SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi és Informatikai Kar

Földtudományok Doktori Iskola

Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

KANYARULATFEJLŐDÉS DINAMIKÁJÁNAK VIZSGÁLATA TERMÉSZETI ÉS ANTROPOGÉN HATÁSOK TÜKRÉBEN

Doktori (PhD) értekezés

BLANKA VIKTÓRIA

Témavezető:

Dr. Kiss Tímea

Szeged, 2010

TARTALOMJEGYZÉK

BEVEZETÉS **1**

1. IRODALMI ELŐZMÉNYEK **4**

1.1. ALLUVIÁLIS VÍZFOLYÁSOK MEDERMINTÁZATA 4
1.1.1. A medermintázat típusai, különös tekintettel a meanderező mintázatra *4*
1.1.1.1. Morfológiai alapú osztályozási rendszerek 4
1.1.1.2. Folyamat központú osztályozási rendszerek 6
1.1.2. A medermintázat kialakulását befolyásoló tényezők és a mintázat változásának okai *6*
1.2. MEANDEREZŐ MINTÁZAT ÉS KANYARULATFEJLŐDÉS 9
1.2.1. Kanyarulatok kialakulása *10*
1.2.2. A kanyarulatok fejlődésének mechanizmusa *11*
1.2.3. A kanyarulatok morfológiai paramétereit és kanyarulatfejlődés mértékét befolyásoló környezeti tényezők *15*
1.2.3.1. A part erodálhatósága 16
1.2.3.2. A völgy esés változásának hatása a kanyarulatfejlődésre 18
1.2.4. A kanyarulatok típusai *19*
1.3. EMBERI BEAVATKOZÁSOK KÖVETKEZMÉNYEI A FOLYÓ ÉS A MEDER FEJLŐDÉSÉRE 21
1.3.1. A folyómederre gyakorolt közvetlen antropogén beavatkozások *22*
1.3.1.1. Duzzasztók és völgyzáró gátak hatásai 22
1.3.1.2. Kanyarulat-átmetszés 24
1.3.1.3. Partbiztosítás 25
1.3.1.4. Árvizi védőgátak építése 25
1.3.1.5. A mederből történő kavics- és homokbányászat 26
1.3.2. A folyórendszerre gyakorolt közvetett antropogén beavatkozások *26*
1.3.2.1. A vízgyűjtőn és a hullámtéren történő területhasználat változás 26
1.3.2.2. Urbanizáció 26
1.4. A KANYARULATVÁNDORLÁS ÉS A MEDERSZÉLESSÉG-VÁLTOZÁS SEBESSÉGE MAGYARORSZÁGI FOLYÓKON 27

2. A KUTATÁSI TERÜLET BEMUTATÁSA **28**

3. MÓDSZEREK **43**

3.1. HIDROLÓGIAI PARAMÉTEREK VIZSGÁLATA 43
3.2. GEOINFORMATIKAI VIZSGÁLATOK 44
3.2.1. A hosszú távú morfológiai változások jellemzésére használt morfometriai paraméterek számítása *45*
3.3. TEREPI VIZSGÁLATOK 47
3.3.1. Oldalirányú elmozdulás vizsgálata a kanyarulatok külső ívén *47*
3.3.2. A partépülés vizsgálata a kanyarulatok belső ívén *48*
3.4. A KÜLÖNBÖZŐ MÓDSZEREKKEL VÉGZETT VIZSGÁLATOK IDŐSZAKA ÉS A VIZSGÁLATI TERÜLETEK 49

4. EREDMÉNYEK **50**

4.1. HIDROLÓGIAI VÁLTOZÁSOK A HERNÁD MAGYARORSZÁGI SZAKASZÁN 1901 ÉS 2009 KÖZÖTT 50
4.1.1. A vízjárás térbeli alakulása a magyarországi szakaszon *50*
4.1.2. A hidrológiai paraméterek változása 1901 és 2009 között *53*
4.1.3. Az éves vízjárás hosszú távú alakulása 1901 és 2009 között *57*
4.1.4. Részösszegzés *60*
4.2. HOSSZÚ TÁVÚ MORFOLÓGIAI VÁLTOZÁSOK A HERNÁD MAGYARORSZÁGI SZAKASZÁN 62
4.2.1. Morfometriai paraméterek hosszú távú változásai 1953 és 2002 között *62*
4.2.1.1. A rövidebb szakaszok hosszútávú változásai 62
4.2.1.2. Önálló kanyarulatok hosszútávú változásai 67
4.2.1.3. Önálló kanyarulatok morfometriai paramétereinek hosszútávú változása 69
4.2.1.4. Részösszegzés 78
4.2.2. A környezeti tényezők hatása a kanyarulatfejlődés sajátosságaira *81*
4.2.2.1. A hosszú távú morfológiai változások és a hidrológiai paraméterek változásának kapcsolata 81
4.2.2.2. A hosszú távú morfológiai változások és a helyi környezeti tényezők kapcsolata 84
4.2.2.3. Részösszegzés 92
4.3. RÖVID TÁVÚ MORFOLÓGIAI VÁLTOZÁSOK A HERNÁD MAGYARORSZÁGI SZAKASZÁN 94
4.3.1. Rövid távú partelmozdulás vizsgálata a kanyarulatokban *94*
4.3.1.1. A rövid távú partelmozdulás vizsgálatának eredményei 94
4.3.1.2. A vízjárás a rövid távú eróziós vizsgálatok időszakában 98
4.3.1.3. A parterózió és a vízjárás kapcsolata 100
4.3.1.4. A rövid- és a hosszú távú partelmozdulás összehasonlítása 101
4.3.1.5. A parteróziót befolyásoló helyi tényezők 102

4.3.2. Rövid távú övzátony-épülés vizsgálata a kanyarulatokban *106*
4.3.3. Részösszegzés *109*
5. ÖSSZEGZÉS **111**
6. SUMMARY **120**
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS **129**
IRODALOMJEGYZÉK **130**

Bevezetés

Az emberi beavatkozások hatása a vízfolyásokon világszerte egyre erőteljesebb. Ezek a beavatkozások közvetve vagy közvetlenül megváltoztathatják a folyórendszer geomorfológiai jellemzőit, módosítva a rendszer önszabályozó folyamatait, megváltoztatva a meglévő formák és folyamatok tér- és időbeli elrendeződését (*Brierley és Fryirs* 2005). A meder morfológiáját közvetlenül megváltoztató emberi beavatkozás lehet például duzzasztó-építés, meder átalakítás, partbiztosítás és árvízvédelmi-védőgát építés, bányászati tevékenység a mederben, vagy a vízfolyás elterelése. Azonban a területhasználat-változás következményeként a lefolyásviszonyok megváltoztatása, vízkivétel, urbanizáció vagy emberiség által okozott klímaváltozás is okozhat morfológiai változásokat a folyórendszerekben (*Szabó J.* 2006, *Lóczy* 2007). Az emberi beavatkozások hatásainak kimutatása, valamint típusának és mértékének értékelése azonban rendkívül nehéz feladat, hiszen az antropogén beavatkozások hatásai a folyórendszerekben a természetes folyamatokkal párhuzamosan játszódnak le. A folyók morfológiai jellemzőit (például futásvonalát, medermintázatát) kialakító természetes környezeti tényezők minden folyónál egyedi kombinációban jelennek meg, sőt egy adott vízfolyás mentén, térben és időben is gyakran változhatnak (*Lane és Richards* 1997). Ezért ugyanazon mérnöki beavatkozás az eltérő adottságú folyókon vagy akár folyószakaszokon is különböző típusú és mértékű változást okozhat (*Lane és Richards* 1997). Ráadásul egy adott folyószakaszra egyszerre több emberi beavatkozás is hatással lehet, melyek hatása összegződik vagy éppen kioldódik. Az antropogén beavatkozások hatására elindulhatnak a meglévő környezeti hatásokkal ellentétes irányú változások, így azok gyengülnek, illetve ha a természetes környezeti tényezőkhöz hasonlóan hatnak a folyórendszerre, a környezeti hatásokat felerősíthetik. Mindamellett ugyanazt a morfológiai változást különböző tényezők is kiválthatják. Jó példa erre, hogy Magyarországon a 20. század közepe óta több folyónál tapasztalták a mederszélesség csökkenését, amit azonban különböző okokra vezettek vissza. A Maroson klímaváltozás hatására (*Sipos* 2006), míg a Dunán a főmeder elterelése (*Szabó M.* 2006), vagy a Tiszán partbiztosítási művek építése okozta (*Kiss et al.* 2008). Az emberi beavatkozások jelentőségét tovább növeli, hogy a változásoknak igen nagy területekre lehet hatása, emiatt a különböző beavatkozások hatásainak minél részletesebb megismerése fontos feladat.

A kutatás célja a természetes környezeti tényezők és az emberi beavatkozások hatására lezajló morfológiai változások vizsgálata az elmúlt 100 év alatt. A mederváltozások mértékének és típusának vizsgálata fontos feladat ugyanis befolyásolják az árvízi kockázatot, az árterek feltöltődését és az emberi létesítmények (hidak árvízvédelmi töltések) élettartamát. Az egyes vízfolyásokon a múltban és a jelenleg zajló folyamatokból következtetni lehet

jövőbeni változásokra is, ami a későbbi beavatkozási munkák és az árvízvédekezés tervezésénél is fontos lehet.

Ilyen típusú vizsgálatokhoz a Hernád és a Maros különösen jó lehetőséget nyújt, mivel viszonylag nagy esésűek, ezért kanyarulataik fejlődése gyors, így néhány évtized alatt jelentős változások figyelhetők meg a kanyarulatok alakjában és a meder helyzetében. Emellett sokféle emberi hatás érte mindkét folyót. A Hernád magyarországi szakaszán ugyan aránylag kevés mérnöki létesítmény található (a vízgyűjtő felső, szlovákiai szakaszán jelentősebb), ennek ellenére az emberi beavatkozások hatása (pl. duzzasztóművek) számottevő. A Maros magyarországi szakaszát a 19. század közepén lezajlott folyószabályozási és ármentesítési munkák alakították át nagymértékben, medrét csaknem teljesen kiegyenesítették, mesterséges mintázatot kényszerítve a folyóra.

A fő kutatási területem a Hernád, bár a Maroson is végeztem hasonló méréseket, de itt az alkalmazott módszerek és a mintavételek száma is kisebb volt. Ezért a Hernádon végzett vizsgálatok képezik dolgozatom alapját, a Maroson végzett kutatásaim eredményeit csupán kitekintésként, ezekkel összevetve mutatom be.

Kutatásom legfőbb célja a kanyarulatfejlődés és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata. A vizsgálat során első lépésként a kanyarulatfejlődés tér- és időbeli sajátosságainak vizsgálatát tűztem ki célul horizontális kanyarulat-paraméterek alapján, ugyanis ezek tükrözik a folyó alkalmazkodási folyamatait a környezeti tényezők változásához. Mivel a kanyarulatok fejlődése térben és időben is változhat, ezért megvizsgáltam a kanyarulatfejlődést befolyásoló környezeti tényezők hatását. Kiemelt részletességgel vizsgáltam a vízjárást, hiszen jelentős mértékű változások következtek be a hidrológiai viszonyokban az utóbbi 100 évben. Célul tűztem ki a mérnöki létesítmények (duzzasztóművek és partbiztosítás) hatásaként elinduló szemi-antropogén folyamatok elemzését, mivel ezek ugyancsak jelentős mértékben befolyásolhatják egyes szakaszok kanyarulatfejlődését. Végső célom, hogy a rövid- és hosszútávú adatok alapján a meder horizontális változásának dinamikáját leíró általános fejlődési tendenciákat vázoljak fel.

A célok megvalósítása érdekében a kutatást időben és térben is egyre nagyobb méretarányban és növekvő részletességgel végeztem. Először a teljes magyarországi Hernád szakasz fejlődését befolyásoló hidrológiai változásokat elemeztem az utóbbi 100 év napi vízjárás és vízhozam adatai alapján. A horizontális mederparaméterek változását néhány km-es folyószakaszokon, hosszabb időintervallumban (50 év) vizsgáltam. A lezajló morfológiai változásokat légifelvételek alapján vizsgáltam, a középvonal, a mederszélesség és a morfometriai paraméterek változásának mértékét és irányát számszerűsítve. Mivel céljaim között szerepel a térben és időben változó morfológiai sajátosságok hátterében álló környezeti

tényezők azonosítása, ezért a vízjárás elemzése mellett értékeltem a magaspart, a felszínesés és a mérnöki tevékenység hatására az utóbbi 125 év alatt lezajló morfológiai változásokat is térképszelvények alapján. A legrészletesebb vizsgálatokat csupán néhány kanyarulatban végeztem, ahol a rövidebb idő alatt (1998-2000 között) bekövetkező partelmozdulás sajátosságait elemeztem önálló terepi felmérések alapján. Vizsgáltam a kanyarulatok külső ívén zajló laterális erózió mértékét és befolyásoló tényezőit, valamint a belső íven megfigyelhető partépülés folyamatát. Ez utóbbi vizsgálat időbeli korlátját az övzátonyokon található legidősebb fák kora határozta meg.

A kutatás előzményeként áttekintem az alluviális vízfolyásokra jellemző mintázat típusokat, a kialakulásukat befolyásoló tényezőket és a mintázat változásának okait, majd részletesen a vizsgált folyóra jellemző meanderező mintázattípust. Ezen belül a kanyarulatok kialakulásának okait és folyamatát, fejlődésük mechanizmusát, a kanyarulatfejlődést befolyásoló helyi környezeti tényezőket és a kanyarulatok részletesebb osztályozási módjait. Majd összefoglalom a kutatás szempontjából fontos emberi beavatkozások következményeit a folyórendszerekre és végül a korábbi kutatási eredmények alapján a magyarországi folyókon jellemző kanyarulatvándorlás mértékét.

1. Irodalmi előzmények

1.1. Alluviális vízfolyások medermintázata

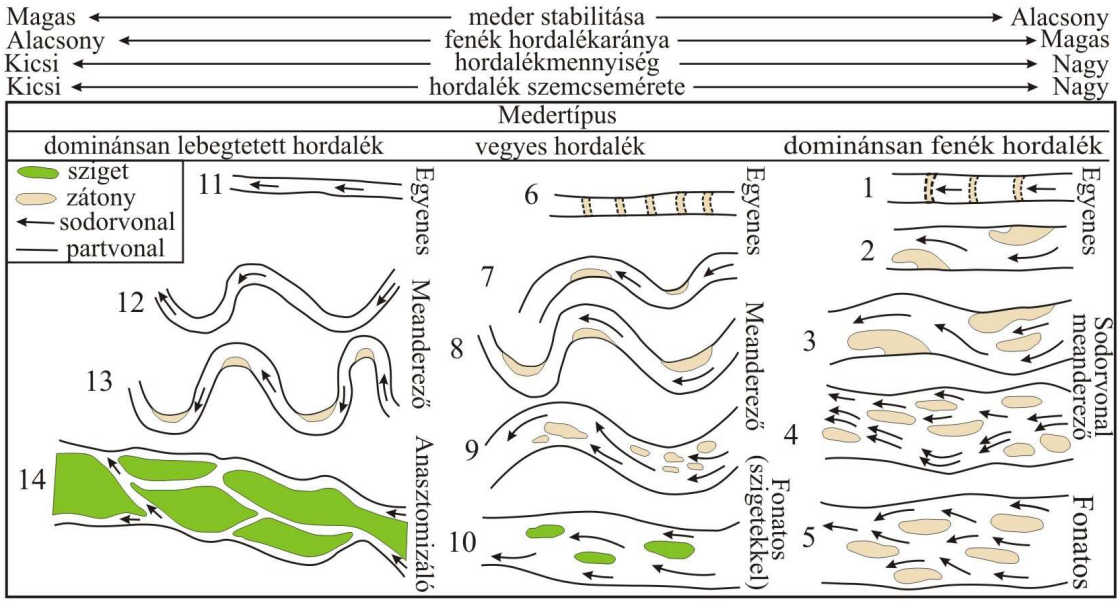
1.1.1. A medermintázat típusai, különös tekintettel a meanderező mintázatra

A medermintázat tulajdonképpen egy folyószakasz horizontális alakzata, felülnézeti képe, ahogyan az például egy légifotón megjelenik (*Leopold és Wolman* 1957). A alluviális vízfolyások mintázat alapú osztályozása elsősorban a morfológia alapján történik, bár és a vízfolyás uralkodó folyamatait is figyelembe veszik bizonyos folyamat központú csoportosításoknál.

1.1.1.1. Morfológiai alapú osztályozási rendszerek

Az első morfológiai alapú osztályozást *Leopold és Wolman* (1957) készítette elsősorban a vízhozam és a meder esése alapján. Három alapvető medermintázat típust különböztettek meg, az egyenes, a meanderező és a fonatos típusokat. Az alluviális medrű folyók mintázatának azonban szélesebb skálája létezik, ezért problémás a *Leopold és Wolman* által meghatározott osztályokba valamennyi vízfolyást besorolni. A probléma megoldására később részletesebb osztályozási rendszerek készültek, azonban megfigyelhető, hogy alapvetően az eredeti három típust osztották további osztályokra és bevezettek néhány átmeneti típust (*Knighton* 1998, *Xu* 2004). *Brice és Blodgett* (1978) három alapvető tulajdonság alapján osztályozta az alluviális folyókat: kanyargósság, fonatosság és elágazódás (anabranching) alapján. A kanyargósság – *Tímár* (2005) szerint kanyarfejlettség – a mederhossz és völgyhossz aránya, vagy a meder esésének és a völgy esésének aránya; a fonatosság mértéke a szigetekkel, zátonyokkal szétosztott mederszakaszok hosszának százalékos aránya a teljes mederhosszhoz képest. Az elágazódás mértéke pedig az elágazódásokkal jellemezhető szakaszok hosszának és a teljes folyóhossznak a hányadosa (*Brice és Blodgett* 1978). A tulajdonságok értékei alapján 11 típust különítettek el, míg a tulajdonságok jellege alapján 16 altípust.

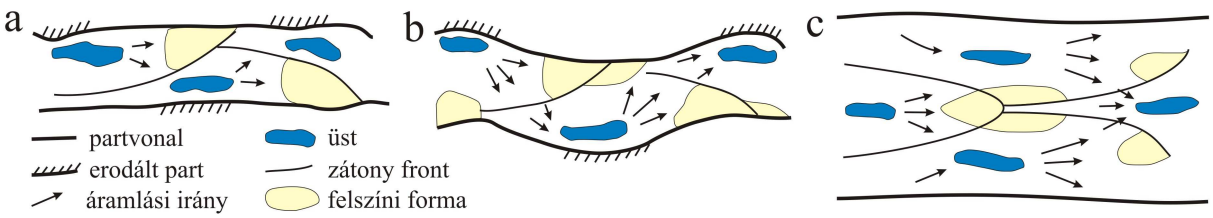
Schumm (1985) a *Leopold és Wolman* (1957) által azonosított mintázattípusokat altípusokra osztotta és több átmeneti típust is elkülönítve. Összesen 14 típust határozott meg (1.1. ábra) a szállított hordalék jellemzői – szemcseméret, hordalékmennyiség és a hordalékszállítás módja (dominánsan lebegtetett, vegyes vagy fenéküledék) –, valamint a meder stabilitása alapján.



1.1.ábra: Alluviális medrek mintázat típusai (Schumm 1985 alapján)

Rosgen (1994) többszintű (I-IV.) osztályozási rendszert alakított ki, amely alkalmazható a teljes folyóra jellemző átfogó morfológiai leírásra, de akár egy rövidebb szakaszra is. Az osztályozás során figyelembe vett paraméterek a völgy esése, meder és völgy keresztmetszet (szélesség- mélység arány, bevágódás mértéke) és a meder felülnézete. Összesen 5 fő típust különböztetett meg: egyenes, gyengén szinuszos, meanderező, tekervényesen meanderező és összetett medrű folyók. A részletesebb osztályozás során minden fő típust további 6 típusba sorolt a meder és a part anyagának szemcsemérete alapján.

A folyómedrek azonban, számos megjelenési típusuk ellenére mintázattól függetlenül gázlók és üstök sorozatából állnak (*Pettis* 1927 in Knighton 1998), és ezen morfológiai alapegységeknek csupán a térbeli elrendeződése különbözik az egyes mintázattípusoknál (*Ferguson* 1993) (1.2. ábra). Ez alátámasztja *Leopold és Wolman* (1957) azon megállapítását, hogy az egyes típusok között nincs éles határ, hiszen a típusokat kialakító pararméterek bármilyen kombinációja előfordulhat. A paraméterek változásának folyamatosságát hangsúlyozó elméletüket folytonossági elméletnek nevezték.



1.2. ábra: A gázlók és üstök mintázata egyenes a), meanderező b) és fonatos mederben c) (Ferguson 1993)

1.1.1.2. Folyamat központú osztályozási rendszerek

Az előzőekben bemutatott, a meder morfológiáján alapuló osztályozási módok legnagyobb hiányossága, hogy nem magyarázzák meg a folyószakaszok fejlődését és környezeti változásokra adott válaszaikat, noha a folyók pillanatnyi morfológiai állapota csupán rövid ideig áll fenn. A medermintázat hosszú és rövid távú változásainak előrejelzése, ezért ezek csak részlegesen alkalmasak. Erre a célra dolgozták ki a folyórendszer fejlődési folyamatain alapuló, folyamat központú osztályozási rendszereket (*Thorne* 1997).

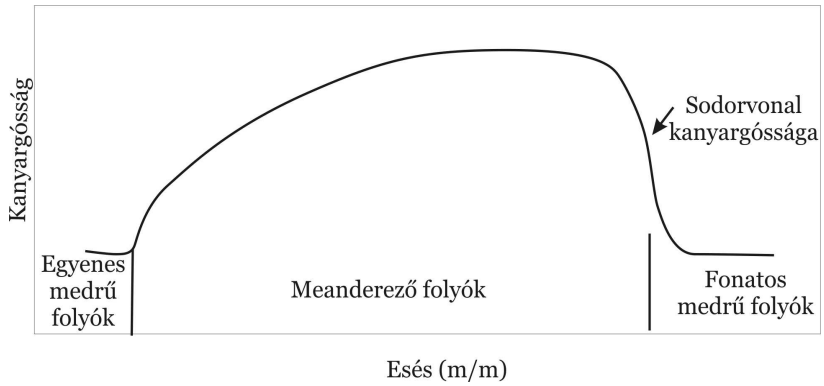
Tulajdonképpen a folyamat központú osztályozási rendszerek közé sorolható már *Cholnoky* (1925) szakaszjelleg alapján történő osztályozása is, amely a munkavégző-képesség (M) és az elvégzendő munka (E) aránya alapján három típust különített el. A felsőszakasz-jellegű folyókra (M > E) medermélyítés jellemző, meredek part és V-alakú völgy alakul ki, a középszakasz-jellegű folyókra (M ≈ E) oldalazó erózió, míg az alsószakasz-jellegű folyókra (M< E) feltöltődés, zátonyok, szigetek, elágazások kialakulása, hordalékkúpok keletkezése jellemző. Emellett megállapítja, hogy a folyó mentén a szakaszjellegek térben és időben is változhatnak. Ezt a rendszert dolgozta tovább *Kádár* (1955), aki felismerte, hogy olyan folyó, ahol a munkavégző-képesség és az elvégzendő munka ténylegesen egyensúlyban van nem létezik. A Cholnokynál pontosabb osztályozási rendszere négy típust különít el, a bevágó (nagy energiájú); a meanderezve bevágó (jelentős energiájú), meanderezve feltöltő (kisebb energiájú) és feltöltő (kis energiájú) típusokat. Viszonylag egyszerű folyamat központú osztályozási rendszert hozott létre *Brice és Blodgett* (1978), aki a következő folyamatok alapján különíti el a folyókat: feltöltődés, bevágódás, mederszélesség növekedés, oldalirányú elmozdulás azokon a helyeken, ahol az áramlás a partnak ütközik. *Brookes* (1988) a mederben zajló folyamokat vette alapul az osztályozáshoz: mederfenék degradáció, mederpáncél képződés, zátonyképződés, part erózió, sodorvonal kanyargó elmozdulása.

1.1.2. A medermintázat kialakulását befolyásoló tényezők és a mintázat változásának okai

Mint az előző fejezetben bemutattam, a medermintázat osztályozásánál egyre nagyobb szerepet kaptak a mederben zajló folyamatok, azaz a meder fejlődési módja. Ezek skála függetlenek, hiszen a kis patakokra ugyanúgy érvényesek, mint a nagy folyókra (*Schumm* 1985).

Legkorábban a vízhozam és az esés jelentőségét ismerték fel (*Leopold és Wolman* 1957). Jelenleg az előzőek mellett a part stabilitását, a hordalék mennyiségét és szemcseméretét tartják a legfontosabb tényezőknek (*Knighton* 1998). Hasonló tényezőket tartott fontosnak *Thorne* (1997), de ezeket felosztotta irányító tényezőkre, valamint a folyót

határoló környezeti tényezőkre. Az irányító tényezők a hordalék- és vízhozam, amelyek együttesen felelősek a hordalék erózió, szállítás és lerakás folyamataiért és kialakítják a jellegzetes meder morfológiát (méret, keresztmetszeti alak, hosszmenti alak és mintázat). A folyórendszerben lévő víz- és hordalék kölcsönhatásba lép a környezettel, miközben kialakítja a medret. A környezeti tényezők közül ebben a tekintetben fontos a völgy esése, a part- és mederanyag, illetve a part menti növényzet. A völgy esése például meghatározza a maximális áramlási energiát, a part- és mederanyag az erodálhatóságot és a kanyargósság mértékét is befolyásolja (*Schumm és Khan* 1972). E szerint a felszín esésének növekedésével a kanyargósság mértéke is növekszik egy határig, ami után hirtelen csökken a kanyargósság és az esés további növekedésével a medermintázat fonatossá válik (1.3. ábra). A part menti növényzetnek szintén hatása van a part erodálhatóságára (*Smith* 1976, *Kirkby és Morgan* 1980), valamint a meder szélességére (*Hey és Thorne* 1986).



1.3. ábra: Az esés és a kanyargósság kapcsolata (Schumm és Khan 1972)

Miall (1977, 1996) szerint a legfontosabb medermintázatot befolyásoló tényezők a vízhozam, a hordalékhozam és a völgy lejtése és csak kisebb mértékben fontos a hordalék szemcsemérete. A fonatos mintázat kialakulásának szerinte például legfontosabb feltétele a nagy vízhozam ingadozás, amely nagy hordalékhozam ingadozást okoz, így a folyó az idő nagyobb részében nem képes a hordalék egy részét mozgatni, amely zátony- és szigetképződéshez vezet.

Rosgen (1994) 8 fő változót határoz meg, amelyek közvetlenül befolyásolják a medermintázatot: a meder szélessége és mélysége, a vízfolyás sebessége, a meder esése, a vízhozam, a mederanyag érdessége, a szállított hordalék mennyisége és szemcsemérete. Ha ezek bármelyike megváltozik, olyan változásokat indít el a folyórendszerben, melynek következtében a többi paraméter is változik és ez a medermintázat módosulását okozhatja. A medermintázat változásainak legfőbb okaként *Hooke* (1997) viszont a vízhozam vagy a hordalék hozam megváltozását jelöli meg.

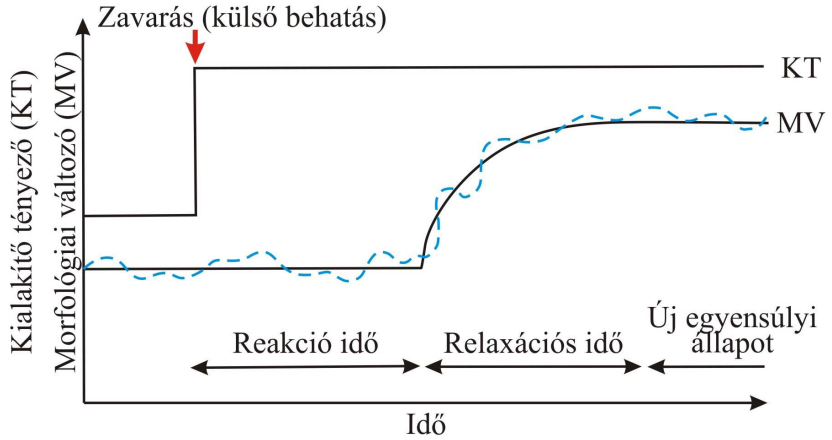
Schumm és Lichty (1965) felhívta a figyelmet arra, hogy a geomorfológiai egyensúly csak bizonyos időintervallumban értelmezhető. A vizsgált időintervallum változásával a

környezeti változók szerepe is lényegesen változik. A geológia hosszú távon független változó, vagyis kialakító tényező marad, míg például a talaj jellemzői vagy az esés rövidebb intervallumban (néhány száz év) független, hosszabb időintervallumban (10^3-10^4 év) vizsgálva már függő (a független változók által kialakított) változó. A független és a függő változók mellett elkülönítették a folyó változása szempontjából az adott időintervallumoknál elhanyagolható tényezőket (1.1. táblázat).

1.1. táblázat: A független(2), függő (1) és elhanyagolható(0) változók alakulása a különböző időintervallumokban

Változók	**Időintervallum**			
	>10^5 év	**10^3-10^4 év**	**10^1-10^2 év**	**<10^{-1} év**
Geológia	2	2	2	2
Éghajlat	2	2	2	2
Domborzat	1	2	2	2
Esés viszonyok	1	1	2	2
Talaj jellemzők	1	1	2	2
Növényzet jellemzői	1	1	2	2
Átlagos víz- és hordalékhozam	0	1	2	2
Meder morfológia	0	1	1	2
Pillanatnyi áramlási viszonyok	0	0	0	1

Downs és Gregory (1993), megállapította, hogy a változás mértéke függ a zavarás mértékétől a rendszer pufferoló-képességéhez viszonyítva. Ebben a tekintetben fontos, hogy a rendszer mennyire áll közel valamilyen, az egyensúly szempontjából lényeges határhoz, és milyen mértékű a rendszer helyreállító képessége. Ugyanis, ha a zavarás a rendszert stabil egyensúlyi állapothoz közeli állapotban éri, a külső küszöbérték eléréséig képes ellensúlyozni a zavaró hatás következményeit, míg olyan rendszereknél, amelyek labilis állapotúak, a rendszer nem képes visszatérni a zavarás előtti állapothoz, hanem instabil állapotban marad vagy egy új egyensúlyi állapot felé mozdul el (*Phillips* 1992). Az az idő, ami a zavarástól a rendszer paramétereinek megváltozásáig tart, a rendszer reakcióideje (1.4.ábra), míg az új egyensúlyi állapot kialakulásához szükséges idő, a relaxációs idő (*Brunsden* 1980).



1.4.ábra:A rendszer reakció- és relaxációs ideje a rendszert ért zavarást követően (*Brunsden* 1980)

Schumm és Beathard (1976) (in *Osterkamp* 1978) felvetette, hogy a geomorfológiai paraméterek alapján a természetesen bekövetkező mederváltozásokat előre lehet jelezni. Ennek alapja, hogy egy folyónál az esés és vízhozam kapcsolatban van a kanyargóssággal és a medermintázattal, a rendellenes kanyargósság éppen ezért instabilitást jelezhet és új stabil medermintázat kialakítására irányuló változások várhatóak.

A medermintázat változásoknak alapvetően két típusa különböztethető meg: autogén és allogén változások. Autogén változások, amelyek a folyórendszer belső sajátosságaiból következnek, ide sorolható a medervándorlás, a kanyarulat lefűződés és a természetes mederáthelyeződés stb. Az allogén változások azok, amelyeket a folyórendszer a külső tényezők megváltozására ad válaszként. Ilyenek például hosszú távon a klíma változás vagy az erózióbázis szintjének változása, középtávon éghajlati kilengések hatására bekövetkező hordalék- vagy vízhozam változás. Rövidtávon az egyedi extrém események mellett egyre inkább az emberi beavatkozások válnak a legjelentősebb zavaró hatássá rövidebb, melyek közül legfontosabbak a bányászati tevékenység, a folyószabályozás, a legeltetés mértékének változása vagy a vegetáció változás hatására bekövetkező változások (*Schumm* 1973, *Lewin* 1977, *Downs és Gregory* 1993). Az allogén változások közé sorolják a nagy árvizeket is, amelyek jelentős és gyors változásokat okozhatnak a folyórendszerben. Hatásukra a folyó szélesedhet, csökkenhet a kanyargóssága (pl. kanyarulat lefűződés hatására). Szélsőséges esetben a rendkívüli árvizek a medermintázat átalakulását is okozhatják, például ideiglenes fonatos jelleg megjelenését (*Hooke* 2007b).

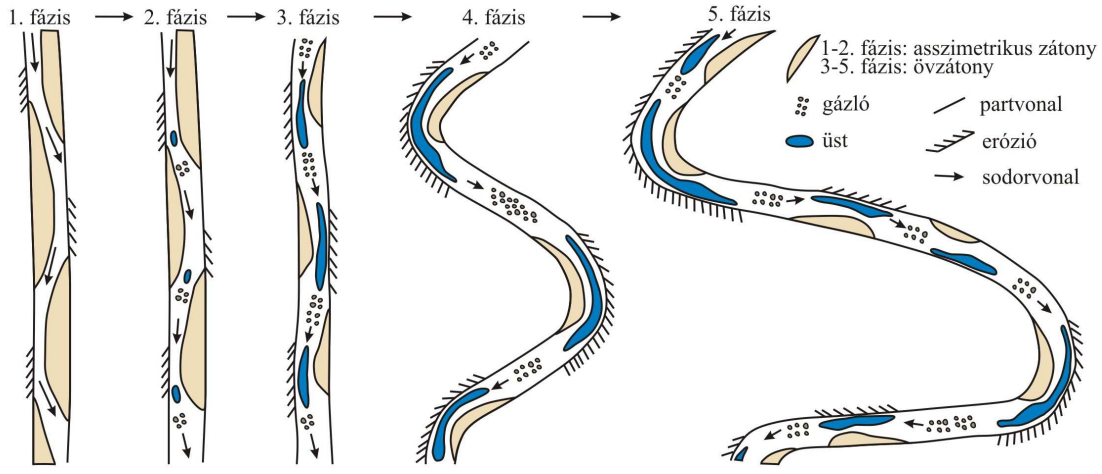
1.2. Meanderező mintázat és kanyarulatfejlődés

Az alluviális vízfolyásoknál a meanderezés a leggyakoribb medermintázat (*Rhoads és Welford* 1991, *Thorne* 1997, *Hooke* 2007b), míg az egyenes medermintázat a természetes vízfolyásoknál ritka, szinte nem is létezik. A folyómeder nagyon rövid szakaszai – a mederszélesség kb. tízszerese – lehetnek csupán egyenesek (*Leopold és Wolman* 1957). Ha a meder mégis egyenes, a meder legmélyebb, legnagyobb sebességű pontjait összekötő vonal általában a két part között kanyargós mintázatban ingadozik, annak ellenére, hogy a partvonalak egyenesek (*Thorne* 1997). Természetes körülmények között a hosszabb egyenes szakaszokon kialakulnak a kanyarulatok. Alakjuk és további fejlődésük számos tényező egymásra hatásától függ.

