applied to some evaporation and evapotranspiration models. *Water Resources Research* 12, 873-879.
- Chow V.T. 1959: *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill, New York, 89-127.
- Church M. 1992: Channel morphology and typology. In: Calow P., Petts G.E., (szerk): *The River Handbook* 1. Blackwell, Oxford, 126-143.
- Constantine J.A., Pasternack G.B., Johnson M.L. 2005: Logging effects on sediment flux observed in a pollen-based record of overbank deposition in a northern California catchment. *Earth Surf. Process. Landforms* 30, 813-821.
- Corenblit D., Tabacchi E., Steiger J., Gurnell A.M. 2007: Reciprocal interactions and adjustments between fluvial landforms and vegetation dynamics in river corridors: A review of complementary approaches. *Earth-Science Reviews* 84, 56-86.
- Czigány Sz., Pirkhoffer E., Balassa B., Bugya T., Bötkös T., Gyeizse P., Nagyvárad L., Lóczy D., Geresdi I. 2010: Villámárvíz, mint természeti veszélyforrás a Dél-Dunántúlon. *Földrajzi Közlemények* 134/3, 281-298.
- Csépes E., Nagy M., Bancsi I., Végvári P., Kovács P., Szilágyi E. 2000: A vízminőség alakulása a Tisza középső szakaszán az évszázad egyik legnagyobb árvízének tükrében. *Hidr. Közl.* 80/5, 285-287.
- Csépes E., Bancsi I., Végvári P., Aranyiné Rózsavári A. 2003: Hordalékviszonyok vizsgálata a Tisza középső (Kisköre-Szolnok közötti) szakaszán. *MHT XXI. Vándorgyűlése* 2/3. 1-10.
- Csoma J. 1965: A Felső-Dunára vonatkozó tanulmányok értékelése. Az egységes főmeder kialakítását célzó vizsgálatok. Beszámoló a VITUKI 1962. évi munkálatairól, 172-184.
- Csoma J. 1968: A felső-dunai mellékágrendszerek mederváltozása. *Földr. Ért.* 17/3, 309-323.
- Csoma J. 1973a: A korszerű folyószabályozás alapelvei és módszerei. *VITUKI*, Budapest, 155.
- Csoma J. 1973b: A Hernádvölgy általános leírása. és a Hernád hidrográfiaja In. *Vízrajzi Atlasz sorozat: Hernád* 16. kötet. *VITUKI*, Bp. 3-12.
- Csoma J. 1987: A nagymarosi vízlépcső alatti Duna meder vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 69, 286-296.
- Csoma J., Kovács D. 1981: A Duna Rajka-Gönyű közötti szakaszán végzett szabályozási munkák hatásának értékelése. *Vízügyi Közl.* 63/2, 267-294.
- Csuka J. 1971: A II. tiszai vízlépcső hatása a hordalék- és mederviszonyokra. *Vízügyi közlemények*, 74-81.
- Dai S.B., Lu X.X. 2014: Sediment load change in the Yangtze River (Changjiang): A review. *Geomorphology* 215, 60-73.
- Dang T.H., Coynel A., Orange D., Blanc G., Etcheber F., Le L.A. 2010: Long-term monitoring (1960–2008) of the river-sediment transport in the Red River Watershed (Vietnam): Temporal variability and dam-reservoir impact. *Science of the Total Environment* 408, 4654-4664.
- Dávid L., Ilyés Z., Baros Z. 2006: Transportation and industry. In: Szabó J., Dávid L., Lóczy D. (szerk): *Anthropogenic geomorphology*. New York, 189-215.
- Delenne C., Cappelaere B., Guinot V. 2012: Uncertainty analysis of river flooding and dam failure risks using local sensitivity computations. *Reliability Engineering and System Safety* 107, 171-183.
- Dezső Z., Szabó Sz., Bihari Á. 2009: Tiszai hullámtér feltöltődésének időbeli alakulása a ¹³⁷Cs-izotóp gamma-spektrometriai vizsgálata alapján. In: Mócsy I., Szacsvai K., Urák I., Zsigmond A.R. (szerk.): *Proc. V. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia*, Kolozsvár 438-443.
- Dezső Zs., Bartholy J., Barcza Z., Pongrácz R., Bogárdi I. 2003: A felszínborítottság változásának vizsgálata a Felső-Tisza vízgyűjtőn műholadatok segítségével. In: *MHT XXI. vándorgyűlése* 2/4.
- Dikau R., Schrott L. 1999: The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change TESLEC : main objectives and results. *Geomorphology* 30, 1-12.

- Diringer D.G. 2000: Evaluation of wetlands and floodplain areas in the Danube river basin. In: River restoration in Europe, Conference on river restoration, Wageningen, NL
- Dotterweich M. 2008: The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment. A review. *Geomorphology* 101, 198-208.
- Downs P.W., Dusterhoff S.R., Sears W.A. 2013: Reach-scale channel sensitivity to multiple human activities and natural events: Lower Santa Clara River, California, USA. *Geomorphology* 189, 121-134.
- Downs P.W., Gregory K.J. 1993: The sensitivity of river channels in the landscape system. In: Thomas D.S.G., Allison R.J. (ed): *Landscape sensitivity*. Wiley, 15-30.
- Downs, P.W., Gregory, K.J., 2004: River channel management. Towards sustainable Catchment Hydrosystems. Arnold, London.
- Doyle M.W., Harbor J.M., 2003: A scaling approximation of equilibrium timescales for sand-bed and gravel-bed rivers responding to base-level lowering. *Geomorphology* 54, 217-223.
- Dunka S., Fejér L., Vágás I. 1996: A veritékes honfoglalás. A Tisza szabályozás története. Bp, 215.
- Dury G.H. 1961: Bankfull discharge: an example of its statistical relationships. *Bull. Int. Ass. Scientific Hydrology* 6/3, 48-55.
- Dust D., Wohl E. 2012: Conceptual model for complex river responses using an expanded Lane's relation. *Geomorphology* 139-140, 109-121.
- Ellery W.N., McCarthy T.S., Smith N.D 2003: Vegetation, hydrology and sedimentation patterns on the major tributary system of the Okavango Fa. *Wetlands* 23, 357-375.
- Eperjessy K. 1993: Politikai és gazdasági elemek a Maros folyó történetében. In: Halmágyi P. (szerk.) *A Makói Múzeum Füzetek* 76., Makó
- Fekete Zs. 1911. A Tisza folyó medrének közép-keresztmetszései. *Vízügyi Közlemények* 4-6. 141-148.
- Félegyházi E. 2008: Ártéri lapályok elhagyott meder- és morotvatavainak feltöltődési sebessége. In: Kiss T., Mezősi G. (szerk.): *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok* 2, Szeged, 55-65.
- Félegyházi P. 1929: A Tisza folyó jellegzetes szakaszainak és az egész Tiszának átlagos szelvény adataiban a szabályozás kezdete óta 1922. évig beállott változások és azok összehasonlítása. *Vízügyi Közlemények* 11, 93-102.
- Fergus T. 1997: Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortuna, Norway. *Regulated Rivers: Research & Management*. 13. 449-461.
- Fiala K., Kiss T. 2004. Mederváltozások és következményeik vizsgálata az Alsó-Tiszán. In: *A magyar földrajz kurrens eredményei. II. MFK Szeged, CD*, 443-451.
- Fiala K., Kiss T. 2005: A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán I. *Hidrológiai Közöny* 85/3. 60-65.
- Fiala K., Kiss T. 2006a: A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán II. *Hidrológiai Közöny* 86/5. 13-17.
- Fiala K., Kiss T. 2006b. Szabályozások hatására megváltozott mederparaméterek vizsgálata az Alsó Tiszán. III. *Földrajzi Konferencia, Budapest. CD*. 11.
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T. 2006. Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In Kiss A., Mezősi G., Sümegi Z. (szerk): *Táj, környezet és társadalom*. 203-213.
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T., Lázár M. 2007.: Morfológiai változások és a vízvezető-képesség alakulása a Tisza algyői és a Maros makói szelvényében a 2000. évi árvíz kapcsán.
- Flannigan M.D., Stocks B.J., Wotton B.M. 2000: Climate change and forest fires. *Science of the Total Environment* 262, 221-229.
- Florsheim J.L., Mount J.F. 2003: Changes in lowland floodplain sedimentation processes: pre-disturbance to post-rehabilitation, Cosumnes River, CA. *Geomorphology* 56, 305-323.
- Friedkin J.K., Lászlóffy W. 1949: A folyómedrek vándorlása. *Vízügyi Közlemények* 31/1-2, 98-116.
- Friedman J.M., Osterkamp W.R., Lewis W.M. 1996. The role of vegetation and bed-level fluctuations in the process of channel narrowing. *Geomorphology* 14, 341-351.
- Fryirs K.A., Brierley G.J. 2013: *Geomorphological analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. Wiley, 360.
- Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Kasai M., 2007a: Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena* 70, 49-67.

- Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Spencer J. 2007b: Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* 84/3-4, 297-316.
- Gábris Gy. 1986: Holocene discharges of Hungarian lowland rivers (in Hungarian). *Alföldi Tanulmányok* 10, Békéscsaba, 35-52.
- Gábris Gy. 1995: The latest results of the paleo-hydrological researches. *Földrajzi Értesítő*, 44/1-2, 101-109.
- Gábris Gy. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp-sztratigráfia tükrében. *Földr. Közl.* 130/3-4, 123-133.
- Gábris Gy., Félegyházi E., Nagy B., Ruszkiczay Zs. 2001: A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. I. MFK CD-kiadvány, Szeged, 1-10.
- Gábris Gy., Nádor A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. *Quaternary Science Reviews* 26, 2758-2782.
- Gábris Gy., Telbisz T., Nagy B., Belardinelli, E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 84/3. 305-316.
- Galat DL., Lipkin R. 2000: Restoring ecological integrity of great rivers: historical hydrographs aid in defining reference conditions for the Missouri River. *Hydrobiological Res.* 422/423. 29-48.
- Gautier E., Brunstein D., Vauchel P., Roulet M., Fuertes O., Guyot J. L., Darozzes J., Bourrel L. 2006: Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surf. Processes and Landforms*, 32/2, 230-248.
- Gazsó A. 2010: Recens hullámtéri akkumuláció vizsgálata és a tiszai szabadstrand Mindszentnél. Diplomamunka, SZTE TFGT, 62.
- Geerling G.W., Kater E., van den Brink C., Baptist M.J., Regas A.M.J., Smits A.J.M. 2008: Nature rehabilitation by floodplain excavation: The hydraulic effect of 16 years of sedimentation and vegetation succession along the Waal River, NL. *Geomorphology* 99, 317-328.
- Gell P., Fluin J., Tibby J., Hancock G., Harrison J., Zawadzki A., Haynes D., Khanum S., Little F., Walsh B. 2009: Anthropogenic acceleration of sediment accretion in lowland floodplain wetlands, Murray–Darling Basin, Australia. *Geomorphology* 108, 122-126.
- Gilvear D., Winterbottom S., Sichingabula H. 2000: Character of channel planform change and meander development: Luangwa River, Zambia. *Earth Surf. Process. Landforms* 25, 421-436.
- Gilvear D.J. 1999: Fluvial geomorphology and river engineering: future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. *Geomorphology* 31, 229-245.
- Gillyén J. 1912: A Maros-szabályozás mai állása. *Vízügyi Közlemények* 1, 63-64.
- Gorczyca E., Krzemien K., Wronska-Walach D., Sobucki M. 2013: Channel changes due to extreme rainfalls in the Polish carpathians. In: Lóczy D. (szerk): *Geomorphological impacts of extreme weather*. Springer, Wellington, 23-37.
- Gordon E., Meentemeyer R.K. 2006: Effects of dam operation and land use on stream channel morphology and riparian vegetation. *Geomorphology* 82, 412-429.
- Gönczy S., Molnár J. 2004: A Tisza vízjárás változások valószínű okai. *Műszaki Szemle* 25, 9-15.
- Graf W.L., 1999. Dam nation: a geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts. *Water Resources Research* 35/4, 1305-1311.
- Graf W.L. 2006: Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology* 79, 336-360.
- Grams P.E., Schmidt T.J. 2005: Equilibrium or indeterminate? Where sediment budgets fail: Sediment mass balance and adjustment of channel form, Green River downstream from Flaming Gorge Dam, Utah and Colorado. *Geomorphology* 71, 156-181.
- Grams P.E., Schmidt J.C., Topping D.J. 2007: The rate and pattern of bed incision and bank adjustment on the Colorado River in Glen Canyon downstream from Glen Canyon Dam, 1956–2000. *Geological Society of America Bulletin* 119/5-6, 556-575.
- Gregory K.J., Park C. 1974: Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. *Water Resources Research* 10/4, 870-873.
- Gupta A. (szerk) 2008: *Large Rivers: geomorphology and management*. Wiley, 712.
- Gurnell A.M. 1997: Channel change on the River Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers: Research and Management*, 13, 13-26.
- Gurnell A.M., Downward S.R., Jones R., 1994: Channel planform change on the River Dee meanders, 1876–1992. *Regulated Rivers* 9, 187-204.

- Gutiérrez F., Gutiérrez M., Sancho C. 1998: Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin. *Geomorphology* 22/3-4, 265-283.
- György B., Burián A. 2005: Történeti áttekintés a Dráva vízépítési munkáiról. *Hidrológiai Tájékoztató* 45/1, 32-34.
- Hammer, T.R. 1972: Stream channel enlargement due to urbanisation. *Water Resources*
- Hankó Z. 1964: Nyílt felszínű vízfolyások hordalékszallító-képessége. *Hidrológiai Közöny* 44/7, 307-309.
- Hanusin J., Kunikova E., Petur F., Rácz M., Jansen H., Haverkamp S., Vennekes W. 2006: A Hernád folyó részleges vízgyűjtő gazdálkodási terve. A Víz Keretirányelv megvalósítása határvízi körülmények között. (Project PPA03/HUSK/9/1)
- Harmar O.P., Clifford N.J., Thorne C.R., Biedenharn D.S. 2005: Morphological changes of the Lower Mississippi River: geomorphological response to engineering intervention. *River Research and Applications* 21/10, 1107-1131.
- Harmar O.P., Clifford N.J. 2006: Planform dynamics of the Lower Mississippi River. *Earth Surf. Processes and Landforms* 31, 825-843.
- Harvey A.M. 2007: Geomorphic instability and change. Introduction: Implications of temporal and spatial scales. *Geomorphology* 84, 153-158.
- Harvey A.M., 2002: Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175-201.
- Hawley R.J., MacMannis K.R. Wooten M.S. 2013: Bed coarsening, riffle shortening, and channel enlargement in urbanizing watersheds, northern Kentucky, USA. *Geomorphology* 201, 111-126.
- Heritage G.L., Broadhurst L.J., Birkhead A.L., 2001: The influence of contemporary flow regime on the geomorphology of the Sabie River, South Africa. *Geomorphology* 38, 197-211.
- Hohensinner S., Habersack H. Jungwirth M., Zauner G. 2004: Reconstruction of the characteristics of a natural alluvial river-floodplain system and hydromorphological changes following human modifications: the Danube River (1812–1991). *River Research and Applications* 20, 25-41.
- Hooke J.M., 1995. River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology* 14, 235– 253.
- Hooke J.M. 1997: Styles of Channel Change. In: Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. (eds.) *Applied Fluvial Geomorphology for Engineering and Management*. Wiley, Chichester, 237-268.
- Hooke J.M., 2003: Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, 79-94.
- Horváth G. 2002. A Dráva folyó magyar-horvát szakaszának hidrológiai, jellemzése az EU keretirányelvnek figyelembevételével. In: *Az EU Víz Keretirányelvnek bevezetése a Dráva vízgyűjtőjén c. tudományos tanácskozásának összefoglalója*, MTA PAB, Pécs
- Howard A.D. 1965: Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. *Am. J. of Science* 263, 302-312.
- Howard A.D. 1988: Equilibrium models in geomorphology. In: Anderson M.G. (ed): *Modelling geomorphological systems*. Wiley, 49-70.
- Hudson P.F., Middelkoop H., Stouthamer E. 2008: Flood management along the Lower Mississippi and Rhine Rivers (The Netherlands) and the continuum of geomorphic adjustment. *Geomorphology* 101, 209-236.
- Huggett R. 2007: A history of the systems approach in geomorphology. *Géomorphologie* 2, 145-158.
- Hughes A.O., Croke J.C., Pietsch T.J., Olley J.M. 2010: Changes in the rates of floodplain and in-channel bench accretion in response to catchment disturbance, central Queensland, Australia. *Geomorphology* 114, 338-347.
- Ibanez C., Prat N. 1996: Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro River and its estuary. *Regulated Rivers: Research and Management*. 12. 51-62.
- Ihrig D. (szerk) 1973. A magyar vízszabályozás története. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Illés L., Konecsny K. 2000: Az erdő hidrológiai hatása az árvizek kialakulására a Felső-Tisza vízgyűjtőben. *Vízügyi Közlemények* 82/2. 167-199.
- Illés L., Konyecsny K., Kovács S., Szlávik L. 2003: Az 1998. novemberi árhullám hidrológiája. *Vízügyi Közlemények Különszáma I.* 47-77.
- Illésné Sándor A., Kiss T. 2012: A hullámtér-feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán. *GeoLitera*, Szeged, 57-87.
- Iványi B. 1948: A Tisza kisvízi szabályozása I-II. *Vízügyi Közlemények* 1948/2-3, 9-159, 271-435.
- Ivicsics L., Szekeres J. 1996: A bősi vízlépcső hatása a magyar Felső-Duna vízjárására és hordalékviszonyaira. *Földrajzi Értesítő*, 205-219.

- Izsák T. 2012: A katasztrofális árvizek természeti és antropogén tényezőinek vizsgálata Kárpátalján. PhD disszertáció, PTE FDI, 143.
- Jain V., Tandon S.K., Sinha R. 2012: Application of modern geomorphic concepts for understanding the spatio-temporal complexity of the large Ganga river dispersal system. *Current Science* 103, 1300-1319.
- Jakucs L. 1982: Az árvizek gyakoriságának okai és annak tényezői a Tisza vízrendszerében. *Földrajzi Közlemények* 30, 212-236.
- Jóó I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. *Geodézia és Kartográfia* 50/9. 3-9.
- Károlyi Z. 1960a: A Tisza mederváltozásai-különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI Bp. 102.
- Károlyi Z. 1960b: Zátonyvándorlás és gázlóalakulás: különös tekintettel a magyar Felső-Dunára. *Hidrológiai Közlöny* 40/5: 349-358.
- Károlyi Zs., Nemes G. 1975a: A Közép-Tiszavidék vízügyi múltja I. (895-1846). Budapest, 114.
- Károlyi Zs., Nemes G. 1975b: A Közép-Tiszavidék vízügyi múltja II. (1846-1944). Budapest, 134.
- Károlyi Zs., Nemes G., Pálhidy Cs. 1976: A Közép-Tiszavidék vízügyi múltja III. Budapest, 168.
- Keesstra S.D. 2007: Impact of natural reforestation on floodplain sedimentation in the Dragonja basin, SW Slovenia. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 49-65.
- Kiss T., András G. 2011: A horvátországi duzzasztógátak hatása a Dráva vízjárására és a fenékhordalék szemcseösszetételének alakulására. *Hidrológiai Közlöny* 91/5, 17-29.
- Kiss T., András 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., András G., Hernesz P. 2011: Morphological alteration of the Dráva as the result of human impact. *AGD Landscape and Environment*, 5/2, 58-75.
- Kiss T., Blanka V. 2012: River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology* 175-6, 115-125.
- Kiss T., Blanka V., Sipos Gy. 2009: Morphometric change due to altered hydrological conditions in relation with human impact, River Hernád, Hungary. *Z. Geomorph. N.F.* 53 Suppl. 2, 197-213.
- Kiss T., Fejes A. 2000: Flood caused sedimentation on the foreshore of the River Tisza. *Acta Geographica* 37, 51-55.
- Kiss T., Fiala K., Sipos Gy. 2008: Altered meander parameters due to river regulation works, Lower Tisza, Hungary. *Geomorphology* 98/1-2, 96-110.
- Kiss T., Hernesz P., Sümeghy B., Györgyövcics K., Sipos Gy. The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system – fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. *Quaternary International*. DOI: 10.1016/j.quaint.2014.05.050
- Kiss T., Nagy Z. 2012: A Maros medrének aktív bevágódása és ennek morfológiai következményei az ártéren. *Hidrológiai Közlöny* 92/2, 19-23.
- Kiss T., Oroszi V.Gy., Sipos Gy., Fiala K., Benyhe B. 2011: Accelerated overbank accumulation after nineteenth century river regulation works: A case study on the Maros River, Hungary. *Geomorphology* 135, 191-202.
- Kiss T., Sándor A. 2009: Land-use changes and their effect on floodplain aggradation along the Middle-Tisza River, Hungary. *AGD Landscape and Environment* 3/1, 1-10.
- Kiss T., Sándor A., Gresó Zs. 2005: Investigations on the rate of floodplain sediment accumulation in the Mártély embayment of the Lower Tisza. *Acta Geographica* 38, 15-27.
- Kiss T., Sipos Gy. 2001: Egy szigetrendszer morfordinamikájának vizsgálata a Maros apátfalvi szakaszán. *Földrajzi Kutatások 2001. MFK CD-kiadványa* ISBN:963482544-3
- Kiss T., Sipos Gy. 2004: A Maros medermintázatának megváltozása a szabályozások hatására. in: Füleky Gy. (szerk): A táj változásai a Kárpát-medencében: Víz a tájban. Gödöllő. 183-190.
- Kiss T., Sipos Gy. 2005: Investigations of channel dynamics on the lowland section of River Maros. *Acta Geographica* 38, 1-15.
- Kiss T., Sipos Gy. 2007: Braid-scale geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. *Geomorphology* 84, 209-221.
- Kiss T., Sipos Gy. 2010: Le mutazioni nel corso del Tibisco intorno a Szeged e nella foce del Maros dagli anni attorno al 1690 fino ad oggi. In: Marchi G.P., Pál J. (szerk): *Epigrafi romane di Transilvania*. Università Degli Studi di Verona, Verona, 201-222.
- Kiss T., Sipos Gy., Fiala K. 2002: Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. *Vízügyi Közlemények* 84, 456-472.

