

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR
TERMÉSZETI FÖLDRAJZI ÉS GEOINFORMATIKAI TANSZÉK

KANYARULATFEJLŐDÉS ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLATA
A DRÁVÁN ÉS A HERNÁDON

OTDK DOLGOZAT

Készítette:
Balogh Márton
II. Geográfus MSc

Témavezető:
Dr. Kiss Tímea
egyetemi docens

Szeged

2015

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	1
2. Irodalmi előzmények.....	2
2.1. A vízfolyások hordalék-szállítási folyamatai, különös tekintettel a kavicsos fenékhordalékú folyókra	2
2.2 A vízfolyások medermintázata	6
2.3. Meder- és völgydinamika	11
2.4. Zátonyképződés a kavicsos és homokos medrű vízfolyásokban.....	13
3. A mintaterületek bemutatása	15
3.1. A Dráva.....	15
3.1.1. Vízyűjtőterület	15
3.1.2. Hidrológiai paraméterek	16
3.1.4. Antropogén hatások.....	18
3.1.5. Részletesen vizsgált folyószakasz	19
3.2. A Hernád.....	20
3.2.1. A Hernád vízyűjtője.....	20
3.2.2. Hidrológiai viszonyok	21
3.2.3. A Hernádot érő antropogén hatások	22
3.2.4. A részletesen vizsgált kanyarulat	23
4. Alkalmazott módszerek.....	24
5. Eredmények.....	26
5.1. A vizsgált folyók vízállásának és vízhozamának alakulása	26
5.2. A Dráva és a Hernád vizsgált kanyarulatainak fejlődése	32
5.2.1. A kanyarulat kialakulása a Dráván	32
5.2.2. A kanyarulat belső ívének alakulása a Dráván	35
5.2.3. Az aktív övzátony szemcseösszetétele a Dráván.....	37
5.2.4. Kanyarulatfejlődés a Hernádon	38
6. Összegzés	41

Tartalmi összefoglaló

A Dráva és a Hernád hidromorfológiai viszonyai az elmúlt évtizedekben az antropogén tevékenységek (szabályozások, erőművek és a hozzájuk tartozó duzzasztók) hatására nagymértékben megváltoztak. Ezek az emberi beavatkozások jelentősen módosították a folyók hidrológiai jellemzőit, kanyarulati paramétereit, illetve az akkumulációs és eróziós folyamatokat. Kutatásom célja a két folyó kavicsos fenékhordalékú szakaszának egy-egy kanyarulatán az indirekt antropogén hatások által befolyásolt kanyarulatfejlődés nyomon követése és összehasonlítása.

A vizsgált kanyarulat a Dráván Sigetec mellett (220-222 fkm), míg a Hernádon Hernádcécénél (72-74 fkm) található. A vizsgálathoz összehasonlítottam a két folyó hidrológiai paramétereit. A kanyarulatok fejlődésének vizsgálatához katonai felméréseket, vízügyi és kartográfiai térképeket, légifotókat és ortofotókat használtam. A parterózió vizsgálatát RTK-s GPS méréssel végeztük, míg a Dráván a belső ív épülését dendrológiai módszerekkel elemeztük. A kavicsanyag szemcseösszetételének meghatározását Digital Gravelometer segítségével végeztem.

Eredményeim szerint a két folyó hidrológiai jellemzői részben hasonlóak. Mindkét folyóra jellemző az éves kis- és középvizek szintjének csökkenése, azonban ez a Hernádon csupán 66 cm, míg a Dráván 182 cm 1901 óta. A nagyvizek azonban eltérően alakultak, mivel a Dráván az erőművek üzembe lépésével mérséklődött az éves legnagyobb vízállás szintje, így jelenleg már ritkává és rövidevé váltak az árvizek. Ezzel szemben a Hernádon az utóbbi tíz évben háromszor is megdőlt az LNV (2004, 2006, 2010). A vízhozamok esetében is jelentős különbségek vannak, hiszen míg a Dráván jelentősen lecsökkentek az éves kis-, közép-, és nagyvízhozamok, addig a Hernádon folyamatos a kis- és közepes vízhozamok növekedése.

Az erőművek módosítják a bevágódás és a parterózió mértékét is, ugyanis a legkisebb mederszélesség a Dráván 536 m-ről 80 m-re, míg a Hernádon 55 m-ről 25 m-re csökkent. A parterózió éves sebességében mindkét folyón egy folyamatosnak mondható növekedés zajlik.

Erdő csak a drávai mintaterületen borítja az övzátonysorokat, így a partépülés üteme és módja csak itt vizsgálható dendrológiai módszerrel. A Dráván a legidősebb felszín 1989-ben stabilizálódott, majd ehhez forrtak hozzá a fiatalabb övzátonyok. Tehát az övzátonyok gyors fejlődése a Donja Dubravai Erőmű üzembe lépéséhez köthető vízszintsüllyedéshez kapcsolódik.

Kulcsszavak: Dráva, Hernád, vízerőművek, parterózió, mederszélesség csökkenése, dendrológia, Digital Gravelometer

Abstract

The hydro-morphological conditions of the Dráva River and the Hernád River has greatly changed in the last few decades due to the anthropogenic impacts (e.g. channel regulation works and the hydroelectric power plants with the barrages). These human impacts have significantly changed the hydrological variables, the morphological characteristics, the erosional and depositional processes of both rivers. The aim of this study is to investigate and to follow up the development of a meander on the gravel bedded reach of both rivers, which are affected by indirect anthropogenic impacts. In my results it is seen that after the installation of the hydroelectric power plants the daily minimal, average and maximal water-levels has greatly decreased on both rivers. During the last almost 115 years the decrease of the average water-level on the Dráva River was 182 cm, meanwhile on the Hernád River it was 66 cm. The deepening of the channel and the rate of the bank erosion are also affected by the hydroelectric power plants because the minimal width of the Dráva River has narrowed from 536 m to 80 m and the minimal width of the Hernád River has also narrowed from 55 m to 25 m. The annual rate of the bank erosion was successively increasing on both rivers. On the Dráva River we have complemented our results with the dendrological analysis of timber on the point bar and with the sedimentation analysis of the bank material which was done by the Digital Gravelometer software.

Keywords: Dráva River, Hernád River, hydroelectric power plant, bank erosion, channel narrowing, dendrology, Digital Gravelometer

1. Bevezetés

Napjainkban a vízfolyásokat érő direkt és indirekt emberi hatások jelentősen módosítják a folyók hidrológiai jellemzőit és hordalékszállítását, illetve ezeken keresztül a mederben zajló folyamatokat. Csaknem a Föld minden folyóját érintik a direkt antropogén beavatkozások (pl. völgyzárógátak, kanyarulatok levágása, meder kibetonozása vagy a partbiztosítások), míg az indirekt hatások (pl. klímaváltozás, tájhasználat változása, urbanizáció) kétség kívül minden folyó hidrológiáját befolyásolják. A Dráva és a Hernád vízrendszerén több vízerőmű és a hozzájuk kapcsolódó víztározó is épült, illetve jelentős mértékű a vízviasszatartás és a vízkivétel, amelyek befolyásolhatják a két folyó hidrológiai jellemzőit és ezen keresztül a kanyarulatképzését. A víztározóban a lecsökkenő vízsebesség miatt a hordalék jelentős része lerakódik, az alsóbb szakaszon pedig a tisztavíz erózió hatására felgyorsul a meder bevágódása és a partok eróziója. A parterózió komoly problémát jelent a mezőgazdaságra nézve, mivel fontos termőterületeket mos el a víz évről-évre, illetve az erózió során a folyóba kerülő hordalék megváltoztatja a folyó hordalékháztartását is. A Dráva és a Hernád antropogén hatásokra adott válasza azért összehasonlítható, mert maga az antropogén tevékenység is hasonló, illetve mindkét folyó nagy esésű, kavicsos fenékhordalékú és mindkét folyón intenzív kanyarulatfejlődés és parterózió zajlik. Bár a Dráva és a Hernád magyarországi szakaszán kevés a mérnöki létesítmény, mindkét folyón jelentősek az emberi beavatkozások a felsőbb szakaszon, ahol számos duzzasztót építettek. A duzzasztók jelentős vízviasszatartó hatása miatt mindkét folyón csökkent a kisvizek magassága, a Dráván elmaradtak az árvizek, valamint jelentősen megváltozott a folyók hordalékháztartása is.

Célom az indirekt antropogén hatások által befolyásolt kanyarulatfejlődés nyomon követése és összehasonlítása. Ehhez a két folyó kavicsos fenékhordalékú szakaszán egy-egy kanyarulat fejlődését a kanyarulati paraméterek alakulása, a parterózió és partépülés tér- és időbeliségének vizsgálata, illetve a zátonyok kavicsanyagának elemzése alapján kívánom értékelni. Az eredményeket össze kívánom vetni a két folyó hidrológiai paramétereinek alakulásával.

2. Irodalmi előzmények

Mivel a Dráva és a Hernád is durva kavicsanyagot szállít, ezért először áttekintem és összehasonlítom a kavicsos és homokos vízfolyások jellemző hordalék-szállítási folyamatait, a vízfolyások medermintázatát és mederformáit. Mivel mindkét folyóban nagy kiterjedésű zátonyfelszínek alakultak ki, ezért áttekintem a zátonyképződés folyamatát is.

2.1. A vízfolyások hordalék-szállítási folyamatai, különös tekintettel a kavicsos fenékhordalékú folyókra

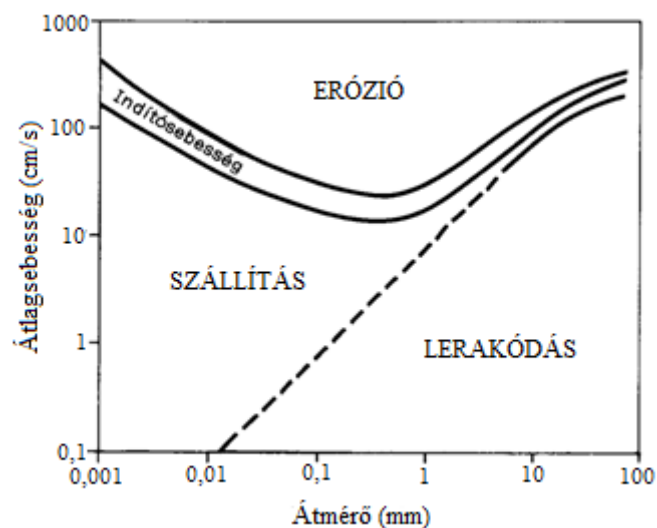
A folyók mederanyaga és a mederben lejátszódó folyamatok között szoros összefüggés van. Kezdetben csak nagyjából homogén szemcsékből álló medrek változását vizsgálták, ám hamar kiderült, hogy a természetben sokkal inkább a vegyes szemcseösszetételű mederanyaggal rendelkező folyók jellemzőek, így azok vizsgálata is fokozott figyelmet érdemel (Shields 1936). Az egyre több folyón, és egyre nagyobb tér- és időbeli felbontásban elvégzett felmérésekből átfogó képet kaphatunk a mederben lejátszódó hordalék-szállítási folyamatokról, illetve a meder morfológiájának változásáról is (Rákóczi és Sass 1996). A mederben zajló folyamatokat, illetve az eredményükként kialakuló formákat elsősorban a vízhozam és a hordalék-utánpótlás határozza meg (Buffington 1999). A folyók morfológiai és hordalék-szállítási tulajdonságai azonban igen komplex folyamatok, melyeket számos tényező befolyásol, ezért nehéz a vizsgálatuk és kapcsolatrendszerük feltárása, ráadásul ezek sem térben, sem időben nem állandóak (Best és Rhoads 2008).

A folyó aljzatában lévő anyag nem más, mint a folyóvíz által különböző módon szállított, különböző mérettartományba tartozó, ideiglenesen nyugalomba kerülő hordalékszemcsék összessége (Emmet 1981). A folyók hordaléktömegét számos tényező befolyásolja, például a vízgyűjtő-terület földtani felépítése, domborzati és éghajlati adottságai, az aprózódási-mállási folyamatok, illetve az antropogén beavatkozások mértéke (Lóczy és Veress 2005).

A hordaléktermelést és -szállítást irányító legfontosabb erő a gravitáció, mely direkt vagy indirekt módon befolyásolja ezeknek a folyamatoknak a tér- és időbeliségét (Statham 1977). Az áramló víz mozgási energiája révén – mely a szintkülönbségből adódik – folyamatosan erodálja a meder és a part anyagát, így termelve hordalékot. A **hordaléktermelés** többféleképpen mehet végbe a mederanyag fizikai tulajdonságaitól (méret,

alak, sűrűség), a víz összetételétől, illetve a szállított hordalék mennyiségétől és minőségétől függően (Knighton 1998).

A kohézió nélküli és a kohéziós mederanyagú folyómedrekben lejátszódó hordaléktermelési folyamatok lényegében eltérőek. A kohézió nélküli medrek anyaga elsősorban homokból és kavicsokból áll. Abban, hogy egy kohézió nélküli szemcse elmozduljon a mederaljzatról, három tényező játszik szerepet: a kritikus nyíróerő, amely az adott szemcse kimozdításához szükséges; a kritikus sebesség, ami mozgásban tartja a szemcsét; és az emelőerő, amely kiemeli a szemcsét a helyéről. E három tényező a szemcseméret függvénye (Knighton 1998). A *kritikus nyíróerő* azt jelenti, hogy a meder szálban álló szemcséire az áramló víz által kifejtett erő eléri vagy meghaladja a szemcse súlyából adódó ellenálló erőt, így a szemcse kimozdul eredeti helyzetéből és megindul az elszállítódás. A kritikus nyíróerő a szemcse méretének, a szemcse morfológiájának és a beágyazódás mértékének a függvénye. Ebből adódóan a homokos medrű vízfolyásokban a szemcse felemeléséhez szükséges erő jóval kisebb, mint a kavicsos medrű folyóknál (Knighton 1998). A *kritikus sebesség* a hordalék szemcse mozgásban tartását határozza meg, ami a szemcse mérete és a víz sebessége közötti összefüggést jelenti (Knighton 1984). Legkönnyebben a közepszerű homok lendül mozgásba (1. ábra).



1. ábra: A Hjulström által készített diagram egyszerűsített változata (forrás: Borsy 1992)

Meg kell jegyezni, hogy az erózió során mozgásba lendülő szemcsék mozgásban tartásához jóval kisebb energia kell, mint az elindításukhoz – nagyjából a mozgásba lendüléshez szükséges energia kétharmada (Morisawa 1985). Az *emelőerő* a vonzóerőre merőlegesen ható erő, mely a vonzóerő nagyságától függetlenül képes a szemcsét eredeti helyzetéből kimozdítani. Az elmozdítás két féle módon mehet végbe: (1) a szemcse alját és

tetejét érő jelentős sebességkülönbség hatására a szemcse felfelé irányuló mozgást végez, illetve (2) a turbulens örvények hatására a szemcse mögött emelő hatást kifejtő, helyi sebességkomponens alakul ki (Alekseevskiy 2008).

Nagy kohéziójú sziklatalapzatos, illetve iszapos-agyagos medreknél a hordaléktermelés folyamata jóval összetettebb. Az ilyen típusú medreknél nemcsak az üledék és a víz fizikai tulajdonságai határozzák meg a hordaléktermelést, hanem a mederanyag kémiai összetétele is jelentősen befolyásolja a folyamatot. A nagykohéziójú mederanyagú folyóknál az erózió inkább egy alacsonyabb hierarchia szinten van jelen (Hey 1982). Az ilyen jellegű erózióknak négy fő fajtáját különböztetjük meg: a korróziót, a korráziót, a kavitációt, illetve a görgetegtördelés folyamatát (Knighton 1998). *Korrózióról* akkor beszélünk, amikor a vízrészecskék reakcióba lépnek a mederanyagban felhalmozódott kémiai anyagokkal és a víz a mederfenéket kémiaiilag bontja. A *korrázió* során a medrében áramló víz a szállított hordalékszemcsékkel csiszolja a meder (szálban álló) anyagát, illetve az egymáshoz ütköző szemcsék aprózódása is jelentős, mely az anyag finomodását jelenti (Walling és Amos 1999). A *kavitáció* során lokálisan, rövid ideig tartó nyomáskülönbség alakul ki, mely során levegővel töltött gázbuborékok jönnek létre. Ezek a buborékok a nyomáskülönbség megszűntével szétrobbannak, így ha a buborékok a mederaljzaton vannak, akkor a robbanás hatására szemcséket mozdítanak ki a meder szálban álló anyagából. Ez a fajta eróziós folyamat első sorban szűk keresztmetszetű, sziklatalapzatú szakaszokon, nagysebességű vízfolyások esetén léphet fel (Alekseevskiy 2008). A *görgetegtördelés* során a víz, az általa szállított hordalékkal bombázza, tördeli a nagyobb tömböket, míg azok elég kicsik nem lesznek ahhoz, hogy elszállítsa őket (Brown 1963). A kavicsos fenékhordalékú medrek kavicsanyaga származhat a görgetegtördelésből, kavitációból, korrázióból, de a kis kohéziójú medrek medereróziója során is keletkezhet.

A kitermelt **hordalék elszállítása** többféle módon történhet. Például a hordaléknak a *víz felszínén való úsztatásával*, ám ez a szállítási mód igen jelentéktelen, mivel elsősorban faágakat és szemetet szállít így a folyó. Nagyobb szemcseátmérőjű hordalék, például durva homok, kavics és nagyobb görgeteg esetén a szállítás végbemehet a mederfenéken görgetve, illetve egyes szemcsealakoknál a mederfenéken csúsztatva is. Ilyenkor a részecskemozgás nem folyamatos, valamint a szemcse leghosszabb tengelye a mozgás irányára merőleges (Knighton 1998). A szállítás mértéke a vízhozamtól és az eséstől, míg a szemcsék mérete a víz sebességétől és mélységétől, a meder érdességétől, illetve annak geometriájától is függ. Minél nagyobb a meder érdessége, annál hamarabb csapdázódik a hordalék. A kitermelt hordalék elszállításának egyik legfontosabb módja a finomabb szemcsék, azaz az iszap és az

agyag lebegtetett módon történő transzportációja. (Robert 2003). Gyakori a lebegtetés és görgetés kombinációja is, az úgynevezett szaltáció, amelyet átmeneti jellegű, időszakos szállítási módnak tartanak, amelyhez turbulencia szükséges. Ennél a szállítási módnál a szemcsék a fenékről visszapattannak, majd újra becsapódnak, újabb szemcséket hozva mozgásba (Knighton 1998). Nem feledkezhetünk meg a vízben oldott formában szállított anyagról sem, aminek a koncentrációja árvízkor a legkisebb, viszont az ionok összömege ekkor a legnagyobb (Stevens és Yang 1989).

Már a homokszemcsék folytonos lebegtetésére is csak az igen sebes folyású vízfolyások képesek, a nagyobb kavicsok pedig jellemzően csak áradáskor kerülnek mozgásba (Dietrich et al. 1989). Bathurst (1993) a folyókat fenékhordalékuk mérete alapján csoportosította, és meghatározta az egyes medertípusokra jellemző esést, fenékhordalék szemcseátmérőt, szélesség/mélység arányt, valamint a vízáramlást – és ezzel a hordalékszállítást is – gátló ellenállások hozzávetőleges értéktartományait. (1. táblázat).

1. táblázat Bathurst (1993) medertípusai a szállított hordalék szemcsemérete alapján és főbb jellemzőik

Medertípus	esés (%)	fenékhorda-lék szemcse-átmérője (mm)	szélesség/mélység arány (m)	Darcy - Weisbach-féle ellenállási koefficiens (ff)	Manning-féle meder-érdesség (n)
<i>homokos</i>	$\leq 0,1$	≤ 2	5-10	0,01 - 0,25	0,01 – 0,04
<i>kavicsos</i>	0,05 – 0,5	10 – 100	≥ 10	0,01 - 1	0,02 – 0,07
<i>görgeteges</i>	0,5 – 5	≥ 100	2-10	0,05 - 5	0,03 – 0,2
<i>szikla</i>	≥ 5	változó	≤ 2	0,1 - 100	0,1 - 5

A szállítás során a mozgásban lévő szemcsék egymáshoz és a mederhez való ütközésük során folyamatosan erodálják a medret, így a hordaléktermelésben is szerepet játszanak. Ez a medererózió a térben háromféle irányú lehet: (1) *vertikális*, amikor a bevágódás révén mélyül a meder (kereszt-szelvényben kimutatható); (2) *laterális-/parterózió* esetén a meder szélesedik és/vagy oldalirányban elmozdul (kereszt-szelvényben kimutatható); (3) *regresszió* esetén a völgyfő felső pontja hátravágódik (hossz-szelvény mentén kimutatható).