1.2.1. Kanyarulatok kialakulása

Ackers és Charlton (1970) laboratóriumi körülmények között megállapította, hogy az egyenes medermintázat kizárólag akkor képes hosszabb távon fennmaradni, ha a meder esés és szállított mederhordalék mértéke bizonyos küszöbérték alatt marad. Amint valamely érték meghaladja ezt a küszöbértéket, a rendszer instabillá válik és elindul a meanderező mintázat kialakulása. Szabályos távolságokban zátonyok képződnek váltakozva a meder két oldalán, a szemben lévő oldalon pedig kimélyül a meder. A zátonyok kiterjedése és magassága folyamatosan növekszik miközben meglehetősen gyorsan lefelé vándorolnak a mederben. A parterózió miatt növekszik a meder szélessége, bár a meder ebben a fázisban még egyenes marad. A zátonyokkal ellentétes oldalakon az üstöknél kiöblösödések jönnek létre, majd ezek megnagyobbodásával jön létre a kanyargós mintázat. A kanyarok továbbra is vándorolnak lefelé, de sokkal lassabban, mint korábban a zátonyok az egyenes mederben. Hasonló folyamatokat figyelt meg *Noble és Palmquist (1968)* (in *Brookes* 1985*)* egy mesterségesen kiegyenesített folyószakaszon, miközben újra kifejlődött a meanderező mintázat. A parterózió legfőbb okaként ebben a folyamatban a víz oszcilláló mozgását jelölték meg. Egyes kutatók az oszcilláló mozgást a víz saját belső tulajdonságának tekintik, míg a mások szerint az oszcilláció a víz és a mobilis mederfenék kölcsönhatásának következménye (*Rhoads és Welford 1991*).

A meanderezés kialakulására *Keller* (1972) egy öt fejlődési állapotból álló modellt dolgozott ki: (1) a folyamat aszimmetrikus zátonyfejlődéssel indul, majd (2) gázló-üst rendszer alakul ki, ezt követi a (3 és 4) a kanyargós medermintázat kialakulása és fejlődése, végül az (5) a kanyarok hosszának további növekedésével az egyes kanyarulatokban új gázló és üst jön létre, ezáltal túlfejlődött kanyarulat alakul ki (1.5. ábra).



1.5. ábra: A meanderezés kialakulása és fejlődése (Keller 1972)

A meanderezés kialakulásának, a folyók kanyargásának magyarázatára több elmélet is született. Egyes elméletek szerint az ok a Föld forgása, vagy a meder egyenetlenségei, illetve az áramlás kezdeti kitérése (*Sakalowsky* 1974). *Chang* (1988) szerint az energia ráfordítás minimalizálása és a víz és üledékszállítási hatásfokának növelése, míg *Langbein és Leopold* (1966) szerint a nyíróerő és a súrlódási különbségek minimalizálása a kanyargósság oka, ugyanis egy folyón a kanyargó szakaszokon a nyíró erő és súrlódás változékonysága kisebb, mint az egyenes szakaszokon, így az irányváltozásra fordított munka itt a legkisebb. *Yang* (1971) szerint gázló-üst sorozatok kialakulása csökkenti az áramlás energia ráfordítását, mivel növeli az áramlási vonal hosszát a mederfenéken, Wohl et al. (1993) pedig rámutatott arra, hogy a gázló-üst sorozattal az energia felhasználás önszabályozó módon optimalizálódik. Az esés és így az áramlási energia minimalizálása lehet az oka ezen mederformák kialakulásának.

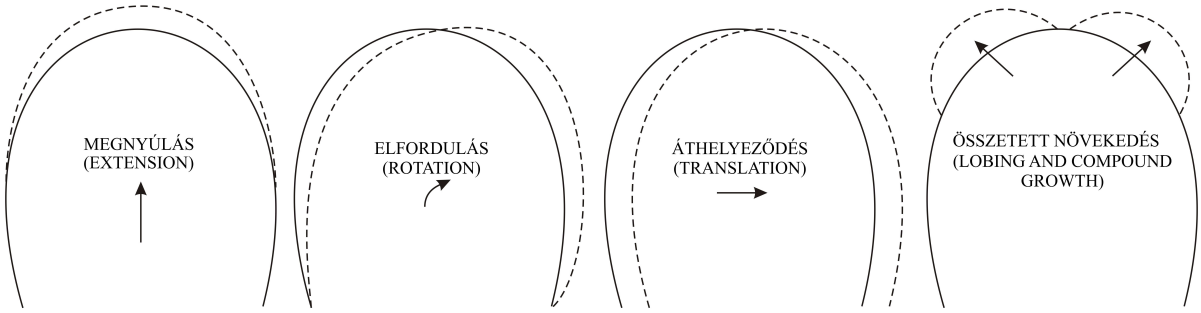
(*Lofthouse és Robert* 2008). A különböző elméleteket azonban nehéz értékelni és összehasonlítani, ugyanis az energia és a nyíró erő minimalizálása éppúgy lehet következménye, mint oka a meanderezésnek (*Rhoads és Welford 1991*).

1.2.2. A kanyarulatok fejlődésének mechanizmusa

A kanyarulatfejlődés kezdeti szakaszában *Hickin* (1974) szerint az oldalirányú elmozdulás mértéke lassú, viszont ahogy a görbületi sugár (R) és a mederszélesség (w) hányadosa csökken az elmozdulás mértéke növekszik. A maximális értéket akkor éri el, amikor a hányados 3, majd ahogy a görbületi sugár csökkenése miatt ez a hányados tovább csökken, az elmozdulás mértéke is csökken. Amikor a hányados eléri a 2 értéket, az elmozdulás mértéke azonos a nagyon nyitott kanyarulatokéval. Azonban azt is kimutatták, hogy ha az R/w hányados értéke eléri a 2 értéket az erózió máshol a kanyarulatban az R/w hányados növekedését okozza. Ha R/w 2 alá csökken, az áramlási rendszer a homorú part mentén felbomlik és nagy kiterjedésű turbulens örvények alakulnak ki, ezért a partok áramlással szembeni ellenállása gyorsan növekszik (*Hickin és Nanson* 1975). Ezek az eredmények igazolják a korábbi kutatásokat, ugyanis *Bagnold* (1960) szerint azoknál a folyóknál a legkisebb az áramlás elhajlása miatt fellépő energia veszteség, ahol R/w hányados 2 és 3 közé esik és ezek a kanyarulatok képesek leghatékonyabb erózióra. Ezt igazolják *Leopold és Wolman* (1960) statisztikai számításokkal végzett vizsgálatai is, amelyek szerint a legtöbb kanyarulatnál a görbületi sugár és a mederszélesség hányadosa közel azonos, értéke 2–3 közé esik. Ez az érték hasonló a gleccserek felszínén olvadékvizekből kialakult vízfolyások kanyarulatainál is. Ezek a vízfolyások pedig nem szállítanak hordalékot, ami arra

utal, hogy a kanyarulatok alakját inkább a vízáramlás dinamikája okozza, mint a hordalékszállítás (*Leopold és Wolman* 1960).

A kanyarulatok fejlődése a mintázatot befolyásoló tényezők változékonyságának következtében különböző térbeli mintázatokat mutat. A kanyarulatok fejlődésének módja alapján *Daniel* (1971) 3 alapvető irányt különített el: megnyúlás (expansion), elfordulás (rotation), és áthelyeződés (translation), de ezek kombinációit is lehetségesnek tartotta. Megnyúlásnak nevezte, ha a változás során csupán a kanyarulat ívhossza változik meg, az inflexiós pontok helyben maradnak. Elfordulás, ha a fő lefolyási irány (reference axis) és az inflexiós pontok helyzete változik meg. Áthelyeződés esetében, a kanyarulat folyásirányban lefelé elmozdul, miközben a kanyarulat hossza és a fő lefolyási irány nem változik meg. *Nanson és Hickin* (1983) az előzőekben leírt három alaptípus mellett megkülönböztetett egy összetett (lobing and compound) kanyarulatfejlődési irányt is (1.6. ábra), amikor a kanyarulat íve mentén másodlagos ívek alakulnak ki.



1.6.ábra: A kanyarulatfejlődés típusai Nanson és Hickin (1983) alapján

Hooke és Harvey (1983) is három alapvető kanyarulatfejlődési irányt különített el: vándorlás, növekedés, hurok képződés (lobing), de ezen a három kanyarulatfejlődési alaptípuson belül megkülönböztettek 8 elmozdulási típust. A kanyarulatok alapvető fejlődési típusait ez a 8 elmozdulási típus jól leírja, ezért ezen típusok köré csoportosítva foglalom össze az egyes típusok fontosabb jellemzőit.

(1) egyszerű vándorlás, ahol a folyásirányban lefelé történő mozgás a domináns;

A folyásirányban lefelé történő mozgás elsősorban a kisebb amplitúdójú kanyarokra jellemző. Számítógépes szimulációk alapján ugyanis *Sun et al.* (1996) kimutatta, hogy a meander amplitúdója is hatással van a folyásirányban lefelé történő migráció mértékére. E szerint a folyásirányban lefelé történő vándorlás mértéke fordítottan arányos az amplitúdóval, vagyis a kisebb kanyarulatok gyorsabban vándorolnak.

(2) növekedés, amikor az amplitúdó növekedése a jellemző;

Ilyen jellegű kanyarulatvándorlást *Hickin* (1974) vizsgált. Eredményei szerint a kanyarulatfejlődés korai szakaszában a kanyarulatok inflexiós pontjai helyben maradnak, laterális irányú növekedés jellemző, ami a görbületi sugár csökkenését

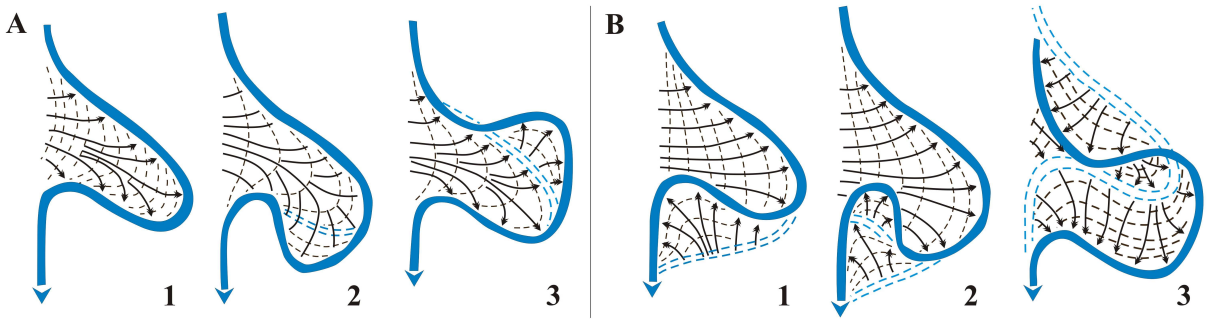
eredményezi az eróziós tengely mentén. Hasonló eredményre jutott *Brice* (1974) is, aki szerint a kanyarulatfejlődés fő tendenciája, hogy az alacsony kanyarósságú kanyarulati ívek növekedése során változatlan ívhossz mellett a kanyarulat magassága nő, kanyarulati sugara csökken.

(3) szorított kanyarulatvándorlás, ahol a kanyarulat egy része stabil marad;

A szorított kanyarulatvándorlás és a kanyarulat egy részének lassabb fejlődését elsősorban a part erodálhatóságában bekövetkező különbségek okozhatják. Ennek jellemzőit részletesen a 1.2.3.1. fejezetben mutatom be. Ilyen kanyarulatfejlődés következhet be például akkor, ha a kanyarulat nekiütközik egy régi terasznak, vagy a völgy oldalának. Ilyenkor a kanyarulatok ellaposodása, két csúcspontúvá válása gyakori (*Hooke és Harvey* 1983).

(4) hurokképződés, például két csúcspontú kanyarulat kialakulása;

A kanyarulat hosszának növekedésével párhuzamosan a kanyarulat összetettsége is növekszik, amit *Lewin* (1972 in *Brice* 1974) a mederfenéken a gázlók egyenletes távolságának tulajdonított. Gyakran képződnek aszimmetrikus hurkok a kanyarulat csúcsának környékén, ami később két csúcspontú kanyarulattá is fejlődhet. Egy egyszerű kanyar, fejlődése során aszimmetrikussá válhat, ha a kerületén egy másodlagos kanyarulati ív keletkezik, melynek görbületi iránya az eredeti kanyarral megegyezik. Aszimmetrikus kanyarulat úgy is kifejlődhet, hogy a szomszédos kanyarulat belefejlődik, ami a kanyarulat felső szakaszán gyakoribb. Akkor válik összetetté, ha a másodlagos kanyarulati ív hurokká fejlődik. Egy összetett kanyarulat kettő vagy több egyszerű hurokból tevődik össze. Az összetett kanyarulatok fejlődése a kanyarulatot alkotó egyedi hurkok fejlődésében nyilvánul meg (*Brice* 1974). Általánosságban a külső oldali parterózió mértéke az övzátony szimmetria tengelyétől folyásirányban lefelé a legnagyobb, de szélsőséges görbületi körülmények esetén az övzátony szimmetria tengelyétől felfelé is előfordulhat (*Hickin* 1974). Így alakulhatnak ki például a folyásirányban felfelé elhajló és a két csúcspontú kanyarulatok. Folyásirányban lefelé vagy felfelé elhajló kanyarulatok mindegyike kétféleképpen alakulhat ki. A gyakoribb mód, amikor az inflexiós pontok helyben maradnak és a kanyarulat ívén egy másodlagos ív alakul ki (1.7a. ábra.). A másik mód, amikor a szomszédos kanyarulat alsó vagy felső oldala belefejlődik a kanyarulatba (1.7b. ábra) és kierodálja az egykori övzátony sorok egy részét (*Hickin*1974).



1.7.ábra: Az összetett kanyarulatok fejlődése, ha az inflexiós pontok helyben maradnak és a kanyarulat ívén egy másodlagos ív alakul ki A) és ha szomszédos kanyarulat felső oldala belefejlődik a kanyarulatba B). (a szaggatott vonal a partvonal korábbi futását mutatja) (Hickin 1974)

(5) új kanyarulat kialakulása;

A hurokképződés és a kétcsúcspontú kanyarulatok kialakulása együtt jár a kanyarulat hosszának növekedésével. Ha a kanyarulati hossz és a maximális görbület meghalad egy határértéket, akkor az „egy kanyarulat - egy gázló-kottyanó rendszer" már nem tartható fenn, és valószínűleg azon a helyen, ahol a másodlagos áramlási rendszer elhal, új gázló képződik. Ez hurokképződéshez és végül különálló kanyarulatok kialakulásához vezet. A folyamat döntő eleme a másodlagos gázló és üst kialakulása, amely a kritikus hossz elérése után következik be *(Hooke és Harvey* 1983).

(6) összetett változások, például sziget képződés, kisebb szabálytalan változások;

Az összetett, szabálytalan változások elsősorban mederközepi zátonyok és ezek tovább fejlődésével kialakuló szigetek kialakulásához köthető a kanyarulatokban. A szigetek kialakulása ugyanis a kanyarulat alakjának szabálytalan változásához vezet. Mederközepi zátonyok kialakulásának több oka is lehetséges. Kialakulhatnak lokálisan előforduló, kis kohéziójú, laza partok mentén, ahol rövidebb szakaszon megnő a mederszélesség, így lehetővé válik az áramlások szétválása és a zátony képződése. Kialakulhatnak mederközepi zátonyok mellékágak becsatlakozásánál, az áramlás megváltozása és az üledéktöbblet miatt, vagy ha valamilyen akadály képződik a mederben (lerakott uszadékfák), azok előidézhetik a hordalék lerakódását *(Hooke* 1986).

(7) visszahúzódás és lefűződés;

A kanyarulat lefűződés oka *Brice* (1974) szerint többnyire a szomszédos kanyarulatok eltérő irányultsága és növekedési iránya. Friedkin (1945) (in *Leopold és Wolman* 1960) vizsgálatai szerint ugyanis homogén anyagban a kanyarulat amplitúdója nem növekszik folyamatosan és a kanyarulatok nem vágódnak át miközben lefelé vándorolnak. Ez pedig arra utal, hogy a kanyarulatok lefűződése a parterózió lokális különbségei miatt következik be. Ezzel szemben *Stolum* (1996) szerint a kanyarulatok fejlődése során a kanyargósság fokozatosan növekszik, amíg elér egy határértéket, amikor

kanyarulatlefűződés következik be. Minél nagyobb a kanyargósság, annál jelentősebb csökkenést okoznak az lefűződések, mivel a nagy kanyargósságú folyóknak általában összetett kanyarulatai vannak és ezek lefűződése nagy hossz rövidülést okoz. A kanyarulat lefűződések száma *Hooke* (2007b) szerint kapcsolatban van a kanyargóssággal és a kanyarulat mintázat összetettségével. A kanyarulat lefűződés jelentőségét vizsgálva *Kondratyev* (1968) (in *Lewin 1977*) megállapította, hogy egy kanyarulat lefűződése gyors és kiszámíthatatlan fejlődést okoz a szomszédos kanyarulatoknál.

(8) stabil meder, nincs elmozdulás.

Stabil meder akkor alakulhat ki, ha a folyó áramlási energiája nem elegendő a meder és a partok formálására. Leggyakrabban kötött anyagú és szikla medrű folyóknál jellemző, ha az áramlási energia a korábban jellemzőhöz képest valamiért lecsökken (*Hooke* 1997).

A kanyarulatok fejlődése és elmozdulása azonban hatással lehet a szomszédos kanyarulatok fejlődésére is. Láthattuk, hogy az aszimmetrikus kanyarulatok kialakulhatnak olyan módon is, hogy a szomszédos kanyarulat alsó vagy felső oldala belefejlődik a kanyarulatba (1.7b. ábra) (*Hickin*1974). A szomszédos kanyarulatok fejlődésének kapcsolatát vizsgálva (*Hickin* 1974) arra jutott, hogy görbületi sugaraik egymással fordított kapcsolatban vannak. Egy kanyarulat görbületi sugarának növekedése gyakran eredményezi a szomszédos kanyarulat görbületi sugarának csökkenését. Következésképpen a partelmozdulás mértéke és iránya egy adott kanyarulatban nem független a szomszédos kanyarulatoktól. Ezzel szemben *Hooke* (2007a) nem talált egyértelmű bizonyítékot arra, hogy a változások áttevődnek, sem folyásirányban felfelé, sem lefelé. Véleménye szerint az egyes kanyarulatok fejlődése sokkal inkább függ a fejlettségük szintjétől.

1.2.3. A kanyarulatok morfológiai paramétereit és kanyarulatfejlődés mértékét befolyásoló környezeti tényezők

A kanyarulatok geometriája a nagy és kisméretű folyók esetében hasonló, ami arra utal, hogy a kanyarulatok geometriájának kialakulását néhány általános tényező irányítja (*Langbein és Leopold* 1966).

A zátonyok távolsága – az egyenes és kanyargós medrekben is –szoros kapcsolatban van a mederszélességgel (*Ackers 1982*). A gázlók *Leopold et al*. (1964) kutatásai alapján általában 5 és 7 mederszélességnyi távolságra alakulnak ki a mederfenéken. Hey (1976) szerint ez a távolság a mederszélesség 2π-szerese, ami nagyon hasonló a szinuszos folyók kanyarulati

ívhosszához. Ez arra utal, hogy azok a folyamatok, amelyek felelősek a meanderező mintázatért kialakulásáért, már az egyenes medrű folyókban is jelen vannak. (*Thorne* 1997). *Leopold és Wolman* (1960) a kanyarulat hossza és a mederszélesség arányára meglehetősen hasonló eredményeket kaptak különböző típusú vízfolyások esetén is. A kanyarulat hosszúsága a mederszélesség 7-10 szeresének adódott széles ártérrel rendelkező, és akár tömör anyagba bevágódott vízfolyások esetén is.

A kanyargó folyómeder geometriai paraméterei és a kanyarulatvándorlás mértéke függnek a vízhozamtól és annak változásától/változékonyságától, a völgy és a vízfelszín esésétől, a hordalékszállítás mértékétől, a part és a meder erodálhatóságától (*Ackers* 1982).

A kanyarulat hossza erősen függ a mederformáló vízhozamtól és másodlagosan befolyásolja a hordalék szemcsemérete és a hordalékszállítás sajátosságai (*Ackers 1982*). Gábris (1986, 1995) szerint a vízhozam a meander paraméterek közül a húrhosszal, az ívhosszal és a meanderek tágasságával mutat szoros kapcsolatot, a görbületi sugár és a vízhozam összefüggése azonban jóval gyengébb, mivel azt a kanyarulat fejlettsége és a partfal anyaga erősen befolyásolja. Az amplitúdó *Leopold és Wolman* (1960) szerint inkább a part anyagának erodálhatóságától és egyéb helyi tényezőktől függ, mint általános hidrológiai tényezőktől.

A gázló-üst morfológia *Carling és Orr* (2000) szerint az áramlási energia függvénye. A gázló-üst sorozatok ugyanis hosszabbá válnak csökkenő vertikális tagoltság mellett, ahogyan a mederesés csökken. Az egyensúly az áramlás üledékszállító képessége, az esés és a hordalék szemcsemérete között szintén befolyásolja a gázlók és üstök vertikális kiterjedését.

Lokális szinten különösen fontos tényezők a part tulajdonságai (partanyag, magasság, növényzet) által befolyásolt erodálhatóság, valamint a folyóvölgy esése. A helyi környezeti tényezők fontos szerepet játszanak a vízfolyás morfológiájának alakításában, ugyanis a folyók – mint kaotikus rendszerek – a környezeti paraméterek csekély megváltozására is rendkívül érzékenyek (*Tímár* 2005).

1.2.3.1. A part erodálhatósága

A parterózió összetett folyamat, melyben több tényező kölcsönhatása hozza létre a változásokat. Jellemzően epizodikus és mértéke a partanyag mechanikai tulajdonságai mellett változik a vízjárással. A vízjárás végső soron meghatározza a partot érő erőhatás (igénybevétel) nagyságát, időpontját, időtartamát és parterózió gyakoriságát. Emellett az erodálhatóság mértéke is változik időben, a talajnedvességi viszonyokkal összefüggően, a fagyás-olvadás, valamint évszakosan a vegetáció növekedése miatt (*Hooke* 1979, *Lawler* 1992, *Simon és Collison* 2002, *Wynn és Mostaghimi* 2006, *Lawler* 2007).

A part erodálhatósága nagyban függ a part anyagának szemcseösszetételétől. A legkönnyebben a közepes szemcseméretű homok (0,25-0,5 mm) erodálható (mivel indítási sebessége ennek a legkisebb), míg a kohézióra képes agyag, iszap és a nagy méretű kavics frakció irányába az indítási sebességek gyorsan növekednek (*Hjulström 1935 in Knighton* 1998). A kis kohéziójú homokot és kavicsot tartalmazó partok ezért sokkal inkább hajlamosak az erózióra, mint a nagy agyag-iszap tartalmú partok (*Brierley és Fryirs* 2005). A partok gyakran tartalmaznak kiszáradt, erősen összetapadt 1-10 mm átmérőjű agyag-iszap aggregátumokat, amelyek gyakran inkább egészben szállítódnak el, mint egyedi szemcsénként (*Thorne* 1982). A kiszáradásnak a magas agyagtartalmú partoknál jelentős szerepe van. Ekkor ugyanis törések keletkeznek és több aggregátum hullik a folyóba, ami nagyobb parthátrálást eredményez (*Lawler* 1992). Az összetett felépítésű partok (az alján durva szemcsés, felette finomszemcsés réteg) stabilitása az alsó, kohézióra kevésbé képes réteg állékonyságától függ (*Brierley és Fryirs* 2005).

A parterózió sajátosságainak jelentős hatása van a kanyarulatok mintázatára. *Hickin* (1977) megállapította, hogy a könnyen erodálódó anyagban fejlődő kanyarulatok sokkal inkább hajlamosak deformálódásra, mint amelyek ellenállóbb anyagban fejlődnek. *Hooke* (1997) hozzáteszi, hogy a kanyarulatok deformálódásáért a meder és a part anyagának változása a felelős, ami megnyilvánulhat lokális laza anyagú partszakaszok, ellenálló lencsék, különböző nem alluviális formációk, geológiai szerkezet, vagy akár mérnöki létesítmények formájában. Agyag lencsék például gyakran előfordulnak az alluviális ártereken, régi elhagyott medrek finom szemcséjű anyaggal való felöltődésének eredményeként. A part és a meder anyagának hatása van a kanyarulatok hullámhosszára is. *Schumm* (1968) megállapította, hogy azonos vízhozam mellett, amennyiben a finom szemcsék aránya növekszik a kanyarulati hullámhossz csökken, mivel az ellenállóbb agyag és iszap lehetővé teszi a kisebb mederszélességet és meredekebb partot.

A part anyaga mellett a növényzetnek is jelentős hatása van a partfal erodálhatóságra és a stabilitásra. A sűrű növényzet akár egy vagy két nagyságrenddel is csökkentheti a fluviális erózió hatékonyságát (*Smith* 1976, *Kirkby és Morgan* 1980), ugyanis a azoknak a folyóknak a medre, melyeknek partja vegetációval sűrűn borított sokkal keskenyebb, mint a gyér növényzetű parttal határolt folyóknak azonos vízhozam mellett (*Hey és Thorne* 1986). *Mastermann és Throne* (1992) véleménye szerint azonban a parti vegetáció lehetséges hatása csak azoknál a vízfolyásoknál jelentős, ahol a szélesség és a mélység aránya kevesebb, mint 12, azonban a legtöbb természetes vízfolyásnál ez az arány magasabb. A meder morfológiára a növények típusa, elhelyezkedése, kora és egészségi állapota is hatással van (*Hickin* 1984). Eltérő hatása van a bokros, sűrű lágyszárú növényzetnek és a fáknak. *Mastermann és Throne*

(1994) megállapította, hogy a fák térbeli mintázata határozza meg az ellenállást áramlásokkal szemben. A fák törzse csökkenti a parti zónában az áramlási sebességet, helyenként azonban sebességnövekedést és erős turbulenciát idéznek elő, így saját maguk és a part destabilizációját okozzák. A gyökereknek jelentős hatása van a part anyagának mechanikai stabilitására, de a gyökerek partstabilizáló hatása a gyökérzóna alatt már nem érvényesül (*Lawler et al.* 1997). A part stabilitása ellen hat a biomassza terhelése és a szél fákra gyakorolt hatása.

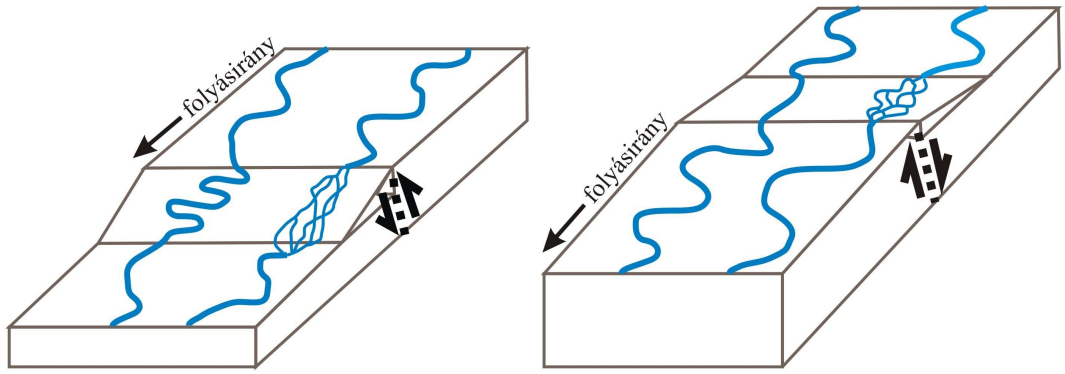
A kanyarulatvándorlás mértékét a part magassága is befolyásolja, mégpedig a homorú part magasságának növekedésével csökken a kanyarulatvándorlás mértéke, mivel ha magasabb a part nagyobb mennyiségű anyagot kell elszállítani egységnyi idő alatt az elmozdulás mértékének fenntartásához (*Hickin és Nanson* 1975).

A leerodált, esetleg leomlott partanyag eltávolításának mértéke függ a partközeli áramlási sebességtől (ami meghatározza a nyíróerőt a part mentén), valamint a helyi turbulens áramlásoktól (*Brierley és Fryirs* 2005). A vízjárás jellemzői és a két áradás között eltelt idő jelentékeny mértékben befolyásolja az eróziót. *Hughes* (1977) megállapította, hogy a part erózió legnagyobb része és az átfogó mederváltozások azokhoz az árvízi csúcsokhoz köthetőek, amelyek visszatérési ideje 1,5 év, de kisebb mértékű üledékelszállítás és part hátrálás zajlik közepes vízállásoknál is, amelyek havi visszatérési idejűek. *Hooke* (1979) hozzáteszi, hogy a parterózió és a partomlás a vízálláson kívül a megelőző csapadék feltételektől is függ. A part állékonysága szempontjából a legkritikusabb a hosszantartó és nagy intenzitású esőzés, a hóolvadás és a nagy árvizek utáni gyors apadás, mivel a partanyag sokkal hajlamosabb az erózióra és tömegmozgásokra, ha vízzel telítődik, mivel megnő a súlya és csökken a teherbírása (*Lawler* 1992).

1.2.3.2. A völgy esés változásának hatása a kanyarulatfejlődésre

A síkvidékek meanderező vízfolyásai esetén, ahol a mederesés kicsi (3-31 cm/km), a meder menti vertikális tektonikus mozgások érdemben képesek a meder morfológiáját megváltoztatni (*Watson et al.* 1983, *Smith et al.* 1997, *Tímár* 2005). A függőleges elmozdulás következtében a völgylejtés általában megváltozik. Ezzel párhuzamosan a meanderező folyó a medergeometria megváltoztatásával egy bizonyos lejtőszög tartományon belül képes fenntartani a mederesést. Amennyiben a mederesés a folyó mentén változó, ez jelentős hatással lehet a folyó alakjára, sőt mintázatára is (*Ouchi* 1985). Ezért a folyók olyan elmozdulások illetve elmozdulási különbségek észlelésére is alkalmasak, amelyek a közelmúltban zajlottak és más módon esetenként ki sem mutathatók (*Keller és Pinter* 2002, *Miall* 1996). A függőleges elmozdulás hatására ugyanis megváltozhat a vízgyűjtőterület vízhálózatának alakrajza, a meder feltöltődhet, vagy bevágódhat, megváltozhat a

medermintázat vagy a kanyargósság, de meder-áthelyeződés és a meder eltérítése is bekövetkezhet. *Watson et al*. (1983) Mississippin végzett vizsgálatai alapján 3 mm/év elmozdulás már lényeges változásokat okozott a kanyargósság mértékében. *Russ* (1982) megállapította, hogy a tektonizmus hatására lecsökkent mederesés ellensúlyozása érdekében vízfolyások csökkentik kanyargóságukat. A kiemelkedés középpontjától folyásirányban lefelé, ahol megnőtt az esés, a folyó bevágódott vagy nőtt a meanderezési hajlama. *Tímár* (2003) a Tisza mentén a negyedidőszaki üledékek vastagságát, mint a terület süllyedésének mértékét mutató paramétert és a folyó kanyargósságának mértékét vizsgálva megállapította, hogy ahol a legvékonyabb az üledék vastagsága, azaz legkisebb mértékű a süllyedés (a környezetéhez viszonyítva relatív emelkedést jelent), ott tapasztalható a legnagyobb kanyargósság. A folyó kanyargósságának változása tehát tükrözheti a törésvonalak helyét és a függőleges elmozdulás mértékének különbségét a tektonikailag aktív területeken (1.8. ábra).



1.8. ábra: Meanderező folyó kanyarfejlettségének és alaktípusának változása a meder merőleges vető hatására a) a völgylejtés növekedése és b) csökkenése következtében (Tímár 2005)

Watson et al. (1983) figyelmeztetett azonban, hogy az alluviális vízfolyások a hidrológiai és hordalék-szállítási paraméterek változására is érzékenyen reagálnak, ezért nehéz meghatározni, hogy mely vízfolyások állnak ténylegesen tektonikus hatás alatt. A tektonikus hatások következményeinek felismerését tovább nehezíti, hogy az emberi beavatkozások akár teljesen el is fedhetik.