- Kiss T., Sipos Gy., Oroszi V., Barta K. 2004: Üledékfelhalmozódás mértékének vizsgálata a Maros és az Alsó-Tisza hullámterén. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), Szeged, 1-22.
- Knighton A.D. 1999: Downstream variation in stream power. *Geomorphology* 29, 293-306.
- Knighton D. 1998. Fluvial forms and processes. A new perspective. Arnold, London.
- Knox J.C. 1987. Historical Valley Floor Sedimentation in the Upper Mississippi Valley. *Annals Ass. of American Geographers* 77, 224-244.
- Knox J.C. 1993. Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. *Nature* 361, 430-432.
- Knox J.C. 2001: Agricultural influence on landscape sensitivity in the Upper Mississippi River Valley. *Catena* 42, 193-224.
- Knox J.C. 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. *Geomorphology* 79, 286-310.
- Komura S., Simons D.B. 1967: River bed degradation below dams, *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division* 93. 1-14
- Kondolf G.M. 1997: Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environmental Management* 21/4, 533-551.
- Kondolf G.M., Piégay H., Landon N., 2002. Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments. *Geomorphology* 45, 35-51.
- Konecsny K. 2000: Az országhatáron túli tájatalakítás hatása az Alföld vízviszonyaira. In: Pálfai I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetek 6, 27-45.
- Konecsny K. 2010: A kisvizek főbb hidrológiai statisztikai jellemzői a Maros folyó alsó szakaszán. *Hidrol. Közl.* 90/1, 45-55.
- Konecsny K., Bálint G. 2009: Low water related hydrological hazards along the Lower Mures/Maros River. *Riscuri si Catastrofe* 8/7, 202-217.
- Kong Y., Pang Z. 2012: Evaluating the sensitivity of glacier rivers to climate change based on hydrograph separation of discharge. *Journal of Hydrology*, 121-129.
- Korbély J. 1937: A Tisza szabályozása. Magyar Nemzet Könyv és Lapkiadó, Debrecen
- Korhonen J., Kuusisto E. 2010: Long-term changes in the discharge regime in Finland. *Hydrology Research* 41/3-4, 253-268.
- Kovács S. 2003: A hullámtér árvízlevezető képességének javítása. In: Az árvízkezelés kihívásai a XXI. században (CD kiadvány), 8/2. 1-10.
- Kovács S. 2007: Kisköre, déli országhatár közötti Tisza szakasz lefolyásviszonyainak jellemzése, ATIKÖVIZIG és KÖTIKÖVIZIG, Kézirat, 1-43.
- Kovács S., Váriné Szöllősi I. 2003: A Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztését megalapozó hidrológiai és hullámtér hidraulikai vizsgálatok eredményei a Közép-Tiszán. *MHT XXI.* 2/12. 1-11.
- Krasovskaia I., Saelthun N.R., 1997: Sensitivity of the stability of Scandinavian river flow regimes to a predicted temperature rise. *J of Hydrological Sciences* 42/5, 693-711.
- Kummu M. Lu X.X., Wang J.J. Varis O. 2010: Basin-wide sediment trapping efficiency of emerging reservoirs along the Mekong. *Geomorphology* 119. 181-197.
- Kvassay J. 1902: A szabályozások hatása a folyók vízjárására Magyarországon. Budapest, 15-18.
- Laczay I. 1967: Az 1965. évi árvíz tetőző vízszintjei a felsődunai hullámtérben. Az árvíz hatása a mederalakulásra. *Vízügyi Közlemények* 49/1, 119-127.
- Laczay I. 1968: A cikolaszigeti mellékágrendszer mederváltozásának vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 50/2, 245-255.
- Laczay I. 1973: A Hernád kanyarulati viszonyai. és A Hernád szabályozása In: *Vízrajzi Atlasz sorozat* 16. – Hernád, VITUKI, Bp. 23-29.
- Laczay I. 1975: A Maros vízgyűjtője és vízrendszere. és A Maros szabályozása és kanyarulati viszonyai. In: *Vízrajzi Atlasz sorozat* 19. Maros. VITUKI, Bp.; 4-6; 20-23.
- Laczay I. 1977. Channel pattern changes of Hungarian rivers: the example of the Hernád River. In: Gregory, K.J. (ed). *River channel changes*. Wiley, Chichester. 185-192.
- Laczay I. 1989. Ipari kotrások hatása a Komárom-Nagymaros közötti Duna-szakasz mederviszonyaira. *Vízügyi Közlemények* 71/3. 387-400.
- Lajoie F., Assani A.A., Roy A.G., Mesfioui M. 2007? Impacts of dams on monthly flow characteristics: the influence of watershed size and seasons. *Journal of Hydrology* 334, 423-439.

- Lane S.N., Richards K.S. 1997: Linking river channel form and process: time, space and causality revisited. *Earth. Surface Proc. and Landforms*. 22. 249-260.
- Langbein W.B., Leopold L.B. 1966: River meanders: theory of minimum variance. USGS Prof. Pap. 422H.
- Langbein W.B., Leopold L.B. 1964: Quasi-equilibrium states in channel morphology. *American J. of Science* 262, 782-794.
- Lászlóffy W. 1982: A Tisza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 610.
- Lecce, S.A., 1997. Spatial patterns of historical overbank sedimentation and floodplain evolution, Blue River, Wisconsin. *Geomorphology* 18, 265-277.
- Lecce S.A., Pavlowsky R.T. 2004: Spatial and temporal variations in the grain size characteristics of historical flood plain deposits, Blue River, Wisconsin, USA. *Geomorphology* 61, 361-371.
- Lehotsky M., Frandofer M., Novotny J., Rusnak M., Szmanda J.B. 2013: Geomorphic/sedimentary responses of rivers to floods: case studies from Slovakia. In: Lóczy D. (szerk): *Geomorphological impacts of extreme weather*. Springer, Wellington, 37-53.
- Leopold L.B., Bull W.B., 1979. Base level, aggradation and grade. *Proc. Am. Philos. Soc.* 123, 168-202.
- Leopold L.B., Wolman M.G. 1960: River Meanders. *Bulletin of the GSA* 71, 769-794.
- Lewin J., Ashworth P.J. 2014: Defining large river channel patterns: Alluvial exchange and plurality. *Geomorphology* 215, 83-98.
- Lewin J. 1977: Channel Pattern Changes. In: Gregory, K.J. (szerk.) *River Channel Changes*. Wiley, Chichester. 167-184.
- Li L., Lu X., Chen Z. 2007: River channel change during the last 50 years in the middle Yangtze River, the Jianli reach. *Geomorphology* 85, 185-196.
- Ligon F.K., Dietrich W.E., Trush, W.J. 1995: Downstream ecological effects of dams. *BioScience* 45/3. 183-192.
- Lóczy D. 2001: Geomorfológiai, tájökölógiai és természetvédelmi megfigyelések a Duna-ártér mohács alatti (bédai) szakaszán. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa,
- Lóczy D. 2007: The changing geomorphology of Danubian floodplains in Hungary. *Hrvatski Geografski Glasnik* 69/2, 5-20.
- Lóczy D. 2009: Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary. *Geomorphology* 113. 200-209.
- Lóki J., Szabó J., Konecsny K., Szabó G., Szabó Sz. 2004: Az erdősültség és az árhullámok kapcsolata a Felső-Tisza-vidéken. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), Szeged, 1-21.
- Ma F., Ye A., Gong W., Mao Y., Miao C., Di Z. 2014: An estimate of human and natural contributions to flood changes of the Huai River. *Global and Planetary Change* 119, 39-50.
- Mackin J.H., 1948: Concept of the graded river. *Bull. Geol. Soc. Am.* 59, 463-512.
- Magilligan F.J., Haynie H.J., Nislow K.H. 2008: Channel adjustments to dams in the Connecticut River basin. *Annals of the AAG* 98/2, 267-284.
- Magilligan F.J., Nislow K.H. 2001: Long-term changes in regional hydrologic regime following impoundment in a humid-climate watershed. *J. of Am. Water Res. Assoc.* 37, 1551-1569.
- Magilligan F.J., Nislow K.H., Graber B.E. 2003: A scale-independent assessment of discharge reduction and riparian dis-connectivity following flow regulation by dams. *Geology* 31, 569-572.
- Magilligan F.J., Phillips, J.D., James, L.J., Gomez, B., 1998. Geomorphic and sedimentological controls on the effectiveness of an extreme flood. *J. Geol.* 106, 87-96.
- Mantuáno J., 1974. A Dráva vízjárásának vizsgálata. *Vízügyi Közlemények*, 56, 3, 368-401.
- Mariott S. 1992: Textural analysis and modelling of a flood deposit: River Severn, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 687-697.
- Martin C.W., Johnson W.C. 1987: Historical Channel Narrowing and Riparian Vegetation Expansion in the Medicine Lodge River Basin, Kansas, 1871-1983. *Annals of the Ass. of American Geographers* 77/3, 436-449.
- Márton Gy. 1914: A Maros alföldi szakasza és fattyúmedrei (az Aranka és a Szárazér). *Földrajzi Közlemények* 52: 282-301.
- Matteau M., Assani A.A., Mesfioui M. 2009: Application of multivariate statistical analysis methods to the dam hydrologic impact studies. *Journal of Hydrology* 371/1-4, 120-128.
- Mayer L. 1992: Some comments on equilibrium concepts and geomorphic systems. *Geomorphology* 5, 277-295.

- McEwen L.J., 1989: River channel changes in response to flooding in the upper River Dee catchment, Aberdeenshire, over the last 200 years. In: Beven K., Carling P. (szerk): *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*. Wiley, Chichester, 123-140.
- Mecser N., Demeter G., Szabó, G. 2009: Morphometric changes of the River Bodrog from the late 18th century to 2006. *AGD Landscape and Environment* 3: 28-41.
- Merritt D.M., Cooper D.J. 2000: Riparian vegetation and channel change in response to river regulation: a comparative study of regulated and unregulated streams in the Green River Basin, USA. *Regulated Rivers: Res. and Manag.* 16, 543-564.
- Mike K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. Budapest, 361-572.
- Morisawa M. 1985: *Rivers: form and process*. Longman, London, 222.
- Mossa J., McLean M.B. 1997: Channel planform and land cover changes on a mined river floodplain: Amite River, Louisiana, USA. *Applied Geography* 17, 43-54.
- Mücher H.J., Slotboom R.T., ten Veen W.J. 1990: Palynology and micro-morphology of a man-made soil. A reconstruction of the agricultural history since late-medieval times of the Posteles in the Netherlands. *Catena* 17, 55-67.
- Nagy B. (szerk.) 2002: A felső-tiszai árvizek kialakulásának tényezői, különös tekintettel az utóbbi évek katasztrófáira, illetve azok elhárításának lehetőségeire. *Beregszász*, 96.
- Nagy Á.T., Tóth T., Sztanó O. 2006: Új, kombinált módszerek a Közép-Tisza jelenkori mederképződményeinek jellemzésére. *Földtani Közöny* 136/1, 121-138.
- Nagy I., Schweitzer F., Alföldi L. 2001: A hullámtéri hordalék-lerakódás (övezet). *Vízügyi Közlemények* 83/4, 539-564.
- Nagy I., Ligetvári F., Schweitzer F. 2010: Tisza River Valley: future prospects. *Hungarian Geographical Bulletin* 59/4, 361-370.
- Nanson G.C., Croke J.C. 1992: A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459-486.
- Navratil O., Breil P., Schmitt L., Grosprêtre L., Albertet M.B. 2013: Hydrogeomorphic adjustments of stream channels disturbed by urban runoff (Yzeron River, France). *Journal of Hydrology*, 1-13.
- Newson M.D. 1997: *Land, water and management. Sustainable management of river basin systems*. Routledge, London.
- Nicholas A.P., Walling D.E. 1997: Investigating spatial patterns of medium-term overbank sedimentation on floodplains: a combined numerical modelling and radiocaesium-based approach. *Geomorphology* 19, 133-150.
- Nijssen B., O'Donnell G.M., Hamlet A.F., Lettenmaier D. 2001: Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. *Climatic Change* 50, 143-175.
- Notebaert B., Verstraeten G., Ward P., Renssen H., Rompaey A. 2011: Modelling the sensitivity of sediment and water runoff dynamics to Holocene climate and land use changes at the catchment scale. *Geomorphology* 126, 18-31.
- Nováky B. 1988: Az évi lefolyás változékonyságának függése az éghajlati elemektől. *Hidrológiai Közöny* 68/6, 313-319.
- Nováky B. 2000: Az éghajlatváltozás vízgazdálkodási hatásai. *Vízügyi Közl.*, 82/3-4, 418-448.
- Nováky B. 2003: Éghajlat és víz: bizonyosságok és bizonytalanságok. *Vízügyi Közl.*, 85/4. 536-546.
- Oroszi V. 2009: Hullámtér-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, Szeged, 135.
- Oroszi V., Kiss T. 2004: Környezeti változások vizsgálata a Maros hullámtérének hazai szakaszán, az 1800-as évektől napjainkig. in: Füleky Gy. (szerk): *A táj változásai a Kárpát-medencében*. Gödöllő. 357-362.
- Oroszi V., Kiss T. 2005: The analysis of sediment accumulation and silting-up of a cut-off channel on River Maros near the city of Makó. *Acta Geographica* 38. 27-39.
- Oroszi V., Kiss T. 2006: Területhasználat-változás a Maros egy hullámtéri öblözetében a XIX. századtól napjainkig. *Tájökológiai Lapok* 4/2, 309-316.
- Oroszi V.Gy., Kiss T. 2006: Üledék akkumuláció vizsgálata a Maros két hullámtéri öblözetében a 2005-ös áradások nyomán. III. MFK CD-kiadvány, MTA FKI
- Oroszi V.Gy., Kiss T. 2010: Hullámtér-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. In: Pál-Molnár E. (szerk): *Geoszféra, GeoLitera*, Szeged, 193-247.
- Oroszi V.Gy., Kiss T., Sipos Gy. 2004: Folyószabályozás hatására felgyorsult hullámtér-feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. II. MFK CD kiadványa. 1334-1353.

- Oroszi V., Sándor A., Kiss T. 2006: A 2005. tavaszi árvíz által okozott ártérfeltöltődés a Maros és a Közép-Tisza egy rövid szakasza mentén. In: Kiss A., Mezősi G., Sümei Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Szeged, 551-561.
- Owens P.N., Batalla R.J., Collins A.J., Gomez B., Hicks D.M., Horowitz A.J., Kondolf G.M., Marden M., Page M.J., Peacock D.H., Petticrew E.L., Salomons W., Trustrum N.A. 2005: Fine-grained sediment in river systems: environmental significance and management issues. *River Research and Applications* 21, 693-717.
- Owens P.N., Walling D.E. 2002. Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the River Tweed, Scotland, over the last 100 years: the impact of climate and land use change. *Earth Surf. Process. Landforms* 27, 403-423.
- Owens P.N., Walling D.E., Leeks G.J.L. 1999: Use of floodplain sediment cores to investigate recent historical changes in overbank sedimentation rates and sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Catena*, 36, 21-47.
- Page K., Frazier P., Pietsch T., Dehaan R. 2007: Channel change following European settlement: Gilmore Creek, Southeastern Australia. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, 1398-1411.
- Page K., Read A., Frazier P., Mount N. 2005: The effect of altered flow regime on the frequency and duration of bankfull discharge: Murrumbidgee River, Australia. *River Res. Applic.* 21, 567-578.
- Petts G.E., Gurnell A.M. 2005: Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology* 71, 27-47.
- Pfister L., Kwadijk J., Musy A., Bronstert A., Hoffmann L. 2004: Climate change, land use change and runoff prediction in the Rhine-Meuse basins. *River Research and Applications* 20, 229-241.
- Phillips J.D. 1992: Nonlinear dynamical systems in geomorphology: Revolution or evolution? *Geomorphology* 5, 219-229.
- Phillips J.D. 2011: Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology. *Geomorphology* 132, 319-326.
- Phillips J.D., Slattery M.C., Musselman Z.A., 2004: Dam-to-delta sediment inputs and storage in the lower Trinity River, Texas. *Geomorphology* 62, 17-34.
- Phillips, J.D., Slattery, M.C., 2008. Antecedent alluvial morphology and sea-level controls on form-processes transition zones in the Lower Trinity River, Texas. *River. Res. Applic.* 24, 293-309.
- 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.
- Pinter N., Miller K., Wlosinski J.H., van der Ploeg R.R. 2004: Recurrent shoaling and channel dredging, Middle and Upper Mississippi River, USA. *J. of Hydrology* 290/ 3-4, 275-296.
- Pinter N., Ploeg R.R., Schweigert P., Hoefler G., 2006: Flood Magnification on the River Rhine. *Hydrological Processes* 20, 147-164.
- Pitlick J., Wilcock P.R. 2001: Relations between streamflow, sediment transport and aquatic habitat in regulated rivers. In: Dorava J.M., Montgomery D.R., Palcsak B.B., Fitzpatrick, F.A. (szerk.): *Geomorphic Processes and Riverine Habitat*, Water Science and Application 4. AGU, Washington. 185-198.
- Provansal M., Villiet J., Eyrolle F., Raccasi G., Gurriaran R., Antonelli C. 2010: High-resolution evaluation of recent bank accretion rate of the managed Rhone: A case study by multi-proxy approach. *Geomorphology* 117, 287-297.
- Prudhomme C., Crooks S., Kay A.L., Reynard N. 2013: Climate change and river flooding: part 1 classifying the sensitivity of British catchments. *Climatic Change* 119, 933-948.
- Pruski F.E., Nearing M.A. 2002: Climate-induced changes in erosion during the 21st century for eight U.S. locations. *Water Resources Research* 38, 1-12.
- Radoane M., Obreja, F., Cristea I., Mihailă D. 2013: Changes in the channel-bed level of the eastern Carpathian rivers: Climatic vs. human control over the last 50 years. *Geomorphology* 193, 91-111.
- Radvánszky B. 2009: A havi csapadékmennyiség változása és hatása a Tisza vízhozamára a 21. sz. második felében. In: Kiss T. (szerk.): *Természetföldrajzi folyamatok és formák*. SZTE TFGT, 37-57.
- Rákóczi L. 2000: A Duna-meder sorsa Szap és Szob között. *Vízügyi Közlemények* 82/2, 262-284.
- Rákóczi L. 1989. Vízlepcsők hatása a hordalék- és mederviszonyokra. *Vízügyi Közl.* 71/1. 5-24.
- Rákóczi L. (szerk) 1993. Hidrológiai és medermorfológiai vizsgálatok a Duna felső szakaszán és a szigetközi ágrendszerekben. Kézirat. VITUKI Adattár, Bp.
- Rákóczi L., Sass J. 2004. A Felső-Duna és a szigetközi ágrendszer medermorfológiai- és üledékviszonyainak változása a 2002. évi árvíz után. In.: *A szigetközi környezeti monitoring eredményei*, Mosonmagyaróvár.
- Rakonczai J., Kozák P. 2009: Az Alsó-Tisza-vidék és a Tisza. *Földrajzi Közlemények* 133/4, 385-395.

- Rátky I., Farkas P. 2003: A növényzet hatása a hullámtér vízállító képességére. *Vízügyi Közl.* 85/2, 246-264.
- Reimann J., Fehér J., Gáspár, J. 2001: A Hernád árvizeinek statisztikai elemzése. *Vízügyi Közlemények* 83/4. 581-600.
- Reizner J. 1900: Szeged története. <http://www.bibl.u-szeged.hu/reizner/index2.html>
- Remenyik B. 2005: Adatok a Dráva-szabályozás történetéből. *Hidrológiai Közlöny* 85/3, 27-32.
- Remo J.W., Pinter M., Heine R. 2009: The use of retro- and scenario-modeling to assess effects of 100+ years river of engineering and land-cover change on Middle and Lower Mississippi River flood stages. *Journal of Hydrology* 376, 403-416.
- Richards K.S. 1982: *Rivers: Form and Processes in Alluvial Channels*. Methuen, London
- Richards K.S., Wood R. 1977: Urbanization, water redistribution, and their effect on channel processes. In: Gregory K.J. (szerk): *River channel changes*. Wiley, 369-388.
- Richter B.D., Baumgartner J.V., Braun D.P., Powell J. 1998: A spatial assessment of hydrologic alteration within a river network. *Regulated Rivers: Research & Management* 14. 329-340.
- Rinaldi M., Simon A. 1998: Bed-level adjustments in the Arno River, central Italy. *Geomorphology* 22, 57-71.
- Ritchie J.C. 1986: Climate change and vegetation response. *Vegetation* 67, 65-74.
- Rood S.B., Mahoney J.M. 1990: Collapse of riparian poplar forests downstream from dams in western prairies: probable causes and prospects for mitigation. *Environmental Management* 14. 451-464.
- Rustomji P., Pietsch T. 2007: Alluvial sedimentation rates from southeastern Australia indicate post-European settlement landscape recovery. *Geomorphology* 90, 73-90.
- Sándor 2011: A hullámtér-feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán. PhD értekezés, SZTE TFGT, 120.
- Sándor A., Kiss T. 2006a: A hullámtéri akkumuláció meghatározása mágneses szuszceptibilitás és röntgensugaras mérések segítségével, közép-tiszai mintaterületeken. III. MFK, CD, 1-10.
- Sándor A., Kiss T. 2006b: A hullámtéri üledék felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai Közlöny* 86/2, 58-62.
- Sándor A., Kiss T. 2007: A 2006. tavaszi árvíz okozta feltöltődés mértéke és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnokon. *Hidrológiai Közlöny* 87/4, 19-24.
- Sándor A., Kiss T. 2008a: A területhasználat változás hatása az üledék-felhalmozódásra, közép-tiszai vizsgálatok alapján. IV. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), 1-6.
- Sándor A., Kiss T. 2008b: Floodplain aggradation caused by the high magnitude flood of 2006 in the Lower Tisza Region, Hungary. *Journal of Env. Geogr.* 1/1-2. 31-39.
- Schmidt J. 2007: Vízérőművek a Dráván. *Hidrológiai Közlöny* 87/1, 19-27.
- Schumm, S.A. 1977: *The Fluvial System*. Wiley, New York 338.
- Schumm S.A. 1979: Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of the Institute of British Geographers* 4/4, 485-515.
- Schumm S.A., Beathard R.M. 1976: Geomorphic thresholds: an approach to river management. *Am. Soc. Civil Engineers Waterways, Harbors and Coastal Eng. Div. 3rd Ann. Symposium Proceedings*, 707-724.
- Schumm S.A., Khan H.R. 1972: Experimental Study of Channel Pattern. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 83, 1755-1770.
- Schumm S.A., Lichty R.W., 1963: Channel widening and floodplain construction along Cimarron River, in south-western Kansas, USGS Prof. Paper 352D, 71-88.
- Schweitzer F. 2001: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. *Földrajzi Értesítő* 50/1-4, 63-72.
- Schweitzer F. 2003: Folyóink hullámterének fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. In: Teplán I. (szerk): *A Tisza vízrendszere I.* MTA TKK, Budapest, 107-117.
- Schweitzer F. 2009. Strategy or Disaster: Flood prevention related issues and actions in the Tisza River Basin. *Hungarian Geographical Bulletin* 58, 3-17.
- Shields F.D., Lizotte R., Knight S.S., Cooper C.M., Wilcox D. 2010: The stream channel incision syndrome and water quality. *Ecological Engineering*, 1-10
- Simon A. 1989: A model of channel response in disturbed alluvial channels, *Earth Surface Processes and Landforms* 14, 11-26.
- Simon A. 1992: Energy, time and channel evolution in catastrophically disturbed fluvial systems. *Geomorphology* 5, 345-372.
- Sipos Gy. (szerk) 2012: A Maros folyó múltja, jelene, jövője. SZTE-TFGT, Szeged, 212.

- Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 138.
- Sipos Gy. Kiss T. 2006: A medertágulatok szerepe a síksági folyók morfológiai stabilitásában a Maros példáján. III. MFKCD-kiadvány, MTA FKI, ISBN 963-9545-12-0
- Sipos Gy., Kiss T. 2003: Szigetképződés és -fejlődés a Maros határszakaszán. *Vízügyi Közlemények* 85/3 477-498.
- Sipos Gy., Kiss T. 2004a: Meder és mederformák recens fejlődése a Maros magyarországi szakaszán. II. MFK CD kiadványa. 1458-1484.
- Sipos Gy., T. Kiss 2004b: Evaluation of morphological stability on the lower reaches of River Maros, Hungary. *Geomorphologia Slovaca* 4/1, 52-62.
- Sipos Gy., Kiss T., Fiala K. 2007: Morphological alterations due to channelization along the Lower Tisza and Maros Rivers (Hungary). *Geographica Fisica e Dinamica Quaternaria*, 30, 239-247.
- Smith L.M., Winkley B.R., 1996: The response of the Lower Mississippi River to river engineering. *Engineering Geology* 45, 433-455.
- Snedden, G.A., J.E. Cable, E.M. Swenson, and C. Swarzenski. 2007. Sediment discharge into a subsiding Louisiana deltaic estuary through a Mississippi River diversion. *Estuarine, Coastal, and Shelf Science* 71, 181-193.
- Somogyi S. 1983: A magyar folyóhálózat szakaszjelleg-típusai. *Földrajzi Közl.* 31/1-3, 218-229.
- Somogyi S. (szerk) 2000: Geographical and environmental aspects of the 19th c. river regulations (in Hungarian). Budapest, MTA-FKI
- Somogyi S. 1967: Az ármentesítések és folyószabályozások (vázlatos) földrajzi hatásai hazánkban. *Földrajzi Közlemények* 15. 145-157.
- Somogyi S. 1978. Regulated rivers in Hungary. *Geographia Polonica* 41. 39-53.
- Somogyi S. 1980: Korábbi és újabb társadalmi hatások a magyar folyók életére. *Alföldi tanulmányok* 19-35.
- Somogyi S. 1992: Az Északi-középhegység vízgazdálkodása. *Földrajzi Ért.* 46/1-4. 163-177.
- Starkel L. 2002: Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International* 91/1, 25-32.
- Statzner B., Sagnes P. 2008: Crayfish and fish as bioturbators of streambed sediments: Assessing joint effects of species with different mechanistic abilities. *Geomorphology* 93/3-4, 267-287.
- Steiger J, Gurnell A.M., Ergenzinger P., Snelder D.D. 2001: Sedimentation in the riparian zone of an incising river. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 91-108.
- Steiger J., Gurnell A.M. 2002: Spatial hydrogeomorphological influences on sediment and nutrient deposition in riparian zones: bservations from the Garonne R., France. *Geomorphology* 49, 1 -23.
- Stover S.C., Montgomery D.R. 2001: Channel change and flooding, Skokomish River, Washington. *Journal of Hydrology* 243, 272-286.
- Surian N., 1999: Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surf. Process Landforms* 24, 1135-1151.
- Surian N., Rinaldi M., 2003: Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50, 307-326.
- Sümegehy B, Kiss T., Sipos Gy., Tóth O. 2013: A Maros hordalékkúp felső-pleisztocén–holocén képződményei. *Földtani Közöny* 143/3. 265-278.
- Szabó J. 1996: Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. *Kossuth Egyetemi Kiadó Debrecen*, 113-135.
- Szabó J. 2006: A vízgazdálkodás geomorfológiai vonatkozásai. In: Szabó J., Dávid L. (szerk): *Antropogén geomorfológia*. Debrecen, 168-190.
- Szabó J., Vass R., Tóth Cs. 2012: Examination of fluvial development on study areas of Upper Tisza region. *Carpathian Journal of Earth and Envi. Sci.* 7/4, 241-253
- Szabó M. 2006: A vegetáció feltmintázata és a szukcesszió lehetséges útjai a Szigetközben a lipóti övzátöny példáján. III. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa. 1-11.
- Szabó Sz., Molnár L.Sz., Gosztönyi Gy., Posta J., Prokisch J. 2008: A nehézfém-szennyezettség vizsgálata egy felső-tiszai holtmeder környezetében. In: Demeter G. (szerk): *Geographia Generalis et specialis*. Debrecen, 255-260.
- Szekeres J. 2003: A Dráva hordalékjárásának vizsgálata a legfrissebb adatok figyelembevételével. Összefoglaló jelentés, Budapest, VITUKI.

- Szlávik L. 2000: Az Alföld árvízi veszélyeztetettsége. In: Pálfi I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 6, 64-84.
- Szlávik L. 2001: A Tisza-völgy árvízvédelme és fejlesztése. I. MFK (CD-kiadvány), Szeged, 1-52.
- Szlávik L., Szekeres J. 2003: Az árvízi vízhozammérések kiértékelésének eredményei és tapasztalatai (1998-2001). In: Szlávik L. (szerk.): Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001 évi ár- és belvizekről. Vízügyi Közlemények különszám 4, 45-58.
- Tamás E.A., Kalocsa B., 2003. A Rezáti-Duna feltöltődésének vizsgálata. In Somogyvári O. (szerk.) Élet a Duna-ártéren: természetvédelemről sokszemközt. Pécs; 43-49.
- 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 Surf. Proc. and Landforms* 23, 809-824.
- Thomas M.F. 2001: Landscape sensitivity in time and space, an introduction. *Catena* 42, 83-98.
- Thompson D.M., 2006: Changes in pool size in response to a reduction in discharge: a flume experiment. *River Research and Applications* 22, 343-351.
- Thorne C.E., Welford M.R. 1994. The equilibrium concept in Geomorphology. *Annals of the Assoc. of American Geographers* B4, 666-696.
- Thorne C.R. 1997: Channel Types and Morphological Classification. In: Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. (eds.): *Applied Fluvial Geomorphology for Engineering and Management*. Wiley, Chichester. 175-221.
- Tiegs S.D., Pohl M. 2005: Planform channel dynamics of the lower Colorado River: 1976–2000. *Geomorphology* 69/1-4, 14-27.
- Timár G. 2000: Földtani folyamatok hatása a Tisza alföldi szakaszának medermorfológiájára. Doktori értekezés, ELTE
- Timár G. 2003: Controls on sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. *Quaternary Science Review* 22, 2199-2207.
- Timm R.K., Wissmar R.C. 2013. Response to disturbance in a highly managed alluvial river: Does it conform to Le Chatelier's general law? *Geomorphology* 182, 116-124.
- Tiron Duțu J., Provansal M., Le Coz J., Duțu F. 2014: Contrasted sediment processes and morphological adjustments in three successive cutoff meanders of the Danube delta. *Geomorphology* 204/1, 154-164.
- Tiron L.J., Le Coz L., Provansal M., Panin N. 2009: Flow and sediment processes in a cutoff meander of the Danube Delta during episodic flooding. *Geomorphology* 106, 186–197.
- Tóth F. 1992: Makó régi térképei. In Tóth F. (szerk.) *Makó monográfiája* 1. Makó; 214.
- Török I. 1977: A Maros folyó 0-51,33 fkm közötti szakasza általános szabályozási terve. Alsó-Tisza Vidéki Vízügyi Igazgatóság, Szeged.
- Török I. Gy. 2000: Az alföldi folyók hullámterének szerepe és hasznosítása. In: Pálfi I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. Békéscsaba, 125-132.
- Tőry K. 1952. A Duna és szabályozása. Akadémiai Kiadó, Budapest. 454.
- Trimble S.W., Mendel A.C. 1995: The cow as a geomorphic agent. A critical review. *Geomorphology* 13, 233-253.
- Ujvári K. 2010: Zsófia és Angéla ciklon csapadék-szinoptikai közelítése és előrejelezhetősége. http://owwww.met.hu/pages/Zsofia-Angela_ciklon_20100515-0604.php
- Urban M.A., Rhoads B.L. 2003: Catastrophic human-induced change in stream-channel planform and geometry in an agricultural watershed, Illinois, USA. *Annals of the Ass. of Am. Geographers* 93/4, 783-796.
- Uribe Larrea D., Perez-Gonzalez A., Benito G., 2003: Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. *Quaternary Sci. Reviews* 22, 2209-2221.
- Usher M.B. 2001: Landscape sensitivity: from theory to practice. *Catena* 42, 375-383.
- Vágás I. 1982: A Tisza árvizei. VTDI, Budapest, 220.
- Vágás I. 2003: Az 1998. novemberi árhullám hidrológiai értékelése a Tisza-völgyi árvizek sorában. In: Szlávik L. (szerk.): Az 1998. évi árvíz. Vízügyi Közlemények különszám 1, 85-91.
- Varga A. 2004: A Hernád alsó szakaszának regenerálódó Mollusca faunája. *Malakol. Tájé.* 22, 131-140.
- Varga D. 2002: A Dráva völgy hidrológiája. In: Iványi I., Lehmann A. (szerk.): *Duna-Dráva Nemzeti Park, Mezőgazda Kiadó, Budapest*, 126-133.
- Vass R. 2007: Adalékok a mentett ártéri és hullámtéri feltöltődéshez a Beregi-síkon a 2001. évi tiszai árvíz tükrében. *Acta GGM Debrecina, Physical Geography Series Debrecen*, 2, 229-235.
- Vass R. 2014: Ártérfejlődési vizsgálatok felső-tiszai mintaterületeken. PhD disszertáció, DE-FDI, 184.

- Vass R., Szabó G., Szabó J. 2009b: Hullámtéri feltöltődés vizsgálata geoinformatikai módszerekkel a Felső-Tisza vidékén. *Geoinformatika és domborzatmodellezés 2009. A HunDEM 2009 és a GeoInfo 2009 konferencia és kerekasztal válogatott tanulmányai*. 1-10.
- Vass R., Szabó J., Tóth Cs. 2009a: Ártéri morfológia és akkumuláció kapcsolata felső-tiszai mintaterületeken. In: Kiss T. (szerk.): *Természetföldrajzi folyamatok és formák. Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciájának Természetföldrajzos Tanulmányai*, Szeged 1-11.
- Végh Zs. 2014: A 2013-as árvíz okozta akkumuláció a Tisza Mindszenti szakaszán. Szakdolgozat, SZTE-TFGT, 56.
- VITUKI 2009: Előzetes megvalósíthatósági tanulmány: A Duna szigetközi szakaszának rehabilitációja. http://www.bosnagymaros.hu/feltoltott/PFS_final_Hung_revised.pdf
- Vörösmarty C.J., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P., Syvitski J.P.M. 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change* 39, 169-190.
- Walling D.E., He Q. 1998: The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. *Geomorphology* 24, 209-223.
- Wallinga J., Hobo N., Cunningham A.C., Versendaal A.J., Makaske B., Middelkoop H. 2010: Sedimentation rates on embanked floodplains determined through quartz optical dating. *Quaternary Geochronology* 5, 170-175.
- Warner R.F. 2000: Gross channel changes along the Durance River, Southern France, over the last 100 years using cartographic data. *Regul. Rivers*, 141-157.
- Werner M.G.F., Hunter N.M., Bates P.D. 2005: Identifiability of distributed floodplain roughness values in flood extent estimation. *Journal of Hydrology* 314, 139-157.
- Werritty A., Leys K.F., 2001: The sensitivity of Scottish rivers and upland valleyfloors to recent environmental change. *Catena* 42, 251-273.
- Wiel van de M., Coulthard T.J., Macklin M.G., Lewin J. 2012: Modelling the response of river systems to environmental change: Progress, problems and prospects for palaeo-environmental reconstructions. *Earth-Science Reviews* 104/1-3, 167-185.
- Willgoose G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I. 1992: The relationship between catchment and hillslope properties: implications of a catchment evolution model. *Geomorphology* 5, 21-37.
- Williams G.P. 1978: Bankfull discharge of rivers. *Water Research*, 14/6, 1141-1154.
- Williams G.P., Wolman, M.G. 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers. *USGS Professional Paper*, 1286.
- Winkley B.R. 1982: Response of the lower Mississippi to river training and realignment. In: Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (szerk): *Gravel-bed rivers: Fluvial processes, engineering and management*. Wiley, Chichester. 659-681.
- Winterbottom, S.J. 2000: Medium and short-term channel planform changes on the Rivers Tay and Tummel, Scotland. *Geomorphology*, 34, 195-208.
- Wolman M.G., L.B. Leopold 1957: River Flood Plains: Some observation on their formation. *USGS Professional Papers* 282-C 85-107.
- Woodward J.C., Macklin M.G., Krom M.D., Williams M.A.J. 2007: The Nile: evolution, quaternary river environments and material fluxes. In: Gupta A. (szerk): *Large rivers*. Wiley, Chichester, 261-292.
- Wyzga B. 2001: Impact of the channelization-induced incision of the Skawa and Wisłoka Rivers, Southern Poland, on the conditions of overbank deposition. *Regul. Rivers Res. Mgmt.* 17, 85-100.
- Wyzga B. 2007: A review on channel incision in the Polish Carpathian rivers during the 20th century. *Developments in Earth Surface Processes* 11, 525-553.
- Xu J. 1990: An experimental study of complex response in river channel adjustment downstream from a reservoir. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 45-53.
- Xu J. 1996: Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. *Geomorphology* 17, 351-359.
- Xu J. 1997: Evolution of mid-channel bar in a braided river and complex response to reservoir construction. An example from the Middle Hanjian River, China. *Earth Surf. Processes Landf.* 22, 953-965.
- Xu J. 2002. River sedimentation and channel adjustment of the lower Yellow River as influenced by low discharges and seasonal channel dry-ups. *Geomorphology* 43, 151-164.
- Yang Y.C. 1979: Unit stream power equations for total load. *Journal of Hydrology* 40, 123-138.

- Yates R., Waldron B., van Arsdale R., 2003: Urban effects on flood plain natural hazards: Wolf River, Tennessee, USA. *Engineering Geology* 70, 1-15.
- Yoshikawa N., Nagao N., Misawa S. 2010: Evaluation of the flood mitigation effect of a paddy field dam project. *Agricultural Water Management* 97, 259-270.
- Zawiejska J., Wyżga B., 2010: Twentieth-century channel change on the Dunajec River, southern Poland: Patterns, causes and controls. *Geomorphology* 117/ 3-4, 234-246.
- Zellei L., Sziebert J. 2003: Árvízi áramlásmérések tapasztalatai a Tiszán. In: Szilávik L. (szerk.): Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001. évi ár- és belvizekről. *Vízügyi Közlemények különszám* 4, 133-144.
- Zhu Y.M., Lu X.X., Zhou Y. 2008: Sediment flux sensitivity to climate change: A case study in the Longchuanjiang catchment of the upper Yangtze River, China. *Global and Planetary Change* 60, 429-442.
- Zsuffa I. 1965: Észak-Magyarország vízrajza. In: Goda L. (szerk.) *Magyarország vízvidékeinek hidrológiai viszonyai*. VITUKI Bp. 109-127.
- Zsugyel M., Tél T., Józsa J. 2014: Numerical investigation of chaotic advection past a groyne based on laboratory flow experiment. *Advances in Water Resources* 71, 81-92.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat megszületését és az elmúlt évek kutatómunkáját nagyon sokan és sokféle módon támogatták, segítettek. Mindenkinnek hálás vagyok, és mindenkinnek köszönettel tartozok.

Elsősorban köszönöm családom támogatását, akik elszállásolták és megvendégelték a kutatásban részt vevőket, segítettek a terepi munkában, és mindig türelemmel és támogatóan fordultak a felém.

Kiemelten köszönöm kollégáim és egykori tanáraink támogatását, akik bíztattak a dolgozat megírására és tanácsaikkal segítettek munkámat. Külön köszönöm Prof. Szabó József és Prof. Mezősi Gábor támogatását, akiknek a hasznos útmutatásai és kérdései elősegítették a dolgozat megszületését. Nagyon hálás vagyok Prof. Mezősi Gábornak, aki az eltelt évek alatt mindenféle formában támogatta munkámat, biztatott, hogy új kutatási irányba kezdjek, buzdított, hogy cikkeket írjak, és arra ösztökölt, hogy a geomorfológiát a rendszerek felől közelítsem.

A leghálásabb azonban a hallgatóimnak vagyok. A kutatásokban, amelyeket itt összegeztem, több mint százan vettek részt: embert-próbáló terepi méréseken segítettek, kiértékelték és ábrázolták az eredményeket. Külön köszönöm azoknak a volt PhD-saimnak a munkáját, akik a dolgozat alapjául szolgáló méréseket és értékeléseket elvégezték. Ki kell emelnem Sipos Györgyöt és Oroszi Viktort akik a Maroson végezték kutatásaikat, Fiala Károlyt és Sándor Andreát akik a Tisza mentén mérték, míg Blanka Viktória a Hernád és András Gábor a Dráva mederváltozásait értékelték.

Ki kell emelnem azokat a pályázatokat is, amelyek biztosították a kutatás anyagi feltételeit biztosították (OTKA 37414, 62200 és 83455), illetve a dolgozat megírását támogatták (Bolyai János Kutatási Ösztöndíj).

Mindenkinnek köszönöm!