A kavicsos medrű folyóknál jellemző a mederpáncél kialakulása. Ez elsősorban sekélyebb vizű folyóknál, illetve tartós kisvizek esetén alakul ki, amikor az áramlás a kisebb szemcséket elmosza a mederfelszínről, a visszamaradó nagyobb (kavics) szemcsék pedig egy összefüggő páncélt alakítanak ki, mely védi az alatta található apróbb szemcséket az elszállítódástól. A folyamatosan érkező hordalék a kavicsok közötti rést teljesen kitölti, így az újonnan érkező hordalék nem tud tartósan megmaradni a mederaljzaton és tovább szállítódik.

Így a meder érdekessége csökken, ami tovább csökkenti a súrlódást, mely végül a vízfolyás felgyorsulásához vezet. Ha a mederpáncél felszakad, akkor jelentős medermorfológiai változásokat okoz (Rákóczi 1981). Maga a mederpáncél jelentősen lelassítja a kanyarulatvándorlást, illetve nagymértékben befolyásolja annak dinamikáját.

A **hordalék akkumulációja** szintén egy összetett folyamat, amely nem írható fel egyetlen folyamat eredőjeként. Az egyik fontos tényező, hogy a különböző nagyságú szemcsék különböző sebességgel haladnak, így a fő áramlási zónák közötti áramlási holtterekbe kerülő kisebb szemcsék is lelassulnak, majd összetorlódnak. Fontos szerepet játszanak a mederegyenetlenségek is, amelyek jelentősen befolyásolják az áramlás örvényességét, sebességét és nyomását. Ezek helyenként szívó örvényeket generálnak, melyek eróziót okoznak, másutt pedig akkumulációt előidéző dobó örvényeket alakítanak ki (Morisawa 1985). A felhalmozódás menete a Froude-számmal fejezhető ki, amely azt fejezi ki, hogy egy áramló közegben az áramlási sebesség hogyan viszonyul a sebesség növekedése következtében kialakuló örvények sebességéhez. Ha a Froude-szám kisebb 1,0-nél, akkor a vízfolyás kritikus vízsebesség alatti, azaz az akkumuláció dominál. Ilyenkor létrejöhetnek homokfodrok és zátonyok. Abban az esetben, amikor a Froude-szám 1,0-hez közeli, a folyó kritikus vagy szállítási sebességű. Ilyenkor minden szemcse mozog a meder alján, a formák pedig elmosódnak, és megközelítőleg sík mederfenék alakul ki. Ha a Froude-szám 1,0-nél nagyobb, akkor a vízfolyás sebessége kritikus érték feletti, és ilyenkor a mederfenéken a folyásiránnyal ellentétesen mozgó antidűnék jelenhetnek meg a sekély mélységű, de nagy energiájú folyókban.

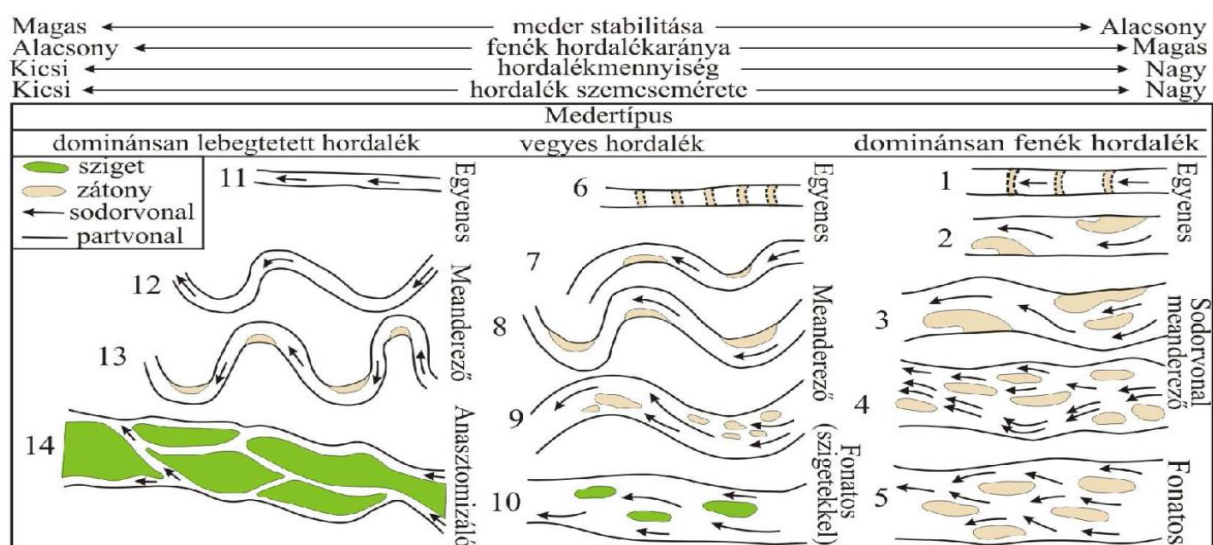
2.2 A vízfolyások medermintázata

A folyókban zajló folyamatok megértésének első lépése lehet a folyószakaszok osztályozása, amely során a vízfolyást vagy annak egy szakaszát hidrológiai paraméterei és geomorfológiai tulajdonságai szerinti csoportokba sorolják. Az osztályzás segítségével értelmezhetővé válnak a folyók dinamikus változásai, illetve feltárhatók a folyótípusok közötti kapcsolatok. Az osztályozási rendszerek segítségével besorolható a Föld bármely folyója, és ezzel könnyebbé válhat a kutatók vagy az ártér-rehabilitációt végzők munkája (Harman 1999).

Leopold és Wolman (1957) szerint a legfontosabb medermintázatot befolyásoló tényező a vízhozam és az esés, ami alapján elkülönítették az egyenes, a meanderező és a fonatos mintázatokat. Véleményük szerint a medermintázat nem statikus, hanem dinamikus jellegzetesség, mivel térben és időben is folyamatosan változnak, egymásba alakulnak.

Vizsgálataik során ezt az átalakulást egy hatlépcsős folyamatként írták le. Knighton (1998) a Leopold-Wolman-féle osztályozást a part stabilitásával, a hordalék mennyiségével és szemcseméretével egészítette ki.

Schumm (1977) és Miall (1977, 1985) a vízhozamot, a hordalékhozamot, a völgy lejtését és a hordalék szemcseméretét tartották a legfontosabb medermintázatot befolyásoló tényezőknek. Schumm (1977) az alluviális folyómedreket a hordalék jellemzői és a hordalékszállítás módja szerint három csoportba sorolta, majd a mederstabilitással és a mederdinamikával kombinálva ezeket, összesen 14 altípust határozott meg (2. ábra):



2. ábra: Schumm (1977) által létrehozott folyómedermeder típusok (forrás: Blanka 2010)

(1) Lebegtetett hordalékú folyó, melyben a fenék hordalék aránya kevesebb, mint 3%:

- a. egyenes: a szélesség/mélység arány 10,0 alatti, a futásfelettség 2,0 feletti, az esés pedig kicsi;
- b-c. kanyargó és meanderező: a lebegtetett hordalék lerakódása a mederfenéktől a partok felé nő, ezért a meder enyhén mélyül;
- d. anasztomizáló: a lebegtetett hordalékot szállít, és az erózió a mederfenéken a legintenzívebb;

(2) Vegyes hordalékú folyó, melynél a fenék hordalék aránya 3-11% körüli:

- a. egyenes: a szélesség/mélység arány 10,0 és 40,0 közötti, a futásfelettség 1,3-2,0 körüli, az esés közepes;
- b-c-d. kanyargós és meanderező: a vegyes lebegtetett hordalék felhalmozódása elsősorban a partokon, majd kisebb mértékben a mederfenéken történik, így jellemző a mederszűkítő hatás;

- e. fonatos folyó szigetekkel: a vegyes hordalék termelése jellemzően a mederfenéken a legintenzívebb, a vízfolyás közepes mértékű mederszélesítő hatással rendelkezik
- (3) Fenékhardalékú meder, melynél a fenékhardalék aránya 11% feletti:
- a. egyenes: a szélesség/mélység arány 40-nél nagyobb, a futásfejlettség 1,3 alatti, a jellemző esés meredek;
- b-c. kanyargós és meanderező: a fenékhardalék lerakódása a mederaljzaton a jelentősebb, mint a partokon, ez később szigetek kialakulásához vezet;
- d-e fonatos: az eróziós tevékenység elsősorban a partokat éri, míg a mederfenéken csak minimális, ezért szignifikáns mederszélesedés jellemzi.

Schumm (1977) szerint a medertípusok egymásba alakulása nem folytonos módon, hanem csak valamilyen külső vagy belső küszöbérték átlépésekor következik be. Az előbbire példa lehet a megnövekedett vízhozam, míg utóbbira példa a meanderező meder kiegyenesítése, mely jelentős mederszélesség növekedéssel jár.

Miall (1985) a medreket anyaguk alapján csoportosította, majd ezen belül medermintázati altípusokat határozott meg, azok jellemző hordalékaival és felszínformáival együtt. Később osztályozását pontosította (Miall 1996).

A **kavicsos medrű folyók** esetében megkülönböztetett medertípusok:

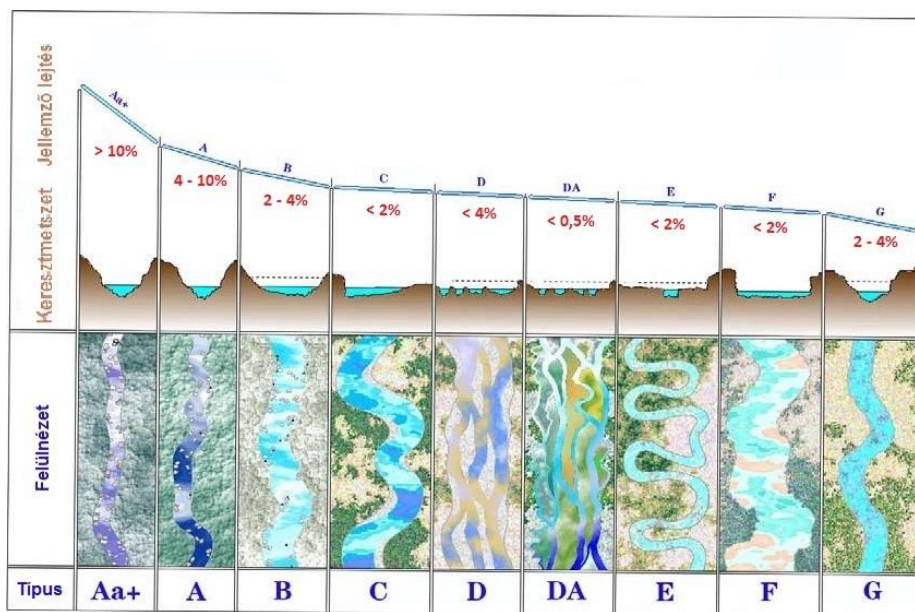
- (1) Fonatos, kavicsos medrű vízfolyásokra a nagy esés miatt a gravitációs folyás jellemző: a fenékhardalékban a kavics dominál, illetve kevés homok is előfordul. Meghatározó felszínformája a kavicszátony.
- (2) A sekély, kisebb esésű, fonatos medrű kavicsos folyók domináns fenékhardaléka a kavics és minimális mennyiségű homok. Jellemző felszínformája a kavicszátony.
- (3) A mély, fonatos, kavicsos meder: fenékhardaléka a kavics, kevés homok és finom hordalék is előfordul. Felszínformái a kavicszátony, illetve a lefelé épülő vagy laterális zátonyformák.
- (4) A meanderező kavicsos mederek hordalékát és jellemző formáit tekintve szinte megegyeznek a mély fonatos kavicsmederrel, de esésük kisebb és mélységük nagyobb.

A **homokos folyókat** két altípusba sorolta kanyargósságuk alapján, majd ezeket tovább csoportosította a jellemző mederformák szerint:

- (5) A meanderező kavicsos-homokos meder: fenékhardaléka a homok és az apróbb szemű kavics. Jellemzőek rá a laterális zátonyformák (öv- és oldalzátony), az ártéri lerakódások, és előfordulhatnak a mederben kavicszátonyok is.
- (6) A meanderező homokos meder: fenékhardaléka a homok és kevés finom hordalék. Formái a laterális zátonyok, az ártéri lerakódások, a folyóhát, a homokfolt és a lecsapoló meder.

- (7) A meanderező finom-üledékes meder: meghatározó fenékhordaléka a finom homok és az iszap. Formái pedig a homokos medrű meanderező folyó formáival megegyeznek.
- (8) Az anasztomizáló meder: fenékhordaléka homok és finom hordalék. Az előző homokos medrű folyókkal megegyező formákat hoz létre.
- (9) A kis futásfejlettségű, fonatos–meanderező, zátonyokkal tagolt medreket homokos fenékhordalék jellemzi. Felszínformái a lefelé épülő nagy zátonyok, a laterális zátonyformák és az ártéri lerakódások.
- (10) A sekély, állandó, fonatos meder: domináns fenékhordaléka a homok, és ártéri lerakódások jellemzik.
- (11) A mély, nagy energiájú, állandó, fonatos meder: hordaléka homok és némi finom hordalék. Felszínformái a lefelé épülő nagyformák, a laterális zátonyformák és az üstök.
- (12) Az időszakos, villámárvizes szétterülő meder: hordaléka az előzőével megegyezik, jellemző formái pedig a lemezes homokrétegek.

Rosgen (1994) már hét fő változót határozott meg a különböző medermintázat típusok kialakításához. Ezek a meder mélysége, a vízfolyás sebessége, a meder esése, a vízhozam, a mederanyag érdessége, a szállított hordalék mennyisége és szemcsemérete. Az osztályok értéktartománya gyakran csak igen bonyolult kapcsolatrendszerek során írható fel, mivel ezek a változók olyan szoros kapcsolatban állnak egymással, hogy ha az egyik megváltozik, akkor a többi is változik. Ezen változók alapján Rosgen (1994) egy négy szintű osztályozási rendszer (I-IV) dolgozott ki, mely ugyanúgy alkalmazható a teljes folyóra vagy csak egy-egy rövidebb folyószakaszra. Az osztályozás I. szintje a folyóról és annak környezetéről gyűjtött adatokon alapszik, melyhez elsősorban távérzékeléssel és légi fényképezéssel készített képek, illetve hosszabb távra visszanyúló adatok nyújthatnak segítséget. Ilyen adatok például a klimatikus, a geológiai, talajtani paraméterek, a völgyi és fluviális paraméterek. A II. szinten figyelembe kell venni az esést, a mederszélesség/medermélység arányt, a folyó felülnézeti képét, a kanyargósságot, mely így az I. szintnél jóval részletesebben vizsgálja a folyó paramétereit. Ezen a szinten a mért paraméterek alapján öt fő típust határozott meg: egyenes; gyengén kanyargó; meanderező; tekervényesen meanderező, és összetett medrű vízfolyásokat (3. ábra). A III. szinten az ártéri vegetációt, a folyó stabilitását, a parteróziót és az akkumulációs formákat vizsgálta. A stabilitás meghatározása kiemelt szerepet kapott, mivel e tulajdonság aktuális állapotából következtethetünk a jövőben várható folyamatokra és változásokra. A IV. szinthez terepen kell vizsgálni a parterózió mértékét, az ártéri vegetáció változásait, illetve a meder- és partanyag szemcseméretét.



3. ábra: A Rosgen (1994) által kialakított fő medermintázatok felülnézeti képe, keresztmetszete és lejtése.

Montgomery és Buffington (1997) elsősorban a folyóvízi folyamatokra és azok eredményeire kiélezve alkották meg a saját osztályozási rendszerüket, melyben a domináns folyóvízi folyamatok alapján 7 fő típust különböztettek meg.

A medermintázatok Bridge (2003) az alapján osztályozta, hogy egy vagy több ágból áll-e a meder és mekkora a vizsgált szakasz kanyargóssága. Bebizonyította, hogy a medermintázatok alakulása során a fenti paraméterek nagyban függenek a vízhozamtól, hiszen egy folyó nagy vízállásnál egyenes mintázatot mutathat, míg kisebb vízállásnál lehet meanderező is. Kutatásai során különbséget tett a fonatos és az anasztomizáló medermintázatok között, miszerint az előbbi forma esetén szigetek és zátonyok, utóbbinál pedig a korábbi ártéri felszínek miatt válik elágazódóvá a folyó.

A kavicsos medrű fonatos és anasztomizáló medermintázatok kialakulását, illetve egymásba alakulásának határértékét már számos kutató próbálta meghatározni. A küszöbértékeket Leopold és Wolman (1957) a vízhozam és mederlejtés függvénye alapján határozta meg, míg Bridge (2003) az 1-2 éven belül visszatérő $H_{\max}$ és az átlagos $H_{\max}$ alapján. Azonban máig sem sikerült pontos értéket meghatározni, mivel rengeteg egyéb befolyásoló tényező lép fel (pl. víz- és hordalékhozam, szemcseméret, vegetáció, vízjárás, munkavégző-képesség, esés stb.), melyek gyakran, hasonló folyókon, hasonló értékekkel, mégis különböző mintázatok eredményeznek (Sipos 2004). Mindezt tovább nehezíti az is, hogy a medermintázatok között térben és időben is folytonosság vehető észre (Leopold és Wolman 1957).

2.3. Meder- és völgydinamika

Ahhoz, hogy teljes egészében sikerüljön megérteni a mederben zajló folyamatokat, nem elég csupán egy rövid folyószakaszt vizsgálni, hanem a környező domborzat magasabb hierarchia szintjeinek hidrológiai és geológiai tulajdonságait is figyelembe kell venni, azaz a vízgyűjtőkön, a völgyekben és a hosszabb folyószakaszokon lejátszódó folyamatokat is (2. táblázat; Montgomery és Buffington 1997).

2. táblázat: A folyóosztályozás hierarchia szintjei és az azokra jellemző tér- és időbeli méretarány (forrás: Montgomery és Buffington 1997, Bisson et al. 2006)

hierarchia szintek	térbeliség	időbeliség (év)
<i>régió</i>	1000 km ²	>10000
<i>teljes vízgyűjtő/folyó</i>	50–500 km ² / km	>10000
<i>részvízgyűjtő/völgyszakasz</i>	100–10000 m ² / m	1000 – 10000
<i>kis vízgyűjtő/folyószakasz</i>	10–1000 m ² / m	1 – 1000
<i>lejtőelem/mederforma</i>	1–10 m ² / m	<1 – 100

A völgyszakaszok morfológiájának megismerése hasznos információkat nyújthat a domináns hordalékszállítási folyamat megértéséhez, mert következtethetünk belőle a mederben zajló folyamatokra, a hordalékszállítás hosszabb távú sajátosságaira, valamint betekintést nyerhetünk a vízgyűjtőterületet érő zavaró hatásokba is. Montgomery és Buffington (1997) háromfajta völgyszakasz típust, illetve többfajta folyószakaszt különböztetett meg a hordalékszállítást és a hordalék-utánpótlást tekintve (3. táblázat):

3. táblázat: A Montgomery és Buffington (1997) által elkülönített völgy- és folyószakasz-típusok

Főtípus	Altípus
<i>Kolluviális völgyszakasz</i>	Állandó meder
	Ideiglenes meder
<i>Alluviális völgyszakasz</i>	Fonatos meder
	Homokpados meder
	Üst-gázlós meder
	Síkmedrű meder
	Lépcsős-medencés meder
	Zuhatagos meder
<i>Szállban álló kőzetbe vágódó völgyszakasz</i>	Meredek sziklavölgy
	Alacsonyrendű sziklavölgy

A korlátolt hordalék-szállítású kolluviális völgyszakaszokon a folyóvíz csak időszakosan szállítja el a környező lejtőkről és völgyekből származó hordalékot. A hordalék

általában hordalékkúpok vagy törmelékkúpok formájában halmozódik fel, és ezeket csak extrém események (pl. nagy árvíz) képesek mobilizálni. Az elszállítódás a csapadék és közettani viszonyoktól, valamint a vegetáció sűrűségétől függ. Ezekben a korlátozott hordalék-szállítású völgyekben a folyóvízi hordalékmozgatási határfoka kicsi (Benda 1990). Montgomery és Buffington (1997) a kolluviális völgyszakaszokon belül megkülönböztetett két jellemző folyószakaszt. Az *ideiglenes medrű folyószakaszok*nál a folyóvölgy nem ismerhető fel egyértelműen. Ennek oka, hogy leginkább csak időszakos vízfolyások figyelhetők meg benne, melyek mélységét jelentősen meghatározza a hordalék minősége és a vízfolyás időtartama. Az *állandó medrű folyószakaszok* jellemzően sekély, állandó vízfolyással rendelkeznek. Elsősorban az alsóbb völgyszakaszokon fordulnak elő, illetve ott, ahol a vízfolyás nagyobb folyók árterét keresztezi.