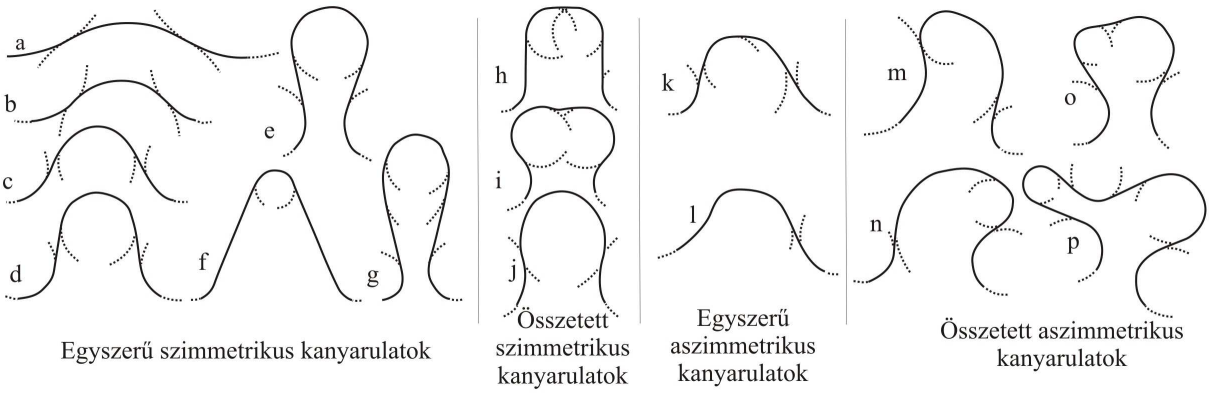
1.2.4. A kanyarulatok típusai

A kanyarulatok morfológiai osztályozásánál többféle megközelítési mód lehetséges. Leggyakoribb a kanyargás szabályosságának mértéke, a mintázat összetettsége vagy a kanyarulat fejlettsége alapján történő osztályozás.

Kellerhals et al. (1976) 3 típust határoztak meg a kanyargás szabályosságának mértéke alapján: (1) szabálytalanul kanyargós , ahol a kanyargás mintázat ismétlődése bizonytalan, (2) szabályosan kanyargós, ahol a mintázat ismétlődő és a kanyarulatok legnagyobb elhajlása (a

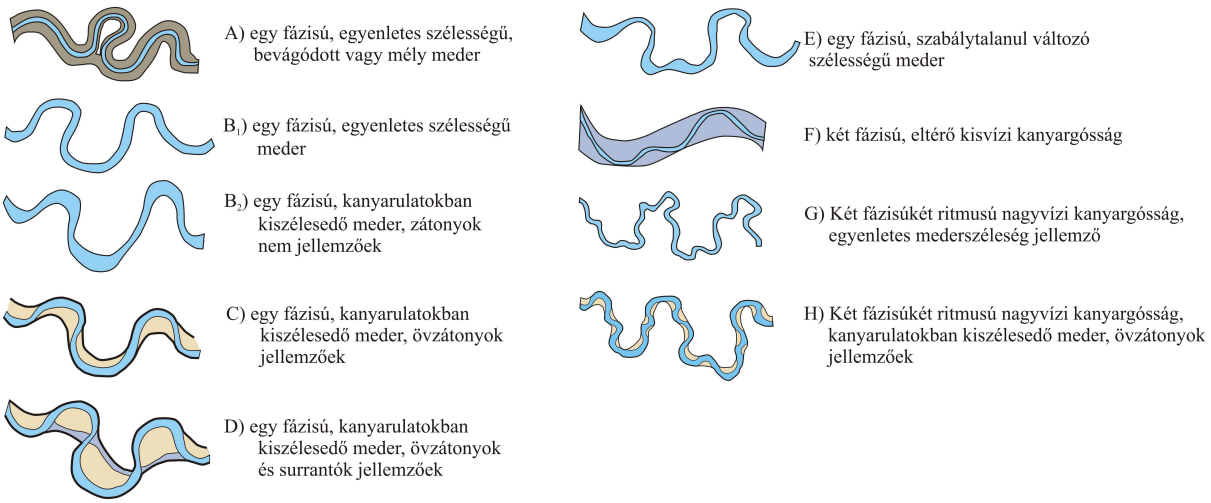
meder és a meanderöv középvonala közti szög) 90 °-nál kisebb, (3) valamint a tekervényesen kanyargós, többé-kevésbé szabályosan ismétlődő mintázattal, ahol a kanyarulatok legnagyobb elhajlásának mértéke meghaladja a 90 °-ot.

Brice (1974) a mintázat összetettsége alapján 4 fő kanyarulati típust különített el: egyszerű szimmetrikus, egyszerű aszimmetrikus, összetett szimmetrikus, összetett aszimmetrikus, illetve ezek alcsoportjaival együtt összesen 16 alakzat típust határozott meg (1.9. ábra).



1.9. ábra: Kanyarulat mintázatok (Brice 1974)

Brice (1974) osztályozási rendszerének módosított változatát mutatta be *Hooke* (2007b). Összesen 9 kategóriát hozott létre az alapján hogy a kanyargás egy- vagy két periódusú, valamint hogy a mederszélesség egyenletes vagy a kanyarulatokban megnő. Az egy periódusú kanyarulattípust tovább osztotta a bevágódás mértéke, az övzátonyok jelenléte alapján, míg a kétperiódusúakat az alapján, hogy csupán kisvízkor vagy mederkitöltő vízhozamkor is két periódusúak-e (1.10. *ábra*).



1.10. ábra: Brice (1974) osztályozási rendszerének módosított változata (Hooke 2007b).

Kondratyev (1972 *in Csoma* 1973a) megkülönböztette a korlátozott, a szabad és a befejezett meanderek típusait. A korlátozott meanderek akkor jöhetnek létre, amikor a kanyarok lefelé vándorlása már jelentezik (1-10 m/év sebességgel), de a meder méretének és

alakjának változása nélkül. Ez a folyamat olyan árteret feltételez, ahol az oldalirányú kitérés korlátozott. Szabad meanderek a kanyarok fejlődését nem korlátozó széles ártereken figyelhetőek meg. Ezek előrehaladási sebessége nagyobb, 10-15 m/év lehet. A befejezett meanderek Kondratyev értelmezésében azt jelentik, ha a kanyarok teljes kifejlődése és a nyakban történő átszakadása nem következik be, hanem árvizek idején a víz más levonulási utat talál (például régi holtágak, vagy terepmélyedések mentén).

A kanyarulatok osztályozhatók fejlettségük alapján is. Az első ilyen osztályozást *Leopold és Wolman* (1957) készítette. Egyenesnek nevezték a kanyarulatot, ha kanyargóssága kisebb, mint 1,1, szinuszosnak ha 1,1 és 1,5 közé esik és meanderezőnek ha 1,5 fölött van. Bár ezeket a határokat önkényesen választották meg, a szakirodalomban széleskörűen elfogadottak maradtak azóta is. *Csoma (1973a) és Laczay* (1982) ezek mellett további osztályokat is bevezettek a kanyargósság mértéke (β) alapján. Álkanyarnak nevezték, ha a két szomszédos inflexiós pont a víztükör fölött látható egymásból. A valódi kanyarulatok esetében megkülönböztetett típusok: fejletlen kanyarulat, (β 1,1 alatti); fejlett kanyarulat (β 1,1-1,4); érett kanyarulat (β 1,4-3,5); túlfejlett kanyarulat (kanyargóssága 3,5 fölötti); és átszakadó kanyarulat, amelynél a szomszédos kanyarulat ívei a mederszélesség kétszeresénél kisebb távolságban vannak.

Más megközelítést használt *Brice* (1974), ő az alacsony kanyargósságú kanyarulati íveket akkor nevezte egyszerű szimmetrikus kanyarulatnak (hurok), ha az ívhossz meghaladja a hozzá tartozó görbületi sugarat.

1.3. Emberi beavatkozások következményei a folyó és a meder fejlődésére

Az emberi beavatkozások megváltoztathatják a folyórendszer geomorfológiai és a természeti folyamatait, módosítva a folyórendszer önszabályozó folyamatainak mértékét és jellegét, megváltoztatva a meglévő formák és folyamatok térbeli és időbeli elrendeződését (*Brierley és Fryirs* 2005). A hagyományos műszaki beavatkozások a természetestől eltérő körülményeket idéznek elő pl. módosítva az üledékszállítást és az áradásokat, ami jelentős egyensúlyvesztést és környezeti problémákat okozhat. A mederformák összetettsége és az ártér geomorfológiai változatossága csökken, így sok őshonos ártéri faj regenerációs niche leszűkülhet (*Hughes* 1997). Ezen beavatkozások hatását azonban nehéz megbecsülni, mivel egyéb természetes változásokkal (pl. klímaváltozás, invazív fajok terjedése) összegződnek.

Az emberi beavatkozás hatására bekövetkező változások csoportosíthatók az alapján, hogy a változás célja vagy következménye a beavatkozásnak. Ez alapján megkülönböztethető közvetlen beavatkozás például a folyószabályozás (kanyarulat átvágás és partvédelem építés),

a víz- és hordalékegyensúly megváltoztatása például víz- és hordalék kivétellel, vagy éppen hozzáadással. Közvetett beavatkozás például a vízgyűjtőn és az ártereken a területhasználat megváltoztatása (erdő kivágás és telepítés, beépítés), ami azonban jelentősen módosíthatja a víz- és hordalék lefolyás időbeli eloszlását és mértékét *(Hooke* 1997). A közvetett beavatkozások hatása ugyan kisebb mértékűnek tűnhet a közvetlennél, azonban ezek hatása késleltetett és az egész vízgyűjtőre kiterjedhet. Éppen ezért rendkívül nehéz elkülöníteni a közvetlen beavatkozások hatásait egy adott folyószakaszon a közvetett beavatkozásoknak akár az egész vízgyűjtőre kiterjedő hatásaitól (*Brierley és Fryirs* 2005).

1.3.1. A folyómederre gyakorolt közvetlen antropogén beavatkozások

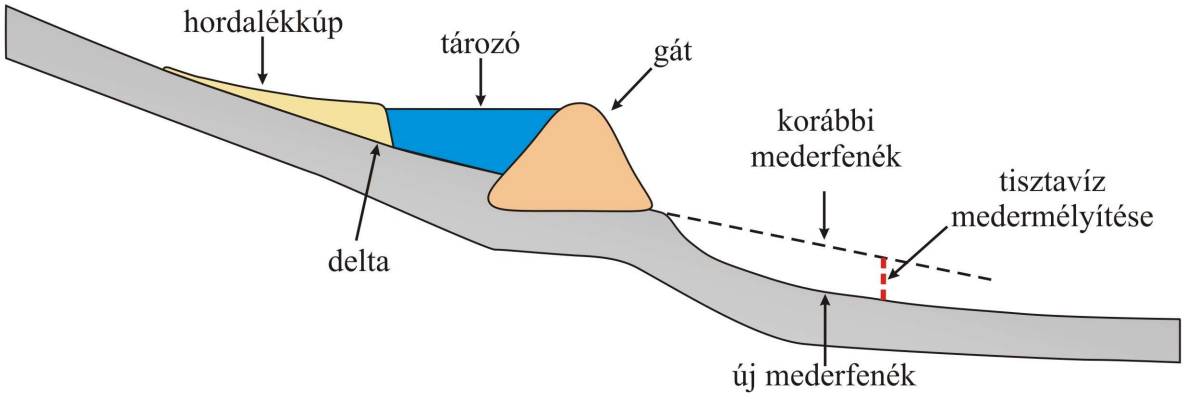
1.3.1.1. Duzzasztók és völgyzáró gátak hatásai

A duzzasztók és völgyzáró gátak mögötti víztározók elsődleges célja a víztározás, mezőgazdasági vagy lakossági vízellátás és a vízjárás szabályozása. A duzzasztók mérséklik a vízjárási szélsőségeket, mivel a vízleeresztés ütemezésének módosítása csökkenti az árvizek gyakoriságát és nagyságát, miközben a kisvizek szintjét, gyakoriságát és időtartamát megnövelik *(William és Wolman* 1984, *Fergus* 1997, *et* al. 2005, *Magilligan és Nislow* 2001, *Magilligan et al.* 2003). A víztározók határára azonban nem csupán a vízhozam időbeli eloszlása módosul a gát alatti szakaszon, hanem a tényleges vízmennyiség is csökken a vízfelhasználás és – különösen száraz éghajlaton – a tározókból történő párolgás miatt (*Ibanez és Prat* 1996). A vízjárásra gyakorolt hatás a mellékfolyók betorkollása és a vízgyűjtőterület növekedése miatt a duzzasztótól távolodva csökken (*Richter et al*. 1998, *Galat és Lipkin* 2000, *Batalla et al.* 2004).

A duzzasztók nem csupán a vízjárást módosítják, hanem a hordalékszállítást (*Willis és Griggs* 2003), a medermorfológiát (*Gregory és Park* 1974, *Williams és Wolman* 1984, Xu 1996, *Brandt* 2000) és az ökológiai jellemzőket is (*Marston et* al. 2005, *Rood és Mahoney* 1990, *Ligon et al.* 1995, *Power et al*. 1996, *Richter et al*, 1996, *Wootton et al.* 1996). Ezeket a másodlagos átalakulásokat azonban általában a hidrológiai rendszer, mint elsődlegesen módosított tényező megváltoztatása okozza.

A nagyméretű völgyzárógátak a felvíz és az alvíz irányában is módosítják a meder alakját és működését, de a két irányban ellentétes hatást gyakorolnak (*Szabó J.* 2006) (1.11. ábra). A gát fölötti szakaszon lecsökken a vízfelszín esése, ezért csökken a hordalék-szállítási képesség. Ennek eredményeképpen a hordalék lerakódik és a tározóban deltaképződés indul meg és a tározókapacitás csökken. Az előrenyomuló delta felső végén a víz szintjét elérő hordalék pedig hordalékkúpba megy át (*Szabó J.* 2006). A feltöltődés kezdetben gyors, majd idővel

fokozatosan lelassul (*Leopold és Bull* 1979). Ebből kifolyólag a tározók rendkívül hatékony üledékcsapdák, gyakran a hordalék 90 %-át, (de előfordul, hogy a 99 %-át) és a teljes fenék üledéket visszatartják (*Williams és Wolman* 1984). A folyó a duzzasztóépítés előtti időszakra jellemző hordalékmennyiséget csupán a duzzasztótól nagy távolságra képes visszaállítani a meder és a partok erodálásával és a mellékfolyók által szállított hordalék segítségével, de előfordulhat, hogy a torkolatig sem áll vissza az eredeti hordalékszállítás (*Pitlick és Wilcock* 2001). Ennek eredményeként a duzzasztó alatt nagymértékben lecsökken a szállított hordalék mennyisége, melynek hatása az alvizi szakaszon rendkívül változatos lehet, a visszatartott hordalék mennyiségétől, a duzzasztó működtetésétől, és az egyéb hordalék-források helyzetétől függően (*Brandt* 2000). Az alluviális vízfolyásoknál ugyanis a meder paraméterek (szélesség, mélység, esés és futásvonal) igazodnak a megváltozott víz és hordalékhozamhoz (*Schumm* 1977).



1.11.ábra: A duzzasztók hatása az alvíz és a felvíz irányában (Szabó 2006)

A medermélység növekedése és a meder bevágódása következik be, ha a duzzasztó felfogja a hordalékot és a duzzasztóból kiáramló tiszta víznek elegendő ereje van a meder és a partok erodálásához és a hordalék szállításához (*William és Wolman* 1984). Szélsőséges esetben előfordulhat, hogy a bevágódás aláássa a műtárgyat is (*Komura és Simons* 1967). A bevágódás addig tart, amig ki nem alakul a mederpáncél, vagy le nem csökken az esés annyira, hogy stabilizálódjon a meder. Ezzel szemben, ha a vízhozamokban olyan mértékű változás történik (csökkenő árvizi vízhozamok), hogy a meder eróziójához és a hordalékszállításhoz szükséges vízhozamok csak ritkán fordulnak elő a meder feltöltődése, és a meder keresztmetszet csökkenése jellemző (*Gregory és Park* 1974, Petts 1977, Howard és Dolan 1981, Knighton 1988, Everitt 1993, Kondolf 1997). A mederszélesség változásának *Williams és Wolman* (1984) széles skáláját azonosították: szélesség csökkenést a vizsgált folyók 26 %-ánál, növekedést 46%-nál, míg a folyók 22 %-ánál a mederszélesség nem változott. A duzzasztók alatti szakaszon a szélesség változása nagymértében függ a partok és a meder erodálhatóságától (*Xu* 1990, 1996).

Különleges szerepe lehet a mederformálásban, ha a duzzasztó alatti szakaszon a homokos mederfenék alatt kavicsréteg húzódik, ugyanis a duzzasztó megépítése után a tisztavíz erózió felszínre hozhatja ezt a kavicsos réteget. Ekkor a meder erodálhatósága nagymértékben lecsökken, ezért a további kimélyítés hirtelen lelassul, sőt meg is állhat. Ezzel együtt a partok relatív erodálhatósága megnő, következésképpen a meder szélesedése figyelhető meg. Így ezeken a helyeken széles és sekély meder alakul ki (*Xu* 1996). Ha a paraméterek megváltozása a mederkeresztmetszet csökkenését okozza, a különböző vízhozamokhoz tartozó vízállások növekedése figyelhető meg a duzzasztó alatt *(Fergus* 1997).

Az áradások gyakoriságának csökkenése miatt a növényzet is megtelepedhet a korábbi árvízi mederben és a zátonyokon, stabilizálva az üledéket. Illetve további hordalék-lerakódást is eredményezhet, mivel csökkenti az áramlási sebességet, ez pedig a mederszélesség csökkenését okozza (*Fergus* 1997).

A meder méretváltozása idővel lassul, hiszen a gát felépítése után a folyó alkalmazkodik a megváltozott viszonyokhoz, ami egy idő után új dinamikus egyensúly kialakulásához vezet (*Fergus* 1997, *Szabó* J. 2006). *Leopold et al.* (1964) ezt annak tulajdonította, hogy a bevágódással csökken az esés, és vele együtt a folyó hordalék-szállítási kompetenciája is.

1.3.1.2. Kanyarulat-átmetszés

A kanyarulat-átvágás a beavatkozás helyén kívül, attól folyásirányban felfelé és lefelé is csökkenti a meder stabilitását. A beavatkozás utáni átalakulás mértéke arányos a beavatkozástól való távolsággal (*Simon* 1989, 1992). A legfontosabb változások a folyó hosszának csökkenése és az esés növekedése, ami miatt megnő az áramlási energia (*Laczay* 1977) és ezzel együtt az erodáló képesség (*Winkley* 1982). A beavatkozás helyétől felfelé bevágódás és a kisvizek szintjének süllyedése figyelhető meg (*Károlyi* 1960). A bevágódása mértéke a mederfenék anyagától is függ (*Somogyi* 1983), de akár kilométerekre is kiterjedhet a folyón felfelé, így hidakat, duzzasztókat is alááshat (*Brookes* 1985). A megnövekedett esés miatt megnő a hordalékszállítási kapacitás, melynek eredményeképpen a meder bevágódik és a mederfenéken feldúsul a durvább szemcsefrakció (*Brookes* 1987). A meder bevágódásának következtében a mederoldalak meredekebbé válnak, ezért rajtuk a kisvizes időszakokban omlások, csuszamlások indulnak el (*Kiss et al.* 2002). A bevágódás és a partomlások következtében megnövekedett hordalékszállítás miatt a beavatkozás alatt ezzel szemben a meder feltöltődése figyelhető meg. A kanyarulat-átvágások a hidrológiai viszonyokra is hatással vannak, mivel az árhullámok levonulási sebességét fokozzák (*Winkley* 1982).

1.3.1.3. Partbiztosítás

A partbiztosítás és a sarkantyúk építése széles körben alkalmazott meder szabályozási módszer a parterózió megakadályozására és a mederszélesség csökkentésével az áramlási sebesség növelésére (*Brookes* 1985). A beavatkozások mederfejlődésre és árvízi kockázatra gyakorolt hatását azonban még kevesen vizsgálták. *Surian* (1999) vizsgálatai alapján a partbiztosítást követően a mederszélesség csökkent és a meder kevésbé vándorolt, mint a szabályozásokat megelőzően. *Lóczy* (2001) vizsgálatai szerint pedig a mederrendezések hatására a természetes morfológiai folyamatok, úgymint a kanyarulatvándorlás és a kanyarulatlefűződés mértéke is lelassul vagy teljesen megáll. A sarkantyúk hatásait *Pinter és Heine* (2005) vizsgálta részletesebben. A sarkantyúk építését követően a meder geometria megváltozását és a meder-keresztmetszet csökkenését tapasztalták, míg *Lóczy* (2009) szerint az árvízveszély is növekszik azokon a folyószakaszokon, ahol a sarkantyúk építésének következtében összeszűkült a meder.

1.3.1.4. Árvizi védőgátak építése

A védőgátak építése után a hullámtéren általában felgyorsult hordalék lerakódás figyelhető meg, melynek mértéke függ a folyó által szállított üledék mennyiségétől, minőségétől és a folyó hidrológiai tulajdonságaitól, a töltések vezetésétől, valamint a hullámtér érdességétől. A hullámtér szélessége arányos a feltöltődéssel, mivel a szélesebb hullámtérszakaszokon a folyó lelassul és lerakja hordalékát, míg a szűkebb szakaszokon (különösen a beszűkülésnél) felgyorsul és kevesebb üledéket rak le (*Gábris et al.* 2002), a nem megfelelően vezetett védőgátak pedig jelentős mértékű feltöltődést eredményezhetnek (*Váradi és Nagy* 2003). A feltöltődés mértéke a hullámtéren belül jellegzetes térbeli elrendeződést mutat. A legtöbb hordalék a folyó közvetlen közelében rakódik le, s attól távolodva a lerakódott üledék mennyisége csökken, a gátak mellett már szinte elhanyagolható (*Borsy* 1972, *Kiss et al.* 2002). A legintenzívebb mértékű anyagfelhalmozás a folyóhátak és az övzátonyok mentén mérhető, azonban az árvizek visszahúzódása után ezek a szakaszok tömegmozgásokkal aktivizálódhatnak és kisvizek idején a lerakódott üledék nagy százaléka visszakerülhet a folyóba (*Kiss et al.* 2002). A part mellett lévő különböző akadályok szintén kedveznek a felhalmozódásnak – sűrű bokrok és fák – a vízsebesség hirtelen csökkentése miatt (*Borsy* 1972). A lerakódott üledékek szemcsenagysága szintén jellegzetes elrendeződést mutat, a folyó melletti sávban a legdurvább és attól távolodva fokozatosan finomodik (Oroszi és Kiss 2004).

1.3.1.5. A mederből történő kavics- és homokbányászat

A mederből történő hordalék kitermelése felborítja az egyensúlyt a hordalék utánpótlás és a folyó szállítási képessége között és további hordaléktermelést (eróziót) indít el. A meder kimélyítése lokálisan megnöveli az esést és az áramlási sebességet, ami a mederfenék kiegyenlítésére irányuló folyamatokat indít el. Mivel a mederpáncél megsérül, helyileg megnő a meder erodálhatósága, s ez hátravágódást idéz elő a mélyedés meredek felső végén (*Kondolf* 1997). A hátravágódás pedig a kanyarulat-átmetszés hatására bekövetkező bevágódás hatásaihoz hasonlóan, akár kilométerekre kiterjedhet a folyón felfelé.

1.3.2. A folyórendszerre gyakorolt közvetett antropogén beavatkozások

1.3.2.1. A vízgyűjtőn és a hullámtéren történő területhasználat változás

Már a 19. sz-ban is felismerték, hogy a felszínborítás vagy területhasználat megváltoztatása közvetett változásokat okoz a meder alakjában és folyamataiban (*Marsch* 1864 i*n Brierley és Fryirs* 2005). A növényzetnek ugyanis hatása van a vízháztartási jellemzőkre és a víznek a vízgyűjtőn belüli területi és időbeni (sokévi és éven belüli) eloszlására. A növénytakaró véd a talajerózió ellen és jelentős vízmennyiséget tart vissza, de ebben jelentős szerepe van például az erdők kor és fafaj összetételnek is (*Illés és Konecsny* 2000). Az erdők kivágása után megnövekszik a felszíni erózió mértéke, vízmosások, csuszamlások alakulnak ki, ezért több hordalék jut a folyórendszerekbe (*Milliam et al*. 1987, *Konecsny* 2000).

Ahol az erdőirtás következtében lényegesen megnőtt a hordalék befolyás, a kisebb esésű szakaszokon hordalék-lerakódás, völgyfeltöltődés következik be, a lejtőlábaknál hordalékkúpok alakulnak ki (*Konecsny* 2000). A meder feltöltődésének következményeképp, megnövekszik a mederből kilépő árvizek gyakorisága, ami az ártér gyorsabb feltöltődését is maga után vonja (*Knox* 1987, *Brooks és Brierley* 1997).

A lefolyási viszonyok módosulása miatt, a vízjárási szélsőségek fokozódnak, a kisvízi vízhozamok csökkennek, az árvizek hevessége nő és különösen a kis vízgyűjtőkön gyakoribbá váltak a nagy (5 évnél nagyobb visszatérési idejű) árvizek (*Knox* 1977, 1987), nő a vízgyűjtő érzékenysége az időjárási szélsőségekkel szemben (*Madej* 1995).

A hullámtéri erdőterületek csökkentése következtében a part erodálhatósága növekszik, a meder szélesebbé, sekélyebbé válik és csökken a kanyargóssága is (*Brooks és Brierley* 1997).

1.3.2.2. Urbanizáció

A városok, bár a vízgyűjtő sokkal kisebb területét érintenek, de hatásuk intenzív és a folyón lefelé hosszan érezhető. A burkolt, felszínek és a sűrű csatornarendszerek miatt az esőzéseket követően gyorsabban és nagyobb mennyiségű víz jut a folyókba. Ennek hatására

gyorsabban alakulnak ki az áradások és nagyobb vízhozam csúccsal, bár ez sokkal inkább a gyakrabban jelentkező kisebb áradásokra van hatással, mint a rendkívüli árvízi eseményekre (*Hollis* 1975). Az árvizek gyakoriságának és nagyságának növekedése a meder tágulását/megnagyobbodását okozza, melynek mértéke függ a település felszínborításának mértékétől és a vízelvezetés típusától valamint a település korától (*Hammer* 1972).

1.4. A kanyarulatvándorlás és a mederszélesség-változás sebessége magyarországi folyókon

Szerző	Vizsgált folyó	Változás mértéke	Módszer
Kanyarulatfejlődés mértéke			
Somogyi (1974)	Duna, sárközi szakasz	oldalirányban 16-50 m/év; folyásirányban 20-38 m/év (a meander kialakulásától a lefűződéséig kb. 150 év)	Térképsorozatok felhasználásával
Károlyi (1960)	Tisza, Mo-i szakasz	1890-1931 között: 100-1300 m (2,5-32,5 m/év); leggyorsabban Tokaj és Csap között	Térképsorozatok felhasználásával
Nagy et al. (2001)	Tisza, 109. VO szelvény	szabályozások óta: 200 m-t tolódott el (1,8 m/év)	Keresztszelvények felhasználásával
Nagy et al. (2006)	Tisza, 167. VO szelvény	szabályozások óta: 100 m-t tolódott el	Keresztszelvények felhasználásával
Sipos (2006)	Maros, Nagylak	1856 óta 250-300 m (1,7-2,1 m/év)	Térképek és légifotók felhasználásával
Kozma (2008)	Hernád, Sóstófalva	2007.10.25.-2008.02.29. között 1-5,5 m	Terepi, mérőkarókkal
Középvonal hosszának változása			
Fiala és Kiss (2005, 2006)	Alsó-Tisza, (25 km-es szakasz)	Szabályozásoktól 1950-es évekig 6 m/év 1970-től 0,8 m/év sebességgel nőtt	Térképek és légifotók felhasználásával
Somogyi (1967)	Tisza, Mo-i szakasz	1890 és1952 között 5 km-rel nőtt	
Nagy et al. (2001)	Tisza, Mo-i szakasz	Szabályozások óta 16 km-rel nőtt	
Sipos (2006)	Maros, Nagylak-Makó	Szabályozások óta 2,5 m/év (0,08 m/év/fkm) sebességgel nőtt	Térképek és légifotók
Laczay (1973)	Hernád	A magyarországi szakaszon 1957 és 1972 közötti időszakban átlagosan 54 m/km (3,6 m/km/év)	Térképsorozatok felhasználásával
Mederszélesség változás			
Sipos (2006)	Maros, Nagylak-Makó	1950-es évektől 18-20 %-kal csökkent (0,3 m/év)	Légifotók felhasználásával
Fiala és Kiss (2006)	Tisza	1982 óta 16 %-kal csökkent (0,2 m/év)	Térképek és légifotók felhasználásával

2. A kutatási terület bemutatása

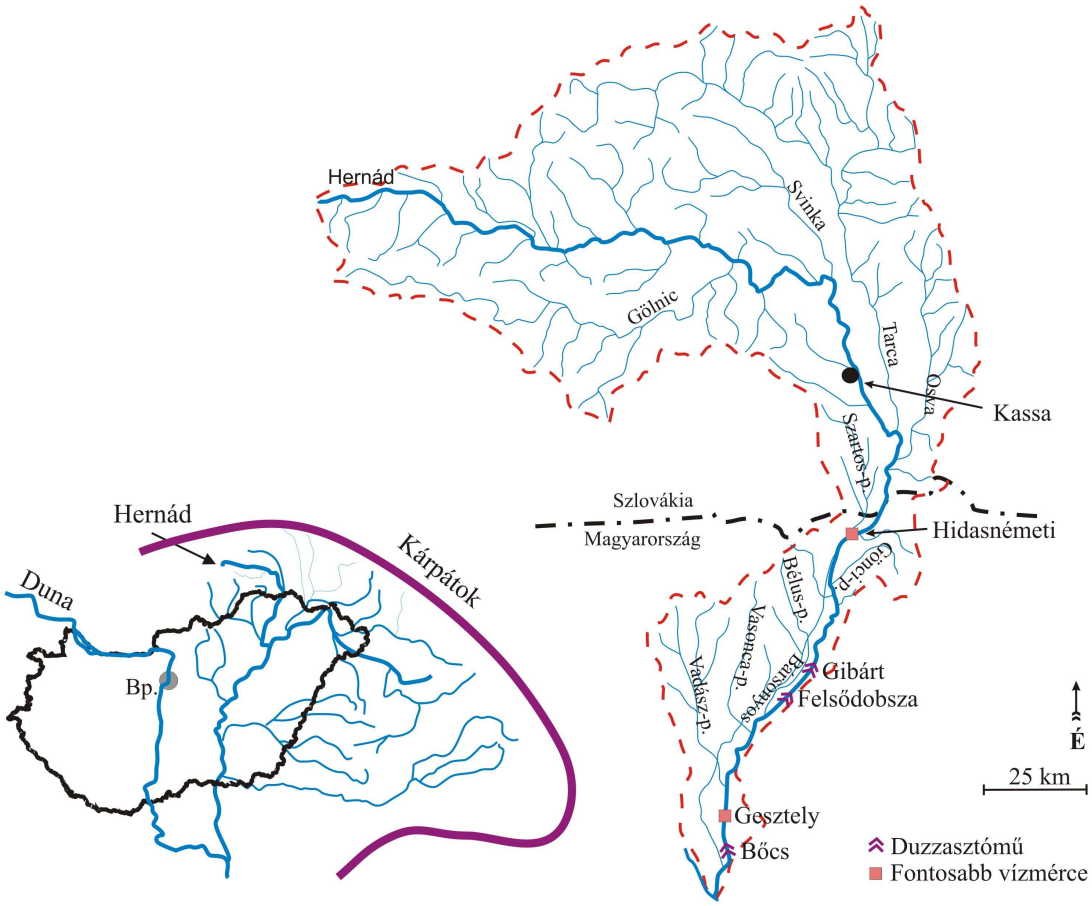
A kutatás céljainak megvalósítása érdekében a Hernád magyarországi, vízrendszerének alsó mintegy 100 km-es szakaszain végeztük. Ezt a szakaszt a folyó felsőbb szakaszán megfigyelhető morfológiai, hidrológiai, éghajlati, ökológiai sajátosságok, valamint az antropogén beavatkozások erősen befolyásolják. A vizsgált folyószakaszra a vízgyűjtő folyamatain túl hatással vannak a folyószakaszt határoló környezet elemei is (a part és a meder tulajdonságai, vagy a tágabb környezet geomorfológiai jellemzői), hiszen kölcsönhatásba lépnek a folyórendszerrel, így fontos szerepet játszanak például a meder mintázatának kialakításában. A vízrendszer jelenlegi állapotának kialakulása azonban hosszú földtörténeti fejlődési folyamat eredménye, így a teljes vízgyűjtő felépítésének és kialakulásának, valamint a vizsgált folyószakaszt környező tájak megismerése is fontos feladat.

A vízgyűjtő általános jellemzése

A Hernád a Sajó mellékfolyója, vízgyűjtője a Kárpát-medence északi részéről gyűjti össze a vizeket, s végső soron a Tisza vízgyűjtőjének ÉNY-i részén helyezkedik el. A Hernád vízgyűjtő területe 5436 km^2, amelynek nagyobbik része (4427 km^2) Szlovákia területén fekszik, Magyarországon pedig 1013 km^2 területet foglal el. A Hernád teljes hossza 294 km, amiből Szlovákiához 186 km, Magyarországhoz pedig 108 km tartozik (*Hanusin et al.* 2006). Felépítése alapján a vízgyűjtő két jól elkülöníthető részre osztható: Kassától északra, a vízgyűjtő felső része szabálytalan négyszög alakú, Kassától délre pedig jóval keskenyebb, dél felé elnyúló völgyben folytatódik, amely dél felé egyre keskenyedik (2.*1.ábra*). A vízgyűjtőt nyugaton a Garam és a Vág, északon a Poprád határolja, így ezen a szakaszon a vízgyűjtőhatár egyben a Duna fővízválasztója is. Keleten a Bodrog rendszer, valamint a Szerencs-Takta vízgyűjtő, DNy-on pedig a Sajó-Bódva vízgyűjtő határolja. A vízgyűjtő legdélebbi pontján torkollik a Sajóba. A teljes vízgyűjtő terület felépítése aszimmetrikus, mivel a baloldali vízgyűjtő durván kétszerese a jobboldalinak. A magyarországi területen azonban ennek éppen fordítottja figyelhető meg (*Csoma* 1973b).