1. SZ. MELLÉKLET

A Hernád vizsgált szakaszainak főbb jellemzői (forrás: Blanka 2010)

<i>paraméter</i>	<i>Zsujta</i>	<i>Hernádcéce</i>	<i>Pere</i>	<i>Alsódobsza</i>
szakasz (fkm)	98,5-107	65,5-77	54-59	36-42,5
kisvízi vízszint-esés (cm/km)	62,8	52 duzzasztott térben 3,5:	50 duzzasztott térben: 4,5	47,4
mederanyag szemcsemérete (mm)	5-28	3-30	3-18	11-16
partanyag szemcsemérete (mm)	0,05-0,12	0,03-0,08	0,03-0,1	0,04-0,09
szabályozott szakasz hossza, szabályozás jellege	7% - partbirt.	50 % - partbirt. 100% - gátak 65,5-71 fkm: gíbárti duzzasztó hatása	nincs partbirt. felsődobszai duzzasztó hatása	nincs
kanyarulat lefűződés ideje	1975, 1978	-	-	2006
lefűződés okozta rövidülés (km)	2	-	-	0,25
kanyargósság 2002-ben	1,32	1,22	1,33	1,65
mederszélesség (m) 2002-ben	17-90	17-67	30-86	23-98

2. SZ. MELLÉKLET

A hidrológiai elemzésekhez felhasznált vízmércék legfontosabb adatai és az adatsorok hossza

H: vízállás, Q: vízhozam

<i>Vízfolyás</i>	<i>Vízmérce</i>	<i>Helyzet e(fkm)</i>	<i>„0”pont magassága (m B.f)</i>	<i>Mederkötölt ő vízszint (cm)</i>	<i>Adat jellege és az adatsor hossza</i>
Tisza	<i>Mindszent</i>	217,8	74,82	520	H: 1901–2013
	<i>Algyő</i>	191,8	74,00	610	H: 1901–2013 Q: 1998–2013 (1942-45: rossz adatok a vízmérce sérülése/ áthelyezése miatt)
	<i>Szeged</i>	173,6	6x áthelyezték ma: 73,72	500	H: 1901–2013 Q: 1881-1920: elszórt adatok 1921-2013: folyamatos
Maros	<i>Makó</i>	24,5	79,50	310	H: 1900–2013 Q: 1900–2013 (számított)
Hernád	<i>Hidasnémeti</i>	97,04	151,29	230	H: 1901–2011 Q: 1960–2010 (hiányzik: 1995-97, 2001)
	<i>Gesztely</i>	24,40	108,08	300	H: 1948–2009 (hiányzik: 2001-2, 2004)
Dráva	<i>Órtilos</i>	235,9	12,59	400	H: 1960–2012
	<i>Barcs</i>	154,1	98,14	420	H: 1901–2012 Q: 1960–2012

3. SZ. MELLÉKLET

A kutatás során alkalmazott legfontosabb paraméterek és definíciójuk

	paraméter	jele	meghatározása
Általános	vízgyűjtő területe	A	A vízfolyás felszíni vízvásztói által határolt terület (km ²)
	folyó/szakasz hossz	L/L _{sz}	A folyó adott szakaszának hossza a középvonal mentén (km vagy m)
	esés	S	A vízszint esése (cm/km) adott napon a szomszédos vízmércék adatai alapján számolva
	növényzeti érdesség	n	A növényzetből eredő, a területhasználati foltok területével súlyozott, irodalmi adatok alapján meghatározott súrlódási érték.
	magasság	M	A felszín/ártér tengerszint feletti magassága (m Bf) egy adott poligonon belül.
Hidrologiai paraméterek	vízállás	H	Az adott vízmércén mért vízmagasság (cm) a vízmérce „0” pontjától számítva
	vízhozam	Q	Az adott szelvényben áthaladó víz mennyisége (m ³ /s), ami mért vagy számított érték lehet.
	mederkitöltő vízszint	H _b	A vízmérce keresztzelvénye alapján az alacsonyabb partélt elérő vízállás magassága (cm)
	éves kisvíz	KV	Az adott évben mért legkisebb vízállás (cm)
	éves nagyvíz	NV	Az adott évben mért legnagyobb vízállás (cm)
	átlagos (közepes) vízállás	KöV	Az adott évben mért reggeli vízállásadatok számtani közepe (cm)
	legnagyobb vízállás	LNV	Az adott időpontig mért legnagyobb vízállás (cm)
	munkavégző képesség	Ω	A vízfolyás energiáját fejezi ki, az esés és a vízhozam alapján (W/m).
	vízszintesés	S	Két szomszédos vízmérce napi vízállásadatai alapján számolt esés (cm/km)
Horizontális mederparaméterek	fajlagos munkavégző képesség	ω	A mederszelvény 1 méteres felületére jutó munkavégző képesség (W/m ²).
	mederszélesség	w	A partvonalak által határolt poligon területének és a középvonal hosszának hányadosa vagy a középvonalra állított merőlegesek mentén a két part távolsága.
	ív hossz/kanyarulat hossza	i	Az inflexiós pontok távolsága (m) a középvonal mentén
	húr hossz	h	Az inflexiós pontok légvonalbeli távolsága (m)
	amplitúdó	a	A középvonal és a húr legnagyobb merőleges távolsága (m).
	kanyarulat-fejlettség	β	A kanyarulathossz és a húr hossz hányadosa.
	kanyargósság	s	A szakasz két végpontja között mért középvonal-hossz és a két végpont között mért völgyhossz hányadosa
	görbületi sugár	R _c	A kanyarulatba illeszthető legnagyobb kör sugara. Ezt az inflexiós pontokban a középvonalra állított merőlegesek segítségével lehet lemérni, ugyanis a metszéspontjaik és az inflexiós pontok távolsága a kanyarulati sugárral egyenlő
	maximális szélesség	w _{max}	A mederkitöltő vízszintnél (H _b) mért mederszélesség (m).
	közepes szélesség	w _{atl}	A szelvényterület és maximális szélesség hányadosa (m).
Vertikális mederp.	sziget területe	T	Vízfelülettel határolt, fás vegetációval fedett felszín területe (ha)
	maximális mélység	d _{max}	A maximális szélesség vonalára húzott merőleges menti legnagyobb mélység (m).
	közepes mélység	d _{atl}	A függvények mélységértékeinek számtani közepe
	szelvény terület	A _{sz}	A mederkitöltő vízszinthez tartozó szelvény területe (m ²)
	alak index	Ai	A maximális szélesség és maximális mélység hányadosa. Az index növekedésével alakja egyre inkább trapézra hasonlít, míg a csökkenése V alakra, bevágódó sodorvonalra utal.

4. MELLÉKLET: A VIZSGÁLT FOLYÓSZAKASZOK HIDROLÓGIAI JELLEMZŐI

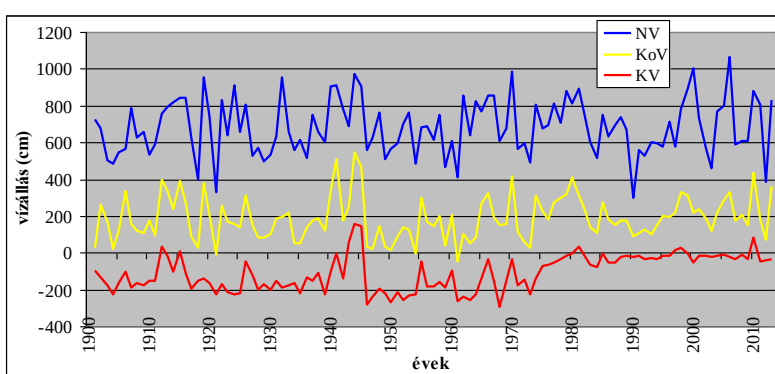
4.1. Az Alsó-Tisza hidrológiája

Mivel a dolgozatban bemutatásra kerülő eredmények döntő többségében az alsó-tiszai Mindszentről származnak, ezért a hidrológiai elemzésekhez is az itt lévő vízmérce adatait használtam fel. Az esés kiszámításához már az algyői mérések adataira is támaszkodtam, miközben a fajlagos munkavégző képesség kiszámításakor a szegedi vízhozam-mérések adatait használtam.

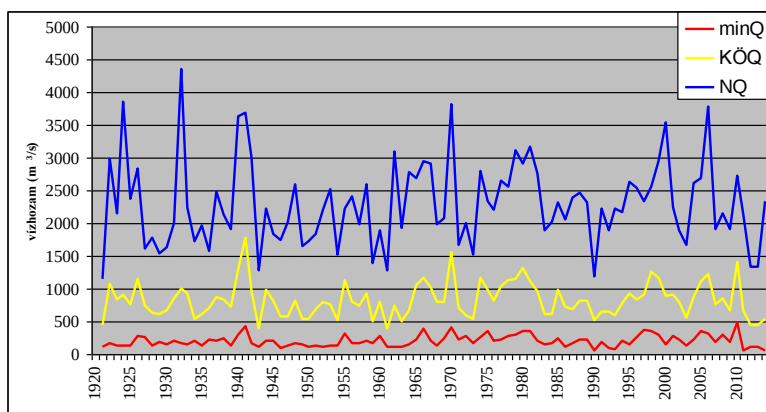
A. Vízállások alakulása

Az Alsó-Tisza mindszei vízmércéjének vízállás adatsorai alapján az 1901-2013 közötti évek öt időszakot képviselnek (1-2 ábra).

Az **első időszakot (1901-1911)** a nagy- és középvizek fokozatos növekedése jellemezte, bár a különböző meghaladási valószínűségű vizek eltérő mértékben emelkedtek. Általánosságban jellemző, hogy a kisebb meghaladási valószínűségű (magasabb) vízállások szintje jobban emelkedett, hiszen míg a 10%-os gyakoriságú vizek szintje 137 cm-rel nőtt (506 cm-ről 643 cm-re), addig a 90%-os gyakoriságú vizeké csupán 29 cm-rel (-118 cm-ről -89 cm-re). Ebben az időszakban az árvizek átlagos hossza 30 nap volt, a leghosszabb, addigi rekordot megdöntő 1907-es árvíz (786 cm) is csupán 60 napig tartott (3. ábra). Az időszakot átlagosan -158 cm-es kisvizek jellemezték, amelyek rekord értékei az időszak legelején, 1902-1904-ben háromszor is megdőltek, amikor a vízszint 131 cm-t süllyedt (-228 cm).

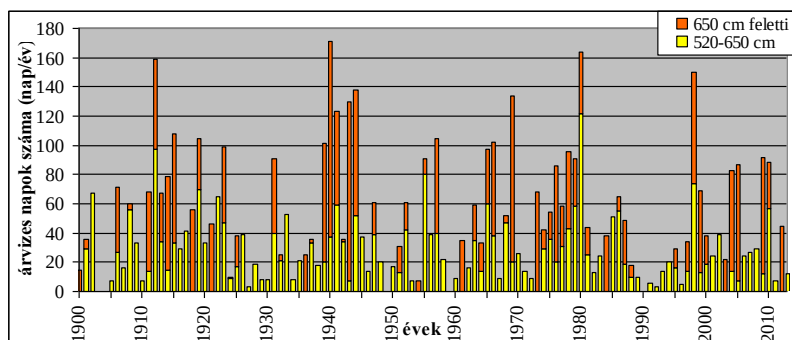


1. ábra: Jellegzetes vízállások alakulása Mindszentnél 1901 és 2013 között



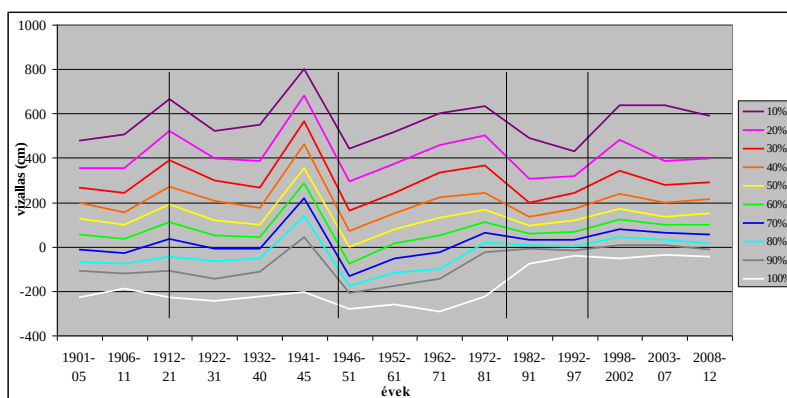
2. ábra: Jellegzetes vízhozamok alakulása Szegednél 1921 és 2013 között

A **második időszak (1912-1945)** hidrológiailag jóval változatosabb volt, hiszen az időszak csapadékos kezdete és vége miatt az egyes vízszintek megemelkedtek és a gyakorisági görbék is feljebb csúsztak gyakorlatilag minden kategóriában (4. ábra). Ugyanakkor az időszak közepső felében a vízállások csökkentek. Általánosságban jellemző, hogy minden jellegzetes vízállásnál nőttek a különbségek (nőtt az adatok szórása), ugyanakkor mindegyik átlagértéke is 15-30 %-al emelkedett. A kisvizek átlagos vízszintje -133 cm volt ($KQ_{\text{ai}}=189 \text{ m}^3/\text{s}$) és az időszakban egyszer sem dől meg a korábbi KV rekord, csupán 1924-ben érte el a korábbi szintet. Ezzel szemben a rekord árvizek szintje (LNV) ebben az időszakban hétszer dőlt meg (1913, 1914, 1915, 1916, 1919, 1932 és 1944), a korábbi időszakhoz képest a vízszintemelkedés 188 cm volt, és ekkor mérték Szegednél a legnagyobb vízhozamot is (1932: $4346 \text{ m}^3/\text{s}^7$). Az árvizek átlagos hossza is megduplázódott (61 nap/év; 3. ábra), a leghosszabb árvízi előtérésű években már 5-6 hónapig volt borította a hullámtereket víz (leghosszabb árvíz: 1941-ben 193 nap). Az árvizek gyakoribbá válását jól mutatja a partél szintjét (520 cm) meghaladó vízállások valószínűségének alakulása: míg korábban a mederkitöltő vízszintek kb. 10%-os gyakorisággal fordultak elő, addig az 1940-es évek elején a mederkitöltő vagy afeletti vízszintek már 35%-os gyakoriságúak voltak (4. ábra).



3. ábra: Az évenkénti árvizes napok számának alakulása Mindszentnél

⁷ Figyelembe véve az akkori mérési lehetőségeket ez az érték jelentős hibát hordozhat.



4. ábra Különböző gyakoriságú vízállásokhoz tartozó vízszintek (meghaladási valószínűség-görbék) Mindszentnél 1901 és 2013 között

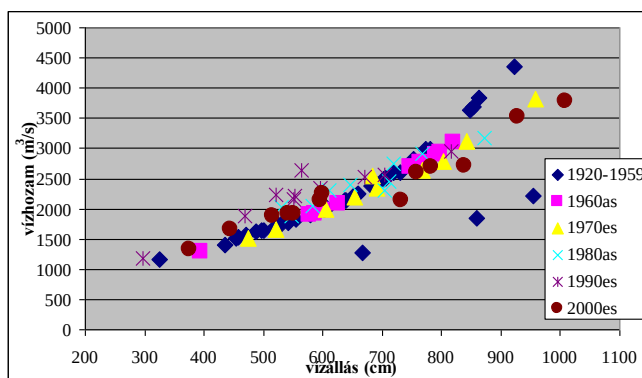
A **harmadik időszak (1946-1981)** kiegyenlítettebb volt, hasonlóan az első időszakhoz, amit mutat az is, hogy a meghaladási valószínűségi görbék lejjebb és összébb csúsztak, bár az átlagos évi vízhozamok alig csökkentek. A jellegzetes vízállások átlagos szintje 10-35 cm-rel süllyedt, míg az adatok szórása kb. 10 %-al csökkent. A kisvizek szintje átlagosan 25 cm-rel süllyedt, bár a vízhozamuk $189 \text{ m}^3/\text{s}$ -ról $209 \text{ m}^3/\text{s}$ -ra nőtt. Azonban a korábbi kisvízi rekord 1946-ban (-280 cm) és 1968-ban (-293 cm) is megdőlt, ami 68 cm-es csökkenést jelent. A kisvizek gyakoriságának növekedését mutatja, hogy míg a 0 cm vízállást a korábbi években a vizek az időszaknak kb. 70%-ban meghaladták, addig ebben az időszakban már csak 60-65%-ban. A korábbi árvízi rekord egyszer, 1970-ben (982 cm) dőlt meg, ami csupán 8 cm-es vízszintemelkedést jelentett, és Szegeden a korábbi vízhozam-rekord nem dőlt meg ($3820 \text{ m}^3/\text{s}$). Ugyanakkor az árvizek hossza lecsökkent (átlag 48 nap/év, max: 155 nap 1980-ban).

A **negyedik időszak (1982-1997)** viszonylag eseménytelenül telt, hiszen a vízjárás kiegyenlítettebbé vált, a gyakorisági görbék ekkor sűrűsödtek és tolódtak leginkább lefelé, bár az időszak kezdetétől a végéig emelkedő trendet mutattak. A kisvizek átlagos szintje közel 130 cm-rel nőtt (-30 cm-re) a törökbecsei visszaduzzasztás következtében, így az időszak 80%-ban már meghaladhatta a vízállás a 0 cm-es szintet. Ugyanakkor a kisvizek vízhozama $179 \text{ m}^3/\text{s}$ -ra csökkent. A középvizek átlagos szintje gyakorlatilag nem változott (163 cm), bár vízhozamuk 9%-al csökkent. Az árvizek átlagos szintje 612 cm-re csökkent, ami az első időszak átlagértékével (607 cm) csaknem megegyezik, miközben átlagos vízhozamuk 4%-al lett kevesebb. Rekord magasságú árvizek nem alakultak ki, az árvizek átlagos hossza viszont drasztikusan lecsökkent (23 nap/év), és a leghosszabb árvíz is csupán 89 napig tartott (1985) és vízhozama is csupán $2310 \text{ m}^3/\text{s}$ volt.

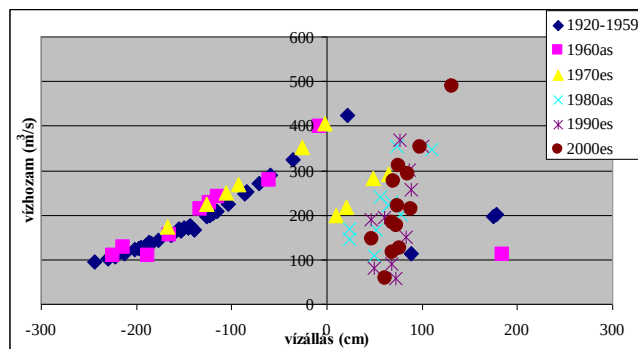
Az **utolsó, ötödik időszak (1998-2013)** ismét mozgalmasabb vízjárású éveket ölel fel. A kisvizek magasságának átlaga ($KV_{\text{át}}: -16 \text{ cm}$) nőtt, így most már az időszak 90%-ban 0 cm-nél magasabb vízállások fordultak elő. A középvizek szintje is nőtt az előző időszakhoz képest ($KÖV_{\text{át}}: 238 \text{ cm}$), hiszen míg korábban az időszak 50%-ban legalább 94-117 cm feletti vizek voltak jellemzők, addigra ez mostanra 134-171 cm-re nőtt. Ennek megfelelően az átlagos kisvízi hozamok $222 \text{ m}^3/\text{s}$ -re

nőttek (+24%), miközben a közepes vízhozamok átlagértéke elérte a 858 m³/s (+13%). A nagyvizek gyakorisága és átlagos szintje is nőtt (734 cm), szórásuk itt éri el a maximumot (25%). Ekkor a tiszai vízmércék közül különleges módon kétszer is megdőlt Mindszenten az 1970-es árvízi rekord (2000: 1000 cm, 3530 m³/s és 2006: 1062 cm, 3781 m³/s), így az 1970-es árvízhez képest összesen 80 cm-es vízszintnövekedést mértek, noha ezen rekord-árvizek vízhozama 290 m³/s illetve 39 m³/s-al elmaradt a korábbtól. Az árvizes napok száma a korábbi időszakhoz képest megduplázódott (átlag: 54 nap/év), bár még így sem érte el a második időszak átlagát, és a leghosszabb árvíz 2010-ben 137 napig tartott.

Az 1990-es és 2000-es évtizedek éves legnagyobb és legkisebb vízállásaihoz tartozó vízhozam nem illeszkedik a korábbi adatok pont-sorára (5AB ábra). A nagyvizek esetén megfigyelhető, hogy az 500-650 cm-es vízállásokhoz (ami Szegednél mederkitöltő vízszint alatti) tartozó vízhozam megnőtt, ami arra utal, hogy mederkitöltő vízszintek közelében igen intenzív lehet a bevágódás. Ugyanakkor a 650 cm feletti, a hullámtérre kilépő vízállásokhoz tartozó vízhozam csökkent, ami az árvízi keresztmetszet szűkülésére, vízvezető képességének romlására utal. A kisvizek pontfelhője a törökbecse duzzasztás miatt tolódott el jobbra, ugyanakkor jól látszik, hogy a LKQ kétszer is megdőlt (2011, 2013), ami a lefolyás mérséklődésére utal (és talán kapcsolatba hozható a klímaváltozással, de ezt nem vizsgáltam).



5.A. ábra: A szegedi vízmérce éves legnagyobb (NV) vízállásaihoz tartozó vízhozamok alakulása 1920-1913 között

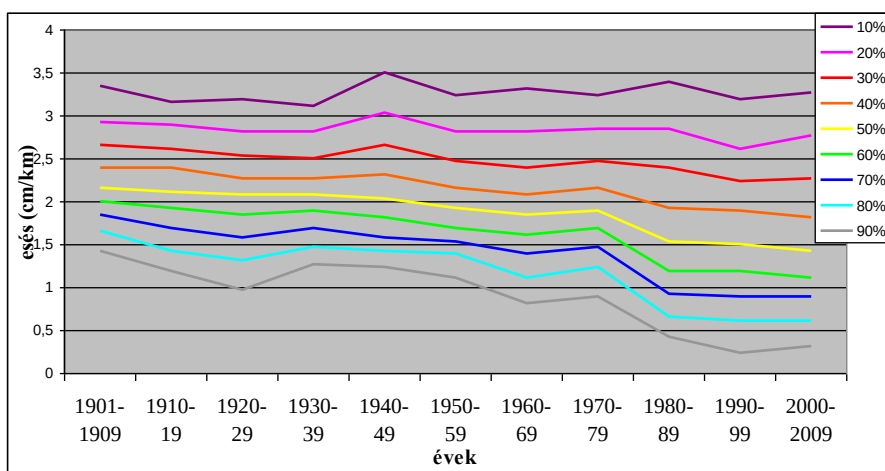


5.B. ábra: A szegedi vízmérce éves legkisebb (KV) vízállásaihoz tartozó vízhozamok alakulása 1920-1913 között

B. Esésviszonyok alakulása

Számításaim szerint az Alsó-Tisza átlagos vízszint-esése Mindszent és Algyő között csupán 2,0 cm/km, ami visszaduzzasztott állapotban akár 0 cm/km-re is csökkenhet, míg az árvizek legintenzívebben áradó vagy apadó ágában 3,0 cm/km feletti is lehet. A legnagyobb esés (7-8,8 cm/km) olyan kisebb, a mederben levonuló árhullámhoz köthetőek, amely vízszintemelkedéseit jelentősen befolyásolta a jégzajlás. Valószínűleg egy jégtorlasz létrejöttéhez köthető a legmagasabb esés kialakulása is 1960.02.21-én, amikor az Alsó-Tiszán szokatlanul gyorsan, 1 nap alatt 102 cm-rel nőtt a vízállás (324 cm-ről 426 cm-re).