Az alluviális völgyszakaszok általában korlátozott hordalék-utánpótlásukat a folyó felsőbb szakaszáról kapják, így a még kevésbé osztályozott hordalék, mind térben, mind időben különböző mintázatok sorozataként szállítódik tovább a folyó medrében. A vízfolyás hordalékmozgatási képessége viszonylag kicsi, így nem képes a völgyet az alapkőzetig erodálni, a völgy alját folyóvízi hordalék tölti ki, amelynek szállítása folyamatos. Bár az alluviális vízfolyások igen változatos morfológiai képet mutathatnak, a morfológiájukat kialakító folyamatok mégis nagyon hasonlóak a völgyszakaszok szintjét tekintve. Ennek ellenére mind máshogy reagálnak egy-egy nagyobb víz- vagy hordalékhozam hatására. Montgomery és Buffington (1997) hat folyószakaszt különböztettek meg az alluviális völgyszakaszokon belül. A *zuhatagos folyószakaszokon* az víz méretes sziklák és nagyobb farönkök között áramlik. Ezek a legnagyobb esésű alluviális folyómedrek, hiszen jellemző esésük 4-25% közötti és gyakoriak rajtuk a vizesések. A finomabb hordalék csak a sziklák és fatörzsek áramlási holtterében, a kisebb vízsebességű részekben tud felhalmozódni (Grant et al. 1990). A *lépcsős-medencés folyószakaszok* jellemzően nagyobb szikla- és fadarabokból felépülő lépcsők és finom hordalékot tartalmazó medencék váltakozásából alakulnak ki. Az esésük 2-8% közötti, a folyóvölgy egyenes, meredek és kis szélesség/mélység arány, valamint alacsony hordalék utánpótlás jellemzi őket (Church és Jones 1982). A *síkmedrű folyószakaszok* esetében hiányzik a hosszanti lépcsőzetesség, mivel medencék nem alakulnak ki. Ezeket hosszú és egyenes meder jellemzi, és ez a típus átmeneti jellegű szakasznak számít a lépcsős-üst és az üst-gázlós szakaszok között. Jellemző esésük 1-4% közötti, az áramlási sebességük közepes. A mederanyagban a nagyobb méretű szemcsék a felszínhez közel helyezkednek el, így blokkolva a finom anyag elszállítódását (Dietrich et al. 1989). Az *üst-gázlós folyószakaszok* általában finom-közepes hordalékkal teli alluviális völgyekben

alakulnak ki. Jellemző rájuk a kavicsos hordalék, illetve a gázló és üst szakaszok törvényszerű váltakozása, bár helyenként gátak nehezíthetik az áramló víz útját. Esésük 1-2% közötti, medrük kis és közepes szélességű, és rendszerint sekélyek. Magas vízállásnál a víz jelentősen átrendezi a meder anyagát, rendszerint új, mozaikos szerkezetet alakítva ki (Church és Jones 1982). Montgomery és Buffington (1997) szerint, ez a térben legheterogénebb folyószakasz típus. A *homokpados folyószakaszok* első sorban homokos hordalékban folyó, mélyvizű, lassan áramló, magasabb rendű vízfolyásokra jellemzőek, melyek széles folyóvölgyekben áramlanak és jól fejlett ártérrel rendelkeznek. Esésük jellemzően 1%-nál kisebb, és a hordalék szállítása minden vízállásnál folyamatos. A *fonatos folyószakaszok* mederanyaga igen változatos, jellemzően homok, kavics és nagyobb tömbök. Esésük 3%-nál kisebb, valamint a szélesség/mélység arányuk igen nagy. A folyó ágakra tagolódását a vízfolyás hidrológiai tulajdonságain túl a hordalék-utánpótlás és a vízhozam szabályozza (Ashmore 1991).

A szálsban álló kőzetbe vágódó völgyszakaszok az erózióval szemben magas ellenálló képességűek, a völgytalpon mindössze csekély mennyiségű hordalék halmozódhat fel, és az is csak rövid ideig tartózkodik a meder egy szakaszán. Jellemző rájuk a meredekfalú, ártérmentes sziklavölgy, melynél a hordalékszállítás jelentősebb, mint a hordalék utánpótlás, így az aljzata gyakorlatilag összefüggő sziklapáncélzat (Montgomery 1996, Bisson et al. 2006). Két típusuk van (Bisson et al. 2006, Lóczy 2011). A *meredek sziklavölgyekben* a hordalékszállítás meghaladja a hordalék utánpótlás mértékét, ezért tartósan sziklaaljzatuk van, míg a *kisebb esésű sziklavölgyek* aljzatát a törmelékfolyások nemrég mélyítették ki a sziklaaljzatig.

2.4. Zátonyképződés a kavicsos és homokos medrű vízfolyásokban

A fenti osztályozási rendszerek nagyban elősegíthetik a vízfolyások mintázatának megértését, valamint megmutatják azt is, hogy az egyes mintázatokhoz jellemzően milyen mederformák tartoznak. Mint láttuk, minden osztályozási rendszerben szerepet kaptak a mederben megjelenő zátonyok. Zátynak nevezzük azokat a homokból és/vagy kavicsból felépülő formákat, melyek magassága és hossza a folyószakasz szélességével arányos és csak alacsony vízállásoknál kerülnek felszínre (Knighton 1998). A zátonyok képződése elsősorban a víz energiájának lokális csökkenéséhez köthető (Sipos 2004). Leopold és Wolman (1957) szerint a zátonyképződés során először a meder közepén, a fő áramlási zónák közötti áramlási holtterekben történik a nagyobb szemcsék akkumulációja, majd emiatt további, már finomabb

szemcsék felhalmozódását okozza. A kialakult forma körül az áramlás ketté válik, ez parterózióhoz vezet, mely során a folyó kiszélesedik és lecsökken az energiája.

Ferguson és Werrity (1983) a medermintázatot és a zátonyok fejlődését tanulmányozták. Megállapították, hogy a zátonyok sodrás-eltérítő hatása a külső íven fokozott parteróziót okoz. Azt is leírták, hogy a zátonyképződés olyan összetett folyamat, melynél nem mutatható ki semmilyen ciklikusság. Dykaar and Wigington (2000) a Willamette folyón (USA, Oregon) vizsgálták a mederformák és a medermintázat fejlődését és változását. Véleményük szerint a fonatos mintázatot okozó zátonyok tér- és időbeli fennmaradását az akkumulációs és eróziós folyamatok gyorsasága, valamint a vízhozam határozták meg. Ashmore (1991) laboratóriumi körülmények között, terepasztalon végzett méréseket a zátonyképződés dinamikájának megértéséhez.

A zátonyokat a kutatók elsősorban a szedimentológiájuk, morfológiájuk és dinamikájuk alapján vizsgálják (Balogh 1991). Ezen vizsgálatoknál kiemelt szerepet élveznek a kavicsos medrű folyók, mivel a fonatos medermintázat leginkább ezen folyók esetében fordul elő, mintsem a homokos medrű vízfolyásoknál (Ashmore 1991, Bridge 2003). A legfőbb zátonytípus a meder közepén kialakuló sarló alakú zátony, a hosszanti-, a mederközépi- és a kereszt-zátony, míg a partok mellett alakul ki az övzátony, az oldal- és a parti-zátony. Átmeneti formának tekinthető a diagonális zátony (Knighton 1998). Ezek a zátonytípusok egymásba alakulhatnak, így azonosításuk nehézkes.

3. A mintaterületek bemutatása

Mivel vizsgálataimat a Dráva és a Hernád egy-egy kanyarulatában végeztem, fontosnak tartottam ezen folyók általános bemutatását, törekedve arra, hogy össze is hasonlítsam őket.

3.1. A Dráva

A Dráva Olaszország északnyugati csücskében, a Dél-Tirolban ered 1228 m tengerszint feletti magasságban. A folyó 733 km megtétele után Zákány-Örtilos térségében (237 fkm) lép be hazánkba, ahol 167 km hosszan kanyarog, majd Drávaszabolcsnál (70,2 fkm) hagyja el az országot. Végül, összesen öt ország területét érintve, 83 m-es tengerszint feletti magasságban a horvátországi Aljmás településnél torkollik a Dunába. A Dráva hazánk legkevésbé szabályozott-medrű és legtisztább vizű folyója, amelynek alig háborgatott ártere számos védett növény- és állatfajnak ad otthont. Futása során összesen 24 nagyobb folyó torkollik a Drávába (Lovász 1972).

3.1.1. Vízyűjtőterület

A folyó nyugat–kelet irányú (4. ábra), erősen aszimmetrikus vízyűjtőterülete 40095 km² nagyságú (Mantuánó 1974). Az aszimmetrikusság oka a harmad- és negyedidőszaki hegységképződés során kiemelkedett Alpok fejlődéstörténetében keresendő. A Dráva vízyűjtőjének aljzatát a paleozoós variszkuszi hegységképződés során kialakult alaphegység alkotja, amely elsősorban a különböző mélységekben található kristályos palából, gneiszből és gránitból áll. Az alaphegység a másod- és harmadidőszaki hegységképződés során, az ÉK–DNY-i és az ÉÉNY–DDK-i irányú szerkezeti vonalak mentén összetöredezett. A miocénben szubtrópusi éghajlaton tönkösödött és röghegységgé alakult. A rögök az erőteljes lepusztulás során az északkelet–délnyugati fő csapásirányban rendeződve különböző módon süllyedtek, illetve emelkedtek ki (Pécsi 1981). Lovász (1972) szerint a területet érintő legjelentősebb változások a miocén második felében indultak meg. A felső pannóniai beltenger visszahúzódása és egyre inkább délre, a szlavóniai medence felé tolódása ekkor kezdődött, majd a pliocénben teljesedett ki. Az Ős-Dráva és az Ős-Mura torkolata ennek a medencének az északnyugati, míg az Ős-Duna torkolata az északi partján volt. Ezek a folyók és több kisebb folyó hordalékszállító tevékenysége révén a medence fokozatosan feltöltődött, majd a

pleisztocén végén kialakuló Felső-Kapos-Kalocsai-süllyedék átvette az erózióbázis szerepét (Lovász 1972). A würm végére a Dráva-árok nagymértékű süllyedésének köszönhetően az északi vízfolyások újra eljutottak az Ős-Drávába, ami a mai folyásiránnyal nagyjából párhuzamosan, de attól északabbra a Barcs–Sellye vonal magasságában lehetett. A szerkezeti mozgások és a klímaváltozás teraszképződéshez vezetett, melynek egyik bizonyítéka a Barcs közelében található, az allúvium szintje fölé 5-6 méterrel emelkedő terasz¹.



4. ábra: A Dráva vízgyűjtője és azon belül a mintaterület elhelyezkedése.

A Dráva medencéje szerkezetiileg két elkülönülő részre osztható, az alpi és a kárpát-medencei részre. Az alpi rész három kisebb szerkezeti egységből tevődik össze, melyek közül az első a Központi-Alpok délkeleti lejtője és annak elővidéke, valamint a Dráva és Möll vidéke. Ezeken a területeken a Dráva és annak mellékfolyói az északkelet – délnyugat irányú szerkezeti törések mentén kanyarognak. A második rész a Déli-Alpok keletről nyugat felé széles árokról keskeny törésvonallá összeszűkülő előtere, melyre a nyugat – kelet irányú tagoltság a jellemző. A harmadik rész az előző kettő közötti átmenetet képezi, mely átmeneti jellegéből adódóan nem rendelkezik meghatározó szerkezettel, így a Dráva folyása ezen a területen igen szabálytalan. A kárpát-medencei szerkezeti egység egy délkelet-dél irányban egyre szélesedő árok, mely több kisebb-nagyobb medencéből épült fel (Lovász 1972).

3.1.2. Hidrológiai paraméterek

A Dráva vízrendszerében a folyók vízjárása a domborzat és a mediterrán hatás miatt igen változatos. A vízállások maximuma nyugat felé haladva egyre később alakul ki, azaz az

¹ <http://www.osdrava.hu/pdf/vizugyi.pdf> 2007

árvíz a kárpát-medencei részen jelentkezik először február-március hónapokban, míg az Alpok DK-i elővidékén rendszerint csak áprilisban. A domborzat befolyásoló hatása miatt a Klagenfurti-medencében, a Gail és a Felső-Mura keleti vidékén a vízjárás éves maximuma májusban alakul ki. Az ennél magasabb nyugati térszíneken a Dráva, a Mura, az Isel és a Möll forrásvidékén a hóolvadás és a tavaszodás csak júniusban okoz árvizet, míg a gleccserek által befolyásolt területeken júliusban alakulnak ki árvizek (Mantuánó 1974). A Dráva esetében a mediterrán hatás miatt ősszel is kialakulhat egy maximum (Lovász 1972).

A folyó esése az Őrtilos feletti szakaszon, ahol a domborzatnak jelentős szerepe van, 80-130 cm/km, míg Őrtilos térségében már csak 45-55 cm/km (Kiss et al. 2011). A Vízvár (195 fkm) mellett található szerkezeti törésvonaltól folyásirányba lefelé a Dráva esése jelentősen lecsökken, így Barcsnál (155 fkm) már csak 15-20 cm/km. Drávaszabolcs és Eszék között, ahol a folyó sík alföldi területre ér, a jellemző esés csupán 10-15 cm/km (Mantuánó 1974):

Ahogy a folyó lankásabb térszínekre ér, nem csak az esés, hanem a közepes sebesség is csökken. Míg a Dráva és Mura összefolyásánál (235 fkm) a vízfolyás közepes sebessége 1,5–1,8 m/s, addig Barcsnál(155 fkm) 1,0–1,2 m/s, Drávaszabolcsnál (70,2 fkm) pedig már csak 0,8–1,0 m/s².

Ahogy az esés, a közepes vízsebesség és a vízjárás, úgy a folyó vízjátéka is elsősorban a domborzat függvényében változik. A hazai szakaszon decembertől áprilisig a korai hóolvadás miatt fokozatosan növekszik a vízállás, majd májusban éri el első maximumát. Júniustól augusztusig újra kisvizes időszak jellemző, ezt követően pedig a nyugati hegyvidéki területeken megkezdődő hóolvadás miatt az egyre inkább növekszik a vízállás, ami október-november környékén éri el második maximumát (Lovász 1972).

A Dráva hazánk harmadik legnagyobb vízhozamú folyója. Átlagos vízhozama a felső és középső szakaszon 335 m³/s, míg a torkolatánál 653 m³/s. A Dráva egészét tekintve a legnagyobb vízhozamot 2012 novemberében mérték (3250 m³/s) a horvátországi Varasdon³.

Egy folyó abszolút vízjátékát a LNV és a LKV hányadosa, míg közepes vízjátékát az egy adott időszak alatt bekövetkezett nagy- és kisvizek számtani átlagainak hányadosa határozza meg (4. táblázat). A barcsi hidrológiai állomás adatai alapján számított vízjáték 775 cm, míg Drávaszabolcsnál 640 cm (Lovász 1966). A folyó éves és havi vízállás-ingadozása korántsem tartalmaz olyan jelentős különbségeket, mint a napi szinten mért értékek. Őrtilosnál a jellemző napi vízállás-különbség 110–130 cm, Barcsnál 50–70 cm, Drávaszabolcsnál pedig 30–40

² <http://www.osdrava.hu/pdf/vizugyi.pdf> 2007

³ <http://www.hydroinfot.hu>

cm. Ennek elsődleges oka a folyó felső szakaszán található vízerőművek, melyek csúcsrajátásuk miatt üzembe lépésük óta napi árhullámokat generálnak a folyón.

4. táblázat: A barcsi és drávaszabolcsi vízmércén mért jellemző vízállás és vízhozam értékek⁴

	Barcs	Drávaszabolcs
KQ (m³/s)	190	220
KőQ (m³/s)	496	525
NQ (m³/s)	1433	1365
LKQ (m³/s)	115	168
LNQ (m³/s)	3070	2500
LKV (cm) és időpontja	-157 (2001. 12. 31.)	-44 (2002 .01. 29.)
LNV (cm) és időpontja	618 (1972. 07. 19.)	596 (1972. 07. 22.)

A Dráva magyarországi szakaszán Őrtilostól Drávaszabolcsig a fenékhordalék szemcseátmérőjének folyamatos csökkenése, illetve a lebegtetett hordalék szemcseméret-tartományának fokozatos növekedése jellemző. Mivel a 20-30 mm-nél nagyobb szemcséket még a Dráva-sík előtt lerakja a Dráva, ezért alakulhatott ki az Őrtilos és Barcs közötti hordalékkúp (Jaskó 1996). Míg az őrtilosi szelvényénél gyakran találkozhatunk 8-10 cm átmérőjű kavicsokkal is, addig Barcsnál már igen ritkák a 15 mm-t meghaladó kavicsok, Drávaszabolcsnál pedig a 0,3–0,4 mm átmérőjű szemcsék a jellemzőek (Andrási 2011 és ⁵).

3.1.4. Antropogén hatások

A Drávát érintő intenzív mérnöki munkák a 18. század közepén kezdődtek. Az ármentesítés elsődleges célja az árvízvédelem, valamint a korábban elmocsarasított területek lecsapolásával a mezőgazdaság és a lakosság számára értékes termőterületek visszaszerzése volt. A szabályozási tervekhez 1753-ban megkezdték feltérképezni a folyót. A tényleges folyószabályozási munkálatok azonban csak 1784-ben kezdődtek el. A biztosítás nélküli partokat a viszonylag nagy esésű folyó laterális erózióval pusztította, így növelve folyáshosszát, így az egyre kanyargósabb folyón egyre nagyobb és súlyosabb árvizek keletkeztek. A szabályozás első fázisa során 62 kanyarulatot vágtak át, melynek következtében csaknem 60%-ára csökkent az érintett szakasz hossza. A szabályozások eredményeként nőtt a folyó esése és ezzel együtt a munkavégző képessége is, mely folyamatos bevágódáshoz vezetett (Remenyik 2011).