A vízgyűjtő magassága 100 és 1943 m között változik, legmagasabb pontja a Gölnic-patak forrása közelében található (*Hanusin et al.* 2006). A vízhálózat jellegzetessége, hogy míg a szlovák szakaszon több, a főfolyó nagyságát megközelítő mellékfolyó csatlakozik a Hernádhoz (pl. Gölnic, Tarca), a magyar szakaszon csupán néhány kisebb patak torkollik bele (2.1. táblázat). A bal parton csupán néhány jelentéktelen patak található az országhatár közelében, legdélebbi közülük a Gönci-patak, amely 83,8 fkm-nél torkollik a Hernádba. A jobb parton a legnagyobb mellékfolyó a Bársonyos-malomcsatorna, amely Hernádszurdoknál

ágazik ki a Hernádból és 68 km hosszon követi a főfolyót a völgy jobb oldalán, majd Bőcs alatt torkollik vissza. A legjelentősebb természetes vízfolyás a Vadász-patak, amely a hazai vízgyűjtők közül a legnagyobb (211 km^2) (*Csoma* 1973b).

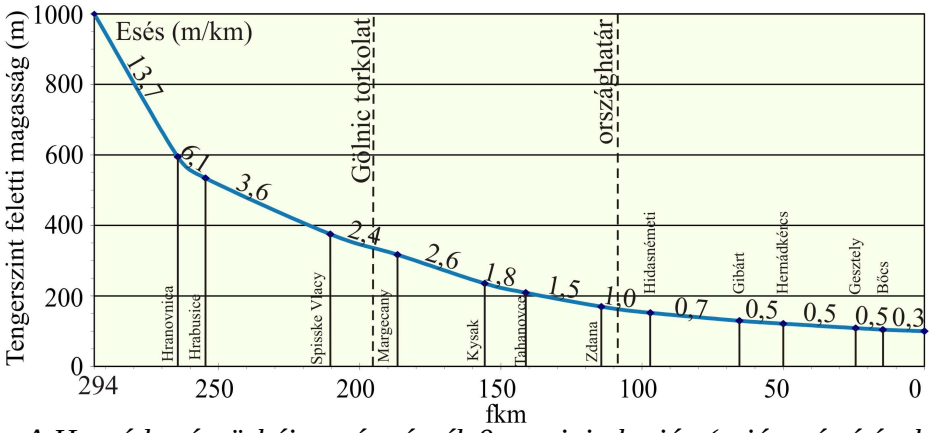


2.1. ábra: A Hernád vízgyűjtője

2.1. táblázat. A Hernád főbb mellékfolyói (*Csoma* 1973b)

Vízfolyás neve	**Vízgyűjtőterület (km^2)**	**Hossz (km)**	**Torkolat a Hernádnál (fkm)**
Szlovákiai szakasz			
Gölnic	648	87,1	195.4
Svinka	351	50,3	166.2
Tarca	1347	131,0	130.9
Osva-patak	339	48,1	125.4
Magyarországi szakasz			
Szartos-patak	129	13,9	97,4
Gönci-patak	63	20,8	81,8
Bélus-patak	77	31,5	51,1
Vasonca-patak	95	27,5	43,9
Vadász-patak	211	33,5	29.4
Bársonyos malomcsatorna	231	68,2	11,0

Az esésviszonyok (2.2. ábra) alapján *Csoma* (1973b) a vízrendszert három jellegzetes szakaszra osztja. Az első a Hernád a forrástól a Gölnic torkolatáig, 2 m/km fölötti eséssel, a második a Gölnic torkolatától az országhatárig 1-2 m/km eséssel, végül a magyar szakasz 0,55 m/km átlagos eséssel. Az esés azonban a magyar szakaszon sem egységes, az országhatárnál 1 m/km, a torkolathoz közel pedig csupán 0,4 m/km (*Zsuffa* 1965).



2.2. ábra: A Hernád esésgörbéje a vízmércék 0 pontjai alapján (saját számítások alapján)

A Hernád-völgy kialakulása és geomorfológiája

A Hernád vízgyűjtőjének és futásvonalának mai képe hosszú földtörténeti fejlődés eredményeként alakult ki. A folyóvölgy felső szakaszát jól fejlett Ny-K-i vetők és törések preformálták (*Csoma* 1973b). A Hernád magyarországi völgyszakasza az ország egyik legfontosabb tektonikai vonalát (Hernád-vonal) követi (*Szabó* 1996). Ez a vonal két szerkezeti egységre bontja a területet, a nyugati rész a keletihez képest a szarmata emelet végén erősebben megsüllyedt. A szarmata tufát Ónódnál a felszín alatt 1006 m-en találták meg, tőle 351 m-re keletre Sajóhídvégen pedig 400 m-re. A szarmatában megkezdődött egyenlőtlen süllyedés a pliocén folyamán is tartott. A pannon rétegsor Ónódnál 600 m, ezzel szemben a Hernádtól keletre mindössze 100-200 m (*Pécsi* 1969) mélységben van. Erre utal *Radnóthy* (1956) (*in. Szabó* 1998) vizsgálata is, aki megállapította, hogy az alsódobszai Falhegyen – ami a bal parti magaspart egyik kiemelkedő pontja – az alsó-felsőpannon határa 200 m-en, míg a szomszédos Szikszónál -165 m-en található. A Hernád-vonal fő vetője tehát a kettő között fut. A Hernád völgye azonban nem egyszerűen tektonikus árok, hanem szerkezeti vonal által preformált eróziós völgy (*Szabó* 1996).

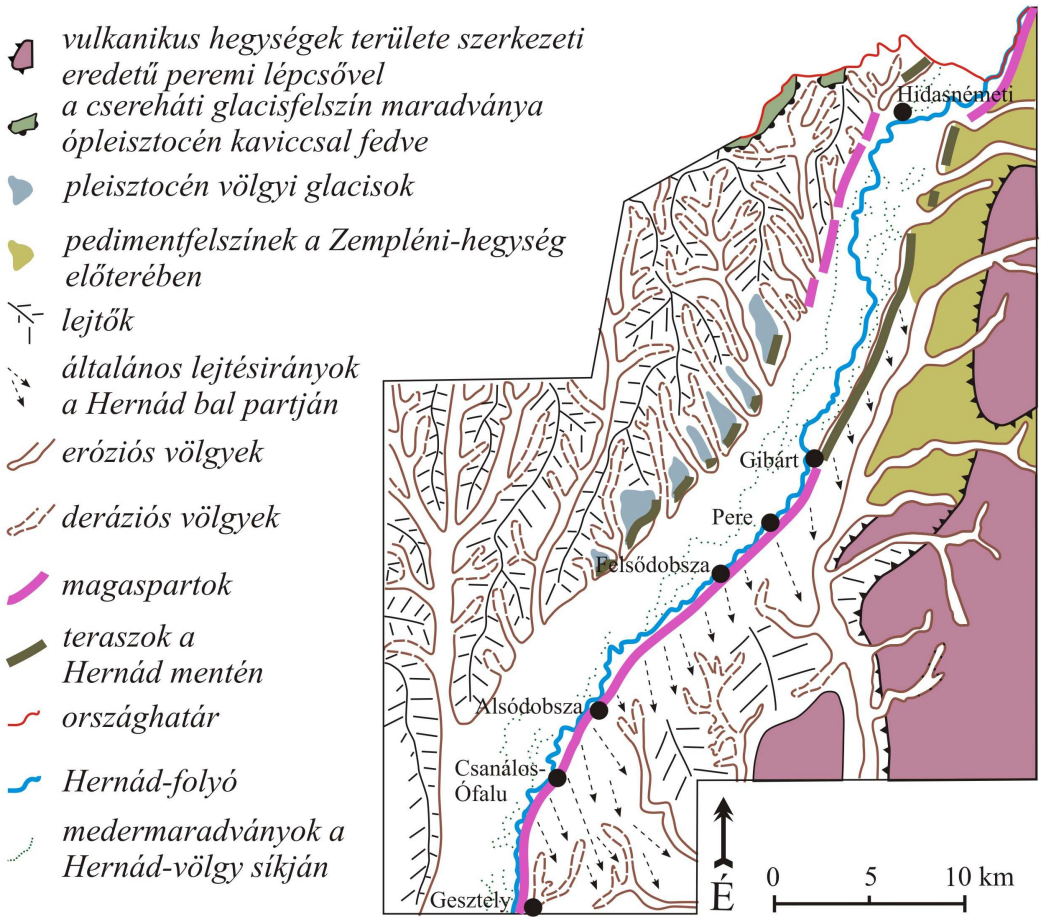
A Hernád árok képződése a miocén kezdetén indult meg, valószínűleg a miocén vulkanizmussal egy időben, amikor kialakult a Sajó és a Hernád közötti törésrendszer. Ez vezette be az északi területek süllyedését, melynek súlypontja a felső-miocénban és a pannonban délre helyeződött át (*Csoma* 1973b). Ezt bizonyítja, hogy a hegységperemeken a pannon rétegek kifejlődése vékony vagy teljesen hiányzik, míg az Alföldön ezek a rétegek fokozatosan megvastagodnak. A hegységkeret kiemelkedésével és az alföldi részek különböző mértékű süllyedésével még a Pannon-tenger fennállása idején megkezdődött a Sajó-Hernád hordalékkúp-medence kialakulása is. A Hernád első nagy hordalékkúpja a Kassa alatt kiszélesedő medencerészben és a Cserehát akkor alacsonyabb fekvésű térszínén alakult ki a pannon rétegeken. A lerakódott kavics hordalék a Kassa alatti medencék mélyebb szintjeiben is megtalálhatók (*Franyó* 1966).

A pleisztocén folyamán a Cserehát kb. 350-400 m-t emelkedett, így a rátelepült kavicsos összlet nagy része lepusztult. A Hernádtól keletre fekvő területeken is kifejlődött ez a kavicstakaró, amit az Abaújvár és Megyaszó környékén 140-200 m tszf.-i magasságban lévő, a pannon rétegekre települt kavicslepel-maradványok bizonyítanak. Sőt ezek a kavicsok néhol a Zemplén vulkáni térszínein is megvannak, ahol északról dél felé folyt a Hernád, amikor jelenlegi völgye még nem alakult ki. A pleisztocén elején következett be a Sajó- és a Hernád-völgy erős besüllyedése, ami a vízgyűjtő területén az eróziós folyamatokat és a bevágódást megnövelte (*Franyó* 1966). A süllyedő térszín messze felnyúlik a tölcséres völgykapun át a völgyekbe is (*Pécsi* 1969). Ezt a hatást fokozta a dombság emelkedése, amelyben kisebb területen belül is lehettek jelentős eltérések, főleg az emelkedő és süllyedő térszínek határövezetében (*Szabó* 1996). Az Alföld erőteljes besüllyedésével és a hegységkeret kiemelkedésével a hordalékkúp képződése teljesen áttevődött a helyi süllyedékeken túl az alföldi területekre és ott az egész negyedidőszak alatt folyamatos volt (*Franyó* 1966). A szerkezeti mozgások a Pannon-tenger visszahúzódása óta is állandóan tartanak, helyenként más-más intenzitással (*Franyó*1966). A süllyedés mértéke jelenleg a Hernád-völgyben 2,3 mm/év (*Joó* 1998). A holocén során a Hernád már nem bevágódó, hanem kanyarogva feltöltő jellegű, oldalazó eróziója azonban továbbra is hatékony, ezt mutatja, hogy meanderei jelenleg is 23 helyen erodálják a magaspartokat. Kanyarulatfejlesztő tevékenységét és a holocén mederváltozások gyakoriságát tanúsítja a nagyszámú holocénkorú elhagyott meder (*Szabó* 1996).

A földtörténeti fejlődés eredményeként a magyarországi szakaszon a folyó völgyét két oldalról magassági viszonyaikat, keletkezésüket, felépítésüket és geomorfológiájukat tekintve is eltérő jellegű tájak kísérik (2.3. ábra). Kelet felől a Zempléni-hegység határolja, bár maga a hegység, illetve hegylábfelszíne csak északon, a Szerencs-patak völgyének kezdetéig érintkezik közvetlenül a Hernád völgyével. Ezt a hegylábfelszínt mosta alá a Hernád a bevágódást követő oldalazó eróziójával, amit a Felsőkéked mellett kezdődő markáns magaspart mutat. Dél felé haladva a Szerencs-patak völgye egyre szélesedő sávot ékel a hegység és a Hernád-völgy közé (*Szabó* 1996).

A völgy nyugati oldalának felépítése litológiailag és morfológiailag is egységes. A Cserehát a Gömör-Szepesi-érchegység előterében a felső-pliocénban képződött hegylábfelszín dombsággá szabdalódott maradványa. A rossz állékonyságú pannon rétegek a völgyhálózat kialakulásával párhuzamosan többször és erőteljesen áthalmozódtak a lejtőkön (*Szabó* 1996). A lejtős tömegmozgások a Hernád jobb partján a teraszokat átformálták, illetve a Cserehátról áthalmozott kavicsanyaggal beteretítették (*Marosi és Somogyi* 1990), ezáltal a dombság keleti peremét hosszú szakaszon viszonylag lankás lejtőjű völgyi glacisokká formálták, melyek azonban többnyire nem közvetlenül a völgytalppal érintkeznek, hanem a viszonylagos épségben megmaradt alsó teraszszintre futnak rá, és azt valamelyest megemelik. (*Szabó* 1996) A bal parton a teraszok jobban megmaradtak, ott a II-IV. számú teraszok azonosíthatóak

(*Marosi és Somogyi* 1990). A folyó völgye a legnagyobb részen 5-10 km széles, úgyhogy a folyó jobb partját kiterjedt lapos ártér követi (*Zsuffa* 1965).



2.3. ábra: A Hernád-völgy geomorfológiai helyzete (Szabó J. 1996)

A Hernád magyarországi szakaszán az oldalazó erózió eredményeképpen a völgy mindkét oldalán, összesen három hosszabb szakaszon alakultak ki magaspartok. Elhelyezkedésük a folyó két oldalán aszimmetrikus, sehol sincsenek egymással szemben. Jellemző, hogy hosszuk és magasságuk dél felé növekvő, bár kivételt képez a legdélebbi szakasz, ahol ez a tendencia már nem érvényesül. A magaspartok magassága a Hernád mentén hosszabb szakaszon a 100 m-t is meghaladja, ami mintegy kétszerese a Duna vagy a Rába mentén megfigyelhető legnagyobb értékeknek. A magasparti sáv szélessége is itt a legnagyobb Magyarországon. A közel 30 km hosszú déli magaspartra jellemző a legnagyobb szélesség (átlagosan 600-800 m), ami majdnem háromszorosa a dunai vagy a rábai magaspartokénak. Ennek megfelelően a lejtőszögek általában kisebbek és a magaspart profilját a völgytalptól a felső peremig egyetlen metszetben feltáró fal sehol sem található (*Szabó* 1996). A magasparti szakaszok összhosszúságának mintegy 20 %-án (23 helyen) jellemző közvetlen partalámosás. Az alámosott szakaszokon csuszamlások alakulnak, amelyek hatással lehetnek a meder futásvonalára. Előfordul, hogy a csuszamlás nyelve a folyóba nyomul és részben vagy akár egészen elgátolja a medret. Az utóbbi történt meg Csanálos-Ófalu alatt, ahol csuszamlást követően a folyó új mederben folyt (*Szabó* 1996).

A vízgyűjtő éghajlata

A Hernád vízjárását nagymértékben meghatározza a vízgyűjtőn megfigyelhető éghajlat és az egyes éghajlati elemek éven belüli, valamint térbeli változása. A Hernád vízgyűjtő különböző területein jelentős eltérések tapasztalhatók, mind a hőmérséklet, mind a csapadék szempontjából. A vízgyűjtő domborzata a szlovákiai területen erősen tagolt, ezért egymáshoz közeli helyek hőmérséklete is eltérő lehet, mivel ez erősen függ a tengerszint feletti magasságtól és a kitettségtől (*Andó* 2002). A Kassától délre eső területeken az éves átlag hőmérséklet 9 °C körül mozog; a hűvösebb területeken ez az érték 2-4 °C között ingadozik. A magyarországi szakasz éghajlat szempontjából átmeneti terület az Alföld és az északi hegyvidéki területek között (*Hanusin et al.* 2006). Az évi középhőmérséklet 9,0-9,5 °C közötti (*Marosi és Somogyi* 1990). Az uralkodó szélirányt (É-i, ÉK-i) a völgy fekvése és a felszíni formák alapvetően meghatározzák.

Az éves csapadékmennyiség átlagosan 763 mm, azonban a vízgyűjtő egyes részein nagy eltérések tapasztalhatóak. A terület legcsapadékosabb részein az éves átlagérték meghaladja az 1050 mm-t is, míg a legszárazabb régiókban (Kassai-medence déli részei és a Tarca felső szakasza) kevesebb, mint 600 mm (*Hanusin et al.* 2006). Hasonlóan száraz terület az erősen zárt Szepesi-medence (évi 600-700 mm), amely csak a Szlovák-érchegység északi oldaláról kap több csapadékot (*Andó* 2002). A magyarországi szakasz északi részén az évi csapadékösszeg 630 mm, a déli részen 580 mm körüli. Az éghajlat itt mérsékelten száraz, az ariditási index északon 1,1, a középső és a déli rézen 1,2 körüli (*Marosi és Somogyi* 1990). A csapadék évi eloszlására jellemzőek a nyári maximumok és a kevés téli csapadék. A legcsapadékosabb hónapok ennek megfelelően a magyarországi szakaszon a június és a július, a legkevesebb csapadék pedig január, február hónapban jellemző. A nyári csapadék többnyire nagy intenzitású záporokból, a téli pedig hosszantartó esőzésekből és havazásokból származik (*Csoma* 1973c).

Szabályozás és ármentesítés

A szabályozási és ármentesítési munkákat megelőzően a Hernád és a Bársonyos a völgytalpon végighúzódó 1-2,5 km szélességű mocsaras sávot szegélyezett. A folyó medrét szabadon változtatta és egyes szakaszokon bejárta csaknem az egész völgyet. Kis-Hernádnak nevezett ága a 19. század folyamán a Bársonyos medrébe is átcsapott (*Laczay* 1973b). A 19.század közepétől jelentős átalakulás zajlott a tájhasználatban. Az emberi beavatkozások napjainkra már jelentős hidromorfológiai hatást gyakorolnak a Hernád vízrendszerére is, mivel módosítják a víz- és hordalékjárást, valamint a folyó futásvonalát is. A víz- és hordalékjárásra hatást gyakorló tényezők elsősorban a víztározók és duzzasztóművek építése, a szabályozás és ármentesítés (a töltésezés, partbiztosítás, mederátvágások), amelyek

módosítják a lefolyás sebességét és az urbanizáció, ami legfőképp az ipari, mezőgazdasági és lakossági vízkivétel és a szennyvízbevezetés révén érvényesül.

Az első ismert műtárgy a Hernádon az 1860-as években épült Hernádszurdoki fixgát, amivel a Bársonyos-malomcsatorna állandó vízellátását biztosították (*Laczay* 1973b). Az 1950-es években a Bársonyos-csatorna állandó vízhozamára (3m^3/s) öt törpe vízierőművet építettek. Később azonban, amikor a csatorna vizét öntözésre kezdték használni, a kis erőműveket leállították (*Frisnyák* 2007). A fixgát duzzasztó hatása a Hernádon csupán a kisvizek tartományában érezhető, az árvizek levonulását nem befolyásolja (*Laczay* 1973b). A 20. sz. elején újabb duzzasztóművek létesültek, 1903-ban megépült a gibárti, majd 1906-ban a felsődobszai duzzasztó (2.4. ábra).

2.4. ábra: A felsődobszai duzzasztómű

A hazai szakaszon a legfiatalabb a bőcsi duzzasztómű, amelyet 1943-ban állítottak üzembe, hogy biztosítsa a szükséges vízmennyiséget a kesznyéteni üzemvízcsatornára épült erőmű számára. Következményeként azonban, különösen a nyári kis és közepes vízhozamoknál az alvízi mederbe csak a műtárgyak mellett szivárgó és a hallépcsőn átfolyó vízmennyiség jutott, melynek becsült mennyisége kb. 500 l/sec volt. A felszíni vízutánpótlást, csak a 2,5 km-rel a duzzasztómű alatt betorkolló Bársonyos-csatorna biztosítja (kb. 2-3 m^3/s-t hoz), azonban ennek vízhozama rendkívül változó és különösen tartós szárazságok idején szünetel a vízleadás (*Varga* 2004). A Bársonyos-csatorna betorkollásáig tartó kb. 2,5 km hosszúságú Hernád szakasz így jellemzően pangó vizes (2.5. ábra), a mederben homokpadok alakulnak ki (*BME VKKT 2006*). A duzzasztómű rekonstrukciójának engedélyezésekor ezért a vízügyi hatóság feltételként írta elő az ökológiai és vízgazdálkodási szempontokhoz igazodó, mederben hagyandó minimális élővíz meghatározását (*Varga* 2004). A 40 m^3/s alatti vízhozamok esetén a mederben hagyandó, vízhozam még így is csupán 3 m^3/s.[1]

Az árvizek levezetése is folyamatos problémát okoz valamennyi műnél az átfolyási szelvények alulméretezése miatt (*Laczay* 1973b). Ezen kívül a duzzasztások és műtárgyak

[1] *www.ekovizig.hu/JVK/Hernad_Takta_2-2-1.pdf* 2008

hatására a folyót jellemző természetes élőhelyek eltűntek (2.5. ábra), helyüket állóvíz jellegű élőhelyek veszik át. (*Varga* 2004) A folyón épült 4 duzzasztómű eredményeként a Hernád magyarországi szakaszának (118,4 km) több mint 25 %-a érintett a vízerőművek hatásaival (duzzasztással érintett ~16 %, kb. 19 km; vízhiánnyal érintett ~10 %, 13,6 km) (*Varga* 2004).

2.5. ábra: Pangóvizes folyószakasz a bőcsi duzzasztómű alatt és állóvizekre jellemző nádasok a felsődobszai duzzasztott térben

A Hernád szlovákiai vízrendszerében jelenleg három nagy (1 millió m³-nél nagyobb kapacitású) tározó létezik, melyek együttes kapacitása 73 millió m^3 (2.2. táblázat). Az 1948 és 1956 között épült Palcmanská Masa-i tározó rendszer a felső Gölnicen található, a Sajó medencében lévő Dobsinai vízerőművel együtt vizet terel a Hernádból a Sajó medencébe (*Hanusin et al.* 2006). Az így átvezet vízhozam 2 m^3/s, azonban az energia-szolgáltatás csúcsai idején 9 m^3/s-ra emelkedik (*Zsuffa* 1965). Az erőmű-rendszerként működő Ruzín I és Ruzín II. 1969-ben lépett üzembe. Célja ipari és öntözővíz biztosítás, energiatermelés és árvízcsúcs visszatartás, valamint üdülési és vízisport lehetőségek fejlesztése (*Laczay* 1973b). Ezek a duzzasztóművek a vízkivétel és vízvisszatartás miatt a folyó magyarországi szakaszának vízjárását jelentősen befolyásolják.

2.2. táblázat: 1 millió m³-nél nagyobb kapacitású víztározók a Hernád szlovákiai szakaszán (Forrás: SHMÚ Pozsony/Bratislava)

Név	Építés éve	Terület	Kapacitás (millió m^3)
Ruzín I.	1969	3,90 km^2	59
Ruzín II.	1969	0,65 km^2	3,7
Palcmanská Masa	1948-1956	0,855 km^2	10,355

Az ármentesítési munkálatok a Hernád völgyében a 20. sz. elején kezdődtek el néhány helyi jelentőségű nyárigát építésével, például Gibárt és Méra között, mivel itt a gibárti duzzasztómű építése után a közepes árvizek is kiléptek a hullámtérre (*Laczay* 1973b). A Hernád-völgy nagyobb összefüggő öblözeteinek ármentesítése azonban csupán az 1940-es években indult a magyarországi szakaszon. Az 1950-es évek elejéig 15 km hosszúságú töltés

készült el, a Hidasnémeti-Gibárt közötti szakasz mindkét partján. A töltések hossza az 1960-as évek végéig a magasparti bekötésekkel a jobb parton Garadna-Gibárt között 15,8 km-re, a bal parton Hidasnémeti-Gibárt között 23,2 km-re növekedett (*Andó* 2002). Jelenleg a Hernád magyarországi szakasza mentén összesen 63,4 km védőgát húzódik, ennek 55%-a azonban nem éri el a szükséges magasságot (*Hanusin et al.* 2006). Az ármentesítési munkálatok eredményeképpen az ártérből jelenleg összesen 30 km hosszú szakaszon négy öblözetben 60,3 km^2 van ármentesítve (*Andó* 2002), míg a völgy jókora területei és települései viszont védtelenek. Így például Gibárt és Szikszó között nyílt ártér maradt, mivel a gátépítéssel járó árvízvízszint emelkedés miatt a hidak legnagyobb részét át kellene építeni, melynek költsége nincsen arányban az árvízmentesítéssel elérhető haszonnal. A védőgátakon kívül egyes településeket körgátak is védenek (*Zsuffa* 1965).

A hidrológiai beavatkozások során a folyó egyes szakaszain középvízi szabályozás is készült. Ennek eredményeképpen a 108 km hosszúságú magyar szakaszon 58 középvízi szabályozási műtárgy található, melyek hatásaként 24 km szabályozott valamilyen formában, ami a magyarországi folyóhossz 22 %-a (*Andó* 2002). Egységes koncepcióba illeszkedő folyószabályozásról azonban nem beszélhetünk, összefüggő szakaszok egységes elvek alapján történő szabályozására a mai napig nem került sor. A szabályozott hossz 84,5 %-án (20,2 km) a szabályozási művek kifejezetten helyi jellegűek: műtárgyak, hidak, töltések, utak vagy belsőségek védelmére épültek. Vannak olyan szakaszok, amelyeken gyakorlatilag egyáltalán nincs középvízi szabályozási mű. Ilyenek a Gesztely-Szentistvánbaksa közötti (19,5 km), Felsődobsza-Pere közötti (4,4 km), a Vizsoly-Göncruszka közötti (4,6 km) és a Hidasnémeti-országhatár közötti (9,4 km) folyószakaszok (összesen 37,9 km), amelyekből csupán 1,1 km van szabályozva. Gibárt felett ezzel szemben van olyan szakasz (Abaújkér-Vizsoly térségében), ahol a töltések védelme érdekében a mintegy 9 km hosszú árvízvédelmi töltések között 4,7 km hosszban vált szükségessé a partok biztosítása is (*Laczay* 1973).

Az alkalmazott szabályozási művek anyaga és típusa sem egységes, különböző anyagokból, többféle típusban készültek (partbiztosítás kővel vagy kaviccsal bélelt rőzsehengerrel, rőzseterítés kőlábazattal, terméskőburkolat terméskőlábazattal, kőből épült keresztgátak és vezetőművek). A régebben alkalmazott rőzseanyagú művek mára kevés kivétellel tönkrementek. A homorú parti vezetőművek megfelelőnek látszanak, sarkantyúkkal szerzett tapasztalatok viszont kedvezőtlenek, különösen azokon a helyeken, ahol elszigetelten, önálló műként épültek meg (2.7. ábra). A partbiztosítási művek fölött és különösen azok alatt mederelfajulás, visszarágódás és túlszélesedés tapasztalható. A mederelfajulásokhoz nagymértékben hozzájárulnak a bedőlt fák, az uszadék és egyéb akadályok is, amelyek a hordalékot lefogják és megzavarják az áramlási viszonyokat. A folyón a kanyarulatok

átmetszésével történő szabályozás nem jellemző, a magyarországi folyószakaszon az 1930-as évek közepe óta csupán 9 kanyarulatot vágtak át (2.3. táblázat) és az elkészült átmetszések többsége valamilyen műtárgy (hernádszurdoki gát) vagy híd védelmére épült (*Laczay* 1973).

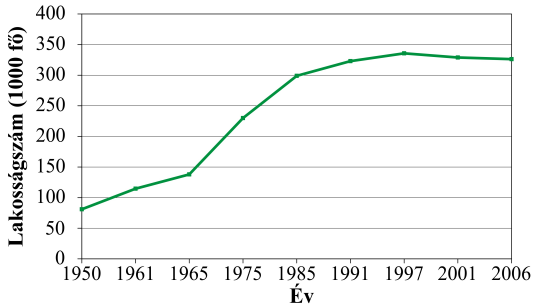
2.7. ábra: Szabályozási művek a Hernád Gibárt és Pere közötti szakaszán

2.3. táblázat: átmetszések a Hernád magyarországi szakaszán (Laczay 1973b)

A kanyar helye		**Átmetszés éve**	**Átmetszés jellege**	**Rövidülés (m)**
település	**fkm**			
Hernádkak	21	1960	elzárás, vezérárok	610
Gesztely, híd alatt	23	1950	elzárás	700
Gesztely, híd felett	25	1953	elzárás, keresztgátak	290
Pere, híd felett	59	1936	kettős, átmetszések, elzárások	250
Méra	71	1952	elzárások	500
Vizsoly felett	82	1948	átmetszés, elzáráson töltésépítés	1100
Hernádvécse	90	1939	elzárás	750
Hernádszurdok	92	1958	átmetszések, vezérárok	980
Hernádszurdok	94	1971	átmetszés, elzárás	410

A szlovákiai Hernád medencében a szabályozás és ármentesítés még kevésbé jellemző Az ármentesítés csak a legkritikusabb pontokat (települések, utak stb.) érinti. A baloldalon csupán 38 km, a jobb oldalon pedig 33 km hosszú védőgát húzódik. A szabályozás mértékére pedig jellemző, hogy a teljes szlovákiai vízgyűjtőn mindössze teljes hossz 18,4 %-át szabályozták (*Hanusin et al.* 2006).

A folyószabályozás és duzzasztás közvetlen hidrológiai hatásai mellett jelentős közvetett hatást fejthet ki a vízrendszerre az urbanizáció és a lakosság számának növekedésével együtt járó fokozódó vízhasználat is. Az 1960-as évek közepétől ugyanis a Hernád völgyének szlovákiai szakaszán intenzív urbanizáció figyelhető meg, Itt található Szlovákia második és harmadik legnagyobb városa (Kassa és Eperjes) is, melyek lakossága ebben az időszakban több mint duplájára növekedett (2.8. ábra).



2.8. ábra: Kassa és Eperjes együttes lakossága 1950-2006 között (adatok forrása: www.populstat.info/Europe/slovakit.htm)

A lakosság számának intenzív növekedése következtében megnőtt a mezőgazdasági és ipari termelés és az ezekkel összefüggő vízkivétel, valamint a lakossági vízkivétel és szennyvízbevezetés. A vízkészlet lekötésének mértéke Szlovákiában 2,3 m^3/s volt 1984-ben, ami a Hernád országhatárnál jellemző átlag vízhozamának 27%-a (*Somogyi* 1992), míg 2002-ben az elvont vízmennyiség a hosszú távú átlaghozam 5,98 %-a (*Hanusin et al.* 2006). A legjelentősebb lakossági vízellátás célját szolgáló felszíni vízkitermelés a felső Tarca völgyben történik, mintegy 40 l/sec hozammal (*Hanusin et al.* 2006).

Szlovákiában mindent összevetve a folyó vízgyűjtőjén az emberi hatások jelentősek, ezért a folyó jelentős felvízi hatásokkal terhelten érkezik magyar területre. A medence magyarországi részén ezzel szemben egy falusias jellegű, tipikusan mezőgazdasági terület található. (*Hanusin et al.* 2006). Ebből kifolyólag a magyarországi szakaszon a vízfelhasználás is sokkal kisebb mértékű. Az ipari vízfelhasználás az 1990-es évektől kezdődően drámaian csökkent. Elenyésző mértékű öntözési célú vízkivétel gyakorolt hatást a folyó vízhozamára. Öntözési célokra jóváhagyott mennyiség 329.100 m^3. Lakossági vízellátás céljából csak a felszín alatti vizekből történik vízkitermelés (*Hanusin et al.* 2006).

A Herdád hidrogeográfiája

A magyarországi szakasz **vízjárását** leginkább a szlovákiai vízgyűjtőrészről érkező vizek határozzák meg, mivel a magyar szakaszon már csupán néhány kisebb mellékfolyó csatlakozik a Hernádba, így azok vízjárásának és víztöbbletének nincsen jelentős hatása (*Hanusin et al.* 2006). A szlovákiai szakaszon a Hernád vízjárásának alakulásában jelentős szerepe van a mellékfolyóknak, mivel itt a főfolyó nagyságához hasonló méretű mellékfolyók is csatlakoznak. A magyarországi szakaszon az országhatár közelében a folyó átlagos vízhozama (1971-2000 között) 27,3 m^3/s, azonban ennek változékonysága rendkívül nagy, a legkisebb vízhozam 4,6 m^3/s, míg a legnagyobb vízhozam 653 m^3/s volt (*Vízrajzi Évkönyv* 2003).

A folyó vízjárása még a magyarországi szakaszon is rendkívül heves, amit a folyó vízjátéka és az árvizek levonulási ideje is mutat. A legnagyobb és legkisebb vízállás közötti

különbség a legrégebb óta üzemelő (1901-től) hidasnémeti vízmércénél 631 cm. A eddig előfordult legkisebb vízállás -128 cm (2009.10.05) a legnagyobb vízállás pedig 503 cm (2010.06.06.) Az árvizek levonulási ideje, vagyis az elsőfokú árvízvédelmi készültségi szint feletti vízállású időszak hossza az 1950-95-ös időszakban átlagosan 59,2 óra/árvíz (*Reimann et al.* 2001), ami kevesebb, mint 2,5 nap/árvíz. A folyón lefelé haladva az árvizek levonulási jellemzői kismértékben változnak, a gesztelyi vízmércéig az árvizek már kismértékben ellapulnak és a levonulási idő is kissé megnövekszik (*Csoma* 1973c).