Az esésviszonyok 10 évenkénti gyakorisági görbéi azt mutatják (6. ábra), hogy a Tisza esésviszonyai fokozatosan romlottak az elmúlt közel 110 év alatt. Például a 10%-os gyakoriságú esés értéke az 1910-es években viszonylag magas volt (3,3 cm/km), majd lecsökkent az 1920-30-as években (3,1 cm/km). A 20. sz. második felétől a gyakorisági görbe az esés enyhe növekedését (3,2-3,5 cm/km) mutatja. Azonban az 1990-es és 2000-es évtizedekben hirtelen eséscsökkenést tapasztalható, annak ellenére, hogy ekkor több rekord magas árhullám is levonult. Ekkorra a 10%-os gyakoriságú esés 3,3 cm/km-re, majd a 2000-es évekre 3,0 cm/km-re csökkent (ami korábban sohasem volt ilyen alacsony). Ez rávilágít arra, hogy a meder vízvezető képessége megváltozott, ami esetleges egyensúlybomlást jelez.

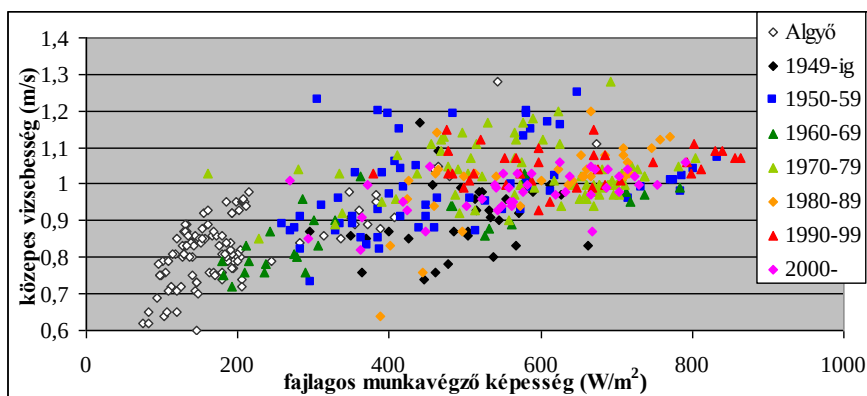


6. ábra: Különböző gyakoriságú esésértékek alakulása a Tisza Mindszent és Algyő közötti szakaszán (1901-2013)

C. Fajlagos munkavégző képesség alakulása Szegednél

A fajlagos munkavégző képességet a Tisza szegedi adatai alapján számítottam ki, mivel innen van hosszú mért vízhozam adatsor. Azonban a vizsgált szakaszt talán jobban jellemzik az algyői, Maros torkolata feletti adatok, ahol csak a 2000-es évek óta mértek vízhozamot. A különbségek értékelésére összehasonlíthattam az algyői és szegedi fajlagos munkavégző képességet a 400-799 cm

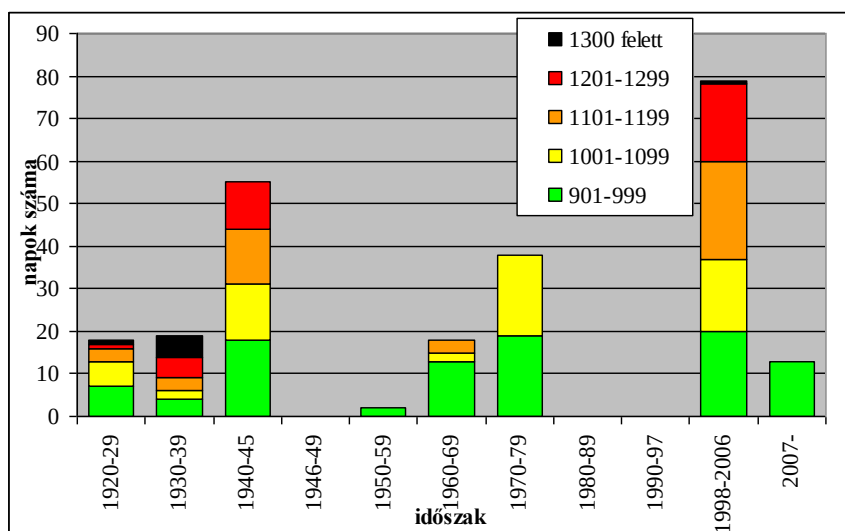
közötti vízállás-tartományban (7. ábra). Az algyői fajlagos munkavégző képesség értékeknél ($\omega_{\text{atl}} = 443 \text{ W/m}^2$) az ugyanezen időszakból származó szegedi adatok 23%-al magasabbak ($\omega_{\text{atl}} = 576 \text{ W/m}^2$). Mivel a két mérési ponton ugyanezen adatsor átlagos vízhozam adatai alig térnek el (Algyő: $Q_{\text{atl}} = 2070 \text{ m}^3/\text{s}$, Szeged: $Q_{\text{atl}} = 2107 \text{ m}^3/\text{s}$), a munkavégző képesség növekedése egyértelműen a Maros torkolata alatti megnövekedett eséssel (átlagos esés: 5 cm/km) és nagyobb vízsebességével magyarázható.



7. ábra: A 400-799 cm közötti vízállások fajlagos munkavégző képességének és közepességének alakulása Szegednél és Algyőnél

Megvizsgáltam, hogy a fajlagos munkavégző képesség értékek milyen gyakorisággal fordultak elő az elmúlt közel 90 év árvizei alatt (8. ábra). Kiemelkedően magas értékek az 1920-29-es időszakban egyetlen árvízhez (1924) köthetőek, vagy az 1930-as évtizedben is a rekord vízhozamot szállító 1932-es árvízhez. (Azonban kétségeim vannak az 1932. évi $4100\text{--}4446 \text{ m}^3/\text{s}$ -es vízhozamokkal kapcsolatban, ugyanis a jegyzőkönyvek tanúsága szerint IV.15-én a mért vízhozam $3994 \text{ m}^3/\text{s}$ volt, míg az adatbázisban már $4346 \text{ m}^3/\text{s}$ szerepel.) A magas fajlagos munkavégző képesség értékek gyakorisága 1945-1997 között erőteljesen lecsökkent, noha ekkor is voltak jelentős árhullámok, hiszen például az 1970-es árhullám rekord árvízi magasságot hozott, és ennek ellenére munkavégző képessége ($\omega_{\text{max}} = 1072 \text{ W/m}^2$) nem volt kiemelkedő. Azonban az 1998-2006-os árvizek több napon át magas munkavégző képességgel rendelkeztek (pl. 1998: $\omega_{\text{max}} = 911 \text{ W/m}^2$, 1999: $\omega_{\text{max}} = 1141 \text{ W/m}^2$ vagy 2000 $\omega_{\text{max}} = 1350 \text{ W/m}^2$).

Az árhullámok egyediségét mutatja, hogy bár az 1998-99-es téli-tavaszi árvizek tetőző vízállásukban és vízhozam-értékeikben is hasonlítottak a soron következő 2004-es árhullámhoz, azonban maximális fajlagos munkavégző képességük 20-37%-al volt magasabb, mint a 2004-es árvíznek ($\omega_{\text{max}} = 729 \text{ W/m}^2$). Ez véleményem szerint magyarázható azzal, hogy az 1998-as árvíz megelőző 15 évben csupán kis magasságú és munkavégző képességű, rövid árhullámok fordultak elő, amelyek során a meder inkább szűkült, érdessége nőtt. Ugyanakkor a 2004-es árhullámot megelőző, nagy munkavégző képességű árvizek a medret némiképp kitágíthatták, így a 2004-es árhullám könnyebben levezetődhetett.

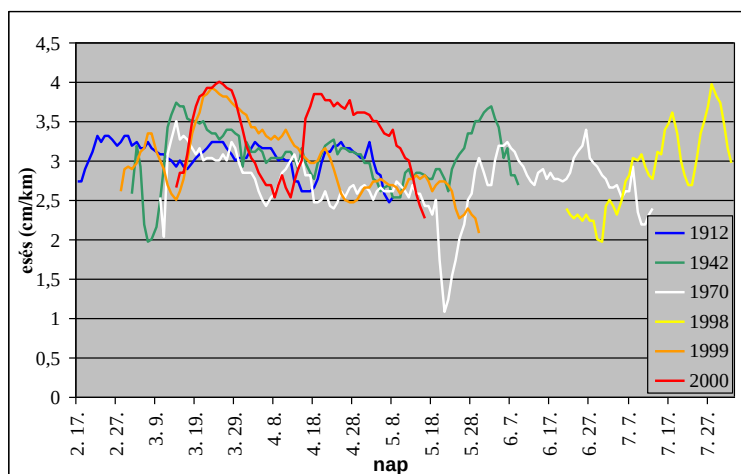


8. ábra: A 900 W/m^2 -nél nagyobb munkavégző képességű napok száma az egyes időszakokban

D. Néhány kiválasztott árvíz jellemzői

Az árvizek közül azokat választottam, amelyek a többi árvíz közül kiemelkedtek a hosszukkal (89-151 nap), és amelyek előtt hosszú, viszonylag kis magasságú és rövid árvizek fordultak elő, ugyanis ez kedvezhetett a meder átalakulásának. Választásom az 1912, 1942, 1970 és 1998, 1999 és 2000 évi árvizekre esett. Az ezeket megelőző évtized(ek)re általában jellemzőek voltak a 3 hónapnál rövidebb árvizek, amelyek vízszintje nem ért el rekord magasságokat, így a kiválasztott árvizek egy kisebb vízhozamok levezetésére adaptálódott mederben vezetődtek le. (Az 1942-es árvíz előtt az 1940-41-es éveket még hosszabb árvizek jellemezték, azonban 1936-41-es években nem volt közvetlen vízhozam mérés az Alsó-Tiszán, így ott munkavégző képességet sem tudtam volna pontosan számolni. Hasonló a helyzet az 1998-99-es árvizekkel, amikor vízhozam mérés csak ritkán történt.) Sajnos, a kiválasztott árvizek különböznek abban, hogy mennyire befolyásolták levonulásukat a mellékfolyók: visszaduzzasztásuk nem érvényesült például 1912 és 2000-es árvizekkor, míg 1942-ben, 1970-ben és 2006-ban a Maros és a Duna visszaduzzasztása erőteljesen befolyásolta a tiszai árhullámot is (Vágás 1982).

A kiválasztott árvizek esése közel 20 %-al nőtt (1912: $3,3 \text{ cm/km}$, míg 2000-ben már $3,9 \text{ cm/km}$; 9. ábra). A maximális esés-értékek növekedése véleményem szerint azzal áll kapcsolatban, hogy az Alsó-Tisza vidékre érkező árhullámok egyre markánsabb hullámformában érkeznek és frontjuk egyre kevésbé laposodik el, mivel az egyre szűkebbé váló meder és az egyre sűrűbb növényzetű hullámtér ezt jelentősen megakadályozza (ld. 5.2.1. és 5.2.3. fejezetek). Ugyanakkor az sem kizárt, hogy a vízgyűjtőről történő gyorsabb lefolyás miatt alakul ki a markánsabb árhullám, azonban véleményem szerint ebben az esetben a vízhozamnak is növekednie kellene.



9. ábra. Néhány kiválasztott, hosszantartó árvíz esésviszonyainak alakulása Mindszent és Algyő között

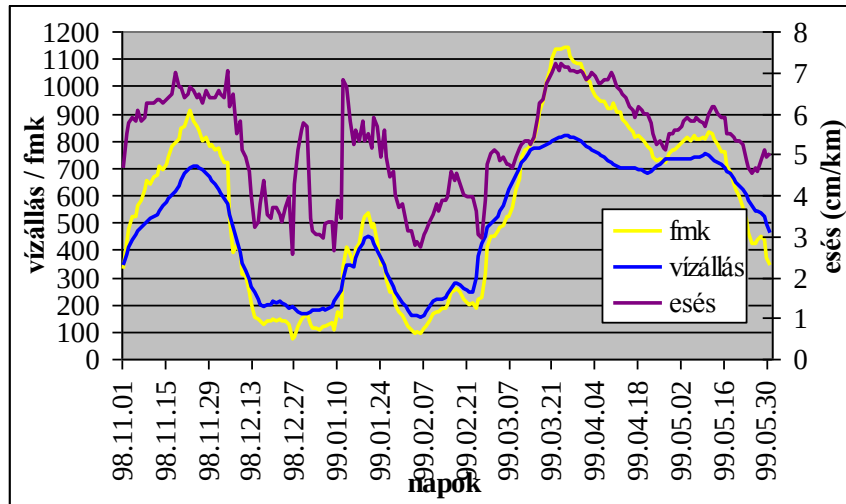
Az árvizekre általánosságban jellemző, hogy (10-11. ábrák):

- Az áradó ágban (540-765 cm vízállások között) a legnagyobb a vízszín esése (az árhullám frontján). De ez alól kivételt képezett az 1998-as árvíz, bár az esésértékek ekkor is magasak voltak.
- A tetőzés előtt 1-2 nappal a legnagyobb a fajlagos munkavégző képesség.
- Az árvíz csúcsán, tetőzéskor rendszerint hirtelen lecsökken az esés.
- Az apadás kezdeti időszakában megnő az esés, ahogy a víz nagy sebességgel „kiürül” a mederből. Különösen igaz ez a visszaduzzasztásos árhullámokra, ahogy a visszaduzzasztott állapot megszűnik.

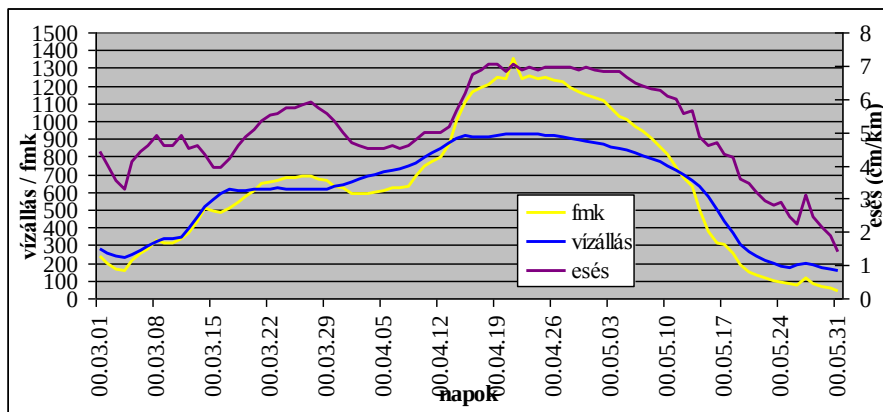
Azonban az 1998-2000-es árhullámok sajátos jellegzetességeket is mutattak:

- A maximális esés-értékek egyre nőnek, ami arra utal, hogy egyre meredekebb fronttal mozog az árhullám, ami valószínűleg a nagy ártéri és mederbeli érdességre, súrlódásra vezethető vissza.
- Az esésértékek szórása egyre nő, napjainkra megduplázódott (1912: 0,6 cm/km-ről 1998-2000-re 0,4-0,5 cm/km-re nőtt), ami pulzusokban mozgó kisebb árhullámok levonulását jelzi.
- kiszámíthatatlanabbul változik az esés, maximuma jelentkezhet a felszálló és a leszálló ágban is.

dc_946_14



10. ábra: az 1998-99-es árhullám vízállása esése és fajlagos munkavégző képessége



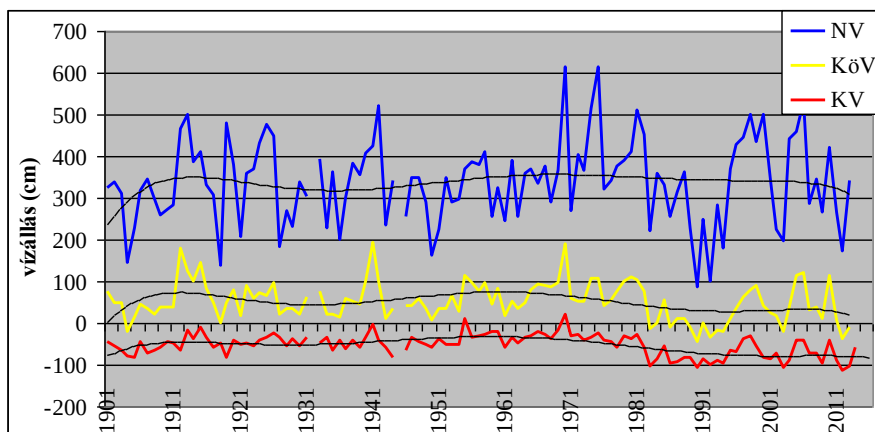
11. ábra: A 2000-es árhullám vízállása esése és fajlagos munkavégző képessége

4.2. A Maros hidrológiája

A. Vízállások és vízhozamok alakulása

A Maroson a leghosszabb elérhető vízállás és vízhozam adatsort (1901-2013) a makói vízmérce szolgáltatja. Vízhozam mérések az 1980-as évekig rendszertelenül és ritkán történtek, és közöttük javarészt számított adatok vannak, ezért fenntartásokkal kezeltem őket. A vízállás-adatsor négy főbb időszakra osztható.

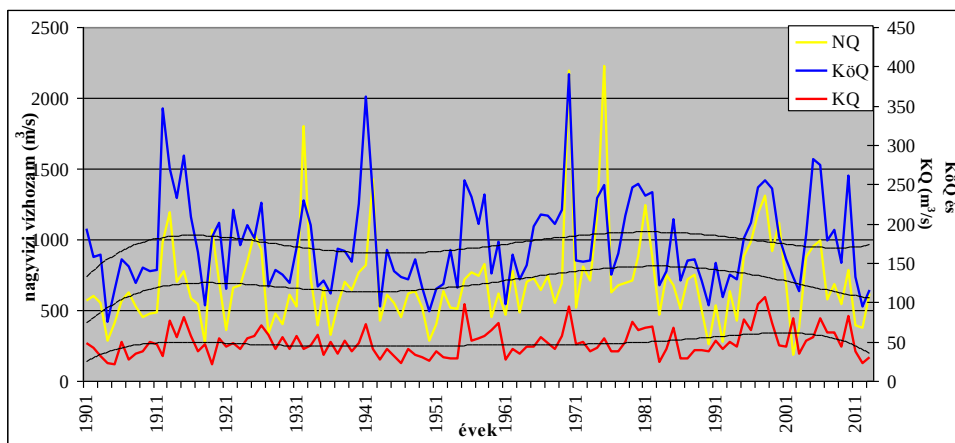
Az **első időszakban (1901-1911)** az éves legnagyobb vízállások alig érték el a mederkitöltő vízszintet, hiszen rendre 260-350 cm között fordultak elő (12-13. ábra). Ezek a mederkitöltő szint közeli nagyvizek 450-625 m³/s vízhozamot szállítottak. Szélsőséges évnak számított 1904, amikor az év legmagasabb vízállása csupán 148 cm-t ért el, 281 m³/s vízhozammal. Ebben az időszakban az éves közepes vízállások -16–78 cm között változtak, vízhozamuk pedig 110-190 m³/s volt. Az éves legkisebb vizek szintje viszonylag alacsony volt, hiszen -40– -78 cm között változott, s ilyenkor a vízhozam 21-47 m³/s között volt.



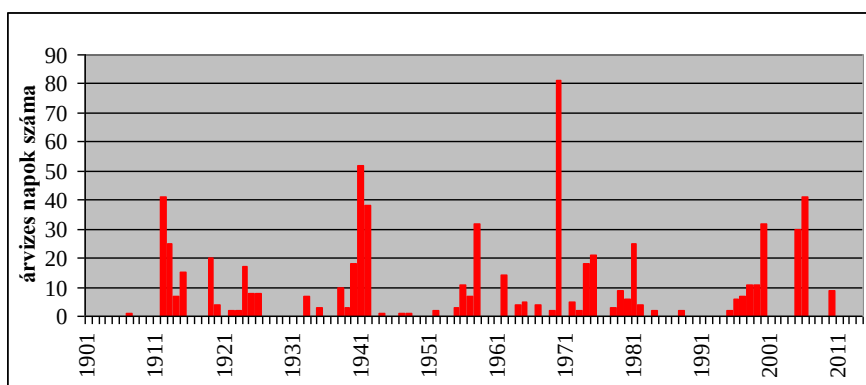
12. ábra: Jellegzetes vízállások (NV, KöV és KV) alakulása Makónál 1901-2013 között

A **második időszakban (1912-1942)** egyértelműen magasabb vízállások és vízhozamok fordultak elő. Az éves legnagyobb vizek szintje többször is meghaladta a partél magasságát, így gyakoriak voltak az árvizek (14. ábra). Ezek magassága többször 450 cm feletti volt (LNV: 1913: 500 cm és 1932: 580 cm), ami az jelenti, hogy 1 méternél magasabb vízoszlop boríthatta a hullámtereket. Ezeknek az árhullámoknak a hossza 2-3 hét volt, bár az 1912-es és 1932-es években víz borította a hullámtereket 41 illetve 48 napig, ami a Maros esetében kimondottan hosszú elöntésnek számít. Ezen árhullámok vízhozama 1000 m³/s felett alakult, de nem a legmagasabb és leghosszabb árhullámnak volt a legmagasabb a csúcsvízhozama, hiszen azt 1942-ben mérték (1428 m³/s) amikor a vízállás csupán 526 cm volt. A közepes vízszintek magassága az 1910-es években némileg magasabb volt,

majd fokozatosan csökkentek, de még így is magasabb közepes vízállás és vízhozam értékek voltak jellemzőek, mint az első időszakban, sőt a teljes vizsgált 110 év átlagértékei ekkor voltak a legmagasabbak (1. táblázat). A kisvizek szintje közel 20 cm-rel emelkedett, miközben a vízhozamuk is kb. 20 %-al nőtt.