A szabályozások második fázisában a kanyarulatok átvágása helyett inkább a folyóra épített vízművekkel és duzzasztókkal próbálták szabályozni a folyót. A Drávában rejlő

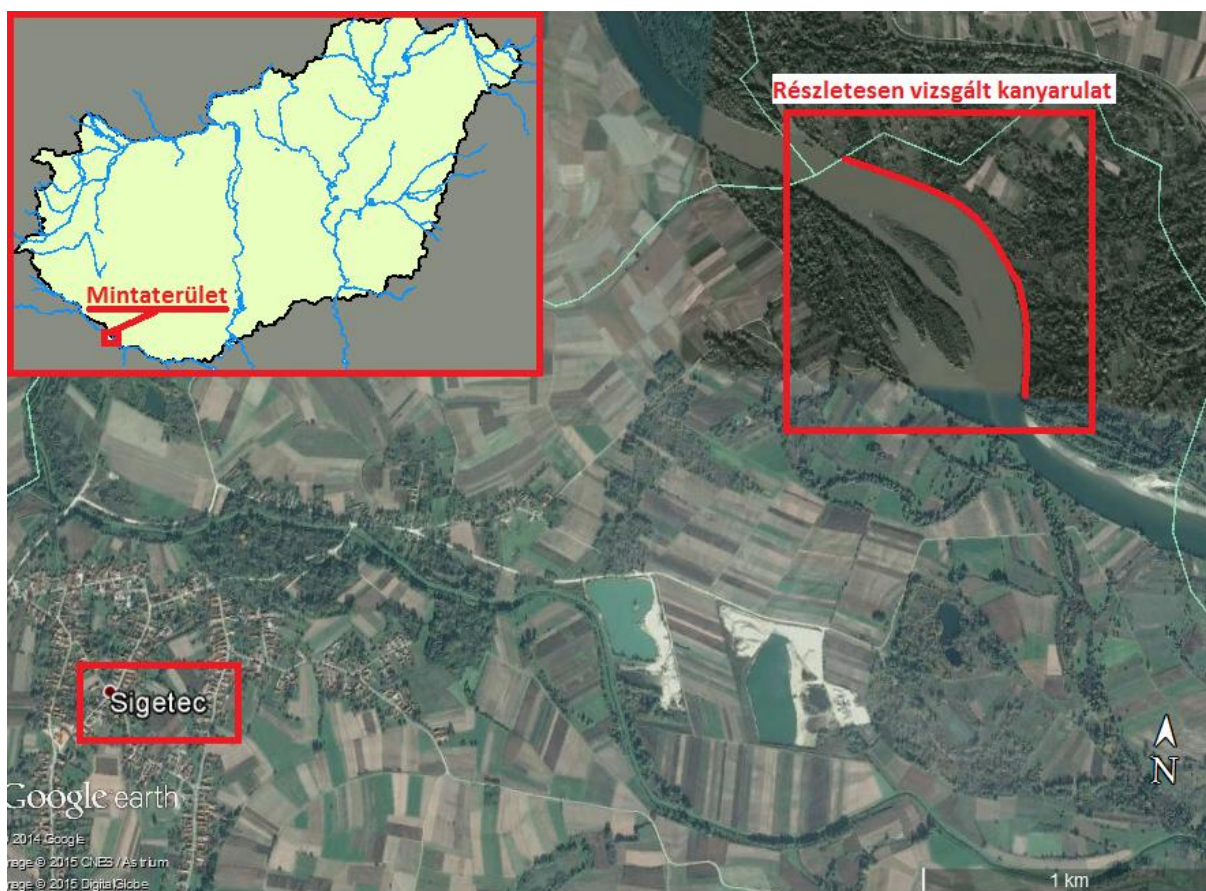
⁴ <http://www.dravamonitoring.eu>

⁵ <http://www.osdrava.hu/pdf/vizugyi.pdf> 2007

energiapotenciál kiaknázására az első vízerőművet 1918-ban Szlovéniában építették, majd ezt követték a folyó felső és középső szakaszára épített további erőművek. Ausztriában 12, Szlovéniában 8, Horvátországban pedig 3 vízerőművet építettek. A duzzasztók megépítése miatt tovább növekedett a bevágódás mértéke és ezzel a vízszint csökkenés is. Andrási (2011) szerint a Mura torkolata alatti Dráva szakaszon a vízszint nagyvízkor 2 méterrel, közepes vízálláskor 1,5 méterrel, kisvízkor pedig 0,5 méterrel marad el a 100 évvel ezelőtt mért vízállásoktól.

3.1.5. Részletesen vizsgált folyószakasz

A részletesen vizsgált kanyarulat a Dráva horvátországi, Sigetec melletti szakaszán található, a 220-222-es fkm-ek között (5. ábra). A pusztuló íven a partok magassága 2,5 m. A meder legnagyobb szélessége 185 m, a legkisebb pedig 80 m. A kanyarulat közvetlen szabályozásoktól mentes, viszont a Donja Dubravai Vízerőmű jelentősen befolyásolja a kanyarulat fejlődését, hiszen napjában kétszer kb. 1 méteres árhullámok haladnak át a kanyarulaton, illetve érvényesül a tározó víz- és hordalékviisszatartó hatása is. A kanyarulat övzáttonysorán háborítatlan ártéri erdő található.



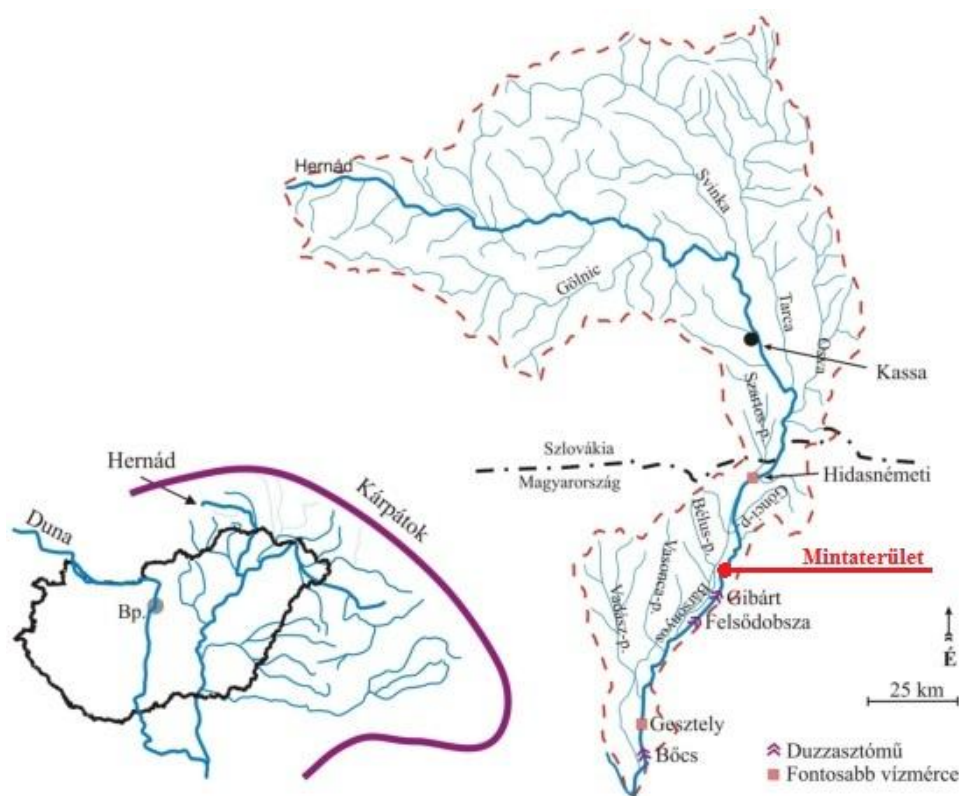
5. ábra: Részletesen vizsgált drávai kanyarulat Sigetec mellett található (Google 2014)

3.2. A Hernád

A Hernád Szlovákiában, a Király-hegy északi oldalán Hernádfő település mellett ered 1500 m magasságban. Hossza 286 km, ebből 118 km-en folyik Magyarország területén, míg 10 km-es szakasza határfolyóként is funkcionál. Folyása során tíz jelentősebb mellékfolyó folyik bele (6. ábra), majd Ónod településnél torkollik a Sajóba (Konecsny 2011). A folyó magyarországi völgyét a tektonizmus, a folyóvízi erózió, valamint a különböző tömegmozgások alakították. Ezek a folyamatok ma is gyorsabb ütemben formálják át a völgy arculatát és a medret (Szabó 2011).

3.2.1. A Hernád vízgyűjtője

A Hernád vízgyűjtő területéből (5436 km²) csupán 21% (1136 km²) esik hazánk területére. A **vízgyűjtő** két jól elkülöníthető részre osztható: a Kassától északra lévő négyszög alakú terület, melyen több Hernád nagyságú vízfolyás torkollik a folyóba, valamint a Kassától délre hosszan elnyúló, keskeny völgy, melynek legdélebbi pontján ömlik a Hernád a Sajóba (Blanka 2010). A vízgyűjtőben jelentős az aszimmetrikusság, hasonlóan a Drávához.



6. ábra: A Hernád vízgyűjtője (forrás: Blanka 2010)

A folyó völgye a Hernád-vonal nagyszerkezeti vonalát követi, mely két jól elkülöníthető részre osztja a hazai vízgyűjtőt (Szabó 1996). A nyugati rész a keletihez képest jelentősebben megsüllyedt, ezt bizonyítja az is, hogy a nyugati parton található Ónodnál végzett kutatások során a szarmata tufát 1006 m-rel a felszín alatt, míg a keleti parton fekvő Sajóhídvégnél több mint 600 méterrel magasabban, 400 m mélyen találták meg (Szabó 1996). A szarmatában kezdődött süllyedés a pliocén folyamán tovább erősödött. A Hernád völgye nemcsak tektonikus árok, hanem szerkezeti vonal által kialakított eróziós völgy is, melynek formálásában nagy szerepet játszottak a tömegmozgások és az erős folyóvízi erózió is (Szabó 1996). Az árok kialakulása a miocén folyamán indult meg a Sajó és Hernád közötti szerkezeti törésrendszer kialakulásával, valamint az északi területek süllyedésével (Csoma 1973). A Cserehát kiemelkedése a pannonban kezdődött, majd a pleisztocénban teljesedett ki. A süllyedést tovább erősítette a Zemplén és a Cserehát kiemelkedése. A szerkezeti mozgások még napjainkban is tartanak, de területenként más-más sebességgel (Franyó 1966). Joó (1998) szerint a Hernád-völgy területén a süllyedés mértéke eléri a 2,3 mm/év értéket. A Hernád a holocén során már jellemzően kanyarogva-feltöltődő folyó volt, azonban oldalazó eróziója és a tömegmozgások napjainkban is jelentősen formálják a folyó menti magaspártok arculatát (Szabó 1996, Blanka 2010). A magaspárti szakaszok 20%-án ma is jelentős a folyóvízi erózió hatása, melynek következtében csuszamlások alakulnak ki (Szabó 1997).

3.2.2. Hidrológiai viszonyok

Csoma (1973) a szerkezeti-domborzati viszonyok alapján a Hernád esésgörbáját három részre osztotta: (1) a Hernád forrásától a Gölnic torkolatáig, ahol az esés nagyobb, mint 2 m/km; (2) a Gölnic torkolatától az országhatárig, ahol az esés jellemző értéke 1-2 m/km; (3) az országhatártól a torkolatig, ahol 1 m/km-ről 0,4 m/km-re csökken az esés. A magyarországi szakasz átlagos esése 0,55 m/km (Blanka 2010).

A Hernád vízjárását jelentősen befolyásolja a vízgyűjtőterület éghajlata, az egyes éghajlati elemek idő- és térbeli változása, a szlovákiai vízgyűjtőterület tagoltsága, valamint a területre lehullott csapadék. Míg a szlovákiai szakaszon a folyó vízjárását elsősorban a nagy vízhozamú mellékfolyók alakítják, addig a magyar részen a jelentéktelen vízhozamú mellékfolyók szerepe elhanyagolható. Az árvizek rendszerint március-áprilisban jelentkeznek, míg kisvizek szeptember-október hónapokban jellemzőek (Csoma 1973). Az utóbbi évtizedben a Hernádon kialakult egy, a nyári nagy esőzésekhez köthető második maximum is, mely jellemzően június-július hónapokban jelentkezik (Blanka 2010).

A Hernád vízjátéka rövidebb időn belül igen változatos értékekkel jellemezhető. Konecsny (2011) a Hidasnémeti vízmérce (189 fkm) adatai alapján kimutatta, hogy az adott szelvényben a maximális vízjáték 6,23 m. A vízmércénél a valaha mért legkisebb vízszintet (-120 cm) 2003-ban mérték, ami elsősorban a csapadékszegény időjárásnak volt köszönhető. Maximumát pedig 2010-ben érte el, amikor 503 cm-en tetőzött (Blanka 2010).

A Hernád vízhozama rendkívül ingadozó. A sokévi átlagok alapján (1950-2009) a folyó közepes vízhozama mindössze 28,5 m³/s. Kisvízkor a vízhozam alig éri el az átlagos érték tizedét, viszont árvízkor, akár annak harmincszorosát is könnyen átlépheti. Az eddig mért legkisebb vízhozam 2,08 m³/s (1961.10.11), míg a legnagyobb 653 m³/s (2010.06.06) volt (Vízrajzi Évkönyv 2003). Az évi kis vízhozamok több mint 60%-a november-január hónapokban következik be, míg a legnagyobb vízhozamok jellemzően márciusban és áprilisban vannak (Konecsny 2011). Csoma (1973) szerint a folyón lefelé haladva az árvizek ellaposodnak, illetve lefolyási idejük megnő. Reimann et al. (2001) jelentős változásokat mutatott ki az árvizek számában. Kutatásai során két időszakban vizsgálta a Hernád nagyvizeit. Kimutatta, hogy 1901–1973 között évente 1,44 árvíz fordult elő, majd 1975–1995 között már csupán 0,5 árvíz/év.

A folyó a vízhozamához képest aránytalanul nagy mennyiségű lebegtetett hordalékot szállít, de nem elhanyagolható a görgetett hordalékszállítás mértéke sem. A lebegtetett hordalék mennyisége árvízkor akár több mint százszorosára nőhet (Bulla 1962). Az átlagos hordaléktöménység Hidasnémetinél 220 g/m³, míg Gesztelynél már csak 120 g/m³ (Bogárdi 1971). A lebegtetett hordalék szemcseátmérője átlagosan 0,044 mm, míg a görgetett hordaléké Hidasnémeti és Gesztely között 0,924-0,582 mm (Blanka 2010).

3.2.3. A Hernádot érő antropogén hatások

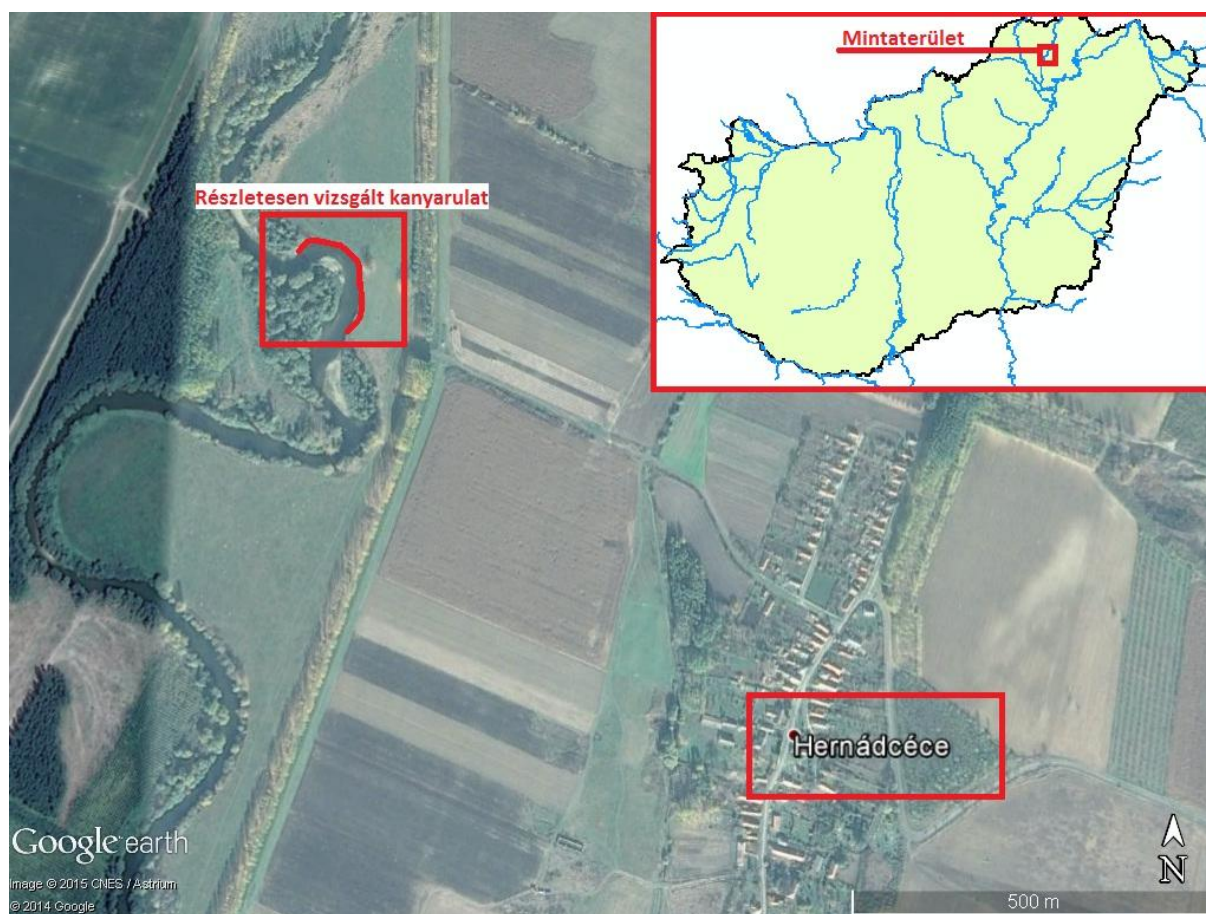
A Hernádon a mérnöki beavatkozások mértéke elmarad a Dráván vagy a Tiszán véghezvitt szabályozásoktól. A Hernádon az 1930-as évektől mindössze 9 kanyarulatot vágtak át, melyekkel összesen 5,59 km-rel rövidítették meg a folyó hosszát. A szlovákiai területen még kevésbé jellemző a mederszabályozás, ott a teljes szakasznak csupán 18,4%-át szabályozták (Hanusin et al. 2006).

A vízvisszatartás és az erőművek alapján változtatják meg a Hernád-vízrendszer folyóinak víz- és hordalékjárását. Az első ilyen műtárgy a hernádszurdoki gát volt, amely fontos szerepet játszott a Bársonyos-malomcsatorna vízellátásában (Frisnyák 2007). Majd 1903-ban megépült a gibárti, 1906-ban pedig a felsődobszai duzzasztó. A hazai szakaszon a

bőcsi (1943) duzzasztó a legfiatalabb. A négy hazai duzzasztó a 118 km-es szakasz több mint 25%-ára hatással van (Csoma 1973). A szlovákiai szakaszon három nagy víztározót építettek, amelyek jelentősen befolyásolják a magyarországi szakasz vízjárását. A gátrendszer nem összefüggő, a hazai szakasz mentén csupán 63,4 km töltés húzódik (Hanusin et al. 2006).

3.2.4. A részletesen vizsgált kanyarulat

A részletesen vizsgált kanyarulat Alsódobszától északra található, a 36-42,5 fkm között (7. ábra). Mivel ezen a szakaszon nem található sem gát, sem duzzasztó, ez a direkt szabályozásoktól mentesnek tekinthető és így szabadon fejlődik. A folyó esése ezen a szakaszon a duzzasztók hiányában 47,4 cm/km. A kanyarulatok fejlődését jelentősen befolyásolják a jelenkori kéregmozgások, illetve a folyót végigkísérő magaspárt (Blanka 2010). A szakasz fenékhordalékának átlagos szemcseátmérője 11–16 mm, míg a partanyagé 0,04–0,09 mm közötti (Csoma 1973).



7. ábra: A vizsgált szakasz Hernádcéce mellett található (Google 2014)

4. Alkalmazott módszerek

Vizsgálataim során először a Dráva és a Hernád **vízjárását** elemeztem a barcsi és a hidasnémeti vízmércék adatait felhasználva. A vízállások elemzéséhez az 1901-2014 között mért napi vízállások adatit használtam fel, kiszámítva az adott év legkisebb (KV), legnagyobb (NV) és közepes vízállását (KöV). Az adatsorok alapján a vizsgált 110 évet három időszakra bontottam.

A **meder hosszútávú változásának** meghatározásához különböző időpontokban készített térképeket vettem össze. Felhasználtam a II. katonai (Hernád: 1857) és a III. katonai (Dráva: 1870, Hernád: 1884) felmérés térképeit, a vízrajzi atlaszokat (Dráva: 1966, Hernád 1972), a topográfiai térképeket (Dráva: 1944, 2001, Hernád: 1942, 1988) és az ortofotókat (Dráva: 2011). Az adatforrásokat ERDAS Imagine 9.1 és a Quantum GIS 2.4 programokkal geokorrigáltam, mivel különböző méretarányban és különböző vetületi rendszerrel készültek.

A vizsgált folyószakaszokon a partvonalat és a középvonalat Quantum GIS 2.4 és ArcGis 10.2 ArcMap programokkal digitalizáltam. A meder átlagos szélességét a partvonalak által határolt poligon területe és a középvonal hosszának hányadosaként határozta meg. Ezt követően lemértem a kanyarulatok horizontális paramétereit. A kanyarulat ívhosszát (**L**) a két inflexiós pont közötti középvonalhosszal, a húr hosszakat (**H**) pedig az inflexiós pontokat összekötő egyenesekkel adtam meg. Az amplitúdót (**A**), ami egyben kifejezi a kanyarulat magasságát is a folyó középvonalának a húrtól mért legnagyobb merőleges távolságával definiáltam. A görbületi sugarakat (**R**) a középvonalra leginkább illeszkedő kör sugarával jellemeztem (Csoma 1973). Az egyes kanyarulatok érettségét Laczay (1982) képlete alapján ($\beta=L/H$) határoztam meg, majd ez alapján végeztem el osztályozásukat.