A folyó vízjárásának éven belüli változékonyságának jellemzésére *Csoma* (1973b) a havi középvízállások átlagát használta, ami alapján a minimumok szeptember-októberben jellemzőek, míg a vízjárásnak március-április hónapban van a maximuma. A június-júliusban jelentkező magas csapadékátlagok általában nem esnek össze a legnagyobb vízállásokkal. Ennek ellentmond viszont az, hogy az utóbbi tíz évben azonban a nyári hónapokban is többször fordultak elő az évi legnagyobb vízállást előidéző áradások, így az utóbbi évek kiemelkedő, rekord vízállásokat hozó árvizei mind a nyári csapadékhoz kötődően június-július hónapban fordultak elő.

A Hernád vízjárásában *Reimann et al.* (2001) kutatásai alapján a 20. század folyamán jelentős változások figyelhetők meg az árvizek gyakoriságában. Az árvizek száma megritkult, az 1901-1973 közötti időszakban Hidasnémetinél 105 árhullám (az I. fokú árvízvédelmi készültségi szintet meghaladó) érkezett, ami évente átlagosan 1,44, míg 1975 és 1995 között mindössze 10 árhullám fordult elő, ami átlagosan 0,5 árhullámot jelent évente. Az árhullámok évi összegzett levonulási ideje (készültségi órák évi összege) pedig lecsökkent, az 1975-1995 közötti időszakban az 1950-1974 közötti időszak harmadára.

A vízjárás éven belüli változékonyságában hosszú és rövid távon – a Csoma (1973b) által megfigyelt és az utóbbi 10 évben előforduló vízjárásban – fennálló ellentmondás, valamint a *Reimann et al.* (2001) által is megfigyelt változások alapján a hidrológiai jellemzők változását feltételezhetjük a 20. sz. második felében. A jeges árvíz nem gyakori, mert a vízgyűjtő észak-déli kiterjedése és nagy szintkülönbségei miatt a felső szakaszokon a későbbi olvadás vize az alsó szakasz jegét már meggyengülve találja maga előtt (*Pécsi* 1969).

A **hordalékszállítás** egyik legfontosabb jellemzője, hogy a folyó a vízhozamhoz viszonyítva aránytalanul sok lebegtetett hordalékot szállít (Hidasnémetinél 820.000 t/év, Gesztelynél 473.000 t/év) és igen nagy a görgetett hordalékszállítás is (mindkét helyen 6.000 t/év). A legnagyobb vízállásnak megfelelő lebegtetett hordalékhozam Hidasnémetinél 12.000 kg/s, Gesztelynél 4.500 kg/s, a görgetett hordalékhozam pedig 100 kg/s Hidasnémetinél és 60 kg/s Gesztelynél (*Bogárdi* 1971). Jellemző a rendkívül nagy, szélsőséges hordaléktöménység is. A lebegtetett hordalék töménysége árvízkor az átlagosnak több mint százszorosára növekszik

(*Bulla* 1962). A legnagyobb hordaléktömönység Hidasnémetinél 29.000 g/m^3 körül ingadozik. Gesztelyig azonban ez az érték 10.000 g/m^3-ra csökken. Az átlagos hordaléktömönység is csaknem felére csökken Hidasnémetitől (220 g/m^3) Gesztelyig (120 g/m^3) (*Bogárdi* 1971).

A lebegtetett hordalék szemcseátmérője mindkét helyen 0,044 mm, ami egyezik a partok anyagának átlagos szemcseátmérőjével (0,02-0,12 közötti), mivel helyenként a lerakódott üledék képezi a partok anyagát, illetve árvízkor a folyó jelentős eróziót végez és ilyenkor a partok anyaga is mozgásba kerülhet lebegtetett hordalék formájában. A görgetett hordalék szemcseátmérője lényegesen nagyobb, Hidasnémetinél 0,924 mm, Gesztelynél 0,582 mm (*Csoma* 1973c).

A meder anyaga nagymértékben eltér a partok anyagától, mivel amíg partok anyaga iszap vagy finom homok, addig a meder anyaga durva kavics (átlagos szemcseátmérője 5-30 mm) (2.9. ábra). A meder anyagára jellemző, hogy a hossz-szelvény mentén tág határok között változik, de két jellegzetes szakasz különíthető el. Az első a gibárti duzzasztómű feletti szakasz, ahol lefelé, a duzzasztó felé haladva folyamatosan finomodik a mederanyag, felsődobszai és a bőcsi duzzasztó közötti szakasz, ahol hasonló jelleg figyelhető meg. A mederanyag ilyen jellegű hosszmenti változása az emberi beavatkozások hatását tükrözi, ugyanis a duzzasztók felé haladva, a duzzasztás következtében lecsökkenő esés miatt a durvább frakció fokozatosan lerakódik (*Csoma* 1973c).

2.9. ábra: Mederanyag az övzátonyokon Hidasnémeti felett és Alsódobsza közelében

A Hernád magyarországi szakaszát rendkívül erős kanyargási hajlam jellemzi (*Laczay* 1973), a fentiekben leírt hidrológiai (heves vízjárás), domborzati (esés) és szedimentológiai (hordalékszállítás mennyisége, a mederanyag és a görgetett hordalék szemcsemérete jelentősen meghaladja a partanyag szemcseméretét, ami elősegíti a parteróziót) okok miatt. A folyó medre pedig a gyakori helyzetváltoztatás miatt alig beágyazott, így nagyobb árvizek idején akár át is válthat egy korábbi medrébe (*Bendefy* 1973). A folyó kanyargási hajlamát jól jellemzi, hogy az utóbbi 100 év során a magyarországi szakaszon 10 ismert természetes kanyarulat lefűződés történt (2.4. táblázat).

2.4. táblázat: Természetes kanyarulat lefűződések a Hernád Magyarországi szakaszán (Laczay 1973b *kiegészítve)*

Kanyarulat helye		**Átszakadás éve**	**Rövidülés (m)**
Település	**fkm**		
Alsódobsza felett	38	1937 előtt	1150
Felsődobsza felett	58	1937és 1953 között	200
Hidasnémeti alatt	95	1955	1100
Felsődobsza felett	57	1954	200
Felsődobsza felett	57	1964	320
Hernádnémeti felett	20	1965	670
Nagykinizs	49	1965	690
Hidasnémeti felett	99	1975	800
Zsujta felett	105	1978	1800
Alsódobsza felett	37	2006	250

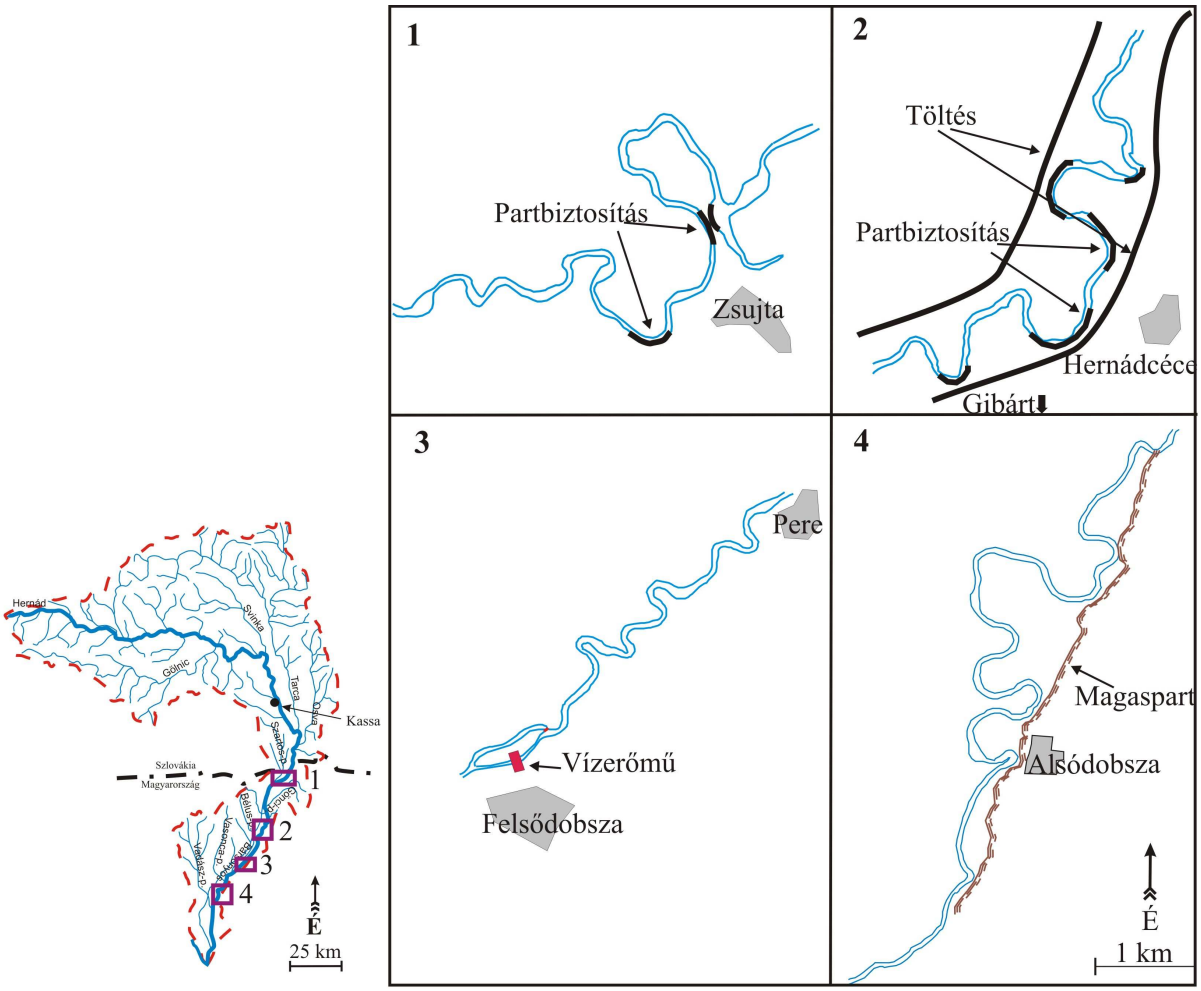
Vizsgált folyószakaszok

A vizsgálatokat a Hernád négy szakaszán végeztük (2.10. ábra). A legfölső szakasz *Zsujta* és Hidasnémeti között helyezkedik el. A térinformatikai vizsgálatok 98,5 fkm és 107 fkm közötti folyószakaszon készültek, a terepi mérések pedig 102,7 fkm és 103,5 fkm között. A vizsgált szakaszok közül itt a legnagyobb az esés, a vízfelszín esése az 1972.10.24-én rögzített kisvízi (-42 cm) vízszint alapján 62,8 cm/km. A mederanyag átlagos szemcseátmérője 5-28 mm, a partanyag pedig 0,05-0,12 mm (*Csoma* 1973c). A 8,5 km hosszú szakaszon csupán 600 m hosszan épült partbiztosítás, egyéb szabályozási munkát nem végeztek. A folyószakaszon az 1970-es években két természetes kanyarulat lefűződés történt1975-ben és 1978-ban, melyek eredményeképpen több, mint két km-rel lett rövidebb a folyómeder.

Folyásirányban a következő vizsgált folyószakasz a *Gibárti* erőmű fölött 65,5-77 fkm között található. A terepi vizsgálatokat itt Hernádcéce település határában három egymást követő kanyarulatban végeztük. Ezen a folyószakaszon jelentős az emberi beavatkozások hatása, ugyanis a Hernád leginkább szabályozott szakasza, ahol a folyó mindvégig árvízvédelmi töltések között folyik és a töltések védelme érdekében Gibárt felett a mintegy 9 km hosszú árvízvédelmi töltések között 4,7 km hosszban vált szükségessé a partok biztosítása is (*Laczay* 1973). A partbiztosításon kívül jelentős hatása van a folyószakaszra a gibárti duzzasztóműnek is, mivel a szakasz alsó része(65,5-71 fkm között) a duzzasztott terében van és emiatt az esés is lecsökken (3,5 cm/km). Ettől fölfelé az átlagos esés 52 cm/km. A mederanyag átlagos szemcse átmérője 3-30 mm, a partanyag pedig 0,03-0,08 mm (*Csoma* 1973c).

A harmadik szakasz *Pere* és a felsődobszai duzzasztómű között helyezkedik el 54-59 fkm között. A duzzasztóművek feletti szakaszok közül egyedül itt nincsenek szabályozási művek, így a vizsgált szakaszon gyakorlatilag egyáltalán nincsen középvízi szabályozási mű. A felsődobszai erőmű fölött a visszaduzzasztás kisvíznél 6 km hosszan érvényesül, így a vizsgált szakasz teljes egészében a duzzasztott térben helyezkedik el és a vízfelszín esése 4,5 cm/km. A bal part mentén végig a magasparti sáv húzódik, bár itt a partmagasság nem nagyon

haladják meg az átlagos (2-3 m) értékeket, mivel a magaspart szélessége több 100 méter, a lejtőszögek kicsik és közvetlen alámosás csak rövidebb szakaszokon jellemző. A mederanyag átlagos szemcseátmérője 3-18 mm, a partanyag pedig 0,03-0,1 mm (*Csoma* 1973c).



2.10. ábra: A mintaterületek elhelyezkedése

A legalsó folyószakasz *Alsódobszától* északra helyezkedik el 36 fkm és 42,5 fkm között. A mederanyag átlagos szemcse átmérője itt 11-16 mm között változik, a partanyag pedig 0,04-0,09 mm (*Csoma* 1973c). A folyószakasz átlagos esése 47,4 cm/km. A kanyarulatfejlődést ezen a szakaszon a jelenkori kéregmozgások erősen befolyásolják, mivel ez a Hernád jelenkori tektonikus hatások által leginkább befolyásolt szakasza, ami a folyó mederváltoztatási hajlamát tovább növeli (*Bendefy* 1973). A kelet felé vándorló kanyarulatainak fejlődését ezen a folyószakaszon a part mentén húzódó magaspart is jelentősen módosítja, mivel a Gesztely és Szentistvánbaksa közötti szakaszon szinte végig a bal part közelében fut és a kelet felé vándorló kanyarulatok sok helyen nekiütköztek. Ezeken a szakaszokon a homorú part magassága (10-15 m), ami többszöröse az átlagos partmagasságnak (2-3 m). Ez a folyószakasz szabályozatlannak tekinthető, mivel itt szabályozási művek nem épültek.

3. Módszerek

3.1. Hidrológiai paraméterek vizsgálata

A Hernádon a 20. század során bekövetkezett hidrológiai változások jellemzésére megvizsgáltam a hidrológiai paraméterek közül a mederformálódás szempontjából meghatározó paraméterek (vízállás- és vízhozam tartósság, kis és nagyvíz gyakorisága) hosszú távú változásait, valamint a vízjárás éven belüli változásait. A vízjárás időbeli változásai mellett elemeztem a térbeli módosulásokat is a magyarországi szakaszon, mivel a hazai 108 km hosszú szakaszon az emberi beavatkozások (3 duzzasztómű) módosíthatják a vízjárás jellemzőit.

A hidrológiai paraméterek időbeli és térbeli változásait a hidasnémeti és a gesztelyi vízmérce adatai alapján elemeztem. A hidasnémeti vízmérce található az országhatárhoz legközelebb, 97,04 fkm-nél, ugyanakkor az északi mintaterület alvizi végén helyezkedik el (2.1. ábra). A gesztelyi vízmérce a vizsgált mintaterületektől folyásirányban lefelé található, 24,4 fkm-nél. A két vízmérce között helyezkedik el a gibárti és a felsődobszai duzzasztómű.

A hidrológiai paraméterek elemzését a napi (reggeli) vízállás és vízhozam adatok alapján végeztem. A vízállás adatok a hidasnémeti vízmércénél 1901-től, a gesztelyi vízmércénél (teljes évre) 1948-tól vannak, míg (számított) vízhozam-adatokkal mindkét vízmércénél 1960-tól rendelkezünk (www.vizadat.hu). Az ÉKÖVIZIG tájékoztatása szerint Hidasnémet és Gesztely állomásokon vízállás észlelésére napi két alkalommal kerül sor. Emellett mindkét szelvényben évente legalább 10 alkalommal vízhozam méréseket végeznek. Készültség, magas vízállás és egyéb indokolt eset miatt előfordulhat pluszban végzett mérés is a szelvényekben. A vízhozam meghatározása együtt jár a mérési szelvény (nedvesített keresztszelvény) felvételével. A mért vízhozam eredmények felhasználásával vízállás-vízhozam összefüggést állítanak elő, amelyek segítségével a vízállás adatsorokból napi vízhozam adatokat állítanak elő a megadott szelvényekre, így a vízállás adatokkal megegyező gyakoriságú vízhozam adatok állnak rendelkezésre.

A számítások elvégzéséhez meghatároztam a nevezetes vízhozam és vízállás értékeket (3.1. táblázat), az évi legnagyobb és legkisebb vízállás és vízhozam értékeket, ezek azonban időben folyamatosan változó értékek és csupán a megadott időszakokra érvényesek. Mederformáló vízállás és vízhozam értékét a szakirodalomban gyakran az évi legnagyobb vízállások sorozatából számított visszatérési idők alapján határozzák meg. A különböző szerzők azonban nagymértékben eltérő visszatérési időket adnak meg a mederformáló vízmennyiség kifejezésére.

A külföldi szakirodalomban régebben leggyakrabban a 1,5 és 2 éves visszatérésű árvizek vízszintjének tartották elfogadhatónak (*Leopold et al.* 1964), újabban azonban több szakirodalom szerint ennél lényegesen kisebb visszatérési idejű árvizeket tartanak megfelelőnek a mederformáló vízállás meghatározásában. *Crowder és Knapp* (2005) szerint a mederformáló vízállás magasabb az évi átlagos vízállásnál, de kisebb, mint az 1,1 éves visszatérésű árvizek, míg *Powell et al.* (2006) 0,3-1,4 évet, *Simon et al.(*2004) 1,1-1,7 évet tart megfelelőnek. *Sipos* (2006) szerint a mederformáló vízállás szintén kisebb, mint az 1,5 éves visszatérésű árvizek vízszintje. A mederformáló vízállást és vízhozamot az előzőek alapján az 1,1 éves visszatérési gyakoriságú vízállás és vízhozam értékekeként határoztam meg. A visszatérési idők megadhatóak a Gringorten-, a Jenkinson- és a Weibull-formula alpján is. Az 1,1 éves visszatérési gyakoriságú vízállásra és vízhozamra közel azonos értéket adott mindhárom számítási módszer.

A morfológiai változások hidrológiai okainak feltárásához, a légifelvételek között eltelt időszakokra kiszámítottam a vízhozam és vízállás-tartósságokat, meghatároztam az árvizek előfordulásának gyakoriságát.

3.1. táblázat: Hidrológiai paraméterek, meghatározásuk módja és értékeik a hidasnémeti szelvényben

Nevezetes vízállás- és vízhozamok	**Meghatározásának módja**	**Számítás alapjául szolgáló időszak**	**Értéke**
Mederformáló vízhozam	1,1 éves visszatérési gyakoriságú vízhozam	1960-2009	105 m^3/s
Középvízhozam (KÖQ)	Havi középes vízhozamok alapján számolt sokévi átlagos közép-vízhozam	1971-2000	28 m^3/s
Kisvízi vízhozam (KQ) 10 m^3/s alatti vízhozamok	A sokévi átlagos havi kisvízhozamok közül a legnagyobbat (9,54 m^3/s)meghaladó vízhozam	1971-2000	10 m^3/s
Mederkitöltő vízszint	A vízmérési keresztszelvényben az alacsonyabb partélhez tartozó vízállás	1973	225 cm
Legnagyobb vízállás (LNV)	A megfigyelt legnagyobb vízállás, a megfigyelés kezdete óta	1901-2009	434 cm
Legkisebb vízállás (LKV)	a megfigyelt legkisebb vízállás, a megfigyelés kezdete óta	1901-2009	-126 cm

3.2. Geoinformatikai vizsgálatok

A morfometriai változások hosszú távú vizsgálatához a Hernád magyarországi szakaszán térképszelvényeket és légifotókat használtam: 1883-ban készült III. katonai felmérést, 1:10.000-es topográfiai térképet (1985), 1972-ben készült vízügyi felmérési térképlapokat (feltünteti az 1937-es és 1956-57-es partvonalat is), légifotókat (1953, 1966, 1975, 1988, 1997 és 2002) valamint a Google Earth által közzétett DigitalGlobe műholdfelvételt (2007). A légifotók azonban csak a részletesen vizsgált 4 (zsujtai, gibárti,

perei alsódobszai) folyószakasz területét fedik le (2.10. ábra). A 2007-es DigitalGlobe műholdfelvétel pedig csak Felsődobszától délre érhető el.

A légifotókat, műholdképeket és a vízügyi felmérési térképlapokat ErdasImagine8.6. szoftverrel polinomiális transzformációval geokorrigáltam EOV koordináta rendszerbe. A vízügyi felmérési térképlapok és a légifotók korrigálásához az EOV-ban elkészült topográfiai térképeket használtam referencia térképként. A légifotók korrigálásánál azonban komoly problémát jelentett, hogy a felvételeken kevés jól azonosítható illesztő pontot lehetett azonosítani, mivel ritka a település és úthálózat az ábrázolt területeken – és nem is mindig a folyó közelében találhatóak – a földutak helyzete pedig az évtizedek során változhatott. Az átlagos pontosság (a referencia térkép és a légifotók közötti átlagos eltolódás, tetszőlegesen kiválasztott pontok alapján számítva) a légifotóknál így 3-8 m között változik.

A régebbi térképi állományokkal kapcsolatosan meg kell jegyezni, hogy a III. katonai felmérés térképlapjain ábrázolt partvonal megbízhatósága bizonytalan, az 1972-ben készített vízügyi felmérési térképlapokon ábrázolt korábbi partvonalaknak a behúzásához használt térképek pontosságát pedig nem ismerem. Éppen ezért abszolút távolságmérésekhez és pontos kanyarulatparaméterek számításához ezeket nem használtam fel, csak a kanyarulatmintázat hosszabb távú változásainak általánosabb értékeléséhez.

3.2.1. A hosszú távú morfológiai változások jellemzésére használt morfometriai paraméterek számítása

A morfológiai változásokat leginkább jellemező paraméterek számításához a korrigált térképi és egyéb távérzékelési állományok alapján digitalizáltam a partvonalakat, majd digitalizált partvonalak alapján ArcView3.1 és ArcGis 9.3.-ban végeztem a számításokat. A partvonalak digitalizálásánál, amennyiben kisvízkor készült a légifotó (1953, 1975), a szárazon lévő övzátony-felszíneket is a meder részének tekintettem. A középvonalat a digitalizált partvonalak alapján, a partvonalak közötti távolság felénél húztam meg. A változásoknak az értékeléséhez meghatároztam a kanyarulatok mintázatát jellemző legfontosabb morfológiai paramétereket, majd megvizsgáltam ezeknek a paraméterek időbeni változását.

A mederszélesség (W) számításához két módszert próbáltam ki, egy tetszőlegesen kiválasztott folyószakaszon. Egyrészt a partvonalak között, 100 m-enként a középvonalra húzott merőlegesek mentén mért mederszélesség adatok átlagaként, másrészt a partvonalak által határolt poligon területének és a középvonal hosszának hányadosa alapján. A két módszerrel az átlagos mederszélesség értékeként kapott eredmény eltérése 1 m-en belül volt,

ezért a többi területen a gyorsabb elvégezhetőség miatt a poligon területének és a középvonal hosszának hányadosa alapján számítottam ki a mederszélességet.

Az inflexiós pontok helyzetét a középvonalon a kanyarulatok közti egyenes szakaszok felezőpontjában határoztam meg. A kanyarulatok hosszát (L) az inflexiós pontok között a középvonal mentén mértem, a húrhossz (H) meghatározásához pedig az inflexiós pontok távolságát mértem meg. Az amplitúdót (A) a középvonal és a húr legnagyobb távolságaként definiáltam és a húrra állított merőlegesek segítségével mértem le. A középvonalon mért kanyarulathossz és a kanyarulat húrjának hossza segítségével kiszámítottam az egyes kanyarulatok fejlettségét (β). A kanyarulatok érettségének/kanyargósságának osztályozásához *Laczay* (1982) osztályozási rendszerét alkalmaztam. A kanyargósság megadható hosszabb folyószakaszokra is, ebben az esetben *Schumm* (1985) módszerét követve a szakasz két végpontja között mért középvonal-hossz és a két végpont között mért völgyhossz hányadosaként számítottam ki.

A középvonal oldalirányú elmozdulását a kanyarulatok legintenzívebben fejlődő szakaszán a középvonalak legnagyobb távolságaként definiáltam és a középvonalak közül a korábbi időpontot megjelenítő középvonalra állított merőleges segítségével mértem le. A görbületi sugarat nem számítottam ki minden kanyarulatra, mivel hosszabb folyószakaszokon az általános morfológiai sajátosságok hosszútávú változásának jellemzésére nem alkalmas. *Gábris* (1986, 1995) szerint ugyanis a görbületi sugár nagyságát a kanyarulat fejlettsége és a partfal anyaga erősen befolyásolja, így a görbületi sugár és a vízhozam összefüggése azonban jóval gyengébb. Emellett a különböző szerzők által leírt görbületi sugár számítási módszerek túlságosan eltérő és az összetett kanyarulatokban meglehetősen pontatlan eredményt adtak. Éppen ezért görbületi sugararat csak a helyi környezeti tényezők közül a magaspart hatásainak vizsgálatánál számítottam. Itt a görbületi sugarat az inflexiós pontokra és a kanyarulat csúcspontjára leginkább illeszkedő kör sugaraként számítottam ki. A partvonalak futása alapján behúztam a kanyarulatok csúcspontjait összekötő burkológörbéket, amelyek alapján meghatározható a meanderezési övezet szélessége (a kanyarulat csúcsától a burkolóvonalhoz húzott merőleges) az adott szakaszon.

Az így nyert adatokat több elemzésnél is felhasználtam azonban a különböző vizsgálatok során eltérő térképeket és légifotókat használok fel, ezért a felhasznált térképeket vagy légifotókat minden elemzésnél feltűntetem.

3.3. Terepi vizsgálatok

A rövid távú morfológiai változásokat terepi vizsgálatokkal elemeztem. Ezek során megvizsgáltam a kanyarulatfejlődés főbb részfolyamatait, vagyis a kanyarulatok külső ívén jelentkező parteróziót, valamint a kanyarulatok belső ívén lezajló partépülést. A terepi vizsgálatok a geoinformatikai vizsgálatokkal megegyező folyószakaszokon belül néhány kanyarulatban történtek, mivel minél részletesebbek a vizsgáltok, annál kisebb terület vizsgálható.

3.3.1. Oldalirányú elmozdulás vizsgálata a kanyarulatok külső ívén

A rövid idő alatt (2,5 év) zajló partelmozdulás mértékét és mintázatát a kanyarulatok külső ívén Sokkia SET310 mérőállomás és geodéziai GPS segítségével vizsgáltam. Az alkalmazott módszer előnye, hogy nem igényli semmilyen mérőeszköz hosszú távú terepi kihelyezését, amelyeknek esetleges károsodása befolyásolhatja a mérések eredményességét, valamint a felmérés bármikor megismételhető. A kanyarulatok külső ívén a partvonalat 2,5 év alatt 4 alkalommal (2008. 03. 28-29-én, 2008. 08.19-22-én, 2009. 08. 25-27-én és 2010. 08. 05-07én) mértük fel, az alsódobszai, gibárti és zsujtai folyószakaszokon, összesen 8 kanyarulatban (3.1. ábra). A partvonal helyzetét 5 m-enként vettük fel (a kanyarulatok méretétől függően 40-130 pontot kanyarulatonként). A pontok valós EOV koordinátarendszerbe való elhelyezéséhez a mérőállomás 3 pontjának helyzetét GPS segítségével is meghatároztuk. A GPS mérések kb. 10 cm pontosságúak voltak. A mérőállomással mért pontokat a GPS adatok alapján EOV koordináta-rendszerbe transzformáltam. Az adatok alapján kiszámítottam a mérések között eltelt idő alatt megfigyelhető partelmozdulás átlagos sebességét (m/félév). (Azért ezt az egységet választottam, mert ez pontosabb adatokat ad a rövidebb első időszakra és az adatok összevethetők a kétszer olyan hosszú második és harmadik időszak partelmozdulásával is.)

3.1. ábra: A partvonalfelmérések időpontjai az alsódobszai, gibárti és zsujtai folyószakaszokon

A partelmozdulás sebességét összevetettem az időszakokban jellemző vízjárással, hogy becsülhető legyen a vízjárás és a jelentősnek számító árvizek és árhullámok hatása a parterózió mértékére.

A hosszabb idő alatt (50 év) alatt lezajlott partelmozdulás mértékének és mintázatának vizsgálatához légifotókat (1953 és 2002) használtam. A légifotók készítése közötti időszakokra a partelmozdulás ütemét (m/félév) a digitalizált partvonalak alapján ArcGIS 9.3 szoftverrel számítottam ki.

A parteróziót a vízjárás mellett helyi környezeti tényezők (a part erodálhatósága) is befolyásolhatja, ezért az erodálhatóság becslésére felmértük a partok szemcseösszetételét, növényzetét és magasságát is. A partok szemcseösszetételének vizsgálatához a külső íven, a kanyarulat csúcspontján, a parttól 1-2 méter távolságban Eijkelkamp típusú kézi fúróval mintáztuk a partanyagot, a partelmozdulási vizsgálatokkal megegyező 8 kanyarulatban. A fúrásokat a folyó pillanatnyi vízszintjéig mélyítettük -50 cm-es középvizes vízállásnál (2008. 08. 25-27-én), s ezekből 10 cm-enként vettünk mintát. A minták szemcseösszetételét nedves szitálással határoztam meg. Az így nyert szemcseösszetételi adatok feldolgozását és ábrázolását TiliaGraph szoftverrel végeztem. A szemcsefrakciók beosztását a Wentworth-skálához illeszkedően végeztem.

3.3.2. A partépülés vizsgálata a kanyarulatok belső ívén

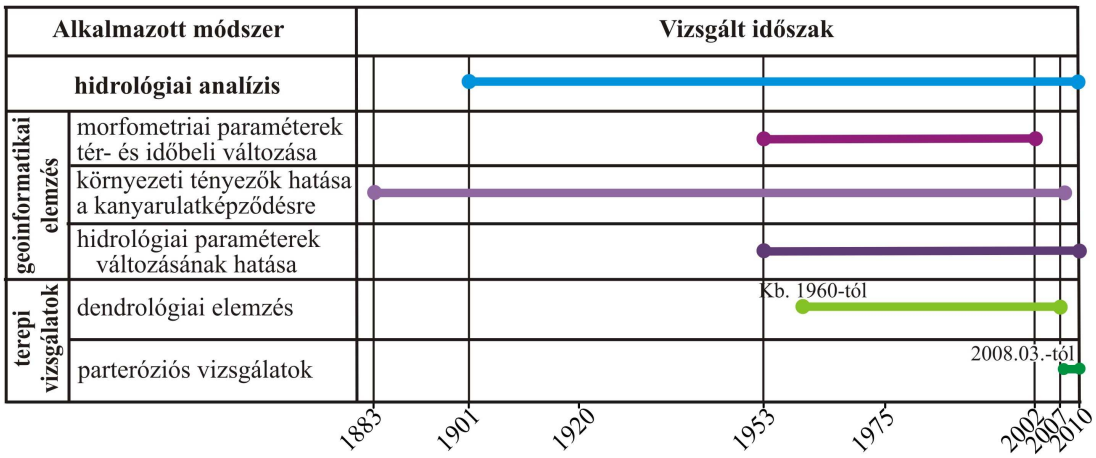
Az utóbbi néhány évtizedre jellemző partépülés mértékét és időszakait dendrológiai elemzéssel vizsgáltam. A dendrológiai felmérés során fűz- és nyárfák korát határoztam meg, mivel a megfigyelések szerint ezek pontos eredményeket adnak a kanyarulatvándorlás mértékére (*Hickin és Nanson* 1975, *Scott et al.* 1996, *Ciszewski és Malik* 2004), mivel ezek a fajok nagy mennyiségű magot termelnek és megfelelő körülmények között (pl. tápanyagdús friss folyóvízi üledék) akár néhány hét elteltével kihajthatnak (*Scott et al.* 1996). A nyár- és fűzfák így a középvíznél magasabbra emelkedő zátonyokat már a képződésüket követő első vegetációs periódusban elfoglalják (*Gurnell et al*. 2001), ezáltal jól jelzik mely árvizekhez köthető nagyobb mértékű övzátony-képződés.