13. ábra: Makónál a Maros jellegzetes vízhozamainak alakulása



14. ábra: Az árvíz napok (>350 cm) számának alakulása Makónál 1901-2013 között

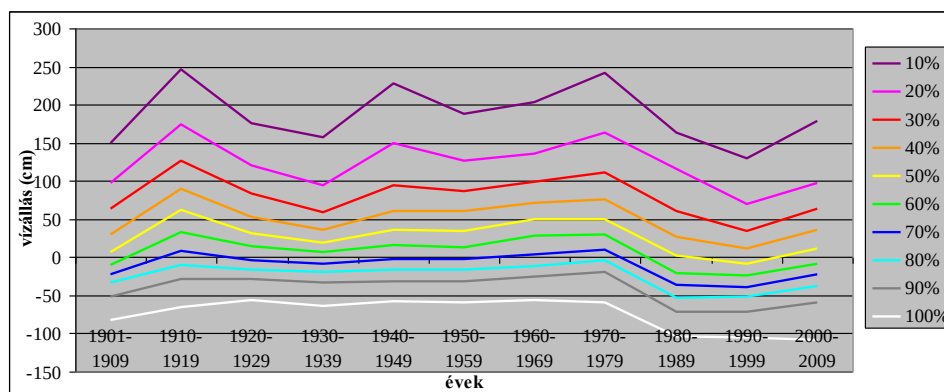
1. táblázat: Éves jellegzetes vízállás (cm) és vízhozam (m^3/s) értékek átlagai időszakonként

	Nagyvizek		Közepes vizek		Kisvizek	
	vízállás	vízhozam	vízállás	vízhozam	vízállás	vízhozam
1901-1911	287	503	37	141	-56	37
1912-1942	364	724	76	190	-37	49
1943-1982	359	733	72	179	-32	47
1982-2013	321	676	25	170	-75	53

A **harmadik időszak (1943-1981)** elkülönítését a nagyvizek alakulása indokolta. Az időszak első felében (1943-1969) az árvizek elmaradtak vagy nagyon alacsony szinten tetőztek (pl. 1958-ban 413 cm, bár 32 napig volt előntés alatt a hullámtér), és viszonylag alacsony ($400-800 m^3/s$) vízhozamot szállítottak. Azonban az 1970-es években nőtt az árvizek szintje és vízhozam is. A rekord vízállás 1970-ben megdőlt (LNV: 618 cm), majd 1975-ben újra ugyanezen szinten tetőzött a Maros.

A Tisza visszaduzzasztó hatására az 1970-es árvíz során rekord hosszan, 81 napig volt vízborítás alatt a hullámtér, de ez 1975-ben már csupán 21 nap volt. Ugyanakkor a legnagyobb vízhozamot az 1975-ös árhullám érte el ($2228 \text{ m}^3/\text{s}$), amely rekord azóta sem dőlt meg. A közepes- és kisvizek átlagos vízállás és vízhozam értékei a korábbiakhoz hasonlóan alakultak, bár a meghaladási valószínűség-görbék enyhe feljebb tolódása folyamatosan jellemző (15. ábra).

A **negyedik időszakot (1982-2013)** minden jellegzetes vízállás (-11-35%) és vízhozam (-6-8%) érték csökkenése jellemzi, amit a gyakorisági és valószínűségi görbék lefele tolódása is mutat. A nagyvizek alacsony vízállás értékekkel tetőztek, például 1990-ben a vízállások nem emelkedtek 90 cm fölé, az árvizek is gyakran elmaradtak, bár az 1990-es évek végén minden évben előfordult 6-11 napos árvíz, illetve hosszabbak a nagy tiszai árhullámok idején. A leghosszabb árvíz (2006: 41 nap) – az 1970-es árvízhez hasonlóan – a Tisza visszaduzzasztó hatására alakult ki, hiszen ekkor az Alsó-Tiszán hosszú és LNV-t döntő árhullám vonult le. Az éves nagyvizek vízhozama $100\text{-}1300 \text{ m}^3/\text{s}$ között változott, utalva arra, hogy egyre nőttek a vízrendszert jellemző szélsőségek. Ehhez kapcsolódhat a közepes és kisvizek vízszintjének jelentős (40-50 cm) süllyedése is. Bár a közepes vízhozamok átlaga alig csökkent, és a kisvízhozamoké nőtt. Ugyanakkor 2012-ben mérték a legkisebb vízhozamot ($22 \text{ m}^3/\text{s}$).

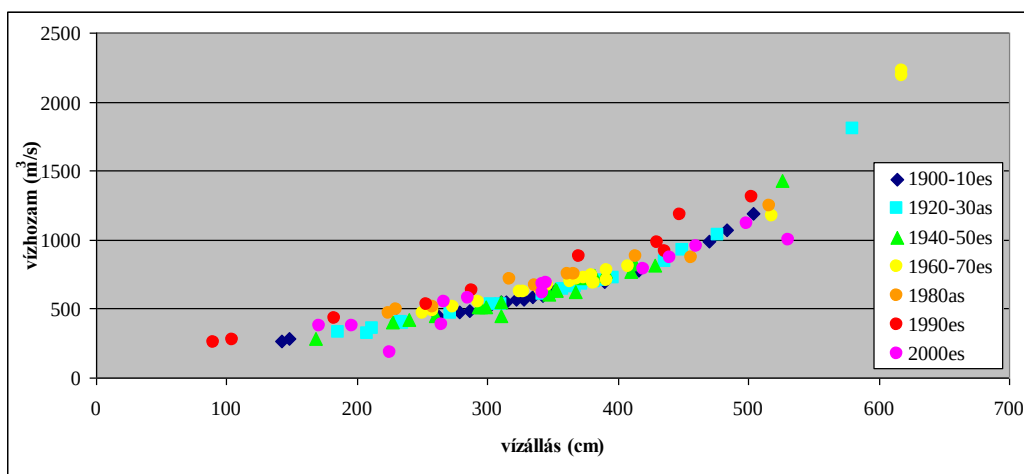


15. ábra: Jellegzetes gyakorisági vízállások változása (meghaladási valószínűség-görbék) Makónál 1901 és 2013 között

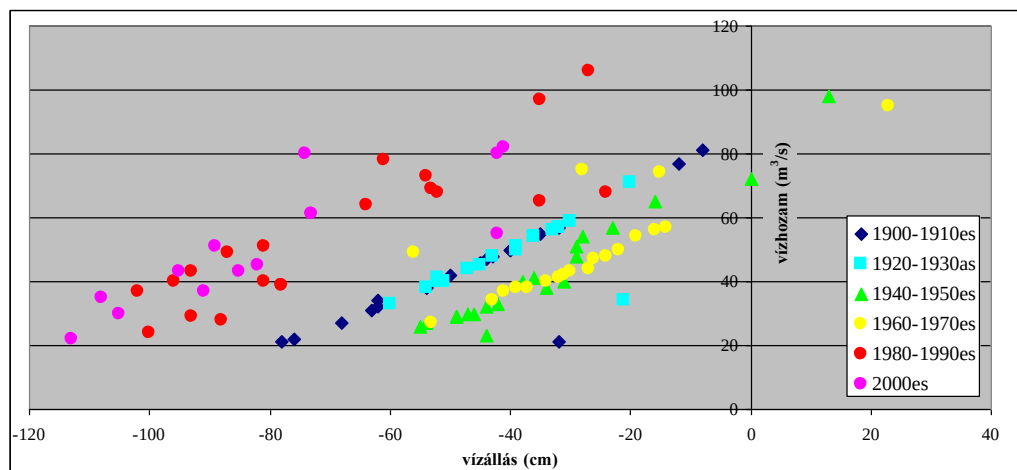
A makói vízmérce vízállás és vízhozam adatsorainak elemzése során kiderült, hogy a nagy- és kisvizes értékek időszakonként jellegzetes irányba változtak. Például a kisvizek 1982 óta jelentősen alászálltak, vagy nagyvizek gyakorisága megnőtt az 1912-42-es időszakban. Mivel lefolyás adatok nincsenek, ezért nem lehet egyértelműen ezen változásokat a vízgyűjtő csapadék és növényzeti változásaihoz kötni. Azonban a vízhozammal összevetve az vizsgálható, hogy a meder alakulása (szűkülés, mélyülés, feltöltődés stb.) kapcsolatba hozható-e ezekkel a változásokkal. Fontosnak tartom hangsúlyozni, hogy az 1980-as évekig csak néhány tényleges vízhozam mérés történt, ezért az adatokat inkább tájékoztató jellegűnek kell tekintenünk.

Az éves legnagyobb vízállásokhoz tartozó vízhozam értékek egy görbére illeszkednek csaknem a teljes vizsgált időszak alatt (16A ábra). Ugyanakkor az 1980-as évek óta a pontok feljebb csúsztak, ami azt jelenti, hogy hasonló nagyvízi vízállások napjainkban magasabb vízhozammal vezetődnek le, ami csakúgy lehetséges, ha vagy az esés nőtt meg, vagy pedig a meder vágódott mélyebbre és a keresztaszvénynének területe nőtt. Azonban a makói keresztaszvénnyt csak 1980-as évek óta méri fel, így nem tükrözi, hogy a korábbi évtizedhez képest tényleg volt-e bevágódás).

Míg az 1900-1930-as évtizedekben a kisvízes vízállás-vízhozam adatok csaknem egy egyenesre illeszkednek (ez kapcsolatba hozható azzal is, hogy elsősorban számított adatokról van szó), addig az 1940-70-es évtizedekben a pontfelhő lejjebb tolódott (16B ábra). Ez azt mutatja, hogy ugyanazon vízálláshoz tartozó vízhozam csökkent, tehát a kisvízi meder keresztmetszete valószínűleg csökkent, a meder feltöltődött. Ugyanakkor az 1980-as évektől kezdve – amellet hogy a vízállások csökkentek – az is megfigyelhető, hogy a pontfelhő feljebb tolódott (tehát ugyanazon vízálláshoz tartozó vízhozam nőtt), ami a meder bevágódására és a kisvízi meder szelvényterületének növekedésére enged következtetni.



16A. ábra: Évi legnagyobb vízszintek és vízhozamok alakulása Makónál

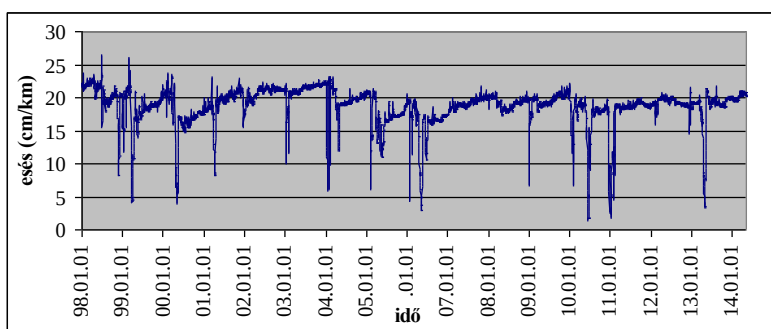


16B. ábra: Évi legkisebb vízszintek és vízhozamok alakulása Makónál

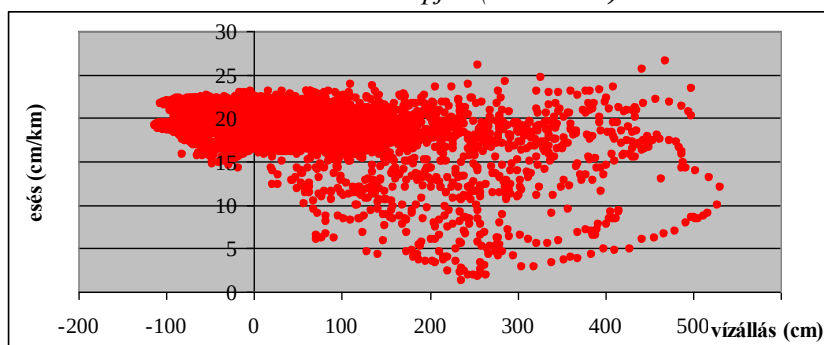
B. Esésviszonyok alakulása

A Maros alsó szakaszának vízszint esését csak 1998-2014 közötti néhány évre lehetett kiszámítani, ugyanis ekkortól vannak vízállás adatok Apátfalváról is, ami a makói vízmércétől 7,7 km-rel van folyásirányban feljebb.

A vizsgált időszakban a vízszint esése igen tág határok között változott, hiszen a legkisebb esés 1,3 cm/km, a legnagyobb 26 cm/km volt, míg az átlag 18,7 cm/km (17A ábra). Ugyanakkor ez a nagy szórás nem jelent jelentős változékonyságot, hiszen 10 cm/km alatti esés értékek az időszaknak csupán 2,5 %-ában fordultak elő. Az adatsor azt mutatja, hogy 2007-től az esés egyenletesebbé vált és alacsonyabb értéket vett fel. Ugyanakkor az esés-vízállás pontfelhője (17B ábra) azt is tükrözi, hogy az esés nem függ a vízállásoktól, elvileg azonos vízállások nagyon különböző eséssel vonulhatnak le, bár a pontfelhő a nagyvizek irányába tágabb, ami azt mutatja, hogy a magasabb vízállások esés-változékonysága nagyobb.



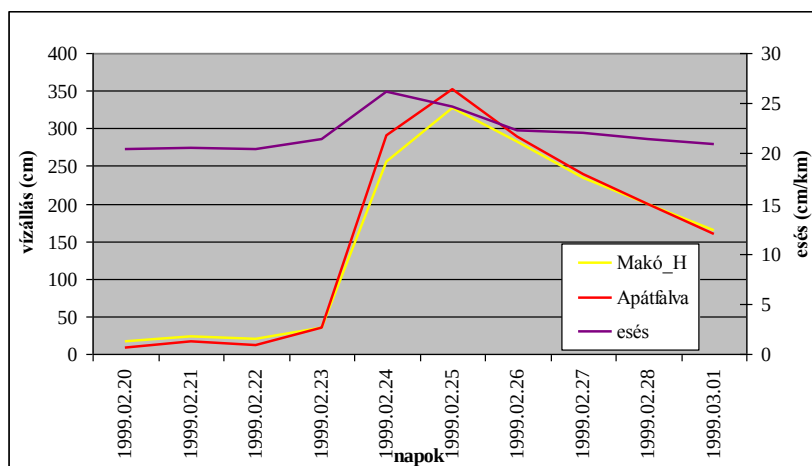
17.A. ábra: A Maros vízszín-esésének alakulása Apátfalva és Makó között a napi vízállás adatok alapján (1998-2014)



17.B. ábra: A Maros vízszín-esésének és vízállásának kapcsolata (1998-2014)

Az esések elemzésekor kiválasztottam a 23 cm/km feletti és a 10 cm/km alatti értékeket, hogy kiderítsem, milyen hidrológiai helyzetben fordultak elő. A nagy esés-értékek kisebb árhullámokhoz köthetőek, és kivétel nélkül akkor fordultak elő, amikor az árhullám áradó ágában a vízszintváltozás legalább 50 cm/nap értékű volt. Például a legnagyobb esés (26,1 cm/km) olyan áradó ágban alakult

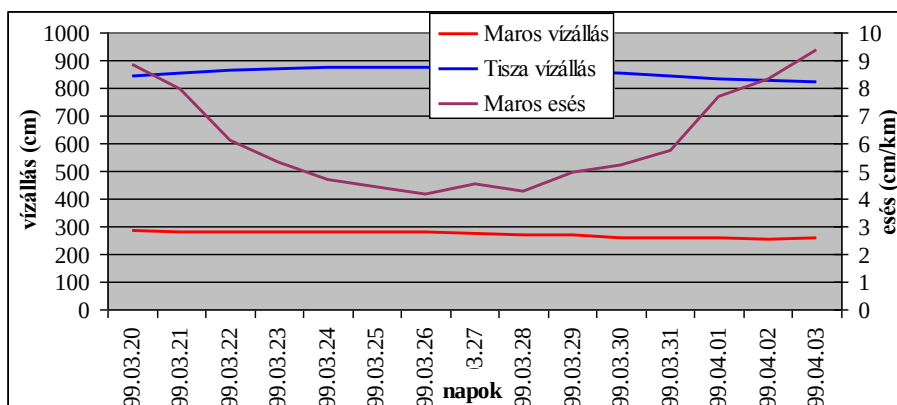
ki, amikor a vízszintemelkedés mértéke 256 cm/nap volt, és a kisvizesről hirtelen mederkitöltő szintre nőtt a vízállás (18. ábra).



18. ábra: Az esés alakulása a Maroson egy kisebb, mederkitöltő vízszintet elérő árhullám levonulása során (1999.02.20. – 03.01)

Legkisebb esés-értékek kivétel nélkül akkor alakultak ki, amikor a Tiszán Algyőnél 800 cm feletti vízállásokat mértek és a tiszai árhullámok hosszan elhúzódtak. A Tisza visszaduzzasztó hatása érvényesült ezekben az esetekben, függetlenül attól, hogy a Maroson éppen mekkora vízállás volt jellemző. Például 1999 márciusában a Tiszán egy lassan áradó, 874 cm-en tetőző árhullám vonult le (19. ábra). Ekkor a Maros vízállása csupán 250-280 cm körüli volt, de a visszaduzzasztás hatására az esése 4,1 cm/km értékig lecsökkent. Ahogy a Tisza apadásnak indult az befolyás lehetőségei javultak, és 2 nappal a tiszai tetőzés után megindult az esés növekedése.

Tehát a mederformálás szempontjából ki kell emelni a kisebb árhullámokat, amelyek jelentős munkavégző képességet fejthetnek ki. Ugyanakkor az adatok azt is mutatják, hogy a tiszai torkolattól több-tíz kilométerre (Apátfálva: 32,2 fkm) is érvényesül a visszaduzzasztó hatás, azaz a Maros alsó szakaszán ilyen hidrológiai helyzetekben a hordalék lerakása előtérbe kerülhet.

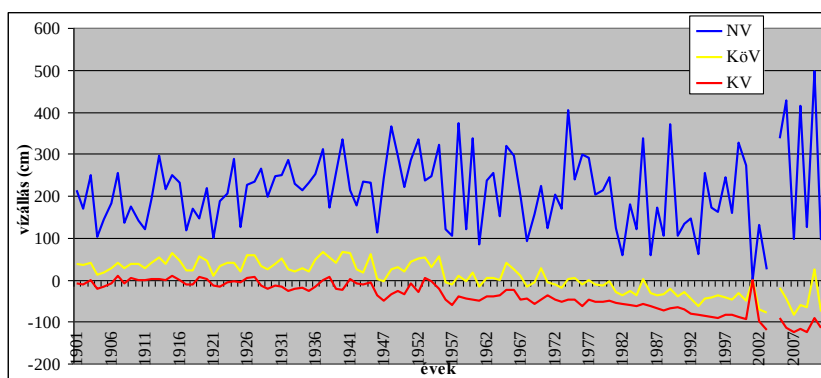


19. ábra: Az 1999-es tiszai árvíz hatására csökkent az esés az Apátfálva-Makó közötti szakaszon

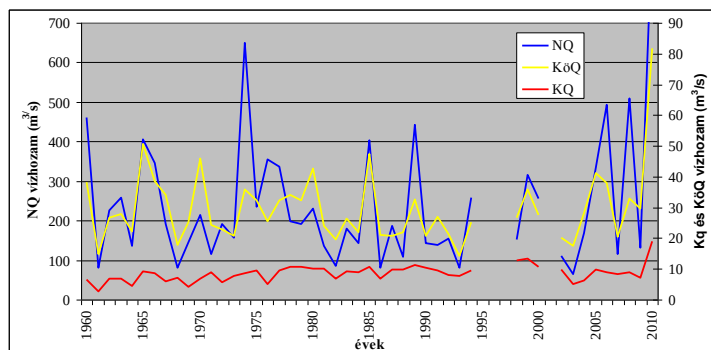
4.3. A Hernád hidrológiája

A. Vízállások és vízhozamok alakulása

A Hernád hidasnémeti vízmércéje alapján a 1901-2011 közötti adatsort 4 időszakra osztottam, amelyek közül az első időszakot az **1901-1916 közötti** évek képviselik (20-21. ábra; 2. táblázat). Ekkor a nagyvizek átlagmagassága 221 cm volt, az LNV lassan emelkedett, hiszen míg 1903-ban 248 cm volt, addig 1907-ben, majd 1913-ban is megdőlt, és ekkor 295 cm-re nőtt. Az árvizek átlagosan 3,2 évenként tértek vissza. Az évi közepes és kisvízi vízálások alig változtak.



20. ábra: Jellegzetes vízálások (NV, KőV és KV) alakulása Hidasnémetinél

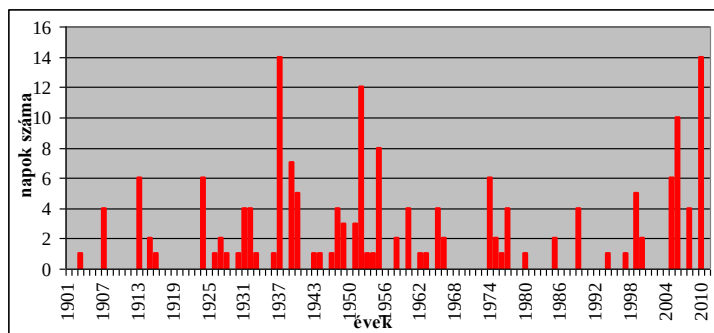


21. ábra: Jellegzetes vízhozamok (NQ, KőQ és KQ) alakulása Hidasnémetinél

Az **1917-1955 közötti** években az árvizek gyakoribbá váltak (1,7 év visszatérési idővel, 22. ábra), a szintjük nőtt, amit az is mutat, hogy az LNV 1937-ben, 1940-ben és 1948-ban is megdőlt. A szélsőségesebbé váló nagyvizeket jelzi, hogy szórásuk csaknem ötszörösére nőtt. Ugyanakkor a közép- és kisvizek szintje is süllyedt, igaz csupán néhány cm-rel.