A **parterózió mértékét** részben a térképi állományok alapján számoltam ki, részben terepi mérésekre támaszkodva. A régebbi terepi méréseket a Dráván Andrási Gábor végezte (2013.10), míg a Hernádon Blanka Viktória (2008.03; 2008.08; 2009.09 és 2010.08). Ezeket kiegészítettem saját méréseimmel a Hernádon 2012. áprilisában, 2013 novemberében és 2014 augusztusában. A pusztuló partok peremét centiméteres pontosságú RTK hálózat, valamint a TOPCON mérőállomás segítségével mértem fel, a koordinátákat az EHT² 4.1 programmal konvertáltam át WGS84 globális vonatkoztatási rendszerből EOVS országos vetületi rendszerbe.

Az **övezet épülését** dendrológiai elemzéssel vizsgáltuk, de erre lehetőségünk csak a Dráván volt, mivel a Hernádon szántóként hasznosítják az övezet területeit. A drávai

mintaterületen összesen 79 fát mintáztunk meg a folyóra merőleges szelvények mentén. A furatok korának meghatározását mikroszkóppal végeztem, majd a GPS-sel felmért fákat ArcGIS programmal megjelenítettem, végül pedig elkészítettem az övzátonyrendszer izokrón térképét. Az övzátony kavicsanyagának szemcseösszetételét a Digital Gravelometer program segítségével elemeztem. Mivel ilyen mérést még nem végeztek hazánkban, ezért ez kísérlet volt arra, hogy a módszert hogyan lehet alkalmazni, ezért még csak a Dráván végeztem el a mérést. Ehhez 56 db felvételt készítettünk kézi kamerával a zátonyfelszínről úgy, hogy egy 40*40 cm-es referencia keretet helyeztünk a kavicsra. A Digital Gravelometer programba beimportáltam a képeket, majd elvégeztem a képek korrekcióját, beállítva a kameratulajdonságokat, a referencia keretet méretét, illetve a kimenetben megjelenítendő adatsorokat. Ezt követően a program egy automatizált eljárás keretében önállóan elvégezte a kavicsanyag szemcseméret elemzését. A dolgozatban a legnagyobb szemcsék méretét használtam fel, hogy az áramlás sebességét jellemezzem.

5. Eredmények

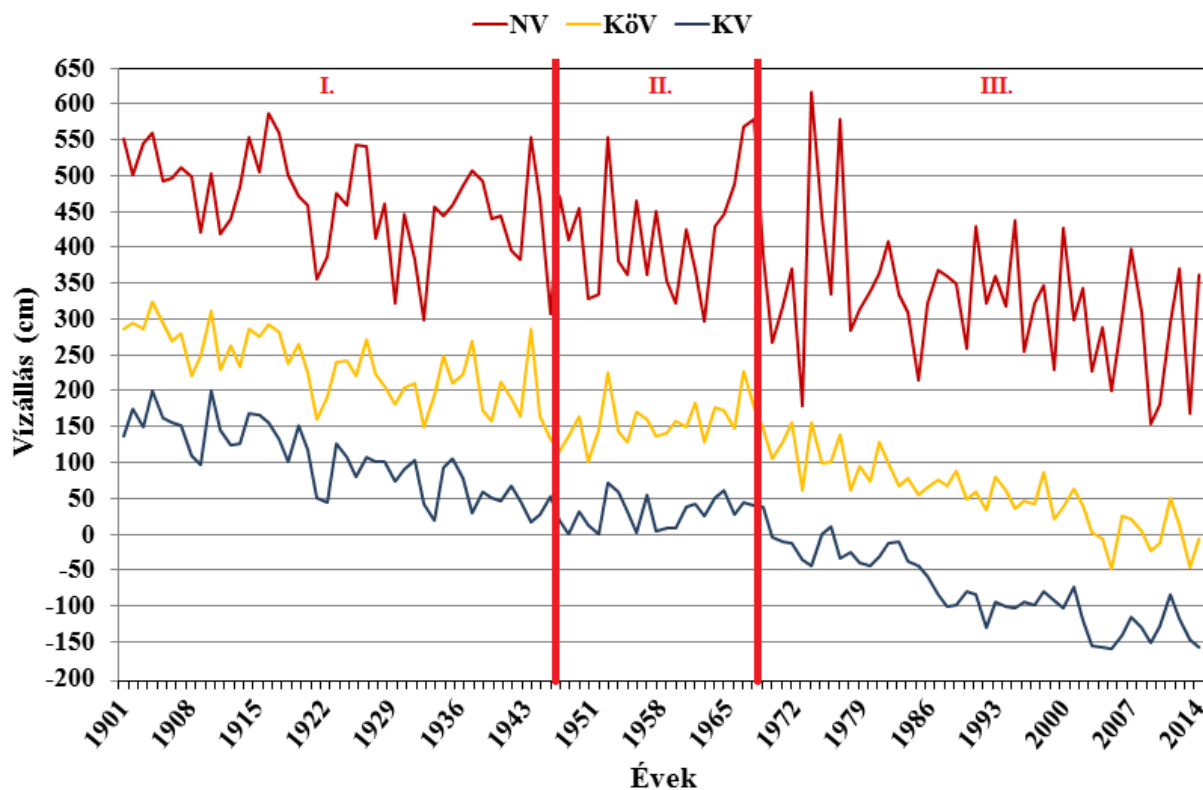
Az elemzése első lépéseként a Dráva és a Hernád hidrológiai jellemzőit hasonlítom össze több, mint 100 éves vízállás és 50 éves vízhozam adatsorok alapján. Ezt követően az egyes térképi adatforrások alapján a kanyarulatok morfológiai változásait elemeztem a két folyón. A kanyarulatok külső ívén a partvonal felmérésével a rövid távú kanyarulatvándorlást jellemeztem, meghatározva az erózió sebességét és térbeliségét. A Dráván a kanyarulat belső ívén épülő övzátony fejlődését a növényzet dendrológiai elemzésével, illetve az övzátony szemcseösszetételének vizsgálatával jellemezem.

5.1. A vizsgált folyók vízállásának és vízhozamának alakulása

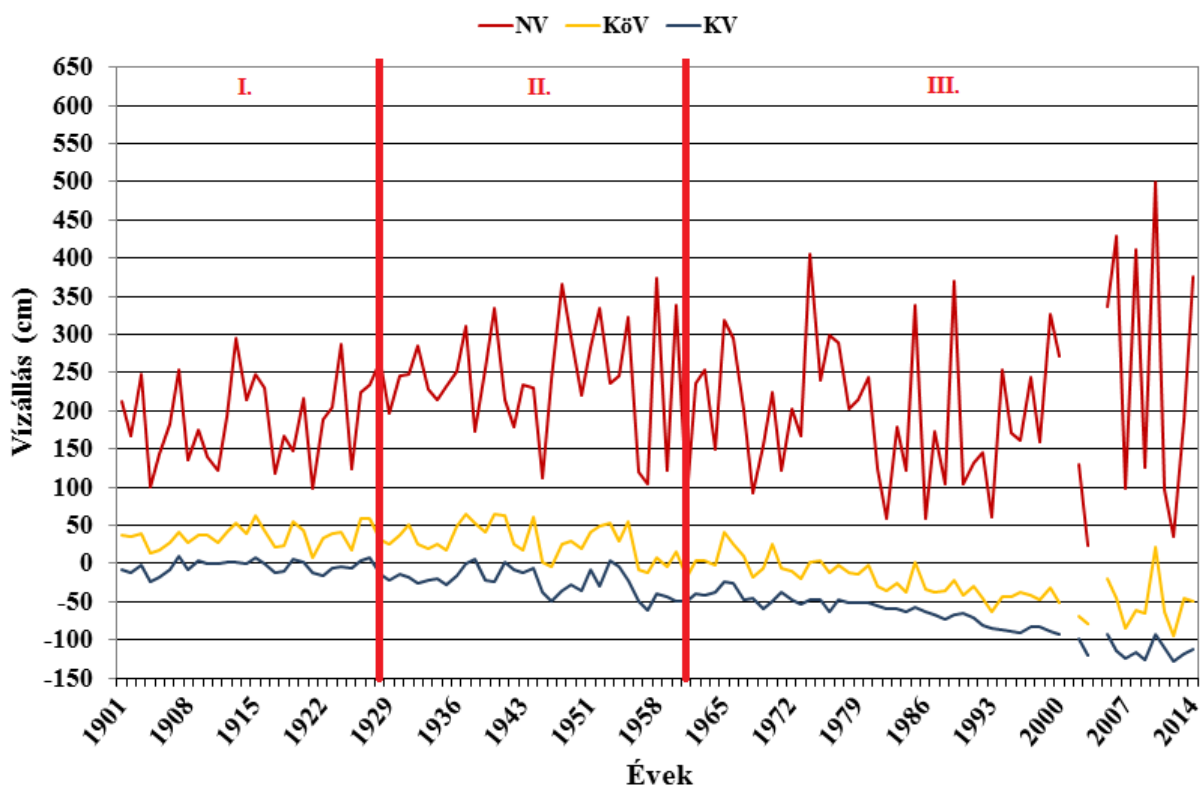
A hidrológiai jellemzők elemzéséhez a Dráván a barcsi, a Hernádon pedig a hidasnémeti vízmérce adatsorát használtam. Mindkét folyó esetében a vízállások alakulása alapján három jellegzetes időszakot különítettem el.

Az első időszakban a zavaró hatások még mindkét folyón alig változtatták meg a hidrológiai viszonyokat. A **Dráván az első időszakban (1901-1946)** a kisvizek 16-200 cm között ingadoztak, átlagos szintjük 101 cm volt (8. ábra). Az éves kisvízszintek már ekkor folyamatosan csökkenő tendenciát mutattak, amely következtében többször is megdőlt a LKV. A nagyvizek szintje 298-587 cm között változott, míg az átlagos nagyvízszint 466 cm volt. A kisvizek tendenciáját követve, a nagyvizek szintje is csökkent. Ebben az időszakban a Dráván szinte minden évben előfordultak árvizek, a 46 évből összesen 35 évben. Az árvizes napok száma átlagosan 12 nap/év volt, az időszak leghosszabb árvize pedig 1904-ben 59 napig tartott. Ebben az időszakban az éves vízjáték 571 cm volt.

A **Hernádon az első időszakban (1901-27)** a kisvizek szintje -23-9 cm között ingadozott, átlagos szintjük pedig -4 cm volt (9. ábra). A vízállások változásában szélsőséges kiugrások nem voltak, a vizsgált időtartam alatt közel hasonló értékek voltak jellemzőek. A nagyvizek átlagos szintje 188 cm, minimális értéke 99 cm, míg a maximális 295 cm volt, tehát a folyó vízjátéka 318 cm-nek adódott. Az időszakban a 27 évből 8 évben volt rövid (1 nap/év) árvíz. A leghosszabb árvíz 1913-ban volt és csupán 6 napig tartott.



8. ábra: A Dráva éves jellemző vízállásai a barcsi vízmércén 1901 és 2014 között
(NV = nagyvíz; KöV = középvíz; KV = kisvíz.)



9. ábra: A Hernád jellemző vízállásai a hidasnémeti vízmércén 1901 és 2014 között.
(NV = nagyvíz; KöV = középvíz; KV = kisvíz.)

A második időszakban a Dráván (1947-1967) a kisvizek szintjének csökkenése mérséklődött, miközben jelentősen lecsökkent az árvizek száma. A kisvizek átlagos szintje (31 cm) 70 cm-rel csökkent az előző időszakhoz képest, így a legalacsonyabb kisvíz szintje 1-72 cm között alakult. A nagyvizek csökkenésének mértéke (48 cm) nem volt olyan mértékű, mint a kisvizeknél. A nagyvizek szintje 296-578 cm között mozgott, átlagos szintjük pedig 418 cm lett. A kis- és nagyvizek szintje is stagnált a vizsgált időszakban. A folyó vízjátéka minimálisan növekedett (1%) 577 cm-re. Az árvizek száma csaknem felére, átlagos hosszuk pedig 4 nap/évre csökkent az előző időszakhoz képest. A leghosszabb árvíz 1951-ben is csupán 31 napig tartott.

A Hernádon a második időszakban (1928-1960) a kisvizek szintje csökkenni kezdett (-50-6 cm), így átlagos szintjük 14 cm-es csökkenést követően -18 cm lett. A nagyvizek szintje a kisvizekétől eltérően nőtt, 62 cm-rel, így a nagyvizek átlagos szintje 250 cm lett. A vizsgált időtartamra jellemző vízjáték 20%-al csökkent, mivel 254 cm lett. Az árvizek száma csaknem két és félszeresére növekedett, miközben nőtt az árvizes napok száma is, ami az előző időszak 1 nap/év értékéről 3 nap/év lett. A leghosszabb árvíz 1937-ben volt és már 14 napig tartott.

A Dráván a harmadik időszakban (1968-2014) a kisvizek szintje újra gyorsan csökkenni kezdett, és többször is megdőlt a korábbi LKV rekord. A kisvizek (-160-10 cm) átlagos szintje -81 cm volt, ami az előző időszakhoz képest 112 cm-es csökkenést jelent. A nagyvizek (154-616 cm) átlagos vízszintje 326 cm volt, ami az előző időszak értékétől 92 cm-rel kevesebb. Ebből következik, hogy a folyó vízjátéka 697 cm-re nőtt, azaz 21%-kal növekedett az előző időszak értékéhez képest. Az árvizek száma a vizsgált időtartam alatt a korábbi felére csökkent, így az árvizes napok átlagos száma mindössze alig 1 nap/év lett, míg a leghosszabb árvíz 1972-ben már csupán 15 napos volt.

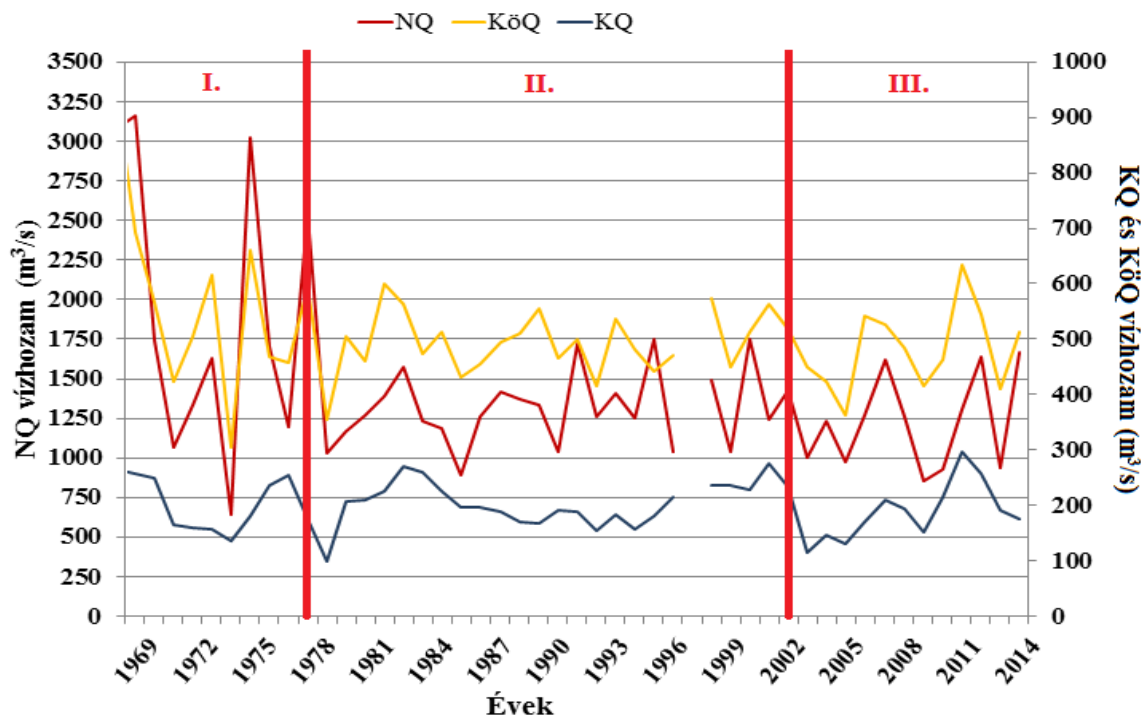
Akárcsak a Dráván, úgy **a Hernádon is a harmadik időszakban (1961-2014)** nagymértékben csökkent a kisvizek szintje. Az előző időszak -18 cm-es átlagos vízszintjéhez képest 52 cm-es csökkenést követően már csak -70 cm volt. A nagyvizek esetében egyre nagyobb szélsőségek jelentek meg, hiszen a legalacsonyabb nagyvízi vízállás 24 cm, a legmagasabb pedig 499 cm volt, átlagos szintjük (206 cm) 44 cm-rel csökkent a korábbi időszakhoz képest. A Hernád vízjátéka 628 cm-re nőtt, ami a második időszak értékéhez képest 147%-kal növekedett, ezzel is bizonyítva az évek során észlelt egyre nagyobb szélsőséges értékeket. A vizsgált időtartam alatt többször is megdőlt a LNV rekord, hiszen 2004 júliusában 415 cm-en tetőzött a Hernád, míg 2006 júniusában 434 cm-en, és 2010 júniusában 503 cm-en. Az időszakban tovább növekedett az árvizek gyakorisága, bár az árvizes napok átlagos száma (2 nap/év) csökkent. Az időszak leghosszabb árvize a 2010-ben

14 napig tartott.

A vízhozamok szoros összefüggésben vannak a vízállásokkal, ezért a Dráva és a Hernád esetén is a vízállásadatok alapján lehatárolt harmadik időszakon (Dráva: 1968-2014, Hernád: 1961-2014) belül három további időszakot határoztam meg a vízhozam-változások tendenciájának függvényében.

A Dráván az első időszakban (1968-1976) a jellemző vízhozam értékek igen széles skálán mozogtak (10. ábra). Az átlagos éves kisvízhozam $174 \text{ m}^3/\text{s}$ volt. A vizsgált időtartam alatt mért kisvízhozam szintje pedig $100\text{-}255 \text{ m}^3/\text{s}$ között alakult. Az időszakban jelentős árhullámok vonultak le a folyón, melynek során a legnagyobb vízhozam $3020 \text{ m}^3/\text{s}$ volt. A nagyvízi vízhozamok átlagos értéke $1574 \text{ m}^3/\text{s}$ volt (min. $642 \text{ m}^3/\text{s}$). A kis- és a nagyvízhozamok értéke a vizsgált időtartam alatt egyre csökkenő tendenciát mutatott.

A Hernádon az első időszakban (1961-1974) a kisvízhozamok növekvő tendenciát mutattak (11. ábra). Az éves kisvízhozamok $3\text{-}9 \text{ m}^3/\text{s}$ között ingadoztak, átlaguk $7 \text{ m}^3/\text{s}$ volt. Ugyanakkor a kisvízhozamokkal ellentétben a nagyvízhozamok értéke egyre csökkent a vizsgált időtartam alatt. Az időszakban a nagyvízhozamok $81\text{-}650 \text{ m}^3/\text{s}$ között változtak, átlagos értékük pedig $243 \text{ m}^3/\text{s}$ volt.