Az övzátonyok mentén a sávokban kialakuló új felszíneken megtelepedett fák azonos korúak *(Everitt* 1968, *Noble* 1979), ezért a dendrológiai felmérést a part futásvonalára kb. merőleges szelvények mentén végeztük, ahol a jól kirajzolódó, homogén korú vegetációval borított felszíneken csak egy-egy reprezentatívnak tekinthető fát mintáztunk meg. A méréshez kézi fafúrót alkalmazva a fákat 1 m magasságban fúrtuk meg. A dendrológiai felmérés során 10 kanyarulatban, összesen 128 fát mintáztunk meg. A fúrómagokat sztereomikroszkóp segítségével értékeltem. A fák megtelepedési időpontjának meghatározásakor a számítottnál 2 évvel korábbi értéket adtam meg, mivel a fákat 1 méter magasságban mintáztuk és ezt a magasságot a sarjak hozzávetőlegesen 2 év alatt érik el (*Gencsi és Vancsura* 2000). Az

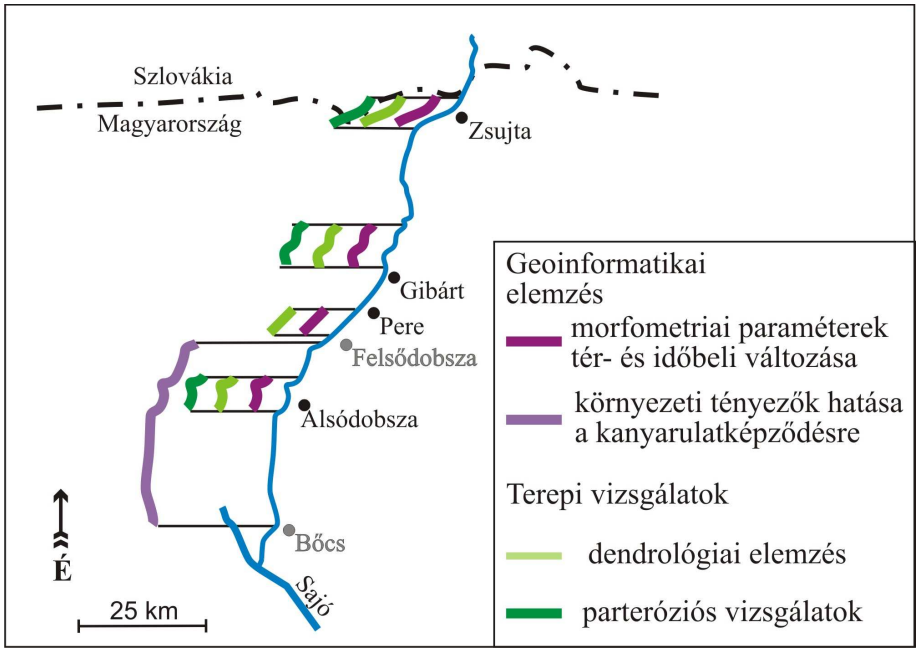
eredmények alapján izokron térképeket szerkesztettem. Az elemzés során kapott adatokat összevetettem a vízállásadatokkal, hogy a főbb változásokat egy-egy évhez kötni lehessen.

3.4. A különböző módszerekkel végzett vizsgálatok időszaka és a vizsgálati területek

A különböző geoinformatikai és terepi vizsgálatoknál – az elemzés céljainak és lehetőségeinek – rendelkezésre álló légifotók, terepi munka időigénye – megfelelően változik a vizsgált időszak hossz és a vizsgálati terület is. Ezért a vizsgálatok eredményeinek bemutatása előtt, a könnyebb áttekinthetőség érdekében szükségesnek tartottam az egyes vizsgálatokra vonatkozó vizsgálati időszakok áttekintését (1. ábra), valamint annak összefoglalását, hogy az egyes vizsgálatok milyen méretarányban és melyik szakaszokon történtek (2. ábra). A terepi felmérések a jelzett szakaszokon belül néhány kanyarulatban történtek.



3.2. ábra: A különböző vizsgálatok által felölelt időszakok



3.3. ábra: A különböző vizsgálatok által érintett Hernád szakaszok

4. Eredmények

A megfogalmazott célok, azaz az elmúlt évszázadban a természetes környezeti tényezők és az emberi beavatkozások hatására lezajló morfológiai változások vizsgálatának megvalósításához szükségszerű megvizsgálni, hogy milyen típusú és mértékű időbeli és térbeli módosulások figyelhetőek meg a kanyarulatok morfometriai paramétereiben a vizsgált folyószakaszokon. A morfológiai változásokat több méretarányban is vizsgáltam: hosszabb távon néhány km hosszú szakaszokon légifotókra és topográfiai térképekre támaszkodva, míg rövidebb távon egyedi kanyarulatokban. A rövid távú vizsgálatok során a kanyarulatfejlődés részfolyamatait, a kanyarulat külső ívén zajló laterális erózió és a kanyarulat belső ívén lejátszódó övzátony-épülés vizsgálatát terepi felmérések alapján végeztem.

Elsőként azonban a hidrológiai jellemzők elemzését mutatom be, mivel az ebben bekövetkező változások a teljes magyarországi folyószakasz fejlődésére általánosan hatnak, ezért ennek hatásait mindegyik mintaterület vizsgálatánál figyelembe kell venni. Emellett a vízhozam az egyik legfontosabb medermintázatot kialakító tényező: a folyómeder folyamatosan alkalmazkodik a hidrológiai paraméterek változásához, így módosulhatnak a meder morfológiai paraméterei is.

4.1. Hidrológiai változások a Hernád magyarországi szakaszán 1901 és 2009 között

Már a mintaterület bemutatásakor felvetődött, hogy a Hernád magyarországi szakaszán a 20. század során a vízjárásban jelentős változások zajlottak le. Ennek következtében megváltozhatott a mederformáló vízhozam nagysága és előfordulásának gyakorisága, ezáltal módosulhatott a mederformálás mértéke is, *Sipos* (2006) szerint ugyanis a meder a sok év átlagában a leggyakoribb árhullám munkájához idomul. A vízjárás azonban a magyarországi szakaszon nem csupán időben változhat, hanem térben is módosulhat, ugyanis a magyar szakaszon az emberi beavatkozások (3 duzzasztómű) módosíthatják a vízjárás jellemzőit. Ezek a duzzasztóművek ugyan lényegesen kisebbek, mint a Hernád szlovákiai szakaszán találhatók, de valamilyen mértékben még így is hatással lehetnek a vízjárásra.

4.1.1. A vízjárás térbeli alakulása a magyarországi szakaszon

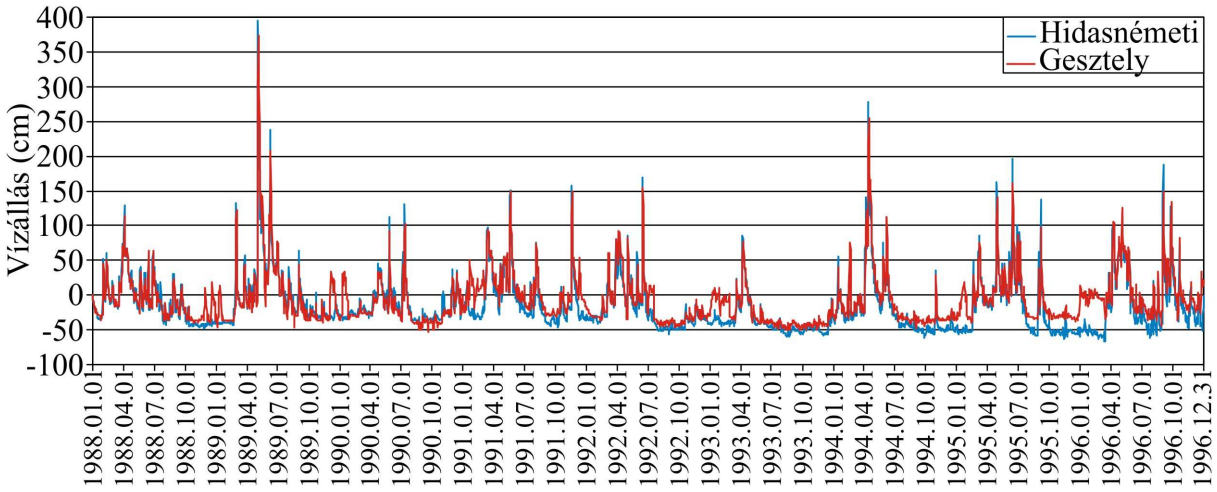
A vizsgálatok során legelőször azzal a problémával szembesültem, hogy melyik vízmérce adatait használjam fel a részletes elemzéshez. Ezért először a vízjárás térbeli változását elemeztem a Hernád magyarországi szakaszán az országhatárhoz közeli hidasnémeti és a

gesztelyi vízmérce vízállás adatai alapján 1948-2009 között, hogy megállapítsam, hogy a vízmércék között található duzzasztóművek okoznak-e lényeges vízjárás módosulást, vagyis van-e csak az egyikre vízmércére jellemző vízjárási sajátosság. A vízmércék adatainak összehasonlíthatósága érdekében a vízállás görbéket egymáshoz csúsztattam, hogy a két vízmérce adatai közötti különbségek jobban látszódjanak. A vizsgált időszakok kezdő időpontjában mindkét vízmérce vízállás adatát 0-ba toltam és változásukat ehhez viszonyítva vizsgáltam. Az időszakok határait a légifotók készítési időpontja határozta meg.

A vízjárás alakulása a két vízmércén jelentős mértékben egyezik. Számottevő eltérés a két adatsor között nem tapasztalható. Ezt bizonyítja, hogy az állomások kezdő időponthoz viszonyított vízállás adatai közötti különbség ez egyes időszakok időtartamának 62,6-92 ,1 %-ában nem haladja meg a 25 cm-t (sőt az időszakok időtartamának 34,5-63 %-ában még a 10 cm-t sem (4.1. táblázat). Megfigyelhető a két állomás közti vízjárás különbségek alapján, hogy sokkal nagyobb arányban fordul elő olyan helyzet, hogy a gesztelyi vízmércén a hidasnémetihez viszonyítva magasabb vízállás fordul elő. A vízállás-diagramok alapján ezek elsősorban a kisvizes időszakokhoz köthetőek, amikor a gesztelyi szelvényben a vízállás csökkenése kisebb mértékű. Erre a legszemléletesebb példa az 1988-1996 közötti időszak grafikonja (4.1. ábra).

4.1. táblázat: A hidasnémeti és a gesztelyi vízmérce, kezdő időponthoz viszonyított vízállás adatai közti eltérés az adott időszak időtartamának százalékában.

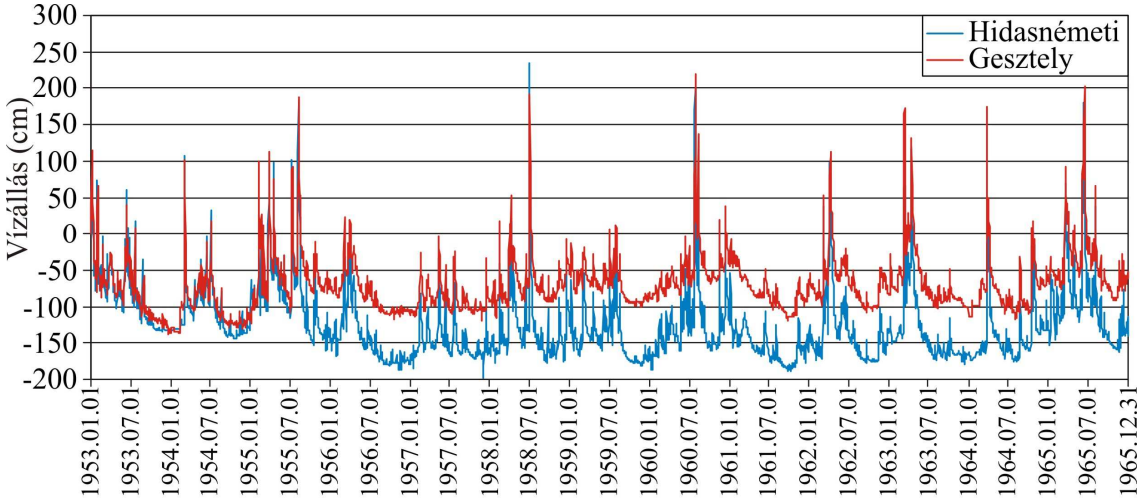
	Különbség a két állomás vízállása között az időtartam százalékában						
	A hidasnémeti állomás vízállásértéke magasabb			**A két vízmérce különbsége 25 cm alatt van**	**A gesztelyi állomás vízállásértéke magasabb**		
Időszakok	**>100 cm-rel**	**100–50 cm-rel**	**50–25 cm-rel**		**25–50 cm-rel**	**50–100 cm-rel**	**>100 cm-rel**
1956-1965	0,2	1,5	3,0	**92,1**	3,0	0,2	0,1
1966-1974	0,5	3,0	10,7	**83,3**	2,1	0,4	-
1975-1987	1,2	2,8	4,2	**62,6**	14,2	11,0	4,0
1988-1996	0,2	0,7	1,9	**85,5**	8,3	3,4	0,0
1997-2009	0,6	1,1	2,1	**73,1**	19,3	3,5	0,3



4.1. ábra: A kezdő időponthoz (1988.01.01) viszonyított vízállás a hidasnémeti és a gesztelyi vízmércén 1988-1996 között

A legfontosabb térbeli változás, hogy a gesztelyi vízmércéig a vízjárás szélsőségei valamelyest csökkentek. A hosszantartó kisvizes időszakokban, a gesztelyi vízmércénél kicsit magasabb vízszintek fordultak elő, az árvizek pedig kismértékben ellapultak, az árvízi csúcsok többnyire kisebb vízállással és néhány nappal később jelentkeztek (4.1. ábra).

Érdekes eltérés jelentkezett a két vízmérce adatai között 1955 augusztusában (4.2. ábra). A hónap elején levonuló árvíz leszálló ága a hidesnémeti állomáson a gesztelyi állomáshoz képest kb. 50 cm-rel alacsonyabb vízállásra süllyedt, majd ezt követően ez a különbség a két állomás között állandósult. A vízjárás azonban továbbra is azonos maradt a két állomáson. Ezt mutatják a vízállás-görbék az 1956-os évtől kezdődően is. A jelenségre magyarázatul szolgálhat az, hogy az 1955-ben a 95,5 fkm-nél, 1,5 km-rel a hidasnémeti vízmérce alatt egy kanyarulatlefűződés történt, ami 1,1 km-es rövidülést okozott. *Károlyi* (1960) kutatásai alapján ugyanis a meder rövidülés helyétől felfelé bevágódás és a kisvizek szintjének süllyedése figyelhető meg, a rövidülést követő bevágódás mértéke pedig arányos az átszakadás helyétől való távolsággal (*Simon* 1989, 1992). Ilyen mértékű rövidülés a folyónak ezen a szakaszán, ahol az esés kb. 100 cm/km, a folyó esésgörbéjében kb. 1 m nagyságú törést okozhatott. Ez tekintélyes mértékű bevágódást eredményezhetett a lefűződött kanyarulattól felfelé. Ez a bevágódás feltehetőleg a 1,5 km-rel feljebb elhelyezkedő vízmérési szelvényben is jelentős változásokat okozott. Vízhozam és keresztszelvény adatok azonban ebből az időszakból még az állomásnál nem elérhetőek, ezért nem vizsgálható, hogy a vízállásokban mutatkozó különbséget valóban a meder bevágódása okozta vagy a vízhozam csökkenése.



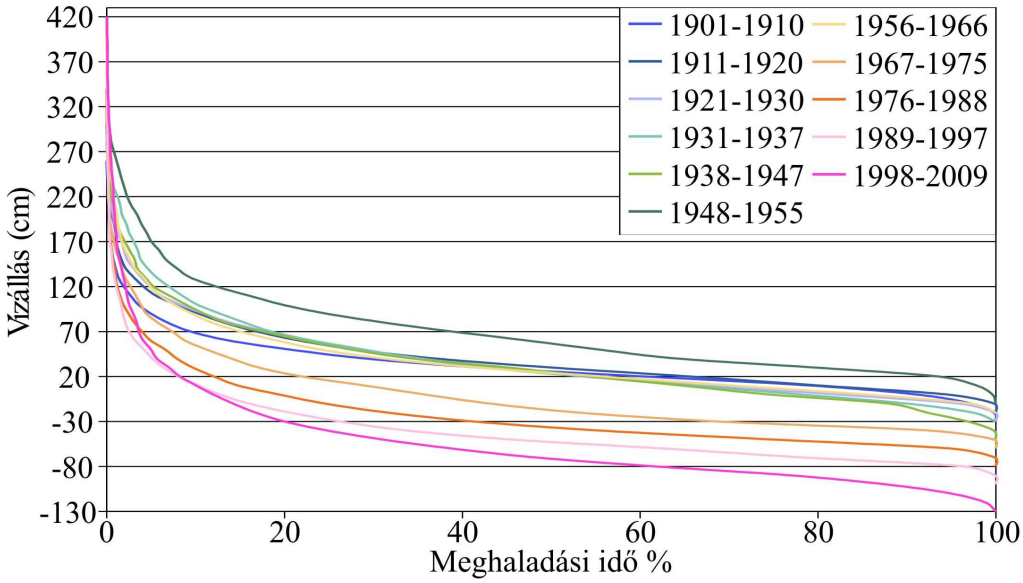
4.2. ábra: Vízállás a hidasnémeti és a gesztelyi vízmércén 1953-1965 között

A vízmércék között jelentkező csekély eltérés azt mutatja, hogy a magyar szakaszon épült duzzasztóművek csupán kismértékű módosulást okoznak a vízjárásban, így a hidasnémeti vízmérce jól reprezentálja a teljes magyarországi szakasz vízjárását. Ezért a továbbiakban a részletes elemzést csak ennek az állomásnak az adataira végeztem el, mivel ez a legrégebbi és itt áll rendelkezésre a leghosszabb adatsor.

4.1.2. A hidrológiai paraméterek változása 1901 és 2009 között

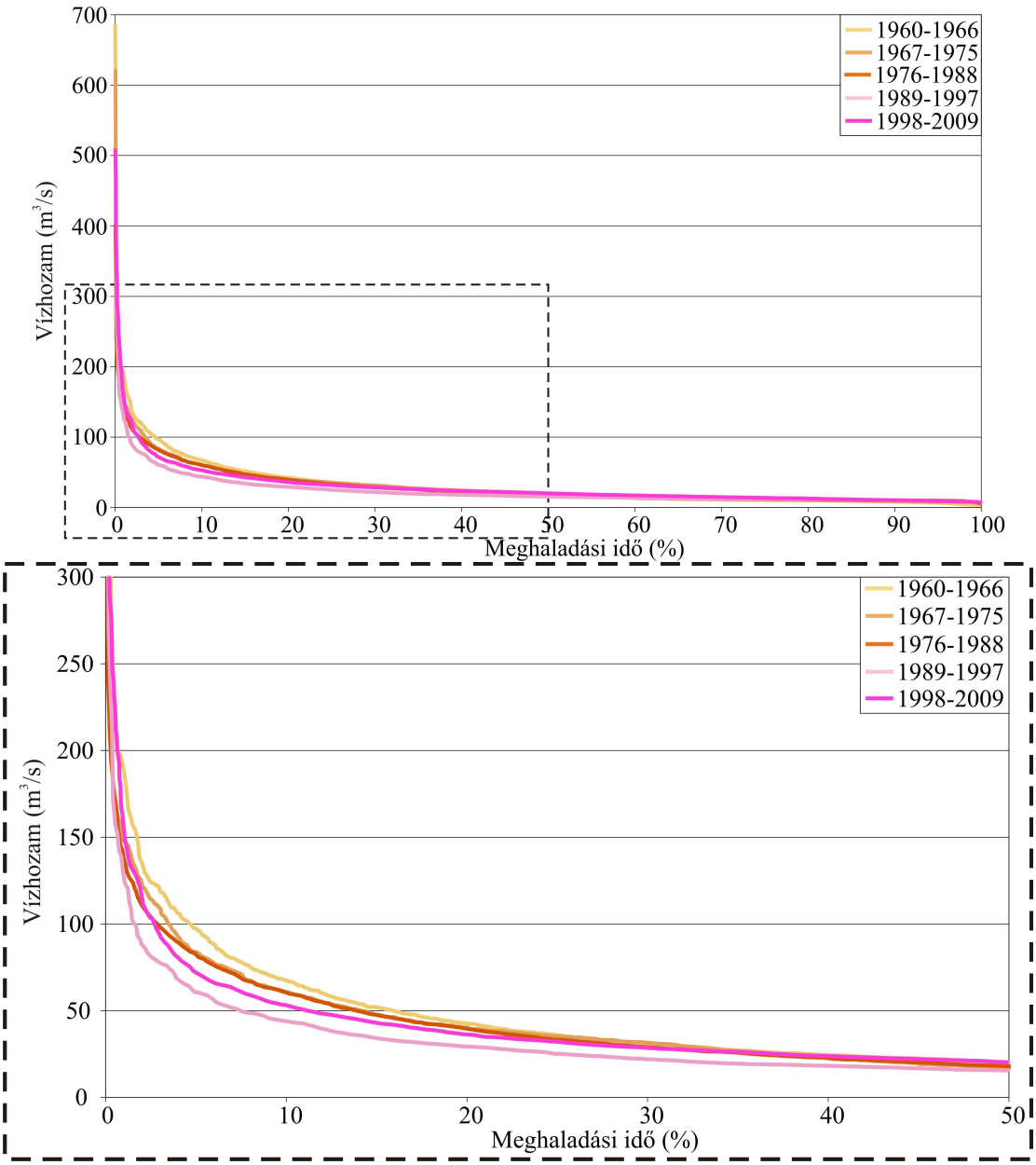
A hidrológiai paraméterek közül a mederformálódás szempontjából meghatározó paraméterek (azaz a vízállás és vízhozam tartóssága, az évi legkisebb és legnagyobb vizek változása, az árvizek visszatérési ideje) változását vizsgáltam, úgy, hogy az egyes légifotók készítése (1953, 1966,1975, 1988, 1997, 2002) közötti időszakokat jellemeztem. Így a későbbiekben a morfológiai változások könnyebben összevethetőek lesznek a hidrológiai paraméterek módosulásával és a változások hidrológiai okai jobban feltárhatóvá váltak.

A vízállás-tartósság görbéket 1901-től kezdődően el tudtam készíteni (4.3. ábra). Itt azt figyelhetjük meg, hogy az 1950-es évekig alig változtak a vízállástartósságok, az 1958-1966 közötti időszak vízállás-tartóssági görbéje pedig, a korábban leírt 1955-ben lezajlott hirtelen vízállás csökkenésnek is köszönhetően tolódott lefelé. Az 1960-as évektől a vízállás-tartóssági görbék továbbra is folyamatosan lefelé tolódtak, az egyes vízállások előfordulási valószínűsége folyamatosan csökkent, ami viszont itt már inkább a hidrológiai paraméterek tényleges változására utalhat.



4.3. ábra: A vízállástartósságok (1901-2009) az egyes időszakokban

Láttuk, hogy a 20. század során jelentősen csökkentek a vízállások. Emiatt felvetődik a kérdés, hogy vajon ezzel együtt csökkentek-e a vízhozamok is, ami a lefolyás csökkenésére utal, vagy változatlanok maradtak, ami mederbevágódást jelez. Éppen ezért elkészítettem a vízhozam-tartóssági görbét is a rendelkezésre álló adatokból, 1960-tól (4.4. ábra). A vízhozam-tartóssági görbék alapján a legnagyobb változások a 40 %-nál ritkábban előforduló vízhozamokhoz köthetőek. Az ekkora vízhozamok előfordulása ugyanis 1960 és 1997 között folyamatosan csökkent, majd 1997 óta kismértékben emelkedett. Ez annak köszönhető, hogy 1997 és 2009 között gyakoribbak voltak az árvizek és a nagyobb vízozamok.

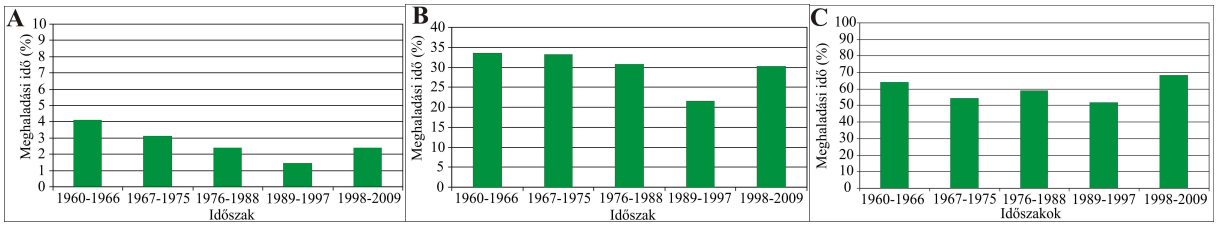


4.4. ábra: A vízhozam-tartósságok (1960-2009) az egyes időszakokban

A mederformáló vízhozamot (105 m^3/s) meghaladó vízhozamokat (4.5a. ábra) megvizsgálva megállapítható, hogy tartósságuk 1960 és 1997 között folyamatosan csökkent 4,1 %-ról 1,4 %-ra, ami tartósságuk 65 %-os csökkenését jelenti. Az 1998 utáni időszakban azonban növekedett a mederformáló vízhozamot meghaladó vízhozamok előfordulási tartóssága 2,4 %-ra, de még így is jóval az első időszak értéke alatt maradt.

Hasonló tendenciák figyelhetők meg a közép-vízhozamot (KÖQ: 28 m^3/s) meghaladó vízhozamok előfordulási tartósságánál is, bár itt a megfigyelt változások kisebb mértékűek, az 1960-1966 időszakhoz képest 1988-1997-ra harmadával csökkent (33,6 %-ról 21,5%-ra) (4.5b. ábra). A kisvizek tartományában az előzővel ellentétes folyamatok figyelhetők meg. Az 1960-1966 közti időszakban a 10 m^3/s-t vízhozamot az év 82,0 %-ban haladták meg a vízhozamok, míg 1997-2002 között már 99,6 %-ban (4.5c. ábra). A kisvizek hozamának

növekedésére magyarázatot adhatnak a Szlovákiában épült duzzasztók, amelyek csökkenthetik a kisvizes időszakokban a vízhozam szélsőségeit.



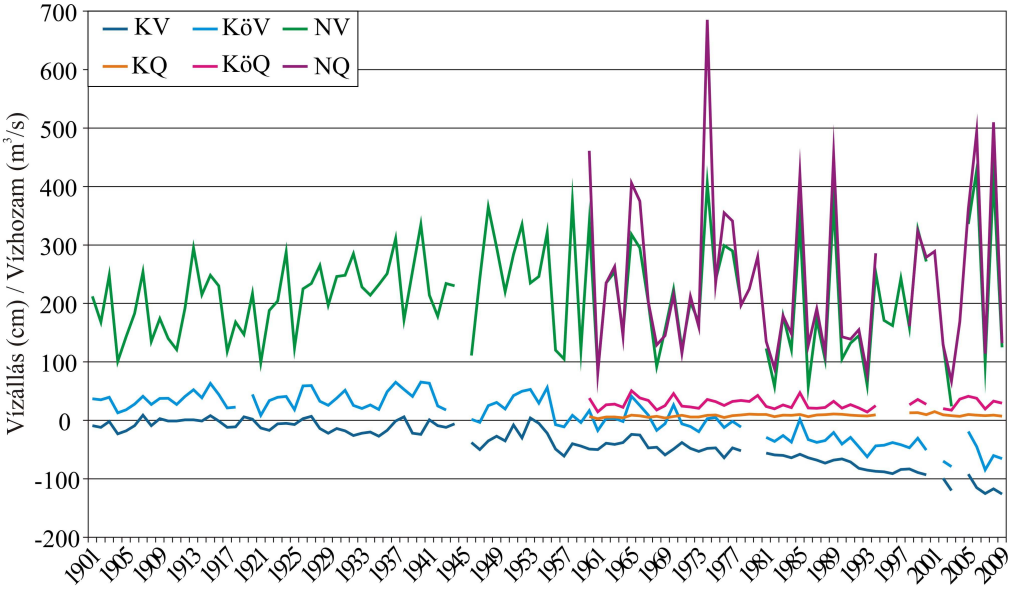
4.5. ábra: a) a mederformáló vízhozamot b) a közép-vízhozamot és c) a kisvizet meghaladó vízhozamok időtartama az össz-időtartam %-ában

Megvizsgáltam az évi legnagyobb, legkisebb és átlagos vízállás és vízhozam értékek hosszú távú változását is, hogy elemezzem a szélsőséges hidrológiai helyzeteket. Az évi legkisebb vízállás (KV) értékek szintje a 1950-es évekig (1955-ig) nem változott számottevően, -50 és 9 cm között ingadozott, 1956-tól azonban egyre növekvő mértékben csökkent az KV-k szintje (4.6. ábra) és a vizsgált időszakok mindegyikében előfordult a korábbinál kisebb vízállás. Míg az 1957-1966 időszakban előforduló legkisebb vízállás -61 cm volt, addig 2002 és 2009 közötti időszakban már -126 cm, ami 65 cm-es vízszintcsökkenést jelent 52 év alatt (-1,25 cm/év). Ugyanakkor azt is láthatjuk, hogy az évi legkisebb vízhozamok (KQ) mennyisége nem csökkent, sőt kismértékű növekedés figyelhető meg. Tehát az évi legkisebb vízállás csökkenése nem járt együtt az évi legkisebb vízhozamok csökkenésével, vagyis a meder bevágódását feltételezhetjük.

Az évi legnagyobb vízállásokra (NV) azonban az jellemző, hogy szélsőségei növekedtek, mivel a NV maximumai növekedtek, míg minimum értékei csökkentek, 1901 és 1955 között 99 cm és 400 cm között ingadozott, majd 1956-2000 között 60 cm és 405 cm között változott az éves nagyvíz szintje, míg 2000-2010 között már 22 cm és 503 cm között volt. A vízmércén az LNV értékének növekedésére jellemző, hogy a vízmérés elő 50 évében gyakran volt új LNV (1903-ban 248 cm, 1907-ben 254 cm, 1913-ban 298 cm, 1924-ben 301 cm, 1937-ben 311 cm, 1940-ben 348 cm, majd 1948-ban 400 cm). Az 1948-as évet követően azonban hosszú ideig nem alakult ki a korábbiaknál magasabb vízállás, csak 1974-ben alakult ki új LNV, 405 cm-rel, s ez egészen 2005-ig fennmaradt. A vízjárás utóbbi 10 évben tapasztalt szélsőségesebbé válása különösen 2005 után érzékelhető, ugyanis a 2006-ban kialakult új LNV-t (434 cm) követően 2010-ben ismét megdőlt az LNV értéke. S a kialakult új LNV értéke közel 70 cm magasabb a korábbinál (503 cm). Az évi legnagyobb vízhozamok (NQ) változása jól követi az NV ingadozásait, ahhoz hasonlóan alakulnak.

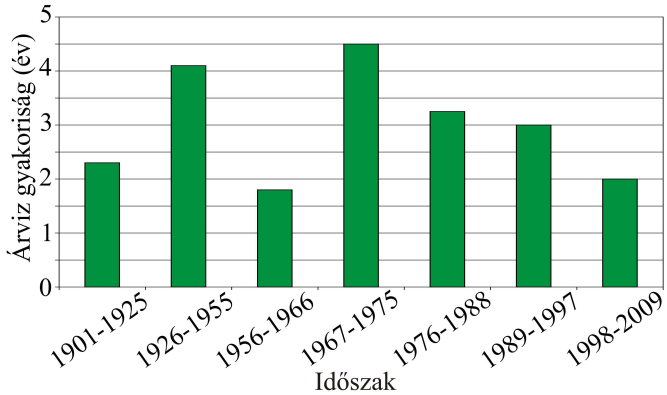
Az évi közepes vízállás és a vízhozam esetében az volt a jellemző, hogy változásaik a KV és a KQ változásaihoz jól igazodnak, azaz az évi átlagos vízállás és vízhozam értékeket a

hosszantartó kisvizes időszakok erősen befolyásolják, míg az árvizeknek csupán csekély hatásuk van a középvízállás alakulására.



4.6. ábra: Évi legnagyobb, legkisebb és közepes vízállások (1901-2009) és vízhozamok (1960 -2009) alakulása

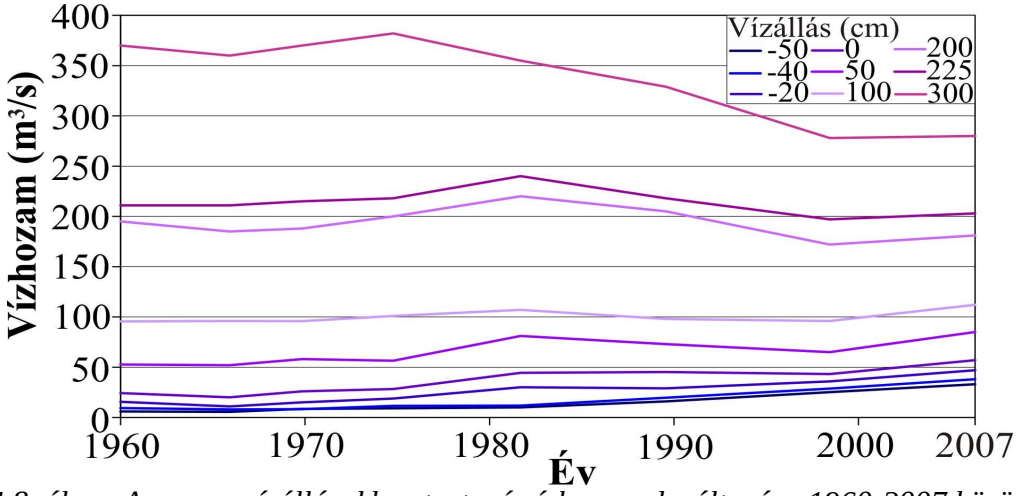
Az árvizek előfordulása a mederformálás szempontjából különösen fontos, ezért az árvizek visszatérési idejének jellemzésére meghatároztam, hogy az egyes időszakokban hány évente fordult elő árvíz, azaz a mederkitöltő vízállást (225 cm) meghaladó vízállás (4.7. ábra). Ezek alapján az árvizes évek visszatérési ideje rendkívül ingadozó volt az időszakok között (1,7-4,5 évente fordultak elő). Legritkábban az 1967-1975 közötti időszakban, míg leggyakrabban 1956-1966 között voltak jellemzőek az árvizes évek. Habár az árvizes évek visszatérési ideje a vizsgált több mint száz évben erősen ingadozott, az 1967-75-ös időszaktól kezdődően az árvizes évek visszatérési idejében, az időszakokban folyamatos csökkenést figyelhetünk meg.



4.7. ábra: Az árvizes évek gyakorisága az időszakokon belül az egyes időszakokban

A vízhozamok és a vízállások változásainál megfigyelt különbségek miatt megvizsgáltam, hogyan változtak az egyes vízállásokhoz tartozó vízhozam értékek a vizsgált időszakban (4.8 ábra, 4.2. táblázat). Azt tapasztaltam, hogy a kis és középvizek tartományában

ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre nagyobb vízhozam értékek tartoznak (-50 cm-hez 1960-ban 6 m^3/s, míg 2008-ban 33 m^3/s), ami szintén a meder bevágódására utal. Nem változott jelentősen 100-200 cm-es vízálláshoz tartozó vízhozam értéke, míg a nagyvizek tartományában (mederkitöltő vízállás felett) ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre kisebb vízhozam értékek tartoztak (300 cm-hez 1960-ban 370 m^3/s, 2008-ban pedig már csak 280 m^3/s). Ez pedig arra utal, hogy a nagyvízi meder vízlevezető képessége 1960 óta csökkent.