Az **1956-2000 közötti** években az árvizek gyakorisága (2,8 év visszatérési idő) és hossza csökkent (22. ábra). Ugyanakkor az eddigi trendeknek megfelelően magasságuk tovább nőtt (1974: 405 cm), ami már közel 180 cm-es vízborítást jelentett az ártereken. A nagyvizek szórása nőtt, jelezve azok szélsőségesebbé válását, ami egyre fokozódott az időszak vége felé. Az időszak első két évében

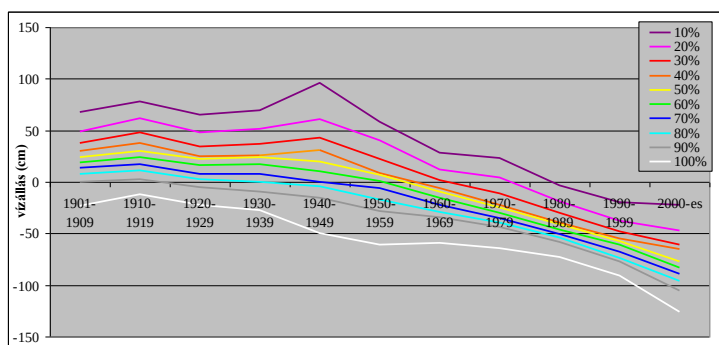
(1956-57) az évi legnagyobb vízszintek jelentősen csökkentek, és a közepes és kisvizek szintje is hirtelen lejjebb csúszott, amint ezt a jellegzetes gyakoriságokhoz tartozó vízállások görbéi is mutatják. Ez egybe esik a legnagyobb szlovákiai víztározó feltöltésével (Palcmanská Masa: 10,3 millió m³). Ezután a korábbi időszakhoz képest a KőV és KV szintje fokozatosan, közel 40-60 cm-rel süllyedt, miközben vízhozamuk nem változott számottevően, ami a meder bevágódására utal.



22. ábra: Évenkénti árvizes napok számának alakulása Hidasnémetinél (1901-2010)

A 21. században (**2001-2011**) a vízjárás szélsőségei tovább növekedtek, hiszen míg az első időszakban az LKV és LNV különbsége 318 cm volt, addig napjainkra ez 628 cm-re nőtt. Az utóbbi évtizedben az LNV kétszer dőlt meg (2006, 2010), ami már 270 cm feletti árvízborítást jelenthet a hullám- és ártereken, ráadásul hosszabb ideig (10 és 14 nap), mint bármikor korábban. A vízszintemelkedés a valaha mért legnagyobb vízhozam levonulásával (2010: 940 m³/s) járt együtt, ami arra utal, hogy a vízgyűjtőről a lefolyás is nőhetett. A kis- és középvizek szintje tovább csökkent, átlagosan 40-50 cm-rel. Fontosnak tartom kiemelni, hogy a KQ is csökkent (15%-al), ami a kisvizes időszak csökkenő lefolyását jelzi.

A közép- és kisvizek egyre gyakoribbá válását mutatják a meghaladási valószínűség-görbék is (23. ábra). Lejjebb tolódásuk egyértelműen az egyre alacsonyabbá váló vízszintek dominanciáját jelzi. Például míg a 20. sz. kezdetén a 0 cm-es vízállást az évtized 90 %-ban meghaladták a vízszintek, addig a 21. sz. elejére ez már csupán az időszak kevesebb, mint 10 %-ára volt jellemző. A meghaladási valószínűségi görbék az 1920-as évektől gyakorlatilag folyamatosan csökkenő trendet mutatnak (kivételt képez az 1940-es évek, amikor a magasabb vízszintek gyakoribbá váltak), s ez a csökkenés az 1960-as évek óta intenzívebbé vált, a 2000-es években pedig a 20-100%-os meghaladási valószínűségi görbék még meredekebben csökkentek. Ez véleményem szerint egyrészt a folyó bevágódását jelzi, illetve a csökkenő vízmennyiséggel is (ipari- és lakossági célú vízkivétellel, szárazodással; Hanusin et al. 2006, Blanka 2010) is magyarázható. Ugyanakkor az 1%-os meghaladási valószínűségi görbe egyre feljebb tolódik, ami a már fent leírt árvízi magasságok és a vízjáték növekedését jelzi.



23. ábra: Jellegzetes gyakoriságokhoz tartozó vízállások (meghaladási valószínűség-görbék) alakulása Hidasnémetinél

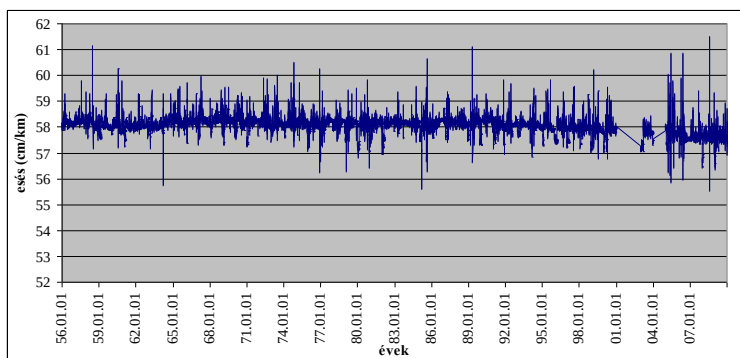
2. táblázat: A Hernád jellemző hidrológiai paraméterei a hidasnémeti vízmérce adatai alapján.

	1901- 1916	1917- 1955	1956-2000		2001-2011	
			H	Q	H	Q
LNV (megdőlés száma)	295 (3)	365 (3)	405 (2)	650	498 (2)	940
átlagos NV	221	230	200	222	238	319
NV szórása	12,7	63,4	92,4	222	174	318,8
KöV	40	36	-16	28	-53	29
KV	-5	-14	-59	10,7	-111	9,2
árvizes napok száma (>225 cm)	0,5	2	1		3,8	
max esés	n.a.	n.a.	61,13		61,49	
átlagos esés	n.a.	n.a.	58,12		57,67	
min esés	n.a.	n.a.	55,60		55,53	

B. Esésviszonyok alakulása

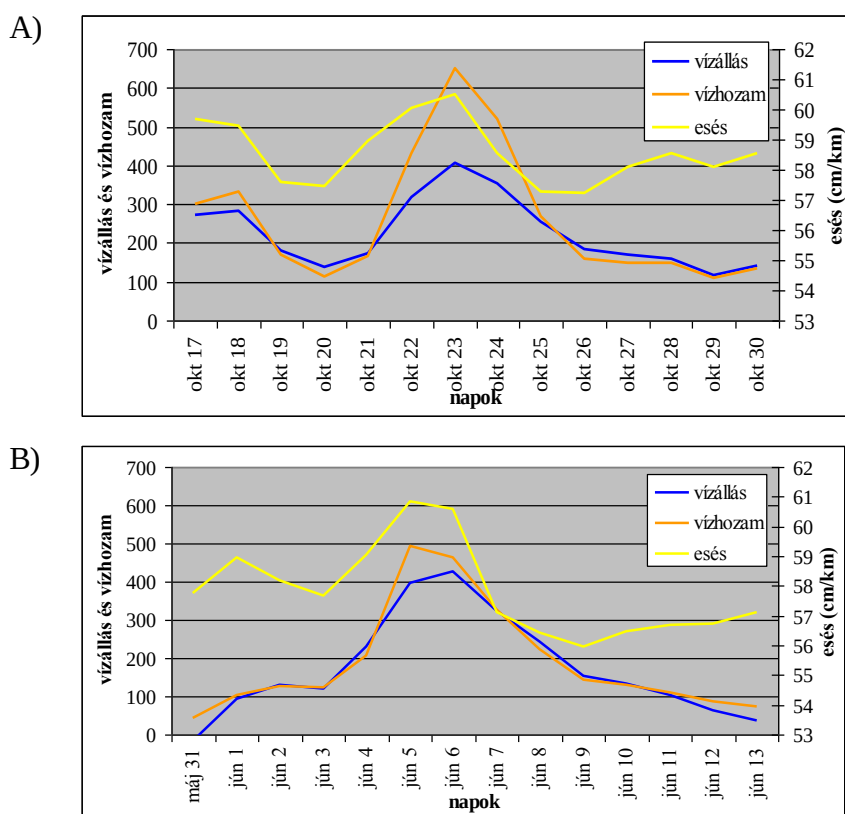
A Hernádnak Hidasnémeti és Gesztely között megvizsgáltam a vízszint-esés alakulását is (24. ábra). Megállapítható, hogy ezen a szakaszon az esés 55-61 cm/km között változik, és a 2000-es években a szélsőségesebbé váló vízállásokhoz szélsőségesebb esés-értékek is járultak, igaz, ezek a változások jóval kisebb mértékűek, mint a többi vizsgált folyón. Az átlagos és minimális esés-értékek a 2000 előtti évekhez képest némileg (1%) csökkennek, miközben a maximális esés enyhén nőtt (+0,5%), ugyanakkor az adatok szórása közel 40%-al nőtt. A nagyobb esés-értékek (>60 cm/km) az árhullámok áradó ágában alakulnak ki, amikor a vízszint 1-2 méterrel nő egy nap alatt (25. ábra). (Az elemzéseket azért nem bővítettem, mert az adatsor a 2000.01.01-től hiányos, és olyan érzésem is van, mintha áthelyezték volna a vízmércét illetve a vízhozamot más módszerrel számolnák, bár erre adatot nem találtam. Így az adatsort további elemzésre alkalmatlannak ítélttem.)

dc_946_14



24. ábra: A Hernád esésviszonyainak alakulása Hidasnémeti (97,04 fkm) és Gesztely között (24,2 fkm) 1956-2009 közötti években

Az 1974. októberi és a 2006. júniusi rekord magas árvizek közös jellemzője a vízszint és a vízhozam hirtelen növekedése (25. ábra), hiszen míg a vízállás 150-160 cm-rel nőtt egy nap alatt, addig a vízhozam közel másfélszeresére nőtt. Az 1974-es árhullám csúcsán a vízállás és a vízhozam együtt tetőzött, és ekkor fordult elő a legnagyobb esés (60,5 cm/km) is, míg a 2006-os árhullámkor a vízállás tetőzése egy nappal később következett be, mint a vízhozamé vagy az esésé.



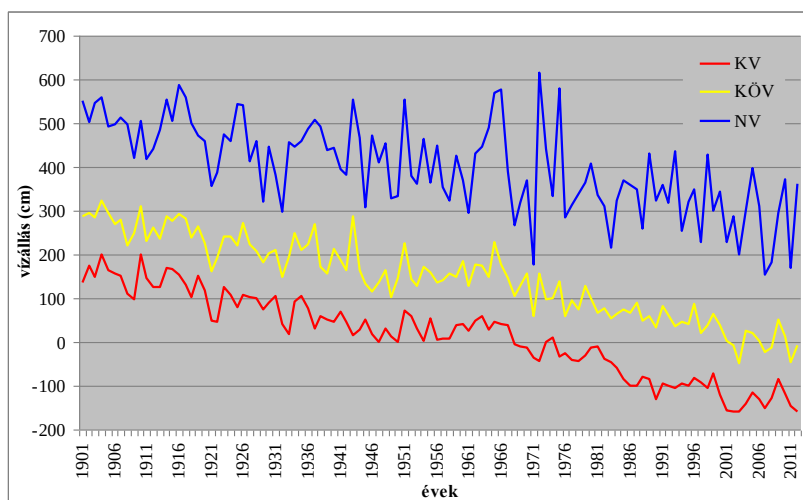
25. ábra: Az 1974-es (A) és 2006-os(B) rekord magas árvizek vízállásának, vízhozamának és esésének alakulása Hidasnémetinél

5.4. A Dráva hidrológiája

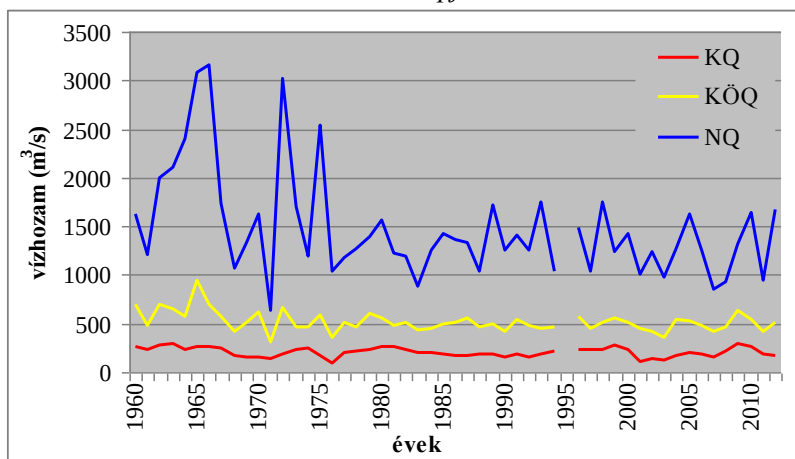
A. Vízállások és vízhozamok alakulása

A vízállások és vízhozamok alakulását a Dráva barcsi vízmércéje alapján jellemzem, mivel innen hosszabb adatsor áll rendelkezésre (26-27. ábra), mint Őrtilosnál, ráadásul ott a vízjárást a Mura igen jelentősen befolyásolja. A vízállás-adatsor (1901-2012) három főbb időszakra osztható.

Az **első időszakban (1901-1917)** 508 cm körüli nagyvizek (árvizek) voltak jellemzőek, és a közép- és kisvizek szintje is közel állandó volt (átlagos KÖV: 275 cm, KV: 150 cm), csökkenő trendet nem mutattak. Ezt jelzik az első két dekád egymáson futó gyakorisági görbék és az egymással párhuzamos meghaladási valószínűség-görbék is (28ab ábra). Ekkor még gyakorlatilag minden évben jellemzőek voltak az árvizek, amelyek évente 2-3 hétre (max. 1904. 54 nap) elborították az árteret. Ezek az árvizek rendszerint nem egyszerre vonultak le, hanem több rövid árhullámként, amit mutat, hogy az árvizek átlagos visszatérési ideje 4-6 hónap volt (29ab ábra).

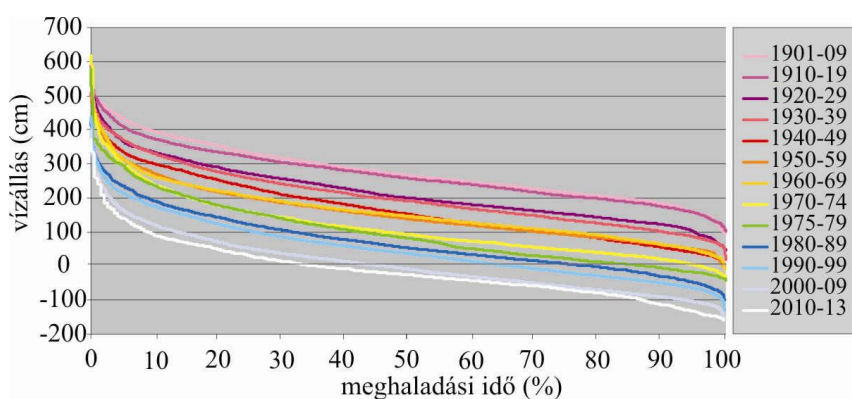


26. ábra: Jellegzetes vízállások (NV, KÖV és KV) alakulása a barcsi vízmérce adatai alapján

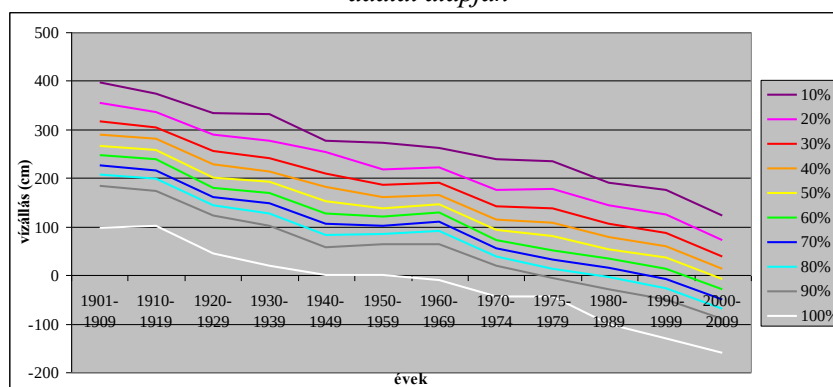


27. ábra: A Dráva vízhozamának alakulása Barcsnál (1960-2012)

A **második időszakot (1918-1967)** folyamatosan megdőlő, negatív rekordokat elérő éves vízállások jellemzik. Az átlagos középvizek szintje 186 cm-re, míg a kisvizeké 55 cm-re süllyedt, azaz 90-100 cm-rel váltak alacsonyabbá. Ezt mutatja a vízállás-gyakoriság és valószínűség-görbék folyamatos lejjebb tolódása is (28AB ábra). Míg a századfordulókor nem mértek 100 cm alatti vízállást, addig ebben az időszakban már gyakran megközelítette a vízmérce „0” pontját a legkisebb víz szintje. A vízszintek alászállását mutatja, hogy csaknem az összes gyakorisági kategóriához (10-90 %) tartozó vízszint értékek csökkentek, közel egységesen kb. 110 cm-rel. Ez a csökkenés (a gyakorisági és tartóssági görbék alapján is az 1940-es években volt a leggyorsabb, noha ez az időszak szerte Európában csapadékos volt. Egyedül az árvizek (1 %-os gyakoriságú vizek) szintje nem változott jelentősen (átlagosan 8 cm-rel csökkent, 500 cm-re). Az árvizek azonban egyre rövidebbé váltak, gyakran el is maradtak: míg az időszak elején egy évben akár 42 nap is lehetett árvizes (1926-ban) és félévente előfordult árvíz, addig az időszak végére már csupán 26 napig volt az ártér víz alatt az extrémén árvizes 1965-ös évben, és visszatérési idejük 1,4-2 évre nőtt (29. ábra).



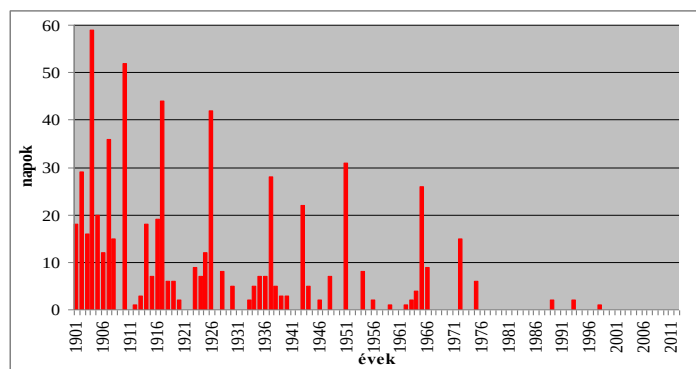
28.A. ábra: Évtizedenkénti vízállás-gyakoriság görbék a barcsi vízmérce adatai alapján



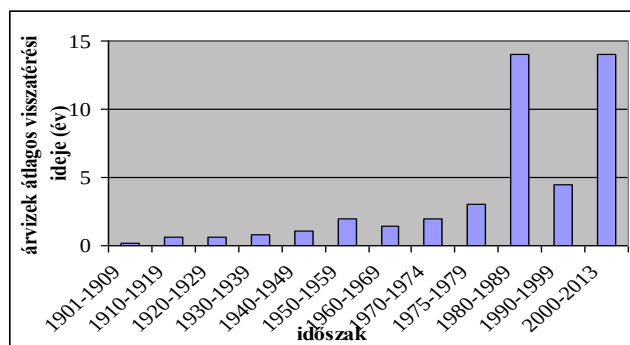
28.B. ábra: Különböző gyakoriságú vízállásokhoz tartozó vízszintek (meghaladási valószínűség-görbék) alakulása Barcsnál

A **harmadik időszakot (1968-2012)** az előző időszakban meginduló folyamatok egyre intenzívebbé válása jellemzi, amelyek felgyorsultak a Donja Dubravai Erőmű 1989-es üzembe helyezését követően. A kis (-81 cm) és közepes vizek átlagos szintje (56 cm) a korábbi időszakhoz

képest 130 cm-rel vált alacsonyabbá, ugyanakkor az éves nagyvizek átlagos szintje 500 cm-ről 326 cm-re csökkent, azaz 174 cm-rel szállt lejjebb. Az egyes gyakorisági kategóriákhoz tartozó vízállásértékek csökkenése a legkifejezettebb az időszak elején volt. Ekkor, az 1970-75-ös években a vízszintek közel 50-60 cm-rel csökkentek. Így ma már az 50 %-os meghaladási valószínűségű vizek szintje nem éri el a korábban 90%-os meghaladási valószínűségű vizek szintjét sem (28A ábra). Sőt, a 2000-2010-es évtizedben az időszaknak csupán 30 %-ában érte el, vagy haladta meg a vízállás a 38 cm-t, míg az 1900-as évek elején minden nap vízállása 97 cm felett volt, és még az 1960-69-es években is ezt a vízállást a napok 90 %-ában meghaladta a Dráva szintje. Ebben a 45 év hosszúságú időszakban csaknem teljesen elmaradtak az árvizek, hiszen összesen csupán 5 évben lépett ki a Dráva az árterére, és akkor is csupán 1-2 napra (29. ábra). Így ma már az árvizek visszatérési ideje (5-15 év) gyakorlatilag alig értelmezhető, hiszen a valódi árvizek elmaradnak, még olyankor is, mint például 2013-ban, amikor rekord mennyiségű hó tárolódott a vízgyűjtőn egészen késő tavaszig. (A vízállások ilyen tendenciája eléggé kétséges teszi a Dráva mentén jelenleg is zajló árter-rehabilitációs munkák sikerességét, fenntarthatóságát.)



29.A. ábra: Az árvizes napok (>420 cm) számának alakulása Barcsnál (1901-2012)



29.B. ábra: Az árvizek visszatérési ideje (év) évtizedenként a barcsi vízmérce adatai alapján

Leginkább az éves legnagyobb vízhozamok csökkenése jellemző: a korábbi időszakhoz képest 1989-ig (azaz az utolsó, Donja Dubrava-i erőmű megépüléséig) az átlagos NQ értéke 34%-al csökkent, majd 2012-ig további csökkenés figyelhető meg, így az 1967 előtti értékekhez viszonyítva az átlagos nagyvízi hozam napjainkban 41%-al kisebb (27. ábra, 3 táblázat). Különösen szembetűnő,

hogy az első horvátországi (Varasd: 1975) erőmű megépülte után a nagyobb árvizek elmaradtak és az 1750 m³/s-nál nagyobb vízhozamok teljesen eltűntek. A közepes és kisvízhozam értékek is csökkentek (25%-al) az 1967-ig tartó időszakhoz képest, de nem mutatnak jellegzetesen csökkenő trendet.