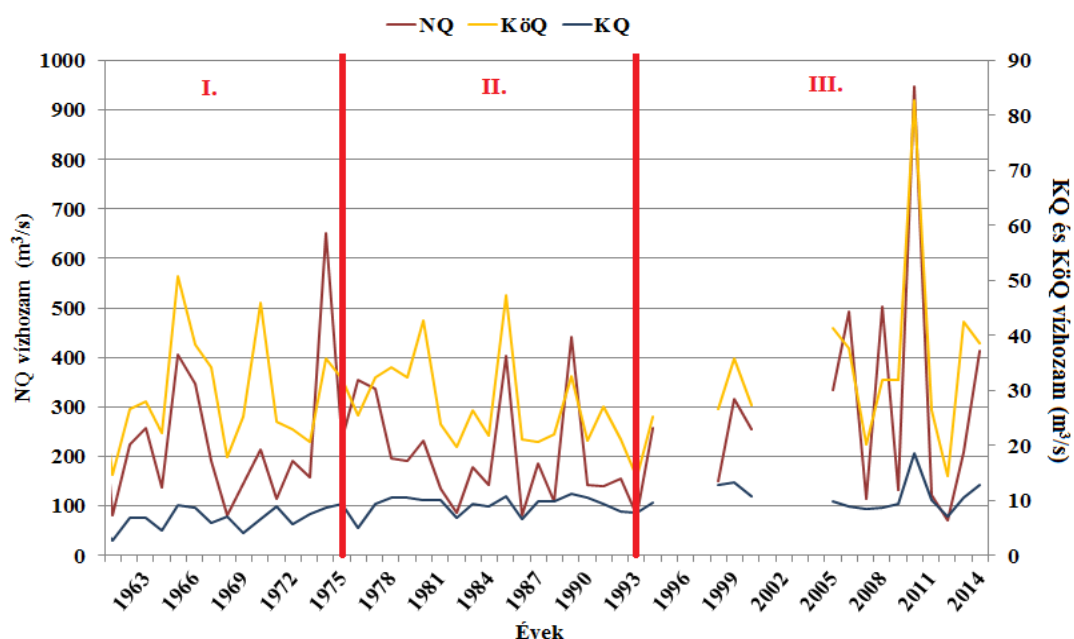


10. ábra: A Dráva Barcson mért vízhozam adatai 1960 és 2012 között.
(NQ = nagyvízhozam; KöQ = középvízhozam; KQ = kisvízhozam)

A Dráván a második időszakban (1977-2000) a kisvízhozamok átlagos értéke ($209 \text{ m}^3/\text{s}$) 20%-al nőtt az előző időszakhoz képest. A legkisebb KQ értéke $100 \text{ m}^3/\text{s}$, a legnagyobb

pedig $255 \text{ m}^3/\text{s}$ volt. A kisvízhozamok értéke 1992-ig enyhén csökkent, majd az időszak végéig újra növekedett. A 2000-es aszályos év nyomot hagyott a folyó vízhozamain is. A nagyvízhozamok átlagos értéke ($1326 \text{ m}^3/\text{s}$) 16%-al csökkent az előző időszakhoz képest. Az éves legnagyobb vízhozamok $888\text{-}1750 \text{ m}^3/\text{s}$ között változtak.

A Hernádon a második időszakban (1975-1992) a kisvízhozamokban ($5\text{-}11 \text{ m}^3/\text{s}$) nem következett be jelentős változás, átlaguk $9 \text{ m}^3/\text{s}$ volt, ami az előző időszakhoz képest enyhe növekedést jelent. A nagyvízhozamokat tekintve viszont jelentősebb változások történtek. Az addig gyakran bekövetkező mederkitöltő vízhozamot meghaladó vízhozamok igen ritkává váltak. A nagyvízhozamok átlagos értéke $208 \text{ m}^3/\text{s}$ volt, míg az időszakban a nagyvizek hozama $80\text{-}441 \text{ m}^3/\text{s}$ között változott.



11. ábra: Vízhozam adatok a Hernád hidasnémeti vízmércéjén 1960 és 2012 között.
(NQ = nagyvízhozam; KöQ = középvízhozam; KQ = kisvízhozam)

A harmadik időszakban a Dráván (2001-2014) a kisvízhozamok értéke ($116\text{-}296 \text{ m}^3/\text{s}$) újra növekedni kezdett, ám az előző időszak értékeitől, még így is elmaradt (KQ átlag: $188 \text{ m}^3/\text{s}$). A nagyvízhozamok is hasonló módon alakultak: az időszak elején újra növekedni kezdtek, majd az előző időtartam átlagától elmaradva stagnáltak. Átlagos értékük ($1226 \text{ m}^3/\text{s}$) 8%-al csökkent. Az időszakban mért legkisebb NQ értéke $858 \text{ m}^3/\text{s}$, a legnagyobb pedig $1670 \text{ m}^3/\text{s}$ volt.

A harmadik időszakban a Hernádon (1993-2014) a kisvízhozamok értéke 11%-kal növekedett, így az átlagos kisvízhozam $10 \text{ m}^3/\text{s}$ -re nőtt (KQ: $5\text{-}19 \text{ m}^3/\text{s}$). A nagyvízhozamok esetében is jelentős változások következtek be, mivel egyre gyakoribbá váltak a mederkitöltő vízhozamot meghaladó vízhozamok, melyeknek köszönhetően az időszak alatt megdőlt a

korábbi LNQ (2010 június: 948 m³/s). A nagyvízhozamok átlagos értéke (297 m³/s) az előző időszakhoz képest 34%-al növekedett, miközben 65 m³/s és 948 m³/s között ingadozott.

A két folyó hidrológiai összehasonlításához először érdemes összevetni az őket ért emberi hatásokat is. A Dráva és a Hernád vízrendszerére is jellemzőek a vízerőművekhez tartozó tározók, a jelentős mértékű vízviSSzatartás és a vízkivétel, amelyek egyre jelentősebb hatást gyakorolnak mindkét folyó hidrológiájára. A drávai mintaterületen a Donja Dubravai Erőmű tározója, a Hernádon pedig a Ruzsini Víz tározó befolyásolja erőteljesen a vízjárást. Emellett a Dráván erőteljesen hatottak még a mederszabályozási munkák is, amelynek hatására a folyó esése és vízsebessége jelentősen megnövekedett, ami a meder bevágódásához, illetve a kisvízi vízszintek süllyedéséhez vezetett. A Hernádon a kanyarulatok átvágása jóval kisebb volumenű volt.

Véleményem szerint a Dráván a kisvizek csökkenésének oka az első időszakban (1901-1946) a kanyarulat átvágásokban és az 1918-ban üzembe helyezett Fala vízerőműben keresendő. Ezek együttes hatására az erőmű alatti szakaszon a folyó a felerősödött tisztavíz erózióval mélyítette medrét, míg az alsóbb szakaszon a bevágódás a kanyarulat-átvágásokhoz köthető. A második időszakban (1947-1967) a vízszintek csökkenésének mérséklődése az 1940-es évekig tartó mederfenék-kotrási munkálatok és a kanyarulat átvágások megszűnéséhez köthető. A harmadik időszakban (1968-2014) a vízszintek csökkenésének elsődleges oka véleményem szerint a varasdi (1975), a cakoveci (1982) és a donja dubravai (1989) vízerőművek üzembe helyezése. A varasdi erőmű üzemelése a vízszintek csökkenéséhez vezetett, amelyet a cakoveci vízerőmű üzembe helyezése rövid ideig mérsékelte. Azonban a legalsó Donja Dubravai Erőmű megépítését követően a vízállások újra csökkenni kezdtek a jelentős vízviSSzatartás miatt. Ráadásul a tározóban a lecsökkenő vízsebesség miatt a hordalék jelentős része lerakódik, az alsóbb szakaszon pedig a tisztavíz erózió hatására megnő a meder bevágódása, ami a kisvizek alászállásához vezetett.

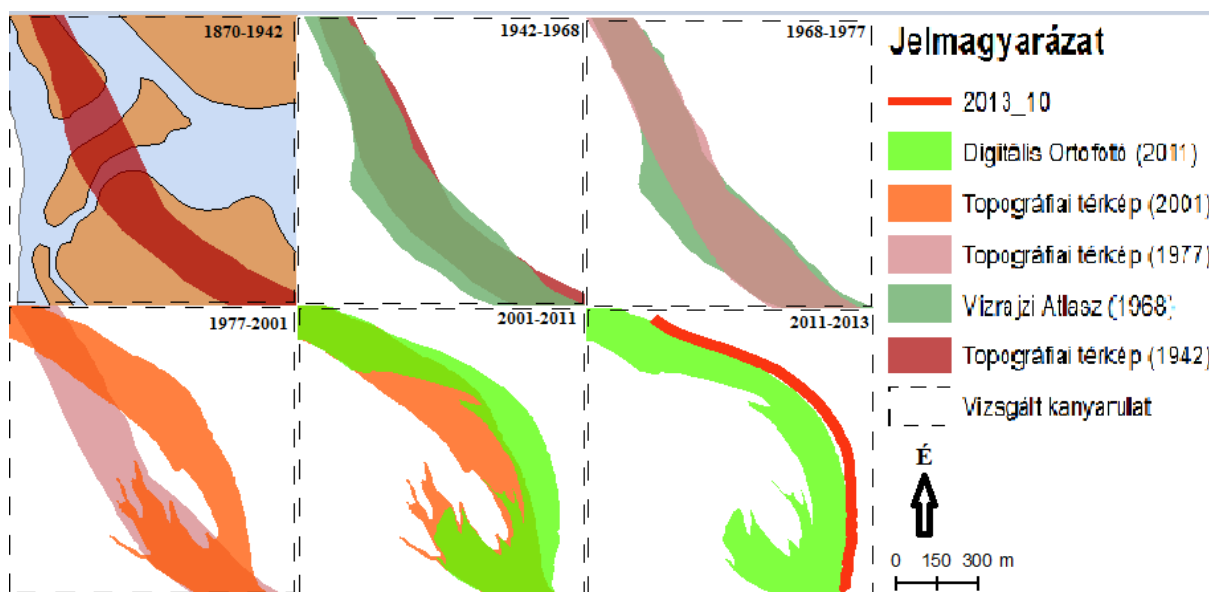
A Hernádon a harmadik időszakban (1961-2014) észlelt csökkenés a vízállások szintjében az 1967-ben megépült Ruzsin I. és az 1972-ben üzembe helyezett Ruzsin II. víztározó megépítéséhez köthető, melyek együtt 63,5 millió m³ vízmennyiség viSSzatartására alkalmasak (Hanusin et al. 2006). A víztározók víz- és hordalék-viSSzatartó hatása miatt felerősödött a folyó alsó szakaszán a tisztavíz erózió, ami a mederfenék jelentős mértékű bevágódásához vezetett. A harmadik időszakban a Hernádon szélsőségesse váltak a nagyvizek is, hiszen néha ki sem lépett egész évben a víz a mederből, miközben az árvizek magasabbá váltak. A hevesebb árvizek a folyómeder nagymértékű bevágódásának és szűkülésének a következményei (Blanka 2010), amit a dús növényzet tovább erősít. De nem feledkezhünk

meg a vízgyűjtőn az elmúlt években (pl. 2010) előforduló szélsőséges időjárási eseményekről sem, mivel a lezúduló hatalmas csapadékok jelentősen befolyásolják a vízjárást. Ezek együttes hatása okozhatta a harmadik időszakban észlelt nagy árvizeket.

5.2. A Dráva és a Hernád vizsgált kanyarulatainak fejlődése

5.2.1. A kanyarulat kialakulása a Dráván

A kanyarulatok fejlődésének nyomon követéséhez hat eltérő időpontban készült térképezés közötti változásokat elemeztem. A **III. katonai térképezés idején (1870)** a vizsgált folyószakasz fonatos medermintázatú volt és a kanyarulat szomszédságában 22 sziget között kanyargott (12. ábra). Ekkortájt még csaknem minden évben visszatértek az árvizek, melyek jelentősen átformálták a medret. Egy-egy nagyobb árvíz során a Dráva alámosta a partot, részben elszállítva az addig felhalmozódott omladékot, részben zátonyokat és szigeteket épített, amelyek a sodorvonal elterelése révén megteremtették a parterrózió további feltételeit. A meder szélessége az 1870-es térképezéskor 536-1813 m között változott.

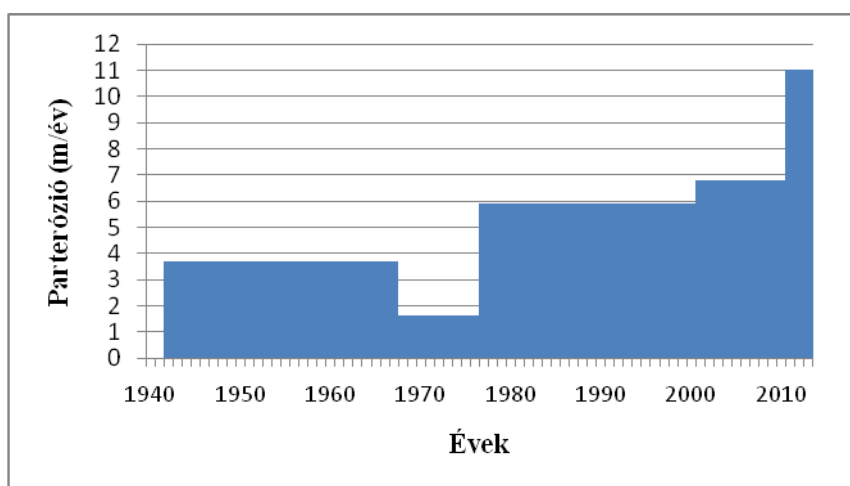


12. ábra: A Dráván a meder alakulása a vizsgált időszakokban (1870-2011)

Az **1942-es topográfiai térképezés idejére** jelentős változás következett be a folyón. A vizsgált folyószakasz kanyargós mintázatúvá alakult át, így a meder maximális szélessége (225 m) az előző időszakhoz képest 87%-kal, a minimális (81 m) pedig 85%-kal csökkent. A részletesen vizsgált kanyarulat északi partja ebben az időszakban még egy épülő belső ív volt. A korábbi felmérés 22 szigete a szabályozások hatására már a parthoz nőtt, így a vizsgált szakaszon már nem voltak szigetek. A kanyar ívhossza 1573 m, míg húr hossza 1489 m volt.

Kanyarulat-fejlettsége ($\beta=1,1$) alapján a Laczay-féle kanyarulat osztályozási rendszerben a fejlett kanyarulatokhoz sorolható, igaz annak épp az alsó határán van. Az amplitúdó nagysága 239 m, a görbületi sugár pedig 931 m volt.

Az 1968-as Vízirajzi Atlasz elkészítésekor a meder maximális szélessége (266 m) 18%-kal, a minimális (90 m) pedig 11%-kal nőtt. A mintaterületen mért partelmozdulás maximális mértéke 40 m (7,3 m/év), a minimális pedig 3 m (0,1 m/év), így az elmozdulás átlagos sebessége 3,7 m/év volt (13. ábra). A kanyarulati paraméterek mindegyike jelentősen lecsökkent a két térképezés (1942-1968) között. Az ívhossz 35%-kal (1025 m), a húr hossz 34%-kal (988 m), az amplitúdó 60%-kal (95 m), míg a görbületi sugár 8%-kal (857 m). Az ívhossz és húr hossz hányadosából számított $\beta=1,0$ volt, tehát a szakasz immár a fejletlen kanyarulatok közé került.



13. ábra: A parterózió sebességének alakulása a Dráva vizsgált kanyarulatában (1942-2013)

Az 1977-es topográfiai térképezés idejéig a folyószakaszon nem történt jelentősebb változás, azonban megfigyelhető, hogy a mintaterületen található felsőbb kanyarulat görbületi sugara és húr hossza lecsökkent, így gyorsabb ütemben halad folyásirányban lefelé mint a közvetlenül alatta elhelyezkedő kanyar, ezáltal elkezdett kanyargósabbá válni a folyó. A kanyarulat legnagyobb szélessége 247 m volt, ami az előző felmérés értékéhez képest 7%-kal csökkent, ugyanakkor a legkisebb szélessége 20%-kal növekedett (108 m). Az parterózió maximális mértéke az előző időszakhoz képest 153%-kal növekedett, így 101 m (11 m/év) volt. Az erózió minimális mértéke pedig közel 33%-os csökkenést követően 2 m (0,2 m/év) lett. Így a parterózió átlagos üteme az előző időszak 151%-ára (5,6 m/év) nőtt. A kanyarulatáthelyeződés során nettó erózió zajlott, hiszen az erodálódott terület nagysága 11 ha, míg az újonnan létrejött területek 7 ha voltak. Jelentős változások történtek a kanyarulati paraméterekben is, mivel mindegyik paraméter értéke a korábbi tendenciával szakítva immár

növekedett. Az ívhossz nagysága 1441 m (41%), a húr hossz pedig 1407 m lett (42%). Ennek ellenére, a közel azonos növekedés következtében az arányok nem változtak, így a kanyar továbbra is fejletlen kanyarulatnak számított. Az amplitúdó 47%-os növekedést követően 140 m, a görbületi sugár pedig 28%-os növekedés után 1101 m lett.

A **2001-es horvát topográfiai térképezés idejére** a mintaterületen jelentősen változott a partvonal futása, mivel a vizsgált kanyarulat folyásirányban lejjebb vándorolt. A meder legnagyobb szélessége 13% csökkenés után 216 m, a legkisebb pedig 5% csökkenést követően 103 m lett. Jelentősen megnőtt a parterózió mértéke a vizsgált mintaterületen. Az előző időszakhoz képest a legnagyobb partelmozdulás 275 m (11,4 m/év), a legkisebb pedig 1 m (0,1 m/év) volt, mely a maximális érték esetén 172%-os növekedést, a minimális esetén pedig 50%-os csökkenést mutatott. Az erózió átlagos sebessége tehát az előző időszakhoz képest alig 4%-kal növekedett, 5,8 m/év volt. A mintaterületen zajló erózió és akkumuláció mértéke is jelentősen megnövekedett, az erózió 164%-kal, az akkumuláció pedig 443%-kal. Előbbi mértéke 29 ha, utóbbié pedig 38 ha volt, tehát nettó akkumuláció zajlott. A kanyarulati paramétereket tekintve ismét jelentős változások következtek be. Az ívhossz (1254 m), a húr hossz (1177 m) és a görbületi sugár (999 m) újra csökkenő tendenciát követett és már csak az amplitúdó (186 m) növekedett. Az ívhossz csökkenésének mértéke 13%-os, a húr hosszé 16%-os, a görbületi sugáré pedig 9%-os volt, míg az amplitúdó mértéke 33%-kal nőtt. Mivel a $\beta=1,1$ lett, így újra fejlett kanyarnak számított a vizsgált szakasz.

A kanyarulatról készült **2011-es ortofotó idejére** a legnagyobb mederszélesség 11%-kal (192 m), a legkisebb pedig 22%-kal (80 m) csökkent az előző felmérés óta. A kanyarulat maximális elmozdulása 189 m (18,9 m/év), minimális elmozdulása pedig 1 m (0,1 m/év) volt, így az erózió átlagos sebessége 64%-kal 9,5 m/év-re növekedett. A kanyarulatfejlődés során az erózió által érintett területek nagysága 14 ha, míg az akkumulálódó területeké 18 ha volt, tehát nettó akkumuláció volt jellemző, bár a folyamatok lassulását mutatja, hogy a korábbi időszak értékeinél 52%-kal illetve 53%-kal volt kevesebb az erózió és az akkumuláció mértéke. A kanyarulati paraméterek a korábbi tendenciának megfelelően változtak, hiszen az ívhossz 10%-kal (1133 m), a húr hossz 13%-kal (1019 m), a görbületi sugár pedig 34%-kal (661 m) csökkent, ugyanakkor az amplitúdó továbbra is nőtt, 24%-kal (230 m). A kanyarulat-fejlettség értéke változatlan maradt ($\beta=1,1$).

A **2013-as terepi mérések** alapján értékelhető a 2011-2013 közötti időszak parteróziója. A part 2-40 m (1-20 m/év) között változott, tehát a parterózió mértéke továbbra is gyorsul, hiszen átlagos sebessége 11 m/évre nőtt (13. ábra). Véleményem szerint a növekvő

bevágódás hatására a meder folyamatosan szűkül, ami a továbbra is a parterózió sebességének növekedését fogja okozni.

Az 1870 és 1942 között végbement mintázatváltás oka első sorban a folyón elvégzett szabályozási munkálatokhoz és a kanyarulat átvágásokhoz köthető. A szabályozások során jelentősen leszűkítették a meder szélességét, illetve több mellékágat is elrekesztettek. Bár 1942 és 1968 között nem történtek jelentős szabályozási munkálatok (Remenyik 2011), melyek befolyásolhatták volna a parteróziót. Jól látható, hogy 1968 és 1977 között az eróziós, és az akkumulációs folyamatok sebessége is jelentősen lelassult, melynek oka, véleményem szerint a varasdi (1975) erőmű üzembe helyezése lehetett, aminek hatására a kis-, közép- és nagyvizek szintje is csökkenni kezdett, tehát a folyó munkavégző képessége mérséklődött. Azonban mind az eróziós, mind az akkumulációs tevékenység nőtt 1977 óta, melynek oka véleményem szerint a cakoveci (1982) és a donja dubravai (1989) erőművek üzembe helyezése volt, amelyek részben felerősítették a tisztavíz eróziót, részben pedig a csúcsrajáratás miatt mini-árhullámokat generálnak, ami a hordalékot a mederben hatékonyan áttrendezheti. Így bár a mederből kilépő árhullámok elmaradnak, de az akár napi 170 cm-es vízszintingadozás bevágódást okoz, és a partok ha nem is a nagymennyiségű szállított hordalék bombázó hatása révén, de tömegmozgások útján intenzíven formálódnak. A nagymértékű partelmozdulás másik oka pedig az, hogy a folyó az 1870-es kavicsos mederágba kezd áthelyeződni, melynek laza mederanyagát a víz viszonylag könnyebben tudta erodálni, mint a mederágot két oldalról határoló egykori szigeteket, ami finomabb anyagból épült fel.