4.8. ábra: Az egyes vízállásokhoz tartozó vízhozamok változása 1960-2007 között

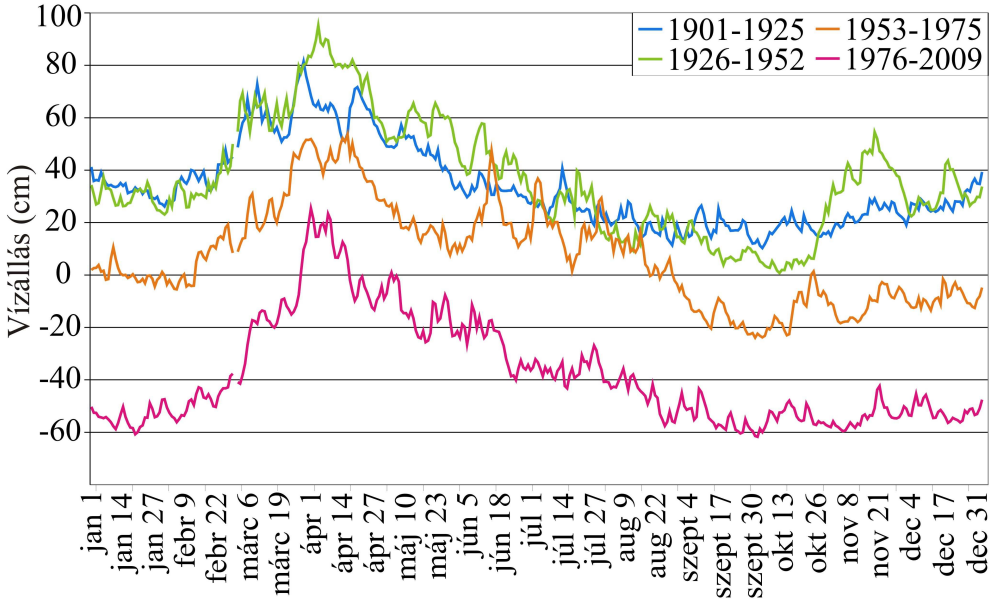
4.2.táblázat: Adott vízálláshoz tartozó vízhozam abszolút változása 1960 és 2009 között

Vízállás (cm)	Adott vízálláshoz tartozó vízhozam		
	1960-ban	2009-ben	változás (m^3)
-50	6	33	27
-40	9	38	29
-20	16	47	31
0	24	57	33
50	53	88	35
100	96	112	16
200	195	181	-14
225	210	200	-10
300	370	280	-90

4.1.3. Az éves vízjárás hosszú távú alakulása 1901 és 2009 között

A Hernád 100 év alatt módosuló éves vízjárásának kimutatására több mutatót is alkalmaztam. Az éves vízjárás változásának jellemzéséhez meghatároztam az év minden napjára az adott napra a vízállások középértékét az 1901-1925, 1926-1952, 1953-1975 és 1976-2009 időszakokra lebontva (4.9. ábra). Mindegyik időszakban a vízjárás éves tendenciájára jellemző, hogy március-áprilisban van az évi vízjárás maximuma és szeptember végén, októberben pedig az évi vízjárás minimuma. Az időszakok között eltérés leginkább az őszi-téli hónapokban fedezhető fel. Az 1901-1925 és az 1926-1952 közötti időszakokban ugyanis a szeptember végi, októberi éves minimum után novembertől magasabb vízállások jellemzőek. A következő időszakokban azonban az októberi minimumot követően a

vízállások kisebb mértékben emelkednek, sőt az 1976-2009 közötti időszakban a vízállás emelkedése nem jellemző.



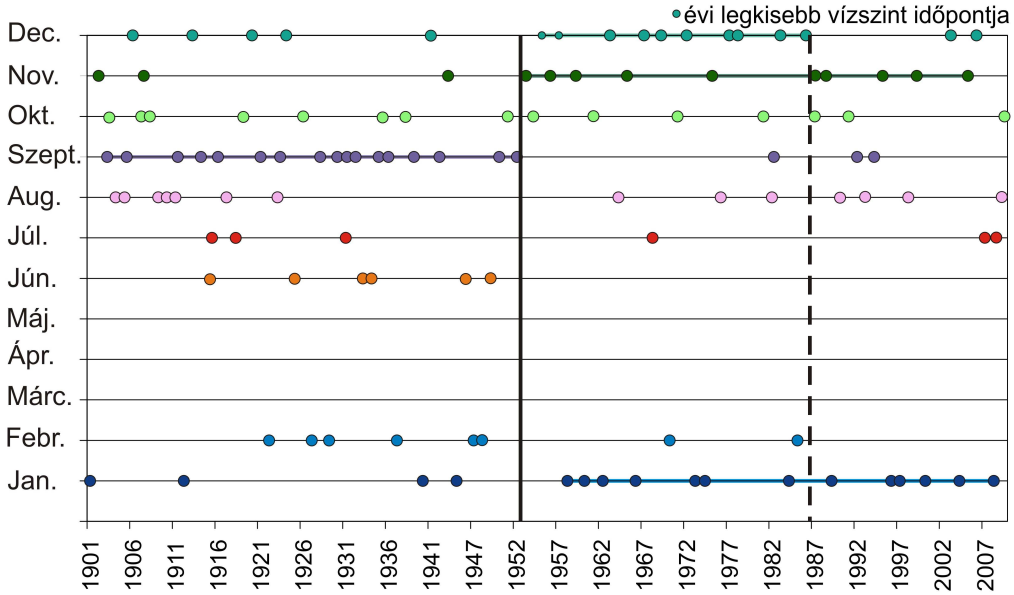
4.9. ábra: A vízállásértékek napi átlagértékei az 1901-1925, 1926-1952, 1953-1975 és 1976-2009 időszakokra lebontva a Hidasnémeti vízmércénél.

Emellett meghatároztam az év minden hónapjára az adott havi vízállások középértékét az előzőhöz hasonlóan az 1901-1925, 1926-1952, 1953-1975 és 1976-2009 időszakokra lebontva. Az időszakok közepes havi vízállás értékei alapján jól látható, hogy az 1953-1975-ös időszaktól kezdődően az év minden hónapjában jelentősen csökkennek a vízállások. Az 1901-25-ös időszakhoz képest az 1976-2009-es időszakra, a havi közepes vízállások csökkenésének mértéke 64-98 cm. Legkisebb mértékű csökkenés június-szeptember időszakban, míg a legnagyobb mértékben november-január időszakban volt jellemző (4.3. táblázat).

4.3.táblázat: A közepes havi vízállás abszolút változása 1901-1925 és 1975-2009 között a Hidasnémeti vízmércénél

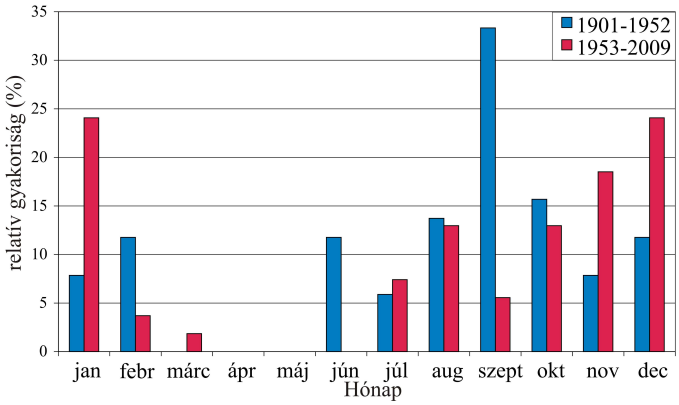
Jan.	**Febr.**	**Márc.**	**Ápr.**	**Máj.**	**Jún.**	**Júl.**	**Aug.**	**Szept.**	**Okt.**	**Nov.**	**Dec.**
havi átlag 1901-1925 (cm)											
29, 6	33,8	66,1	77,3	56,8	42,7	26,4	17,2	10,3	8,9	40,1	30,2
havi átlag 1926-1952 (cm)											
32,3	37,6	61,4	64,2	46,1	32,8	28,9	19,5	18,0	18,4	25,6	28,2
havi átlag 1953-1975 (cm)											
0,5	4,9	29,8	41,9	17,2	21,0	18,1	5,3	-16,5	-13,2	-11,4	-8,9
havi átlag 1976-2009 (cm)											
-55,9	-49,2	-15,1	1,4	-16,2	-26,7	-37,7	-47,8	-56,6	-58,1	-58,3	-54,9
Abszolút változás 1901-1925 és 1975-2009 között (cm)											
-85,5	-83,0	-81,3	-75,9	-73,0	-69,4	-64,1	-65,0	-66,9	-67,0	-98,4	-85,1

Szembetűnő változás figyelhető meg, ha megvizsgáljuk, hogy az évi legkisebb és legnagyobb vízállások mely hónapban fordultak elő 1901 óta. Az évi legkisebb vízállások (KV) éven belüli előfordulásában, jól elkülöníthető két időszak: az első 1901-től 1952-ig, a második 1953-től 2009-ig tartott (4.10. ábra).



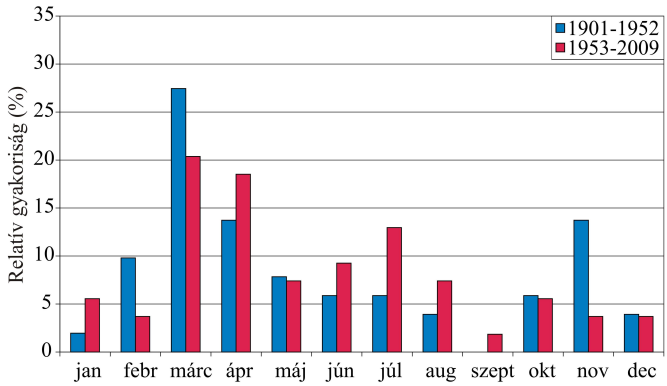
4.10. ábra: Az évi legkisebb vízállások hónaponkénti megoszlása a Hidasnémeti vízmércénél

Az évi legkisebb vízállások éven belüli előfordulásában lezajlott változások szempontjából a november-január időszak és a szeptember hónap kiemelkedő. Az évi legkisebb vízállás 1952-ig (17 alkalommal) az évek 33 %-ában szeptemberben fordult elő, megközelítően azonos gyakorisággal (1901-1925 között 7 alkalommal, míg 1926-1952 között 10 alkalommal). Ezzel szemben 1952 után csupán az esetek 5,5 %-ában, sőt 1953 és 1982 között egyetlen évben sem fordult elő ebben a hónapban. Ezzel szemben november-december és főként január hónapban az előzővel ellentétes változások jellemzőek. November hónapban 1953 előtt viszonylag kevés alkalommal fordult elő az évi legkisebb vízállás (8 %), december hónapban pedig (12%), míg 1953-tól novemberben az évek 18,5 %-ában, míg decemberben 24 %-ában volt jellemző ezekben a hónapokban. Januárban még a decemberinél is nagyobb mértékű különbség figyelhető meg, 1953 előtt csupán az évek 8%-ában, míg 1953-tól szintén 24 %-ában volt ebben a hónapban az évi legkisebb vízállás (4.11. ábra). A kisvizek kitolódása a téli hónapokra, a partomlások mértékének növekedését okozhatja a fagy miatt, így gyorsabb mederformálást eredményezhet.



4.11. ábra. Az évi legkisebb napi vízállások relatív gyakorisága az egyes hónapokban 1953 előtt és után a Hidasnémeti vízmércénél

Kisebb mértékű különbségek figyelhetők meg az évi legnagyobb vízállások (NV) éven belüli előfordulásában (4.12. ábra). A legnagyobb változások egyike a vízállás maximumok gyakoribb előfordulása 1952 után a nyári hónapokban (június-augusztus). Ebben a 3 hónapban 1901-1952 között az évek 16 %-ában fordult elő az évi legnagyobb vízállás, míg 1953-2009 között már 30 %-ban. A legnagyobb mértékű változás júliusban volt jellemző. Ezzel párhuzamosan csökkent az évi legnagyobb vízállás őszi (novemberi) aránya 14 %-ról 4 %-ra, valamint a kora tavaszi (február-március) előfordulásának aránya 37 %-ról 24 %-ra (a két hónapban együtt). Emellett azonban kis mértékben megnőtt az évi legnagyobb vízállás áprilisi előfordulásának relatív gyakorisága (14%-ról 18,5 %-ra). Az árvizek gyakoribbá válása a nyári hónapokban valószínűleg klimatikus okokra vezethető vissza, ugyanis ez a korábbinál hevesebbé váló és gyakrabban előforduló nyári esőzésekre utal.



4.12. ábra. Az évi) legnagyobb napi vízállások relatív gyakorisága az egyes hónapokban 1953 előtt és után a Hidasnémeti vízmércénél

4.1.4. Részösszegzés

A Hernád magyarországi szakaszán, a vízjárás térbeli alakulásának vizsgálata alapján, a rajta épült duzzasztóművek, mivel kisméretűek jelentős módosulást nem okoznak a vízjárásban. A legfontosabb változás, hogy a gesztelyi vízmércéig a vízjárás szélsőségei valamelyest csökkennek. A hosszantartó kisvizes időszakokban, a gesztelyi vízmércénél némileg magasabb vízszintek fordultak elő, árvizekkor pedig az árvízi csúcsok többnyire valamelyest kisebb vízállással és néhány nappal később jelentkezett.

A hidrológiai paraméterek hosszú távú változásainak vizsgálata alapján a Hernád magyarországi szakaszán a 20. század során jelentős változások zajlottak a hidrológiai paraméterekben. Az 1950-es évek közepéig (1956-57) a vízállás- és vízhozam-tartósságok alapján a hidrológiai paraméterek nem változtak lényegesen, ami hosszútávon fennálló egyensúlyi állapotra utal. Az 1950-es évek közepétől 1997-ig azonban a hidrológiai paraméterek jelentős változása figyelhető meg, ami a csökkenő vízállás-, mederformáló és a középvízi vízhozam tartósságok mellett, az árvizes évek és árvizes napok gyakoriságának

növekedésében és az évi legnagyobb vízállások szélsőségesebbé válásában is megmutatkozik. A hidrológiai paraméterek változásának oka lehet a csapadékmennyiség változása, valamint az 1960-as évek közepétől megfigyelhető intenzív urbanizáció a Hernád völgyének szlovákiai szakaszán, az ennek következtében megnövekvő mezőgazdasági és ipari termelés és az ezekkel összefüggő vízkivétel és szennyvízbevezetés, valamint a duzzasztók építése (1956, 1969). A vízhozam-tartóssági görbék alapján (mederformáló és középvízi vízhozamok) a középvizet meghaladó vízhozamok előfordulása az 1990-es évek végétől nőtt, az eredeti hidrológiai állapotok felé közelít.

Ugyanakkor azt is láthatjuk, hogy a vízállás és vízhozam változások mértéke nem azonos, az évi legkisebb vízállás csökkenése nem járt együtt az évi legkisebb vízhozamok csökkenésével. Emellett azt tapasztaltam, hogy a kis és középvizek tartományában ugyanazokhoz a vízállásokhoz 1960 és 2009 között egyre nagyobb vízhozam értékek tartoznak. Ezek alapján pedig a meder bevágódását feltételezhetjük. A nagyvizek tartományában viszont (mederkitöltő vízállás felett) ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre kisebb vízhozam értékek tartoztak, ami viszont arra utal, hogy a nagyvízi meder vízlevezető képessége 1960 óta csökkent.

A tekintélyes mértékű vízjárás és vízhozam változások, valamint az általuk gyanítható mederbevágódás és a nagyvízi meder vízlevezető képességének csökkenése előrevetíti a folyó más morfológiai, morfometriai paramétereinek jelentős változását az 1950-es éveket követően.

Lényeges változás figyelhető meg az éven belüli vízjárásnál. Ebben a tekintetben a legfontosabb módosulás, hogy az évi legkisebb vizek előfordulása az évszázad első felében (1901-1952) leggyakrabban szeptember hónapban volt jellemző, míg a 1952 után eltolódott a téli hónapokra (november-január) és a téli hónapok (nov-jan) során csökkent legnagyobb mértékben átlagos havi vízállás 1901-1925 és 1975-2009 között. A kisvizek kitolódása a téli hónapokra, a partomlások mértékének növekedését okozhatja a fagy miatt, így gyorsabb mederformálást eredményezhet. Az évi legnagyobb vízállások előfordulásában kisebb módosulás történt. A legnagyobb változások egyike a vízállás maximumok gyakoribb előfordulása a nyári hónapokban (június-augusztus) az 1952 és 2009 közötti időszakban összehasonlítva az 1901-1952 közötti időszakkal. Az árvizek gyakoribbá válása a nyári hónapokban valószínűleg klimatikus okokra vezethető vissza, ugyanis ez a korábbinál hevesebbé váló és gyakrabban előforduló nyári esőzésekre utal, ami heves vízjárású, nagy árvizeket eredményez, így szintén a mederformálás felgyorsulását eredményezheti.

4.2. Hosszú távú morfológiai változások a Hernád magyarországi szakaszán

4.2.1. Morfometriai paraméterek hosszú távú változásai 1953 és 2002 között

A morfometriai paraméterek hosszú távú változásait a rendelkezésre álló légifotók alapján (1953, 1966, 1975, 1988, 1997,2002) vizsgáltam, mivel csupán ezek adnak kellően pontos és részletes adatokat az elemzéshez.. A vizsgált (zsujtai, gibárti, perei és alsódobszai) folyószakaszokon lévő kanyarulatok az első légifotó készítése (1953) óta jelentős morfometriai változásokon estek át. A változások mértéke és iránya azonban sem térben, sem időben nem volt egyenletes.

Ebben a fejezetben a kanyarulatfejlődés szempontjából legfontosabb kanyarulati paraméterek változását elemezve csupán a vizsgált szakaszokon megfigyelhető tér- és időbeli változások típusát határozom meg és ezeknek a mértékét számszerűsítem. Az eltérések okainak részletesebb magyarázatát a következő (4.2.2.) fejezetben adom meg.

A morfometriai változások bemutatásakor először a vizsgált szakaszok egészét jellemző paraméterek (középvonal-hossz és oldalirányú elmozdulás, mederszélesség) változását mutatom be, majd az egyes kanyarulatok alakjának változását jellemző legfontosabb paraméterek (ívhossz, húrhossz, kanyargósság és amplitúdó) módosulását. Az egyes kanyarulatok paramétereinek vizsgálatánál csak azokat a kanyarulatokat vizsgáltam, amelyeket közvetlen partbiztosítási munkák nem érintettek, mert szabályozott kanyarulatoknál a változások kis mértékűek és legtöbbször a hibahatárt sem haladják meg.

4.2.1.1. A rövidebb szakaszok hosszútávú változásai

4.2.1.1.1 A középvonal (hossz-, oldalirányú) változásai 1953 és 2002 között

A kanyarulatfejlődés mértékét − a kanyargási hajlamot − jellemezhetjük a középvonal hosszváltozásának és elmozdulásának mértékével. A vizsgált szakaszokon mindkét mutató tekintetében jelentős tér- és időbeli változások figyelhetők meg (4.4. táblázat, 4.13. ábra).

A **középvonal hosszának** változásában a folyószakaszokon a „normális” fejlődés mellett ugrásszerű változásokat okoznak a kanyarulatlefűződések által okozott rövidülések. A *zsujtai szakaszon* 1978-ban történt egy kanyarulatlefűződés, ami kb. 1800 m rövidülést okozott. Emiatt 1953 és 2002 között a szakaszon összességében csökkent a középvonal hossza 178 m-rel (3 %). A kanyarulatlefűződés időszakán kívül a többi időszakban a középvonal hosszának növekedése

hasonló volt az alsódobszai mintaterületen jellemzőhöz, a leggyorsabb növekedés az 1966 és 1975 közötti időszakban volt jellemző (65 m/év, fkm-enként 9,4 m/év) (4.13. ábra).

A *gibárti szakasz* nagy részén ma a kanyarulatok partvédelemmel biztosítottak. Ezen a szakaszon természetes kanyarulatlefűződés a vizsgált időszakban nem történt ugyan, de egy kanyarulat átmetszés következtében 500 m rövidülés történt az 1950-es években. A leggyorsabb középvonalhossz növekedés az 1966 és 1975 közötti időszakban volt jellemző (4,5 m/év/fkm), ezt követően azonban elhanyagolható mértékben változott, mivel ekkorra a kanyarulatokban a partbiztosítási munkálatok elkészültek, így csak a rövidebb szabályozatlan szakaszokon változhatott a futásvonal. Ebből kifolyólag a középvonal hossza 1953 és 2002 között összességében alig változott, összesen 395 m-rel (4 %-kal) növekedett közel 50 év alatt (8 m/év, 0,8 m/év/fkm).

A *perei szakaszon* történt a legtöbb kanyarulatlefűződés: valamikor 1937 és 1953 között (pontos időpont nem ismert) közel 200 m rövidülést okozva, majd 1953-1966 között 2 helyen (1954-ben és 1964-ben), összesen hozzávetőlegesen 500 m rövidülést okozva. Ebből kifolyólag a középvonal hossza 1953 és 1966 közötti időszakban csökkent, az azóta eltelt idő alatt azonban növekedés tapasztalható, de ennek mértéke jelentősen elmarad az alsódobszai szakaszon tapasztalható értéktől 4925 m-ről 5086 m-re (3 5-kal) növekedett, ami a 36 év alatt csupán 161 m (4,5 m/év, 0,9 m/év/fkm).

Az *alsódobszai szakaszon* a vizsgált időszakban jelentős rövidülést (1150 m) okozó kanyarulatlefűződés valamikor az 1885 és 1937 közötti időszakban történt, de pontos időpontja ennek sem ismert. Az 1953 és 2002 közötti időszakban a középvonal hossza folyamatosan növekedett, 5723 m-ről 7419 m-re (30 %-kal) növekedett, ami 1696 m (34,5 m/év, 6,7 m/év/fkm) hossznövekedést jelent. A középvonal hosszának növekedése azonban nem volt egyenletes, a leggyorsabb növekedés itt is az 1966 és 1975 közötti időszakban volt jellemző (4.4. táblázat).

A középvonal hosszának változásai a folyószakaszokon – részben az emberi beavatkozások és természetes kanyarulatlefűződések miatt – igen különböznek, azonban általánosságban elmondható, hogy a legintenzívebb hossznövekedés általában az 1966-1975 közötti időszakban volt jellemző.

4.4. táblázat: A középvonal hosszának változása 1953-2002 között a zsujtai, gibárti, perei és alsódobszai folyószakaszokon

	Zsujta		**Gibárt**		**Pere**		**Alsódobsza**	
Időszak	**m/év**	**m/fkm/év**	**m/év**	**m/fkm/év**	**m/év**	**m/fkm/év**	**m/év**	**m/fkm/év**
1953-1966	56,2	8,2	-2,2	-0,2	-36,4	-7,4	17,3	3,3
1966-1975	**65,0**	**9,4**	**40,2**	**4,5**	-4,1	-0,8	**81,3**	**15,5**
1975-1988	-138,1	-20,0	-2,1	-0,2	6,8	1,4	39,9	7,6
1988-1997	20,2	2,9	3,1	0,3	**10,6**	**2,1**	26,0	4,9
1997-2002	24,0	3,5	2,1	0,4	3,0	0,6	-2,8	-0,5
1953-2002	*-3,6*	*-0,5*	*8,0*	*0,8*	*-6,4*	*-1,3*	*34,6*	*6,7*

A **középvonal elmozdulását** egy időszakra bontva, a teljes 1953-2002 közötti időszakra vonatkozóan vizsgáltam, mivel a légifotók geo-korrigálási hibáiból adódó eltérések a középvonal helyzetét érintik legerősebben, így rövid időszakokra vonatkozóan jelentős hibák adódhatnak. A vizsgálati idő alatt lefűződött kanyarulatokban nem mértem a középvonal laterális elmozdulását, mivel ezeknél kiugróan nagy értékek adódnának, amelyeket a többi kanyarulattal nem lehet összevetni, így kanyarulatok fejlődésének dinamikájáról hamis képet adna.

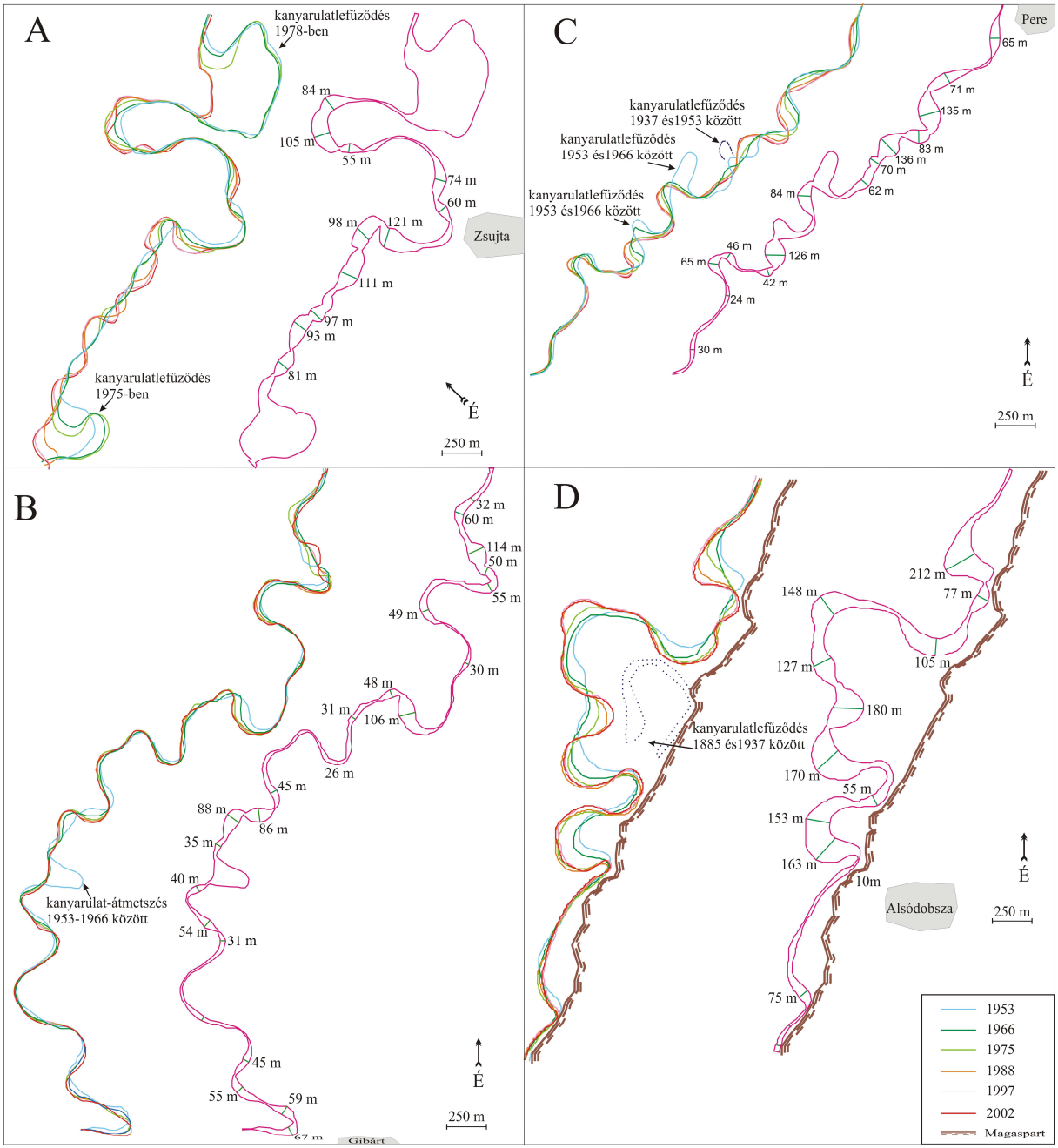
A kanyarulatok legintenzívebben fejlődő szakaszán a középvonal oldalirányú elmozdulását elemezve megállapítható, hogy a vizsgált közel 50 éves időszakban a kanyarulatok legaktívabban fejlődő szakaszán a középvonal elmozdulására jellemző maximális érték a *zsujtai mintaterületen* 120 m (2,4 m/év) volt. A többi kanyarulatot esetében a leggyakoribb érték 80-100 m (1,6-2 m/év), átlagosan 90 m (1,8 m/év) középvonal elmozdulás jellemző a vizsgált szakasz kanyarulataira (4.13. ábra).

A *gibárti szakaszon* a maximális és átlagos középvonal elmozdulás tekintetében is a legkisebb értékek tapasztalhatóak. A legnagyobb mértékű elmozdulás 115 m (2,3 m/év). Az átlagos érték 50 m (1 m/év), itt azonban a többi szakaszhoz viszonyítva nagyobb változatosság figyelhető meg az egyes kanyarulatok között, mivel az elmozdulás értékek jellemzően 20-100 m (0,4-2 m/év) között változnak. Jelentős különbségeket okoz itt, hogy a kanyarulatok jelentős részénél 1953 óta a külső ívet partbiztosítással stabilizálták. A szakaszon található kanyarulatoknál a kezdeti időben 1953-1975 között az alsódobszai szakaszhoz hasonló nagyságrendű középvonal elmozdulás zajlott, a partstabilizációt követően azonban csupán elenyésző mértékű középvonal elmozdulás történt. Következésképpen a partbiztosítással stabilizált kanyarulatoknál a középvonal elmozdulásra a teljes időszakra vonatkozó átlagokat tekintve jóval kisebb értékek adódtak (4.13. ábra).

A *perei szakaszon* a középvonal elmozdulásában megfigyelt maximális érték 135 m (2,7 m/év) a zsujtai szakaszhoz hasonlóan alakult. Az átlagos érték azonban valamelyest kisebb, 70 m (1,4 m/év) középvonal elmozdulás jellemző. A középvonal elmozdulása a szakaszon belül nem egyenletes, a szakasz felső felében magasabb elmozdulás értékek jellemzőek, itt 60-135 m (1,2-2,7 m/év) volt, míg a szakasz alsó részén, a duzzasztóműhöz közelebb 20-50 m (0,4-1 m/év) középvonal elmozdulás a leggyakoribb (4.13. ábra).

Az *alsódobszai mintaterületen* a középvonal elmozdulása a zsujtai szakaszra jellemzőnél valamelyest nagyobb, a kanyarulatok legaktívabban fejlődő szakaszán megfigyelt maximális érték 210 m (4,3 m/év) volt, de az összes kanyarulatot tekintve a laterális elmozdulásban nagy különbségek tapasztalhatóak. A jellemző értékek 50-180 m (1-3,7 m/év) között változtak, átlagosan 140 m (2,8 m/év) középvonal elmozdulás történt, de előfordult, hogy a középvonal csupán 10 m-t (0,2 m/év) mozdult el (4.13. ábra).

A középvonalak elmozdulásának maximális értékei a felső három (zsujtai, gibárti, perei) szakaszon hasonló mértékű volt, 115-135 m (2,3-2,7 m/év). Kiugró mértékben csak az alsódobszai szakasz tér el, mivel itt a legnagyobb elmozdulás 210 m (4,3 m/év) volt és itt volt jellemző a legnagyobb változatosság az egyes kanyarulatokban mért értékek között. Azonban a szakaszok között és a szakaszokon belül is jelentős különbségek voltak. Kisebb középvonal elmozdulások jellemezték az emberi beavatkozások által jelentősen érintett perei és gibárti szakaszokat.



4.13. ábra: A) A a középvonal helyzete az egyes időpontokban 1953 és 2002 között és a teljes középvonal elmozdulás 1953 és 2002 között zsujtai (A), gibárti (B), a perei (C) és az alsódobszai szakaszon (D).

4.2.1.1.2 A mederszélesség változása

A vizsgált időszakban a **mederszélesség** jelentős mértékű csökkenése zajlott le mindegyik folyószakaszon (4.5. táblázat). A mederszélesség változása azonban nem volt egyenletes és a szakaszok között is számottevő eltérés tapasztalható a változás mértékében és idejében is. Mindegyik szakaszon jellemző, hogy 1953-ban a mederszélesség az egyes szakaszokon belül jelentősen különbözött (pl. a zsujtai szakaszon 28-174 m között, az alsódobszai szakaszon 24-200 m között változott). A kanyarulatok csúcsában jellemző a meder kiszélesedése, így ezeken a helyeken nagy kiterjedésű csupasz zátonyfelszínek láthatók a légifelvételeken. A következő időpontban (1966) a mederszélesség hasonló maradt. A szakaszokra 1953-1966 között jellemző a mederszélesség növekedése, melynek mértéke azonban eltérő. A növekedés mértéke jellemzően 6-9 méter (0,5-0,7 m/év) közötti (kb.10 %-os növekedés), csupán a zsujtai szakasz tér el jelentősen, mivel itt a mederszélesség növekedés mértéke elhanyagolható (4.5. táblázat). Az 1966-os időpontot követően a perei szakasz kivételével mindenütt, a mederszélesség csökkenése volt jellemző. A legnagyobb mértékű szélességcsökkenés az 1966-1975 közötti időszakban volt jellemző a zsujtai, a gibárti és az alsódobszai szakaszokon is. Ebben az időszakban kb. 30 %-kal csökkent a mederszélesség mindhárom szakaszon. Ezt követően már csupán kisebb mértékű változások (többnyire csökkenés) voltak jellemzőek. Egyedül az alsódobszai szakaszon zajlott nagyobb mértékű mederszélesség csökkenés 1975 után, ahol a kezdeti szélesség jelentősen meghaladta a többi szakaszét, 1988-ra azonban azokhoz hasonlóvá vált.