Összevetve a vízállások és a vízhozam alakulását megállapítható, hogy az árvizek és a hozzájuk tartozó nagy vízhozamok lassan eltűnnek a Dráváról, ami az ártereken addig zajló fluvialis folyamatok megszűntét eredményezi. Ugyanakkor bár a közép- és kisvizek szintje folyamatosan süllyed, vízhozamuk az utóbbi kb. 40 évben alig változik, ami egyértelműen a sodorvonal bevágódására utal.

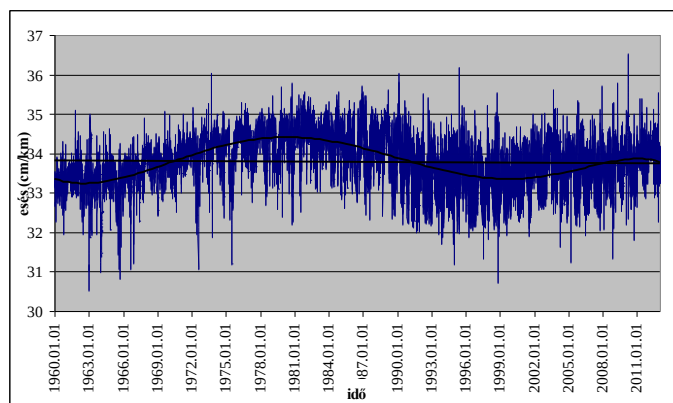
3. táblázat: Jellemző vízhozam (m³/s) és esés (cm/km) értékek alakulása a Dráván

	1960-1967	1968-1989	1989-2012
NQ	2165	1426	1289
KöQ	665	500	488
KQ	257	195	198
max esés	35,1	36,1	36,5
átlagos esés	33,3	34,2	33,6
min esés	30,5	31,0	30,7

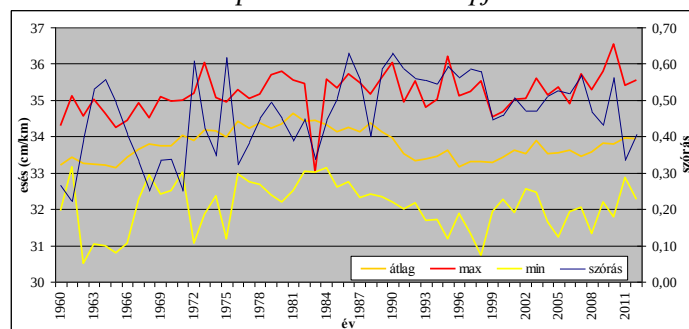
B. Esésviszonyok alakulása

Az esés kiszámítását csak 1960-tól tudtam megtenni, mivel ekkortól mértek rendszeresen az őrtilosi vízmércén. A számítás legfőbb hibája abban rejlik, hogy a barcsi és az őrtilosi vízmérce távol (81,8 km) vannak egymástól és ezért ezen a hosszú szakaszon a meder hossza is változott idővel (ezt nem tudtam számításba venni), valamint az árhullámok is több napig vonulhatnak le. Azonban az esés változásai utalhatnak a mederben lejátszódó folyamatokra.

A vizsgált időszakban a vízszint esése 30,5-36,5 cm/km között változott (30AB ábra). A legkisebb esés (30,5-32 cm/km) a mederből kilépő árvizek idején, míg a legnagyobb (35-36,5 cm/km) kisvizekkor jellemző (pl. a 36,5 cm/km maximum értéket -108 cm-es vízállásnál mérték 2010.02.28-án. Az éves átlagos esés 33,3 cm/km volt az 1960-as évek második feléig (ekkor még voltak árvizek a Dráván). Ezt követően folyamatosan nőtt az évi átlagos esés és a szórás értékekkel (0,25-0,63) változékonyak voltak 1989-ig (30b ábra). Azonban 1989 óta (az utolsó erőmű üzembe helyezése óta) bár az átlagos esés csökkent, a maximális értékek és a szórás is növekedett (0,34-0,63). Az eséscsökkenés a meder feltöltődésére utalhat. A szórás növekedés magyarázata pedig az lehet, hogy az erőmű csupán 18 fkm-re van az őrtilosi vízmércétől, és naponta két, akár 1,0-1,5 m magas „mini árhullámot” produkál az őrtilosi szelvényben. Természetesen ezek ellapulnak a folyón lefelé haladva, de hatásuk az esés változékonyosságában mutatkozik meg.



30.A. ábra: A Dráva napi vízszín-esés értékeinek alakulása Őrtilos és Barcs között a napi vízállás adatok alapján

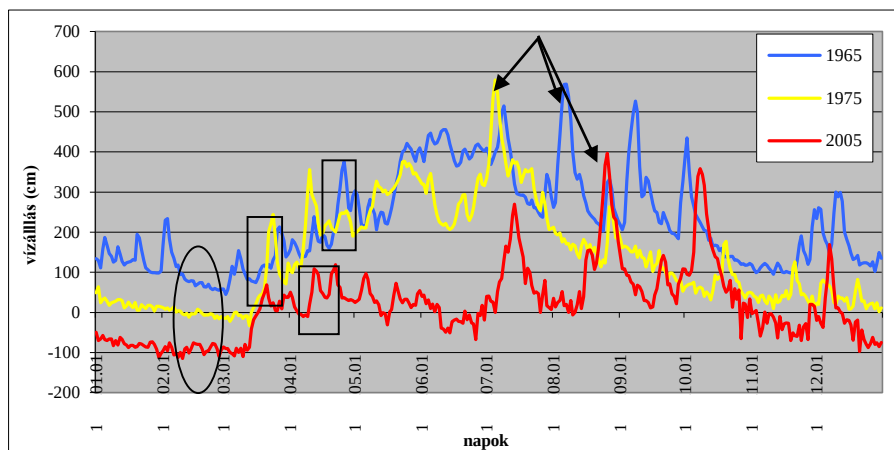


30.B. ábra: A Dráva éves jellemző vízszín-esés értékeinek alakulása Őrtilos és Barcs között a napi vízállás adatok alapján

C. Néhány jellegzetes nagy-, közép- és kisvízes időszak hidrológiája

Mivel a fenti elemzésekben egy-egy hosszabb időszakot jellemeztem, fontosnak tartottam annak vizsgálatát is, hogy vajon egy nagy-, közép- illetve egy kisvízes helyzet hidrológiája hogyan változott 1960 óta. Mivel a vízállások fokozatosan lejjebb tolódtak, nem lehetett teljesen hasonló vízjárású éveket kiválasztani, azonban törekedtem arra, hogy a fent elemezett időszakokból egy-egy reprezentáns évet válasszak, amikor előfordult árvíz vagy azt megközelítő vízállás is. A horvátországi tározók megépítése előtti időszakot reprezentálja az 1965. év, míg az 1975-ben lépett üzembe a varasdi erőmű, és 2005-ben már mindhárom horvát erőmű működött (31 ábra).

Mindhárom vizsgált évre jellemző, a téli kisvízes időszak, amely március közepéig tartott, illetve október végén kezdődött. A tavaszi hóolvadás és a kora nyári esők hatására 1965-ben fokozatosan emelkedett a vízszint nyár közepéig. Ugyanakkor a későbbi években bár a növekedés jelentkezik, de az árhullámok jóval kisebbek, és 2005-ben már nem léptek ki az ártérre. Ugyanakkor a nyár végén és kora ősszel mindhárom évben markáns, hasonló lefutású árhullámok is jelentkezték.

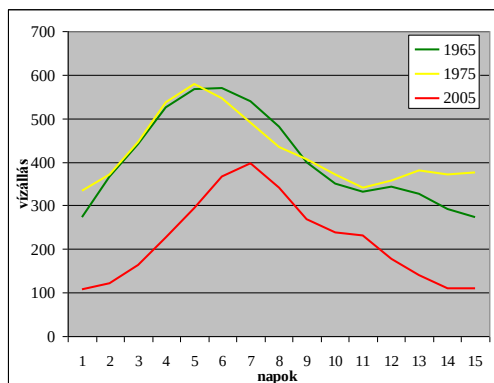


31. ábra: Egy-egy év vízállassai Barcsnál a horvátországi erőművek megépítése előtt (1965), alatt (1975) és mindhárom üzembe helyezése után (2005). A részletesen elemzett középvizes időszakokat a négyzetek, az árhullámokat nyilak, és a kisvizes időszakot kör jelzi.

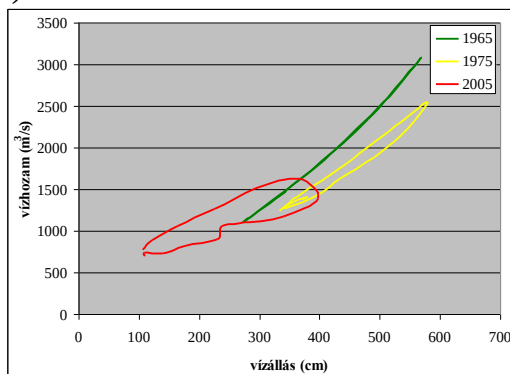
A nagy-, közép- és kisvizes időszakok összehasonlításához az évi NV, KöV és KV értékei körül mozgó 2 hetes időszakokat hasonlítottam össze.

Mindhárom vizsgált árhullámra jellemző, hogy hasonló ütemben áradtak (32A ábra): először gyorsan (62-82 cm/nap), majd lassuló ütemben (30-44 cm/nap). A tetőzést követően az apadás eleinte lassabb (30-32 cm/nap) volt, majd felgyorsult (55-72 cm/nap). Az első két árhullám még vízállás értékeiben is hasonló volt és 6-6 napig volt vízborítás alatt az ártér, azonban a 2005-ös árhullám már nem érte el a partél magasságát. Az árhullámok különbözősége a vízhozam és esés értékekben jelenik meg leginkább. Az adatok azt mutatják, hogy a Q-H görbék egyre inkább kinyíltak (32B ábra): míg 1965-ben az áradó és apadó ág csaknem azonos vonal mentén haladt (ez eredhet a vízhozam egyszerű számításából is), addig később a görbe két szára egyre jobban szétnyílt: míg 1975-ben az áradó ágban ugyanazon vízhozam kb. 20-30 cm-rel kisebb vízzel vonult le mint az apadó ágban, addig 2005-ben ez a különbség már 100-150 cm-re nőtt. Ez utóbbi egyértelműen arra utal, hogy az áradó ágban intenzív medererózió, és/vagy apadáskor intenzív mederfeltöltődés zajlik. Ezt támasztja alá a vízszint esésének alakulása is (32C ábra). Az árhullámok tetőzése előtt 1-2 méterrel volt jellemző mindhárom esetben a legnagyobb esés (1965-75: 34,1 cm/km és 2005: 35 cm/km). Azonban 1965-ben és 1975-ben miután az árhullám kilépett az ártérre, az esése erőteljesen lecsökkent, és tetőzéskor érte el a legkisebb értéket (1965-75: 31,1 cm/km és 2005: 32,1 cm/km). Ez az 1965-ös és 1975-ös árhullámok esetén összefüggésben lehet azon irodalmi adatokkal, miszerint mederkitöltő víznél történik a legintenzívebb mederformálás, majd az ártérre lépéskor a vízfolyás veszít energiájából. Ugyanakkor a 2005-ös görbe arra is utalhat, hogy a nagyvízi meder leszűkül, és a mederformáló vízhozam 300 cm vízállásoknál fordulhat elő. A vízállásgörbék apadó ágainak növekvő esése intenzív hordalékszallító és feltöltő tevékenység lehetőségét vetíti előre. Nagyon fontosnak tartom, hogy míg az első két árhullámkor a Dráva esése 31-34 cm/km között volt, addig a 2005-ös során már 32-35 cm-re nőtt, ami mindenképpen nagyobb hordalék-elragadó képességet és bevágódást tehet lehetővé.

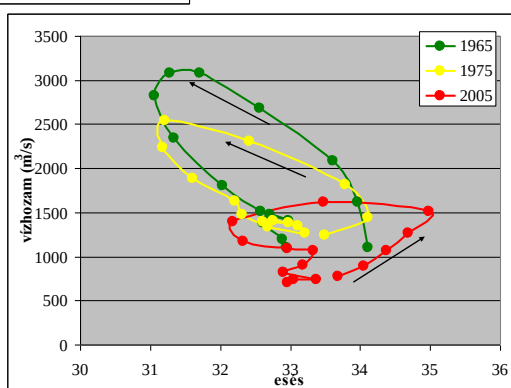
A)



B)

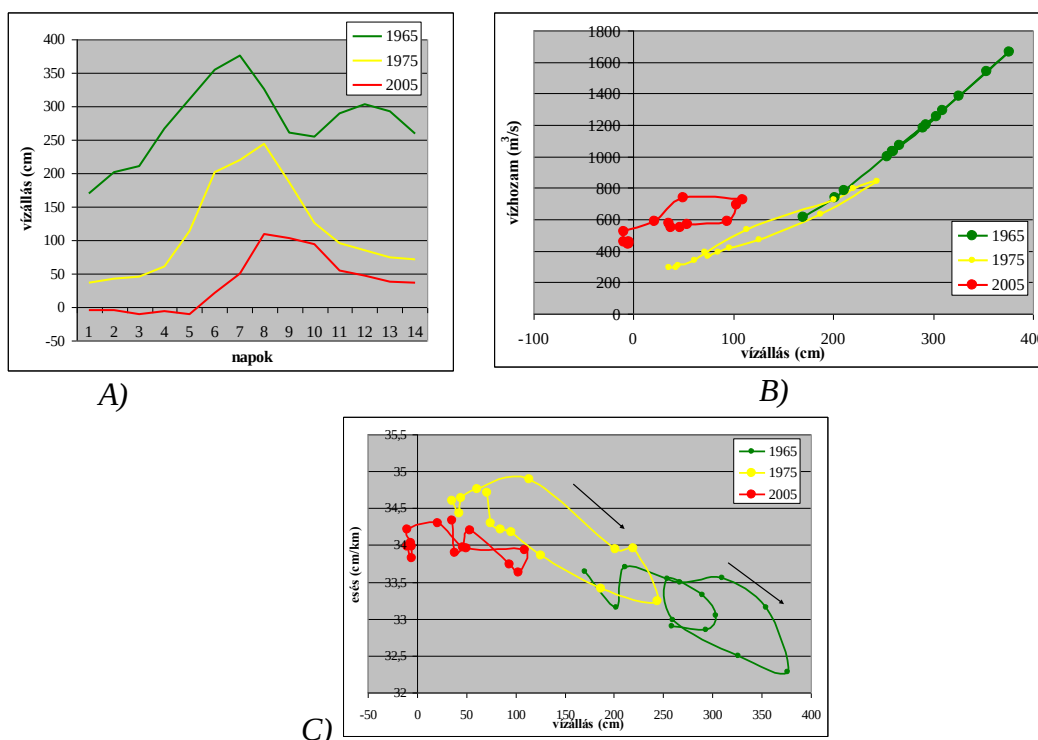


C)



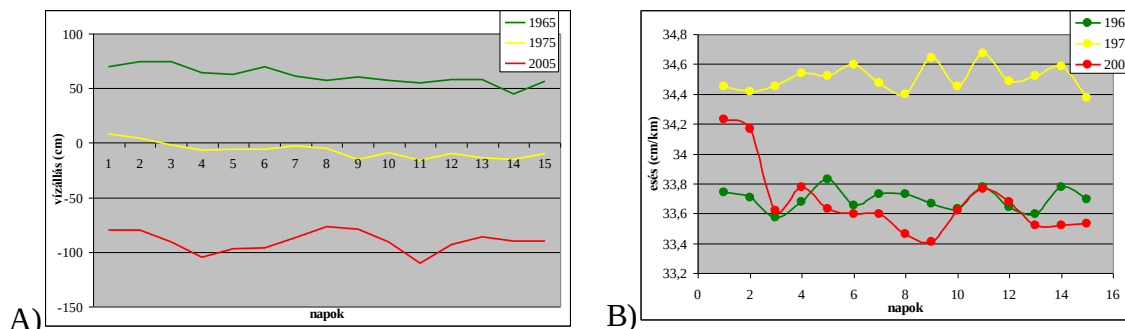
32. ábra: A nagyvizes időszakok jellemzői Barcsnál. A: vízállások, B: vízállás-vízhozam görbék, C: esés-vízhozam görbék (vizsgált időszak: 1965.08.02-16; 1975.07.01-15 és 2005.08.20-09.03)

Az vizsgált három év egyikében sem fordult elő tartósan az éves KöV szintjében álló vízállás, inkább kisebb árhullámokról beszélhetünk. Ennek megfelelően olyanokat próbáltam kiválasztani, amelyek az adott év KöV szintje körül mozogtak és amelyek a téli kisvizes időszak után először fordultak elő. A vízszintek lejjebb tolódása a vízállásgörbéken jól nyomon követhető (33A ábra). A Q-H görbék futása eltér az árvizeknél tapasztaltaktól: ott, bár a görbék szétnyíltak, de egy közös trendvonalra illeszkedtek. Ugyanakkor erre közös vonalra csak az 1965-ös és 1975-ös közepes vízállásadatok illeszkednek, a 2005-ös görbe jelentősen feljebb tolódott (33B ábra). Ez arra utal, hogy ekkor ugyanaz a vízhozam (pl. 600 m³/s) már 60-80 cm-rel alacsonyabb vízállás mellett vonult le, ami egyértelműen a középvízi meder bevágódására utal. Ugyanakkor az adott vízállásokhoz tartozó vízszint-esés értékek azt mutatják, hogy bár az áradással csökken az esés (csakúgy mint a nagyvizek esetében), középvízi meder esése az 1975-ös évben nagyobb volt, mint előtte vagy utána. Ez esetleg arra is utalhat, hogy az erőművek indukálta bevágódás lassul, és 2005-re már a mederfeltöltődés dominált (de ennek bizonyítására nincsenek mederszelvény adatok).



33. ábra: A középvizes vízállású időszakok jellemzői. A: vízállások, B: vízállás-vízhozam, C: vízállás-esés görbék (vizsgált időszak: 1965.04.20-05.03; 1975.03.17-30 és 2005. 04.05-18)

Mindhárom vizsgált évben a tartós kisvizes időszak legkisebb vízállásai az év elején, februárban fordultak elő. Az egyes évek között 60-70 cm-rel süllyedt a vízállás (34A ábra), ugyanakkor míg a vizsgált két hét vízhozamának átlaga 1965-ben még 300 m³/s volt, addig 1975-ben lecsökkent 213 m³/s-ra, majd 2005-ben 264 m³/s-ra nőtt. Ez azt jelzi, hogy a kisvízi meder nemcsak bevágódott, de 2005-re némileg szélesedett is, hiszen csak így lehetséges, hogy kisebb vízszinttel is közel akkora vízmennyiséget vezetett le, mint 1965-ben. Az esés értékek napi alakulása érdekes, hiszen jól látszik rajta a hullámokban levezetődő víz, ami nagyobb vízállások esetében nem jelent meg (34B ábra). Az esés-értékek, csakúgy, mint a középvízi meder esetében az 1975-ös évben nagyobbak voltak, ami arra utal, hogy a bevágódás folyamata mérséklődik. Ugyanakkor összevetve ezen értékeket például a nagyvizes értékekkel az is kitűnik, hogy a kisvizes időszakok átlagos esése nagyobb, mint ugyanazon év nagy- illetve középvizes időszakainak. Ez a mederformák szárazra kerülésével és a zátonyfrontokon átfolyó víz nagyobb esésével magyarázható.



34. ábra: A kisvizes időszakok vízállásai (A), és az esésértékek alakulása (B) Barcsnál (vizsgált időszak: 1965, 1975 és 2005. február 17 és március 3)

Összességében megállapítható, hogy a Dráva hidrológiája folyamatosan változik, hiszen vízállásai az 1910-es évek vége óta folyamatosan csökkennek. Ez egybeesik a Dráván a vízerőműrendszer kiépülésével, hiszen az első vízerőművet 1918-ban adták át. Azóta a vízszintek folyamatosan csökkentek, így mára az árvizek teljesen elmaradnak, és az egykori középvizek szintjében vannak a legnagyobb évi vízállások. Sajnos hasonló hosszúságú vízhozam adatsorral nem rendelkezünk, de azt a meglévő adatok is jól mutatják, hogy az 1975-89 között megépült három horvátországi vízerőmű a hidrológiai változásokat felerősíthette, hiszen a nagyvízi vízhozamok erőteljesen lecsökkentek, igaz, a kis- és középvízi hozamok csökkenése mérsékeltebb. Azonban már ez is ellentétes azzal az általános megállapítással (pl. Williams és Wolman 1984), miszerint a vízerőművek a kisvízi hozamokat növelik. Ez talán esetünkben azzal magyarázható, hogy a vízkivétel is jelentős lehet (de erről adatokkal nem rendelkezem). Az Őrtilos és Barcs közötti szakaszon az esés az 1960-as évek végétől az 1980-as évekig folyamatosan nőtt, ami egybeesik az intenzív tározó építési és feltöltési időszakkal (ekkor csökkentek le ugrásszerűen is a vízszintek), tehát ekkor egy intenzív mederbevágódás történhetett. Ez a bevágódás napjainkra mérséklődött, ami kapcsolatban lehet azzal is, hogy a kisvízi vízállások vízhozama nem csökkent, ami inkább a kisvízi meder szélesedésére utal.