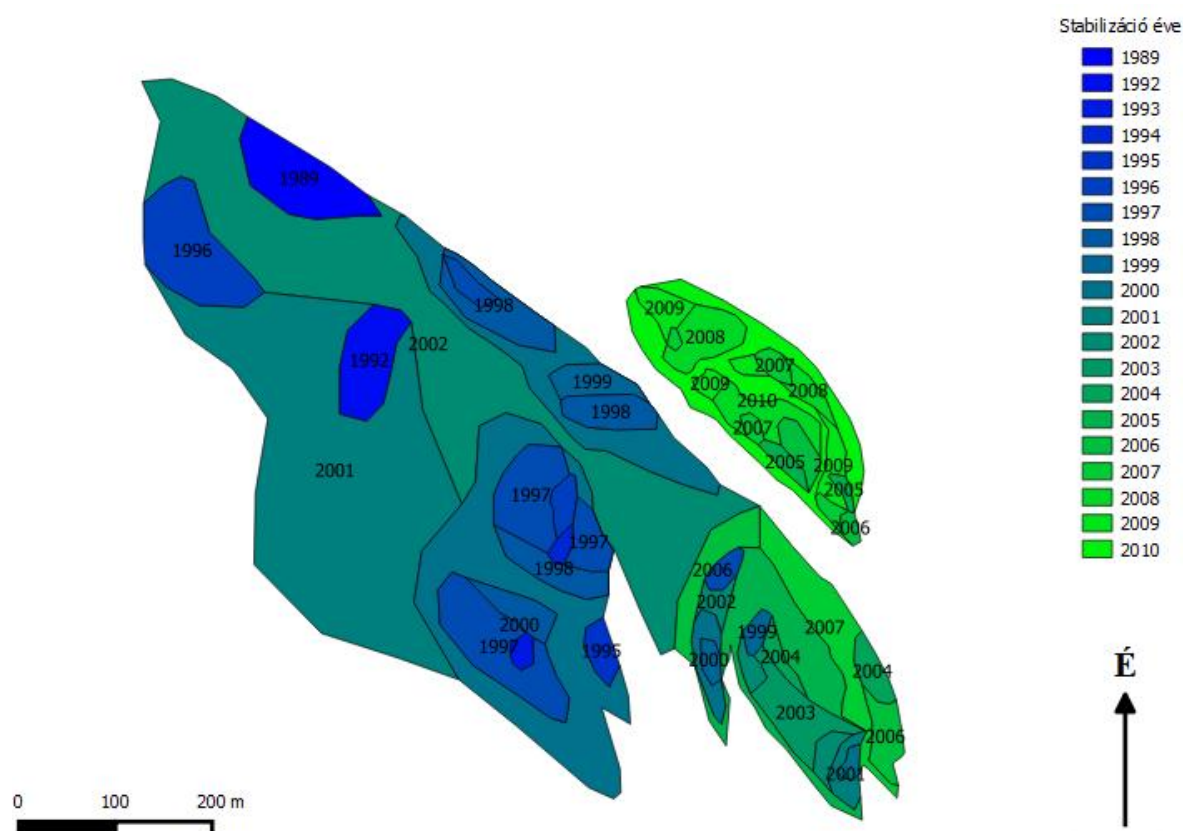
5.2.2. A kanyarulat belső ívének alakulása a Dráván

Mivel a drávai mintaterületen erdő borítja az övzátonysort, így a partépülés üteme és módja itt dendrológiai módszerrel vizsgálható. A kanyarulat belső ívének fejlődésére jellemző, hogy a kialakuló övzátonyoknak először a legmagasabb, feji részét stabilizálja szigetszerűen a növényzet, majd ezek a szigetek az övzátony-felszín és a surrantó magasodásával a parthoz forrnak. Ez ciklikusan ismétlődik, azaz újabb övzátonyfejekből újabb szigetek keletkeztek, amelyek végül a parthoz forrnak.

A mintaterületen a legidősebb felszín 1989-ben stabilizálódott, majd ehhez forrtak hozzá a fiatalabb övzátonyok (14. ábra). A második szigetmag 1992-ben jött létre, majd ezt követően a harmadik 1993-ban. Az egyes zátonyfejeket átfolyások választották el egymástól. Az 1993 és 1998 közötti időszakban további 7 sziget alakult ki, míg a már meglévők területe tovább gyarapodott. Ezzel egy időben az első sziget, 1998-ban forrt a parthoz. A következő időszakban (1999-2002) az egyre alászálló kisvizeknek köszönhetően három újabb

zátonyfejen telepedett meg a növényzet, illetve egy sziget nőtt a parthoz 2002-ben. A 2003-2013 közötti időszakban már csak egy szigetmag alakult ki 2004-ben, illetve a meglévők területe évről-évre tovább növekedett, így a kisebb zátonyfejek közötti átfolyások (surrantók) megszűntek és a szigetek hozzáforrtak a parthoz. Ki kell emelni, hogy a Dráva jellegzetessége, hogy a kavicsos mederanyag miatt a szigetekhez a zátonyok folyásirányban felfelé növekednek, ami teljesen más fejlődési irány, mint ami például a homokos medrű Maroson jellemző (Sipos 2006). Ezt jól tükrözi a jelenlegi sziget fejlődése is.

Az övzátonysortól északra lévő, napjainkban szigetként megjelenő övzátony-fej felszíne 2005-ben stabilizálódott, amikor két szigetmag is kialakult a parthoz közel. A már meglévő szigetek területe 2006 és 2009 között tovább gyarapodott, illetve létrejöttek újabb szigetmagok is, amiket átfolyások választottak el egymástól. Ezek az átfolyások a folyamatosan épülő szigetek miatt 2010-ig teljesen megszűntek, így a későbbiekben a kisebb zátonyfejekre létrejött szigetmagok már egy nagy szigetként formálódtak tovább.



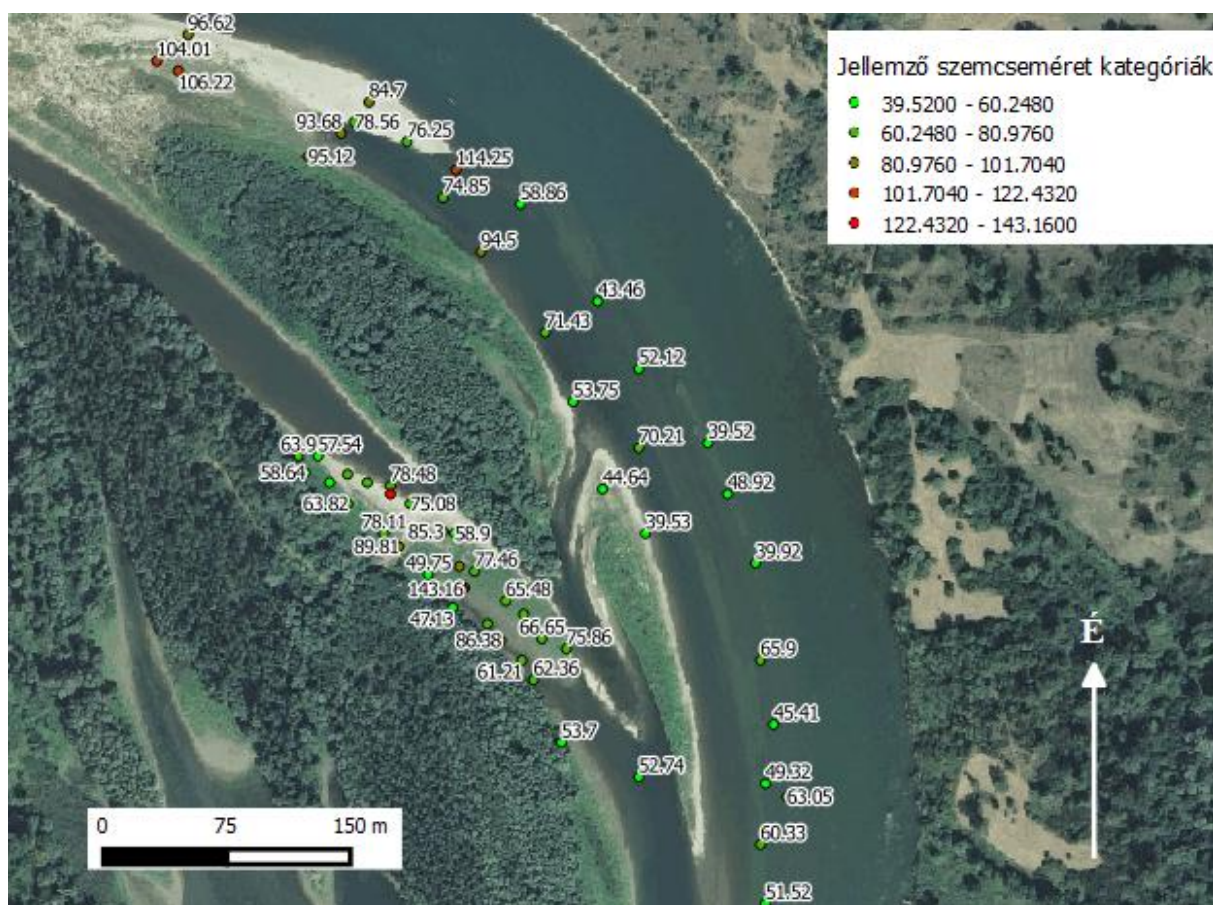
14. ábra: A drávai mintaterület övzátonyának és szigetének izokron térképe

Véleményem szerint a szigetek épülésének fontos meghatározói a kisvizek, mivel a növekvő bevágódás miatt a meder folyamatosan szűkül, így egyre nagyobb zátonyfelszínek kerülnek a víz szintje fölé. A szárazzá vált felszíneken a növényzet gyorsan megtelepszik,

ezzel stabilizálva a szigetmagot. A kialakult zátonyfejek közötti átfolyások megszűnésével a sziget területe növekedik, majd hozzá nő a parthoz. Tehát az övzátonyok gyors fejlődése elsősorban a Donja Dubravai Erőmű üzembe lépéséhez köthető vízszintsüllyedéshez köthető.

5.2.3. Az aktív övzátony szemcseösszetétele a Dráván

A dendrológiai vizsgálat azt mutatta, hogy a kavicsos medrű Dráván az övzátonyok és a szigetek sajátosan folyásirányban felfelé növekednek. Ez azzal magyarázható, hogy a legnagyobb méretű kavicszemcsék már a zátony felső végénél akkumulálódnak, mivel már itt olyan mértékben lecsökken a vízsebesség, hogy tovább nem szállíthatódnak. Ennek bizonyítására megvizsgáltam a fenékhordalék szemcseösszetételét a jelenleg aktív zátony felszínén.



15. ábra: A vizsgált pontokon a kavicszátony legnagyobb szemcséjének mérete

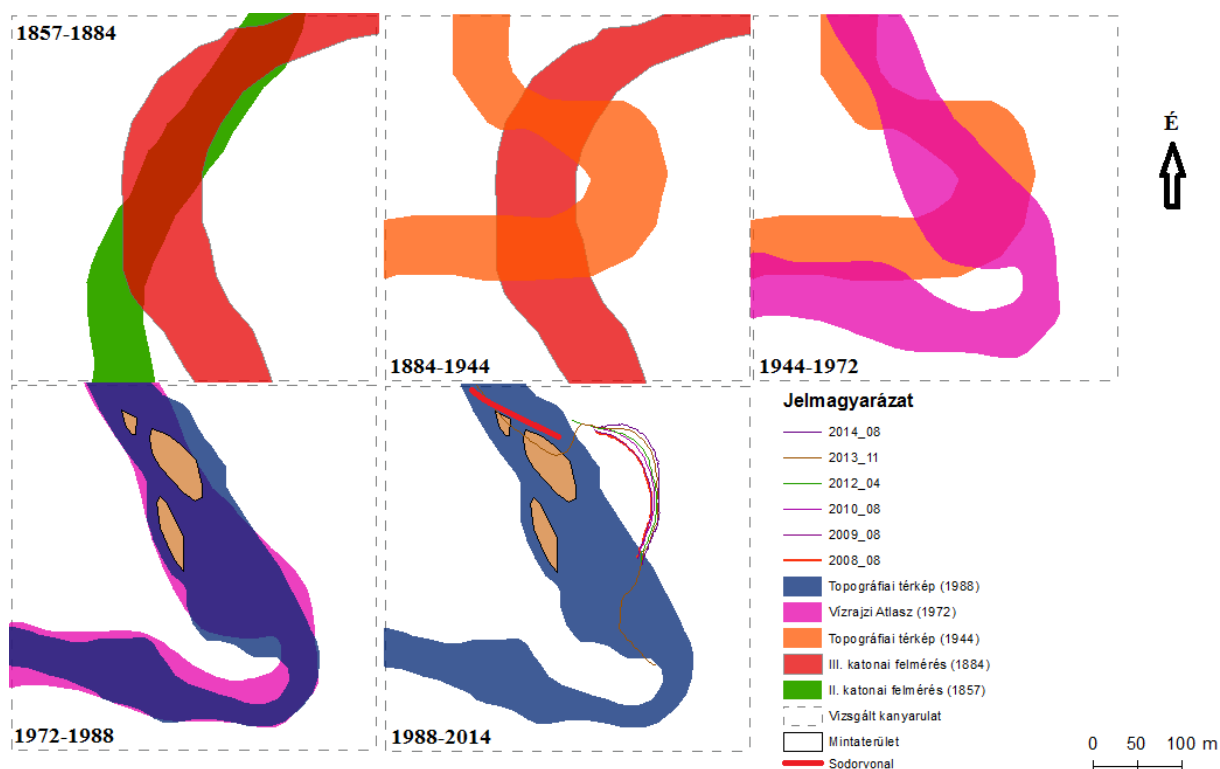
A zátonyon az átlagos szemcseméret 7 mm. A legnagyobb szemcsék mérete folyásirányban felfelé valóban növekszik (15. ábra). Míg a legkülső, aktív övzátony folyásirány felőli alsó felén a legnagyobb kavicsok 40-65 mm átmérőjűek, addig a zátony folyásirány felőli felső végén 75-125 mm-es nagyságú szemcsék is előfordulnak. Ám nem csak folyásirányban változik a szemcsék mérete. A folyóhoz közelebb eső zátonyfelszínen és

azokon a zátonyfejekén, melyeket még nem stabilizált a növényzet, kisebbek a szemcsék, mint a zátony belsőbb, magasabb fekvésű részein, ami igen szokatlan jelenség a zátonyok szemcseösszetételében. A jelenség oka a nagy vízszintű és energiájú vizek fokozatos elmaradásában, ugyanakkor a mini árhullámok megjelenésében rejlik, de további tisztázásra szorul.

5.2.4. Kanyarulatfejlődés a Hernádon

A Hernád esetében is jelentős a partelmozdulás mértéke, ám a Drávához képest itt nem történt változás a medermintázatban, valamint a hernádi mintaterületen sokkal jellegzetesebb a meder szűkülése és a folyó kanyargósabbá válása is.

Az 1857-es II. katonai felmérés idején a meder szélessége 55-116 m között változott. A részletesebben vizsgált szakasz északi partja ekkortájt még épülő belső ív volt (16. ábra), így elsősorban akkumulációs folyamatok formálták a felszínét. A kanyarulat húr hossza 289 m, ívhossza pedig 305 m volt, azaz a kanyart a fejlettsége ($\beta=1,1$) alapján a fejlett kanyarulatok alsó határához közelít. Az amplitúdó értéke 46 m, míg a görbületi sugáré 158 m volt.

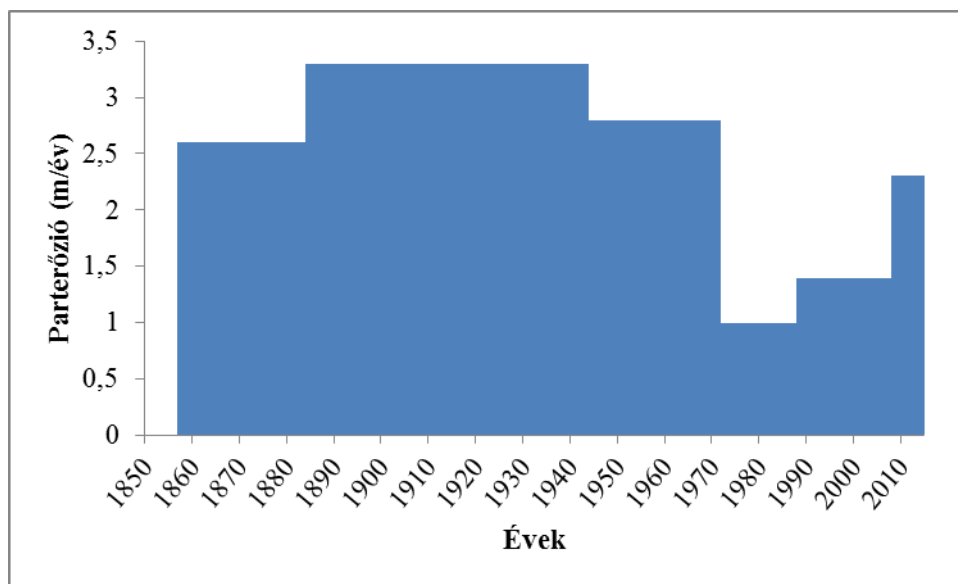


16. ábra: A meder fejlődése a Hernád hernádcécei szakaszán (1857-2014)

Az 1884-es III. katonai térképezés idejére a mederszélesség legnagyobb értéke 12%-kal (102 m), a legkisebb pedig 11%-kal (49 m) csökkent. A mintaterületen a partelmozdulás maximális mértéke 132 m (4,9 m/év), a minimális pedig 4 m (0,2 m/év) volt, tehát a parterózió átlagos üteme 2,6 m/év (17. ábra). A térképezés idejére a folyó elkezdett

kanyargósabbá válni, melyet bizonyít az is, hogy minden kanyarulati paramétere növekedett: a húr hossz 31%-kal (378 m), az ívhossz 52%-kal (464 m), az amplitúdó 159%-kal (119 m), a görbületi sugár pedig 23%-kal (194 m). Ennek következtében a kanyarulat fejlettsége nőtt ($\beta=1,2$), azonban a kanyarulat továbbra is fejlett kanyarnak számított. A partelmozdulás során leerodált területek, valamint az akkumuláció által újonnan létrehozott térszínek nagysága kvázi egyensúlyban volt, mivel mindkettő értéke közel 5 ha volt.

Az 1944-es topográfiai térképezés idejére a meder szélessége (43-94 m) tovább csökkent, a legnagyobb szélesség 12%-al, míg a legkisebb 8%-al. A vizsgált kanyarulat nagymértékben folyásirányba lejjebb tolódott. A partelmozdulás maximális mértéke 187%-os növekedést követően 379 m (6,3 m/év) volt. Az elmozdulás minimuma ugyancsak nőtt, 175%-kal, így mértéke 11 m (0,2 m/év) lett. Ennek következtében a parterózió átlagos üteme az időszakban 3,3 m/évre nőtt. A folyásirányba történő nagymértékű elmozdulás miatt a részletesen vizsgált kanyarulat a két térképezés között eltelt időtartam alatt teljesen átalakult. Az 1884-1944 közötti időszakban az amplitúdó értéke tovább nőtt 5%-kal (125 m). Ezzel szemben a húr hossz 56%-kal (165 m), az ívhossz 26%-kal (344 m), a görbületi sugár pedig 64%-kal (125 m) csökkent. Ennek eredményeként a kanyarulat éretté vált ($\beta=2,1$). Az erózió által elhordódott terület nagysága 16 ha, az újonnan létrejött felszíné pedig 8 ha volt, azaz nettó erózió zajlott.



17. ábra: A parterózió sebességének alakulása a Hernádon vizsgált szakaszon(1857-2014)

Az 1972-es Vízrajzi Atlasz térképein a meder legnagyobb szélessége (122 m) jelentős növekedés (30%) mutat, ugyanakkor legkisebb értéke 9%-os csökkenés után 39 m volt. A partelmozdulás legnagyobb értéke 150 m (5,4 m/év), a legkisebb pedig 6 m (0,2 m/év) volt,

ami 60%-os illetve 55%-os csökkenést jelent, tehát a parterózió átlagos üteme (2,8 m/év) is csökkent (15%). Az erózió által átformált területek nagysága 6 ha, az újonnan akkumulálódott területeké pedig 5 ha volt, így még mindig erózió volt jellemző. A kanyarulati paraméterek értékeiben jelentős változások nem történtek az előző felméréshez képest. A húr hossz (163 m) és a görbületi sugár (62 m) minimális mértékben csökkent (1% illetve 10%). Ugyanakkor az ívhossz (365 m) 6%-kal, míg az amplitúdó (140 m) 12%-kal nőtt. A folyó kanyargóssága tovább nőtt ($\beta=2,2$).

Az **1988-as topográfiai felmérés idejére** a legnagyobb mederszélesség (118 m) növekedett (3%), a legkisebb (25 m) pedig további csökkent (36%). A partelmozdulás mértéke 1972-1988 között minimális volt, elsősorban a meder átlagos szűküléséhez köthető. A partelmozdulás maximális mértéke 31 m (1,9 /év), a minimális pedig 1 m (0,1 m/év) volt, így átlagos sebessége 64% csökkenés után 1 m/év lett. A parterózió során elmosott területek nagysága mindössze 1 ha volt, az akkumuláció során létrejött területeké pedig 3 ha, tehát nettó akkumuláció volt jellemző. A térképezés idejére a húr hossz 7%-kal (174 m), az ívhossz 13%-kal (414 m), az amplitúdó pedig 20%-kal (168 m) nőtt. Ugyanakkor a görbületi sugár értéke (54 m) a korábbi tendenciát követve tovább csökkent 13%-kal, tehát a kanyarulat élesebbé vált. Ezt alátámasztja az is, hogy a β értéke 2,4-re nőtt, tehát a az első felméréskor még épphogy fejlett kanyar az időszak végére már érett kanyarrá fejlődött. A térképezés idejére három új sziget alakult ki a vizsgált kanyarulatban, melyek jelentősen eltérítették a sodorvonalat, így az a szemközti partnak ütközve jelentős eróziót okozott.

A **2008-as terepi felmérésig** (Blanka 2010) a vizsgált kanyarulatra jellemző parterózió maximális mértéke (53 m) 71%-kal megnőtt, így üteme 2,7 m/év lett. A partelmozdulás átlagos sebessége 40%-os növekedést követően 1,4 m/évre nőtt. Az 1988-as felmérés idején kialakult szigetek ekkora már a parthoz nőttek.

A **2008 és 2014 között elvégzett terepi mérések azt** mutatják, hogy az elmúlt években a parterózió legnagyobb mértéke 23 m (3,8 m/év), a legkisebbé pedig 5 m (0,8 m/év) volt. Az erózió átlagos sebessége tovább növekedett, az előző időszak 1,4 m/év mértékéhez képest 2,3 m/évre.

Az 1884 és 1944 közötti mederszűkülés és a megnövekedett erózió oka véleményem szerint a felsőbb szakaszon (Felsődobcsa, Gibárt) megépített duzzasztók lehetnek. Hatásukra a bevágódás fokozódhatott, ami a mederszélességek csökkenését és a kanyarulatok átalakulását vonta maga után. A folyamatok nem lassultak 1944 óta sem, mely a kis- és középvizek folyamatos csökkenésével áll kapcsolatban, amit ruzsini tározók megépítése okozott (1967-ben és 1972-ben). Az egyre jobban felerősödő tisztavíz erózió hozzájárulhatott

a partfal és meder eróziójához. Az elmúlt években az újra fokozottabbá váló kanyarulatvándorlás pedig a gyakran visszatérő és rekord magasságot elérő árvizek nagyobb munkavégző képességéhez köthető.

6. Összegzés

Eredményeim szerint a két folyó hidrológiai jellemzői részben hasonlóak. Mindkét folyóra jellemző az éves kis- és középvizek szintjének csökkenése, azonban ez a Hernádon csupán 106 cm, míg a Dráván 176 cm volt 1901 óta. A nagyvizek azonban eltérően alakultak, mivel a Dráván az erőművek üzembe lépésével mérséklődött az éves legnagyobb vízállás szintje, így jelenleg már ritkává és rövidevé váltak az árvizek. Ezzel szemben a Hernádon az utóbbi tíz évben háromszor is megdőlt az LNV (2004, 2006 és 2010). A vízhozamok esetében is jelentős különbségek vannak, hiszen a Dráván jelentősen lecsökkentek az éves kis-, közép-, és nagyvízi vízhozamok, ezzel szemben a Hernádon a nagyvízhozamok nőttek.

A Dráva vizsgált kanyarulata 1878 és 2001 között jelentősen átalakult, mivel a korábbi fonatos meder napjainkra meanderező mintázattá alakult át. Hasonló, a vízvisszatartáshoz köthető meder-metamorfózist írt le Williams és Wolman (1984) amerikai folyókról. A Dráván a parterózió üteme gyorsult a hosszú- és a rövidtávú mérések szerint is, hiszen míg a 20. században 4-6 m/év volt az üteme, addig a 2011-es légifotó és a 2013-as GPS felmérésem között már 11 m/év volt a mértéke. A Hernádon a hosszútávú parterózió mértéke csupán 2,3 m/év (1857-2011) azaz kisebb volt, mint a Dráván. Ugyanakkor napjainkban a Hernádon a parterózió szintén nőtt, átlagosan 11 m/év-re (2011-2013), azaz elérte a Dráván mért értékét. Bár a Hernád esése magasabb (54 cm/km) mint a Dráváé (35 cm/km), a Hernád eredetileg kisebb partpusztulási üteme magyarázható a kötöttebb és magasabb partokkal, illetve a kisebb vízhozammal. Ugyanakkor, véleményem szerint mindkét folyón a napjainkra igen intenzívvé váló parterózió az emberi hatások (pl. Dráván mini árhullámok, tisztavíz erózió) és a szélsőségesebb időjárás következménye. Hasonló, intenzívebbé váló parterózióról Petts és Gurnell (2005) is beszámoltak.

A Dráván és a Hernádon is intenzívebbé váló partpusztulás miatt fel kell készülni arra, hogy emberi létesítmények (gátak, utak, hidak) kerülnek veszélybe, illetve a szántóföldek elmosása miatt egyéb konfliktusok is várhatók.

A partépülés ütemét és módját csak a Dráván tudtam vizsgálni, mivel itt borítja az övzátanosort erdő a dendrológiai vizsgálathoz. A Dráván a legidősebb felszín 1989-ben stabilizálódott, majd ehhez forrtak hozzá a fiatalabb övzátányok. Tehát az övzátányok gyors fejlődése a Donja Dubravai Erőmű üzembe lépéséhez köthető vízszintsüllyedéshez

kapcsolódik. A zátonyfejeket szigetszerűen stabilizálja a növényzet, majd ezek a szigetek a parthoz és egymáshoz forrtak, így a parthoz kapcsolódó igazi övzátonnyá alakultak, miközben újabb szigetek keletkeztek. A Dráva jellegzetessége, hogy kavicsos mederanyag miatt a szigetekhez a zátonyok folyásirányban felfelé formak hozzá, és felfelé növekednek. Ez ellentétes a Maroson lejátszódó szigetépülési folyamattal, ahol a szigetek felső, folyásirány szerinti része pusztul és alsó részük épül (Sipos 2006). Jól tükrözi ezt a jelenlegi sziget fejlődése és a hozzá kapcsolódó aktív övzátony szemcseösszetételének térbeli alakulása. A vizsgált sziget felszíne 2005-ben stabilizálódott, amikor két szigetmag is kialakult a parthoz közel. A későbbiekben újonnan létrejött szigetek közötti átfolyások megszűntek a szárazulatok felszínének folyamatos növekedésével, illetve a bevágódó meder szűkülésével, így a későbbiekben a kisebb zátonyfejek már egy nagy szigetként formálódtak tovább.

Irodalomjegyzék

- Alekseevskiy N.I., Berkovich K.M., Chalov R.S. 2008: Erosion, sediment transportation and accumulation in rivers. *International Journal of Sediment Research* Vol. 23., 93-105.
- Andrási G., Kiss T., Hernesz P. 2011: Morphological alteration of the Dráva as the result of human impact. *AGD Landscape & Environment* 5 (2) 2011. 58-75.
- Ashmore, P. E. 1991: How do gravel-bed rivers braid? *Canadian Journal of Earth Sciences*. 28. 326-341.
- Balogh K. 1991: *Szedimentológia*. Budapest, Akadémiai Kiadó
- Bathurst, J.C. 1993: Flow resistance through the channel network. In Beven, K. and Kirkby, M.J. (szerk.) *Channel Network Hydrology*. Chishester, John Wiley & Sons, Ltd. 69-98.
- Benda, L. 1990: The influence of debris flows on channels and valley floors in the Oregon Coast Range, USA, *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 457-466.
- Best, J.L., Rhoads, B.L. 2008: Sediment transport, Bed Morphology and the Sedimentology of River Channel Confluences. In Rice, S. P., André G. R., Rhoads, B. L. (szerk.) *River Confluences, Tributaries and the Fluvial Network*. John Wiley & Sons Ltd. 45-72.
- Bisson P. A., Montgomery, D. R., Buffington, J. M. 2006: Valley segments, stream reaches, and channel units. In Hauer, R., Lamberti, G. (szerk.) *Methods in Stream Ecology*. Elsevier, New York. 23-49.
- Blanka V. 2010: Kanyarulatfejlődés dinamikájának vizsgálata természeti és antropogén hatások tükrében. PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem.
- Bogárdi J. 1971: *Vízfolyások hordalékszállítására*. Akadémiai Kiadó, Budapest
- Borsy Z. (szerk.) 1992: *Általános természetföldrajz*. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest
- Bridge, J. S. 2003: *Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record*. Oxford, Blackwell Publishing.
- Brown, F. R. 1963: Cavitation in hydraulic structures: problems created by cavitation phenomena. *Journal of the Hydraulics Division American Society of Civil Engineers* 89, HY1. 99-116.
- Buffington, J. M. 1999: The legend of A. F. Shields. *Journal of Hydraulics* 125, 376-387.
- Bulla B. 1962: Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó Bp. 254-256.
- Church, M., Jones, D. 1982: Channel bars in gravel bed rivers. In Hey, R. D., Bathurst, J.C., Thorne, C. R. (szerk.) *Gravel-bed Rivers*. John Wiley & Sons Ltd. 291-338.
- Csoma J. 1973: A korszerű folyószabályozás alapelvei és módszerei. VITUKI Budapest, 3-23.
- Dietrich W. E., Whiting, P. J. 1989: Boundary shear stress and sediment transport in river meanders of sand and gravel. In Ikeda, S., Parker, G. (szerk.) *River Meandering*, AGU, Washington, 1-50.
- Dykaar, B. B., Wigington, P. J. 2000: Floodplain formation and cottonwood colonization patterns on the Willamette River Oregon. *Environmental Management* 25. 87-104.
- Emmet, W. W. 1981: Measurement of Bed Load in Rivers. *Erosion and Sediment Transport Measurement*. IAHS Publication 133, 3-15.
- Ferguson, R. I., Werrity, A. 1983: Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland. In Collison, J. D., Lewin J. (szerk.) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Oxford, Blackwell Scientific 181-193.
- Franyó F. 1966: A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. *Földrajzi Értesítő* 15. 153-178.
- Frisnyák S. 2007: A Hernád-völgy történeti földrajza. *Földrajzi Értesítő* 61/1-2. 51-68.
- Grant, G. E., Swanson, F. J., Wolman, M. G. 1990: Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon: *Geological Soc. of America Bulletin* 102, 340-352

- Hanusin, J., Kunikova, E., Petur, F., Rácz, M., Jansen, H., Haverkamp, S., Vennekas, W. 2006: A Hernád folyó részleges vízgyűjtő gazdálkodási terve. A Víz Keretirányelv megvalósítása határvízi körülmények között. (Project PPA03/HUSK/9/1)
- Harman, W.H., Jennings, G.D., Patterson, J.M., Clinton, D.R., Slate, L.O., Jessup, A.G., Everhart, J.R. and Smith, R.E., 1999: Bankfull hydraulic geometry relationships for North Carolina streams. In: Olsen D.S., Potyondy J.P. (szerk.) Proceedings of Wildland Hydrology Symposium, AWRA, Bozeman, MT.
- Hey, R. D. 1982: Gravel-bed rivers: form and processes. In: Hey, R. D., Bathurst, J. C., Thorne, C. R. (szerk.) Gravel-bed Rivers: fluvial processes, engineering and management. John Wiley & Sons Ltd. 5-13.
- Jaskó S. 1996: Folyóvízi lerakódások a Dráva mentén. Hidrológiai Közlöny, 76/1, 41-45.
- Joó I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. Geodézia és Kartográfia 50. 3-9.
- Kiss T., Andrási G. 2011: A horvátországi duzzasztógátak hatása a Dráva vízjárására és a fenékhordalék szemcse-összetételének alakulására. Hidrológiai Közlöny 17-29.
- Knighton, A. D., 1984: Fluvial forms and processes. London: Edward Arnold. 218.
- Knighton, A. D., 1998: Fluvial forms and processes : a new perspective, London, Edward Arnold 383.
- Konecsny K. 2011: A kisvizek fő hidrológiai statisztikai jellemzői a Dunán Nagymarosnál. Hidrológiai Közlöny, 91/5. 51-58.
- Laczay I. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. Vízügyi Közlemények. 64/2, 235-254.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. 1957: River Channel Patterns: Braided, meandering and straight. U.S. Geological Survey Professional Papers 282-B 39-85.
- Lóczy D. 2011: A Kapos árterének hidromorfológiai és tájökológiai értékelése. Pécs, MTA doktori értekezés tézisei
- Lóczy D., Veress M. 2005: Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs. 335 p.
- Lovász Gy. 1966: A Dráva-Mura vízrendszer vízföldrajza különös tekintettel a vízjárási és lefolyási viszonyokra. Budapest, MTA KESZ, 25.
- Lovász Gy. 1972: A Dráva-Mura vízrendszer vízjárási és lefolyási viszonyai. Földrajzi monográfiák IX. Akadémiai Kiadó, Budapest, 158.
- Mantuano J. 1974: A Dráva vízjárásának vizsgálata. Vízügyi közlemények, 56/3, 368-401.
- Maros, Hungary. Geomorphologia Slovaca 4: 52-62.
- Miall, A. D. 1977: A Review of the Braided-River Depositional Environment. Earth Science Reviews 13. 1-62.
- Miall, A. D. 1985: Principles of Sedimentary Basin Analysis, New York. Springer. 490.
- Miall, A. D. 1996: The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Heidelberg. Springer-Verlag Inc. 582.
- Montgomery, D. R., Buffington, J. M. 1997: Channel-reach morphology in mountain drainage basins. Geological Society of America Bulletin 109. 591-611.
- Montgomery, D.R., Abbe, T. B., Buffington, J. M., Peterson, N. P., Schmidt, K. M., Stock, J. D. 1996: Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. Nature 381, 587-589.
- Morisawa, M. 1985: Rivers. Longman, New York. 222 p.
- Pécsi M., Rétvári L. 1981: A földrajzi környezetkutatás időszerű elvi kérdései és kartográfiai módszerei. Földrajzi Ért. 30/1. 31-57.
- Petts, G. E., Gurnell, A. M. 2005: Dams and geomorphology: Research progress and future directions. Geomorphology 71, 27-47.

- Rákóczi L. 1981: A mederpáncélozódás kutatása a folyószabályozás szolgálatában, VITUKI közlemények 30.
- Rákóczi, L., Sass, J. 1996: A Felső-Duna és a szigetközi mellékágak mederalakulása a Dunacsúnyi Duzzasztómű üzembe helyezése után. Vízügyi Közlemények, LXXVII. 1. füzet
- Reimann, J., Fehér, J., Gáspár, J. 2001: A Hernád árvizeinek statisztikai elemzése. Vízügyi Közlemények 83/4. 581-600.
- Remenyik B. 2011: A Dráva szabályozása és a folyó menti területek turizmus- és területfejlesztése. Szent István Egyetemi Kiadó, Gödöllő. 200.
- Robert, A.. 2003: River Processes: An Introduction to Fluvial Dynamics, London: Arnold Publication. 232.
- Rosgen, D. L. 1994: A classification of natural rivers: Catena. 22, 169-199
- Schumm, S. A. 1977: The fluvial system. New York. John Wiley & Sons Ltd. 338.
- Shields, A. F. 1936: Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung, Berlin, Eigenverl. der Preußischen Versuchsanst. für Wasserbau und Schiff. 26.
- Sipos, Gy. – Kiss, T. 2004: Evaluation of morphological stability on the lower reaches of River
- Sipos, Gy. – Kiss, T. 2006: Role of braids in the morphological stability of lowland rivers – case study on the Maros. III. Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei, CD-kiadvány, MTA
- Statham, I. 1977: Earth surface sediment transport. Oxford-Clarendon, Oxford University Press. 184.
- Stevens, H. H., Yang, C. T. 1989: Summary and use of selected fluvial sediment-discharge formulas. U.S.G.S. Water-Resources Investigations Report 89-4026. 123.
- Szabó J. 1996: Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. Kossuth Egyetemi Kiadó Debrecen, 113-135.
- Szabó J. 2011: A geomorfológiai természetvédelem lehetőségei a Hernád-völgyben, In Frisnyák S. (szerk) A magyarországi Hernád-völgy. Nyíregyháza-Szerencs. 5-20. Vízügyi Évkönyv 2003: VITUKI Rt. Bp. CD-melléklet
- Walling, D.E., Amos, C.M. 1999: Source, storage and mobilization of fine sediment in a chalk stream system. Hydrological Processes 13. 323–340.
- Williams G.P., Wolman, M.G. 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers. USGS Professional Paper, 1286.

Függelék

1. Bevezetés

Témavezetőm kérdései: Milyen földrajzi/környezeti probléma vezetett a kutatáshoz? Miért ezt a területet választottad? Kanyarulatfejlődés milyen körülmények között zajlott? Hogyan változott a parterózió mértéke a Dráván és a Hernádon? Hogyan használható a Digital Gravelometer program szedimentációs elemzésre?

Módszer: aktuális problémák keresése az interneten és szakmai folyóiratokban, korábbi tanszéki projektek és a Digital Gravelometer program dokumentációjának áttekintése

2-3. Irodalmi előzmények, mintaterület bemutatása

Témavezetőm kérdései: A parteróziót kialakító és befolyásoló folyamatok ismertetése. Hazai és külföldi kutatók hogyan dolgozták fel ugyanezt a problémát más területeken. Mi volt a mérések menete? Milyen módszereket alkalmaztak? Mi a vizsgált folyamat következménye?

Módszer: Vonatkozó magyar (25 db) és angol nyelvű (41 db) cikkek, könyvrészletek áttekintése, értékelése, valamint a továbbvivő gondolatok kiértékelése

4-5. Eredmények

Témavezetőm kérdései: Hogyan változtak az éves jellemző vízállások és vízhozamok a Dráván és a Hernádon? Hogyan változott a parterózió mértéke és sebessége a vizsgált mintaterületeken? Hogyan változtak a kanyarulati paraméterek? Hogyan alakult ki és fejlődött az övzátóny a Dráván? Mi a jellemző szemcseösszetétel a Dráván?

Módszer:

Terepi mérések:

- A parterózióra érzékeny partszakaszok vonalának felmérése RTK GPS-szel,
- Fafuratok (79 db) mintavételezése a drávai mintaterület övzátónyán és szigetén,
- Kézi kamerás felvételek készítése a szedimentációs elemzés elkészítéséhez.

Laboratóriumi mérések:

- Vízállás és vízhozam adatok kiértékelése Excelben,
- Az egyes felmérések geokorrigálása a QuantumGIS programmal
- A felméréseken a partvonalak bedigitalizálása, valamint a partvonalak segítségével a kanyarulati paraméterek, az akkumuláció és erózió által érintett területek nagyságának és a partelmozdulás mértékének meghatározása ArcMap 10.2 programmal
- Fafuratok korának meghatározása mikroszkóppal
- A kézi kamerás felvételek kielemezése a Digital Gravelometer programmal

6. Összegzés

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

Módszer: kritikai elemzés és összehasonlítás