A perei szakaszon, a többi szakasszal ellentétben, az 1966-1975 közötti időszakban tovább folytatódott a mederszélesség növekedése, bár az előző időszaknál kisebb mértékben. Itt csupán az 1975 után kezdődött el a mederszélesség lecsökkenése, melynek mértéke (kb. 20 %) azonban elmaradt a többi szakaszétól. Majd 1988 után itt is csupán elhanyagolható mértékű mederszélesség változás történt.

4.5. táblázat: Az átlagos, legnagyobb és legkisebb mederszélesség alakulása a vizsgált (zsujtai, gibárti, perei és alsódobszai) szakaszokon

	Mederszélesség											
	Zsujta			**Gibárt**			**Pere**			**Alsódobsza**		
Időszak	**Átlag (m)**	**Min. (m)**	**Max. (m)**	**Átlag (m)**	**Min. (m)**	**Max. (m)**	**Átlag (m)**	**Min. (m)**	**Max. (m)**	**Átlag (m)**	**Min. (m)**	**Max. (m)**
1953	**62**	28	174	**53**	29	132	**53**	29	137	**75**	26	206
1966	**63**	21	114	**59**	31	145	**60**	32	119	**84**	31	240
1975	**46**	20	118	**43**	24	104	**64**	38	116	**57**	34	128
1988	**53**	23	152	**42**	23	90	**51**	29	90	**47**	27	126
1997	**43**	17	86	**41**	16	96	**50**	32	89	**37**	21	89
2002	**37**	17	90	**37**	17	67	**49**	30	86	**40**	23	98
	legnagyobb átlagérték					*legkisebb átlagérték*						

Mint láttuk, az 1953-2002-es időszakban mindegyik szakaszon jelentős mértékű mederszélesség csökkenés jellemző, bár a csökkenés mértéke nem azonos. A duzzaszóművek fölött elhelyezkedő szakaszokon (perei, gibárti) kisebb mértékű változások zajlottak. Különösen igaz ez a perei szakaszon, ami közvetlenül a duzzasztómű fölött, a duzzasztott térben helyezkedik el, itt a mederszélesség csökkenés mértéke nem haladta meg a 10 %-ot. A gibárti szakasz távolabb fekszik a duzzasztóműtől és hosszabb is, így itt a változások jobban hasonlítanak a többi szakaszhoz, emellett megfigyelhető, hogy a szakasz felső részén nagyobb mértékű változások zajlottak, mint a duzzasztóműhöz közelebb elhelyezkedő alsó részen.

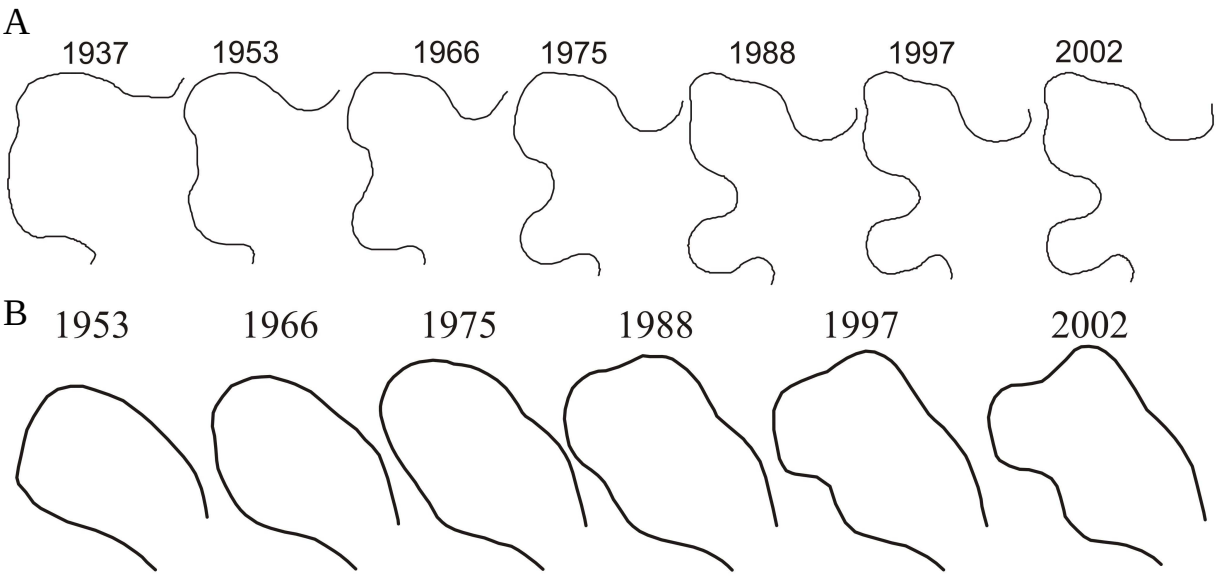
Az átlagos mederszűküléssel párhuzamosan 2002-re a meder szélessége a kanyarulatok csúcsában és az inflexiós szakaszok között egységesebbé vált, (a zsujtai szakaszon 20-98 m között, az alsódobszai szakaszon 29-97 m között változott). A kis- és nagyméretű kanyarulatok mederszélesség változásában nem tapasztalható nagy különbség, mindkét típusnál összességében csökkenés zajlott, melynek mértékében azonban mutatkoztak eltérések. A változások irányára jellemző, hogy a nagyméretű kanyaroknál folyamatos csökkenés zajlott, a kisméretű kanyaroknál pedig inkább ritmusosan változott a mederszélesség.

4.2.1.2. Önálló kanyarulatok hosszútávú változásai

A középvonal hossz- és oldalirányú változásával párhuzamosan az egyes kanyarulatok morfometriai paraméterei és összetettségük is módosult. A **kanyarulatok mintázatának** többféle változása is megfigyelhető a vizsgált szakaszokon. Az alsódobszai szakaszon 1937-ben egy rendkívül nagy méretű kanyarulat volt (4.14. ábra), melynek kanyarulati íve meghaladta az 1400 m-t. Ez jelentősen meghaladta a Hernád átlagos kanyarulati hosszát, ami 440 m a Hernád magyarországi szakaszán a Laczay (1973) által közölt kanyarulat paraméter adatokból számítva. A kanyarulat ívének hossza 1953-ig tovább növekedett, de a túlfejlődött kanyarulat összetett kanyarulattá fejlődött, kanyarulati ívén másodlagos ívek alakultak ki, melyek később önálló kanyarulatokká alakultak. Érdekes az északnyugat felé vándorló kanyarulat fejlődése, melynek a kanyarulati ívén újabb három másodlagos ív alakult ki az 1953 óta eltelt időszakban (a kanyarulat csúcsánál, valamint az inflexiók környékén). A három másodlagos ív közül a kanyarulat csúcsánál és az alsó inflexiónál lévő 2002-re elérte a fejlett állapotot, míg a fölső inflexiónál lévő fejletlen állapotú maradt.

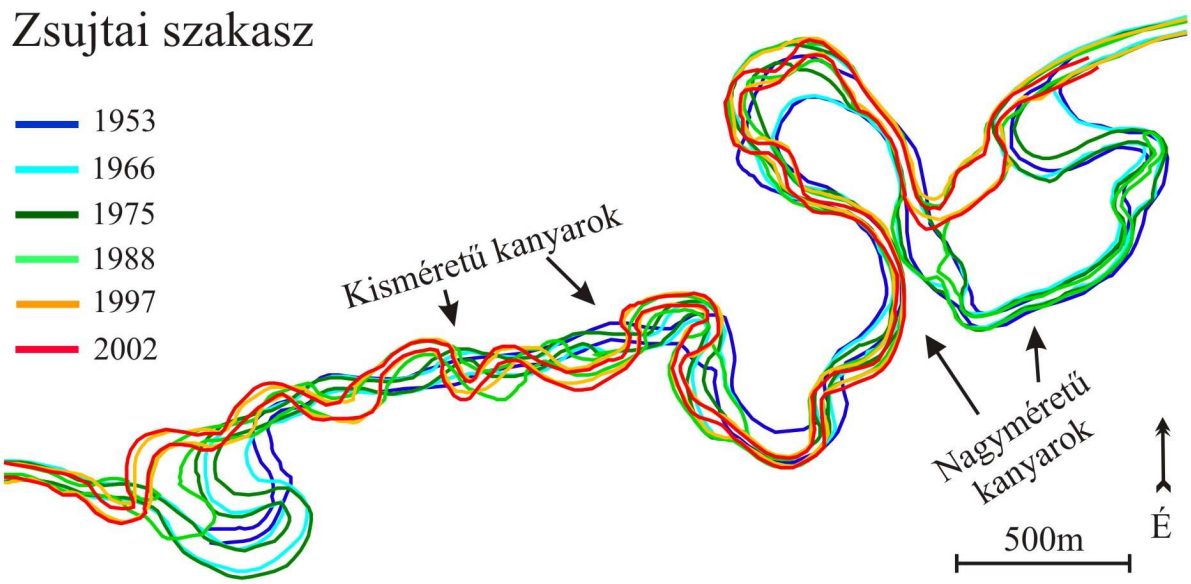
Hasonló kanyarulatfejlődési folyamatot a zsujtai szakaszon is megfigyelhetünk, ahol kettő nagy méretű, az átlagos kanyarulathossz kétszeresét meghaladó ívhosszú kanyarulat helyezkedett el 1937-ben. A kanyarulatok ívének hossza 1975-ig tovább növekedett, ekkorra a

felső kanyarulat hossza elérte az 1420 m-t és az alsóé az 1370 m. A felső kanyarulaton ekkor már elkezdődött a másodlagos kanyarulati ívek kialakulása, ezek az ívek azonban még csupán álkanyarulat állapotúak voltak. Ez a kanyarulat 1978-ban azonban lefűződött, így nem fejlődött tovább. Az alsó kanyarulaton 1975 után kezdtek kialakulni a másodlagos ívek, amelyek közül 2002-ig mindegyik elérte a fejletlen vagy fejlett állapotot.

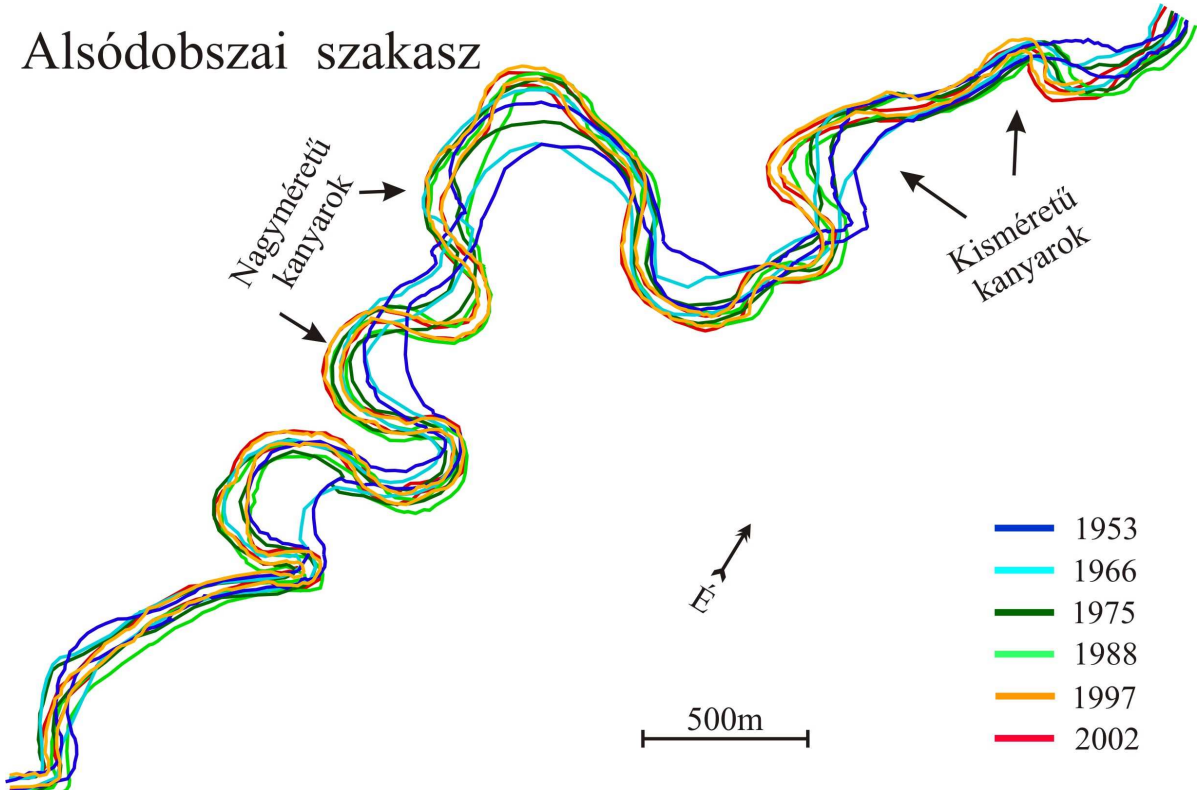


4.14. ábra: Összetett kanyarulat fejlődése Alsódobszánál A) és Zsujtánál B)

A legészakibb zsujtai és a legdélebbi, alsódobszai folyószakaszokon jól elkülöníthetőek kisebb és nagyobb méretű kanyarulatok, amelyek az elmúlt fél évszázad alatt jelentős morfológiai változásokon estek át (4.15. a-b ábra). A változások mértéke és iránya sem térben, sem időben nem egyenletes, a nagyobb méretű kanyarulatok átalakulása lényegesen különbözik a kisebbekétől, ráadásul a vizsgált szakaszok is eltérő módon formálódtak. Ezért az alábbi elemzésekben a szakaszokra jellemző kanyarulati paraméterek átlagértékeinek elemzése mellett (ami a szakaszra jellemző általános változásokat és a szakaszok közti különbségeket jól mutatják, azonban elfedik a kis- és nagyméretű kanyarokra jellemző különbségeket), mindkét szakaszon kiszámítottam a nagy- és kisméretű kanyarokhoz tartozó paraméterek átlagértékeit is és ezeket külön is megvizsgáltam, hogy fejlődésük különbségei elemezhetővé váljanak. A kis- és a nagyméretű kanyarulatok lehatárolásához az 1953-ban mért kanyarulathosszt vettem alapul, határértékként pedig a Hernád magyarországi szakaszára Laczay (1973) által közölt kanyarulat paraméter adatokból számított átlagos kanyarulati hosszat (440 m) határoztam meg. Bár később a nagyméretű kanyarulatok felszabdalódtak, a kanyarulatok 1953-ban jellemző lehatárolását végig megtartottam, hogy fejlődésbeli különbségeik elemezhetők maradjanak



4.15 a. ábra: A partvonal futásának változása és a kis- és nagyméretű kanyarulatok elhelyezkedése a zsujtai szakaszon 1953-2002 között



4.15 b. ábra: A partvonal futásának változása és a kis- és nagyméretű kanyarulatok elhelyezkedése az alsódobszai szakaszon 1953-2002 között

4.2.1.3. Önálló kanyarulatok morfometriai paramétereinek hosszútávú változása

Az egyes kanyarulatok morfometriai paramétereinek változását szakaszonként különböző számú kanyarulaton vizsgáltam a szabályozások, a szakaszok eltérő hossza és a kanyarulatok eltérő nagysága miatt. A kanyarulatok száma a szakaszon belül a kanyarulatok lefűződése vagy feldarabolódása következtében időben is változhatott, ezért ezeket az

eseményeket az elemzések során mindenütt feltüntetem A zsujtai szakaszon 1953-ban, a vizsgálat kezdeti időpontjában 16, a perei szakaszon 15, az alsódobszai szakaszon 10 kanyarulat volt alkalmas a vizsgálatokhoz. A gibárti szakaszon viszont csupán egy kanyarulat volt megfelelő a számításokhoz, mivel ez az egy volt biztosan mindvégig szabályozatlan és a változások mértéke itt haladta meg a hibahatár mértékét. Éppen ezért ezt nem lehet a többi szakasz átlagértékeivel összehasonlítani, így célszerűbbnek láttam inkább a többi szakaszon található, hasonló paraméterekkel rendelkező kanyarulatokkal különállóan összevetni.

A kanyarulatok morfometriai paraméterei közül a **kanyarulatok hosszának** változása mutatja a legszembetűnőbb tér- és időbeli átalakulásokat. A kanyarulatok átlagos hosszúsága az 1953 és 2002 közötti időszakban a zsujtai szakaszon 35 %-kal, a gibárti szakaszon 64 %-kal, a perei szakaszon 10%-kal és az alsódobszai szakaszon 20 %-kal csökkent (4.6. táblázat).

A *zsujtai szakaszon* a teljes vizsgált időszakban az átlagos kanyarulathossz csökkenése zajlott, mely azonban nem volt egyenletes, a kanyarulathosszt összetett változások jellemezték. Az 1953-1966 és az 1966-1975 közötti időszakokban az átlagos kanyarulathossz növekedése zajlott (1953-1966 között 3 %-kal, 1966-1975 között 7 %-kal). A változás legintenzívebb időszaka 1975-1988 között volt. Ekkor volt a legnagyobb kanyarulathossz csökkenés, az átlagos kanyarulathossz 430 m-ről 253 m-re (közel 40 %-kal) csökkent mivel a nagyméretű kanyarulatok közül az egyik lefűződött, a másikban pedig a másodlagos kanyarulatok ekkora fejlődtek önálló kanyarulatokká és a korábbi nagy kanyarulatok helyett több kisebb kanyarulat jött létre. Ezt követően már csupán kisebb mértékű változások történtek.

A *perei szakaszon* az átlagos kanyarulathossz legnagyobb mértékű csökkenése az 1953-1966 közötti időszakban zajlott, kb. 10 %-kal (310 m-ről 280 m-re, 2,3 m/év) csökkent, ennek oka azonban elsősorban abban keresendő, hogy kettő, az átlagos kanyarulathosszat meghaladó kanyarulat fűződött le ebben az időszakban. A kanyarulatok többségénél viszont a kanyarulathossz kismértékű növekedése zajlott. A további időszakokban már csak kisebb méretű változások zajlottak. Az 1966 és 1988 közötti időszakokban kis mértékű csökkenés folyt, így 1988-ra 265 m-re csökkent az átlagos kanyarulathossz (0,7 m/év), majd ezt követően 2002-re 272 m-re (0,5 m/év) növekedett.

Az *alsódobszai szakaszon* a zsujtaihoz hasonló változások zajlottak. Itt 1953 és 1975 között szintén az átlagos kanyarulathossz növekedése volt jellemző, de ennek mértéke lényegesen meghaladta a zsujtai szakaszon tapasztalhatót. Az átlagos kanyarulathossz 1953 és 1975 között 26 %-kal (400 m-ről 505 m-re, 4,8 m/év) növekedett. Az ezt követő időszakban (1975-1988) azonban a kanyarulathossz rendkívüli mértékű csökkenése figyelhető meg (390 m-re csökkent 8,8 m/évvel), szintén a nagyméretű kanyarulatok feldarabolódása miatt. A következő időszakban (1988-1997) ismét a kanyarulathossz kisebb mértékű növekedése

figyelhető meg (390 m-ről 410 m-re, 2,2 m/évvel változott), mivel a kialakult új kanyarulatok fejlődésével kanyarulathosszuk nőtt, majd 1997 és 2002 közötti időszakban elenyésző mértékben, de csökkent az átlagos kanyarulathossz (400 m-re).

4.6. táblázat: Az átlagos kanyarulathossz alakulása a vizsgált (zsujtai, gibárti, perei és alsódobszai) szakaszokon

	Kanyarulathossz (m)			
Időpont	**Zsujta**	**Gibárt**	**Pere**	**Alsódobsza**
1953	386	545	310	400
1966	400	580	280	458
1975	430	620	272	505
1988	253	610	265	390
1997	243	600	270	410
2002	250	203	272	400

Ugyanakkor a zsujtai és az alsódobszai szakaszokon belül található nagy- és kisméretű kanyarok átalakulása nem volt egyforma. Az első légifelvétel készítésének időpontjában, 1953-ban mindkét mintaterület középső szakaszán előfordultak *nagyméretű kanyarulatok*, melyeknek a kanyarulati hossza a Zsujtánál elérte az 1030 m-t, míg Alsódobszánál a 853 m-t. Mindkét mintaterületen, a nagyméretű kanyarulatokon a vizsgált időszakban a kanyarulathossz jelentős csökkenése figyelhető meg, a zsujtai szakaszon 70 %-kal csökkent 779 m-ről 230 m-re, az alsódobszai szakaszon közel felére, 42 %-kal 634 m-ről 370 m-re (4.7. táblázat). A középvonalak változása másodlagos hurkok létrejöttét jelzi 1953 és 1975 között, melyek 1988-ra önálló kanyarulatokká alakultak. (Az összetett kanyarulatokat addig tekintettük egy kanyarulatnak, amíg a kanyarulati ívén létrejött másodlagos ívek Laczay (1982) rendszerében álkanyarulat kategóriába sorolhatók.)

Ezzel szemben a *kisméretű kanyarulatok* kanyarulathossza folyamatosan növekedett: az alsódobszai szakaszon 300 m-ről 440 m-re (kb. 45 %-kal), a zsujtai szakaszon pedig 200 m-ről 271 m-re (36 %-kal). Így 2002-re a kisméretű és a nagyméretű kanyarulatok hossza mindkét folyószakaszon nagyrészt hasonlóvá vált. Az alsódobszai szakaszon a kisméretű kanyarulatok átlagos ívhossza lényegesen meghaladja a zsujtai szakasz értékeit, aminek oka, hogy ezen a szakaszon a kezdeti időpontban (1953) több olyan kanyarulat is volt, amelyik megközelítette a határértékként meghatározott 440 m. Ezek intenzíven fejlődő kanyarulatok, melyek közül az egyiknek a kanyarulathossza elérte a 805 m-t 2002-re. Ezen a kanyarulaton 2002-ben már láthatóan elkezdődött a másodlagos kanyarulati ívek kialakulása, vagyis ez a hossz már meghaladja a másodlagos kanyarulati ívek kialakulásához szükséges határértéket.

Mindkét mintateületen megfigyelhető, hogy a szakaszon található legnagyobb kanyarulat hossza is lényegesen nagyobb volt a vizsgálati idő kezdetekor (1953-ban), mint 2002-ben. A zsujtai szakaszon ugyanis 1953-ban 1300 m, 2002-ben 630 m, míg az alsódobszai szakaszon 1953-ban 853 m, 2002-ben 805 volt a legnagyobb kanyarulat hossza.

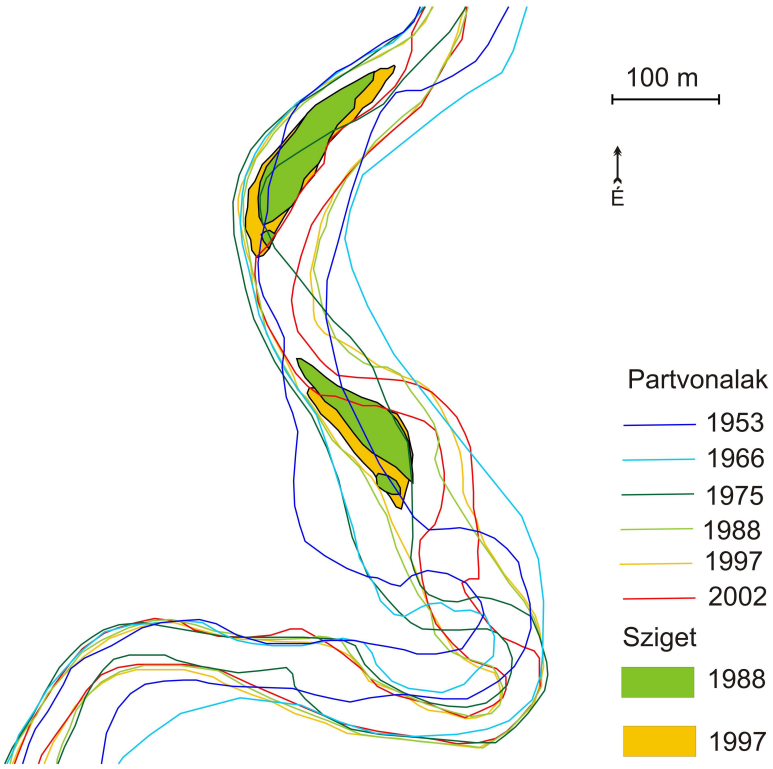
Ennek oka, hogy az 1953-ban meglévő nagy kanyarulatok átalakultak, a kanyarulathosszuk is jelentősen lecsökkent, ezért 2002-ben a legnagyobb kanyarulat mindkét szakaszon a vizsgálati idő kezdetekor még a kisméretű kanyarulatok közé tartoztozó kanyarulatok közül került ki.

4.7. táblázat: Az átlagos kanyarulathossz alakulása a kis- és nagyméretű kanyarulatokban a zsujtai és az alsódobszai szakaszokon

Időpont	Zsujta		Alsódobsza	
	Kanyarulathossz (m)		Kanyarulathossz (m)	
	Kisméretű kanyarulatok	Nagyméretű kanyarulatok	Kisméretű kanyarulatok	Nagyméretű kanyarulatok
1953	200	798	300	634
1966	213	811	321	692
1975	236	855	398	750
1988	236	290	420	357
1997	258	246	447	372
2002	271	230	440	370

A *gibárti szakaszon* elhelyezkedő kanyarulat ívhossza 1953-ban 545 m volt, ezért fejlődése a másik két szakaszokon található nagyméretű kanyarulatok fejlődésével hasonlítható össze. A másik két szakaszokhoz hasonlóan a kanyarulathossz 1975-ig növekedett, ekkora elérte a 620 m-t (3,4 m/éves 14 %-os növekedés), majd 1975 és 1997 között nem változott jelentősen, ám 1988-ban már megkezdődött a másodlagos kanyarulati ívek kialakulása. Ezek a másodlagos kanyarulati ívek 2002-re önálló kanyarulatokká fejlődtek, így az új kanyarulatok átlagos ívhossza 203 m-re csökkent, ami az 1975-ben mért maximális értékhez viszonyítva 77 % (15,4 m/év) csökkenést jelent (4.16. ábra).

A négy szakasz eredményei alapján elmondható, hogy 1953-ban változatos kanyarulati viszonyok jellemezték a Hernád magyarországi szakaszát, hiszen a kanyarulathossz 100-1300 m között változott. Az azóta eltelt idő alatt minden szakaszon a legnagyobb kanyarulatok mindegyikén másodlagos ívek alakultak ki, melyek többsége mára önálló kanyarulattá vált. A másodlagos ívek kialakulása mellett mindegyik szakaszon jellemző volt, hogy 1988-ra a kanyarulatokban szigetek jelentek meg, amelyek 2002-re többségében a partba olvadtak. A kisméretű kanyarulatokra viszont a normális kanyarulatfejlődési tendenciáknak megfelelően a kanyarulathossz növekedése volt jellemző. Ezek eredményeképpen a 2002-ben a Hernádon a kanyarulathossz egységesebbé vált, a kanyarulathosszak 100-800 m között változtak. A nagyméretű kanyarulatok fejlődésénél érdekes, hogy az 1975-ben a másodlagos kanyarulati ívek csak az 1000 m-t meghaladó kanyarulathosszú kanyarulatokon alakultak ki, később azonban már kisebb kanyarulatokon is elindult a másodlagos kanyarulati ívek kialakulása: így például 1988-ban a gibárti szakaszon 620 m-es, 2002-ben az alsódobszai szakaszon 805 m-es kanyarulaton.



4.16. ábra: A partvonal futásának változása 1953-2002 között a gibárti szakaszon

A kanyarulatok átlagos **húrhossz**a 1953 és 2002 között egységesen csökkent: 21 %-kal a zsujtai szakaszon, a gibárti szakaszon 63 %-kal, a perei szakaszon kevesebb, mint 3 %-kal, ami a mérési hibát nem haladja meg és 32 %-kal az alsódobszai mintaterületen. A változások mértéke azonban – hasonlóan a kanyarulathossz változásához – egyik folyószakaszon sem volt egyenletes.

A *zsujtai szakaszon* a teljes vizsgált időszakban az átlagos húrhossz csökkenése zajlott. Az 1953 és 1975 közötti időszakokban a húrhossz csupán elhanyagolható mértékben változott (a légifotók között max. 5 m, 0,3 m/év változás). A változás legintenzívebb időszaka 1975 és 1988 között következett be, ekkor az átlagos húrhossz 240 m-ről 195 m-re (3,5 m/évvel) módosult, ami közel 20 %-os csökkenést jelent. Ezt követően szintén nem volt megfigyelhető számottevő húrhossz változás, a további időszakokban (1988-2002 között) a húrhossz csökkenése összesen 6 m (0,4 m/év), ami viszont mérési hibából is adódhat (4.8. táblázat).

A *perei szakaszon* a mért változások maximális értéke 6 m (0,5 m/év), ami a légifotók geokorrigálásából, valamint a partvonalak digitalizálásának hibáiból adódó esetleges hiba mértékét nem haladja meg, ezért ennek a szakasznak a változásait nem elemzem részletesen. Azonban megjegyezném, hogy a szakaszon a húrhosszak átlagos értékének változása elhanyagolható mértékű.

Az *alsódobszai szakaszon* az előzőhöz hasonló változások zajlottak. Az 1953 és 1975 közötti időszakokban a húrhossz itt is csupán elhanyagolható mértékben változott (max. 10 m, 0,8 m/év változás). A legjelentősebb húrhossz csökkenés időszaka szintén az 1975 és 1988

közötti időszakra tehető, amikor az átlagos húrhossz 295 m-ről 250 m-re (3,5 m/év-vel) változott (közel 15 %-os csökkenés). A további időszakokban (1988-2002 között) a húrhossz nem változott mérhető módon.

4.8. táblázat: Az átlagos húrhossz alakulása a vizsgált (zsujtai, gibárti, perei és alsódobszai) szakaszokon

Időpont	Húrhossz (m)			
	Zsujta	**Gibárt**	**Pere**	**Alsódobsza**
1953	240	460	209	300
1966	236	470	210	290
1975	239	505	210	295
1988	195	500	204	250
1997	190	495	202	253
2002	189	167	205	248

A zsujtai és az alsódobszai szakaszon a kis- és nagyméretű kanyarulatok fejlődését a húrhosszak vizsgálatakor is el kell különíteni. Az átlagos húrhossz, a *nagyméretű kanyarulatoknál* a kanyarulatok feldarabolódása miatt a zsujtai szakaszon 1953 és 2002 között 48 %-kal (373 m-ről 179 m-re, 2,4 m/évvel), az alsódobszai szakaszon 55 %-kal (469 m-ről 264 m-re 3,1 m/évvel) csökkent. Eközben a *kisméretű kanyarulatoknál* az átlagos húrhossz mindkét szakaszon növekedett, ennek mértéke azonban lényegesen kisebb mindkét szakaszon: a zsujtai szakaszon 12 %-os (170 m-ről 192 m-re, 0,4 m/évvel), míg az alsódobszai szakaszon 3%-os volt a húrhossz növekedésének mértéke (227 m-ről 233 m-re, 0,1 m/évvel). Ezek alapján azt mondhatjuk, hogy a nagyméretű kanyarulatok húrhossza a – feldarabolódást követően – a kisméretű kanyarulatokkal egyező nagyságúvá vált (4.9. táblázat).

4.9. táblázat: Az átlagos húrhossz alakulása a kis- és nagyméretű kanyarulatokban a zsujtai és az alsódobszai szakaszokon

Időpont	Zsujta		Alsódobsza	
	Húrhossz (m)		Húrhossz (m)	
	Kisméretű kanyarulatok	**Nagyméretű kanyarulatok**	**Kisméretű kanyarulatok**	**Nagyméretű kanyarulatok**
1953	170	373	227	469
1966	176	373	233	426
1975	185	369	243	419
1988	178	218	232	266
1997	187	195	238	268
2002	192	179	233	264

A *gibárti szakaszon* elhelyezkedő 460 m húrhosszú kanyarulat húrhosszának fejlődése hasonló volt a zsujtai és alsódobszai nagyméretű kanyarulatokéhoz. A kanyarulat húrhossza 1975-ig 505 m-re (2 m/évvel) növekedett, majd 1975 és 1997 között nem változott jelentősen, 1997-ben 495 m volt (0,5 m/évvel csökkent), ám 1988-ban már megkezdődött a másodlagos kanyarulati ívek kialakulása. 2002-re ezek a másodlagos kanyarulati ívek önálló kanyarulatokká fejlődtek, így az új kanyarulatok átlagos húrhossza 167 m-re (65,5 m/évvel) csökkent.

A kanyarulatok átlagos húrhossza összességében mindegyik vizsgált szakaszon csökkent, a változások mértéke azonban egyik folyószakaszon sem volt egyenletes. A zsujtai és az alsódobszai szakaszon a nagyméretű kanyarulatok átlagos húrhossza kanyarulatok feldarabolódása miatt mindkét szakaszon nagymértékben lecsökkent. Eközben a kisméretű kanyarulatoknál kismértékben növekedett. Ezek alapján azt mondhatjuk, hogy a nagyméretű kanyarulatok húrhossza a feldarabolódást követően a kisméretű kanyarulatokkal egyező nagyságúvá vált. A gibárti szakaszon elhelyezkedő kanyarulat fejlődése hasonló volt a zsujtai és alsódobszai nagyméretű kanyarulatok húrhosszának fejlődéséhez. A perei szakaszon viszont a húrhosszak átlagos értékének változása elhanyagolható mértékű volt.

A húrhosszak és a kanyarulathosszak változásával egyidejűleg változott a szakaszok **kanyargósság**a is (4.10. táblázat). A *zsujtai szakaszon* a kanyargósság 1953-1975 között növekedett (11 %-kal, 1,61-ról 1,79-re). A legnagyobb mértékű változás 1975 és 1988 között zajlott, amikor intenzív kanyargósság csökkenés következett be (25 %-kal, 1,29-re csökkent). Az ezt követő időszakokban a zsujtai szakaszon ez az alacsonyabb kanyargósság vált jellemzővé, 2002-ig csupán 1,32-ra növekedett. A teljes vizsgált időszakra vonatkozóan a zsujtai szakasz kanyargósága végső soron csökkent 18 %-kal.

A *perei szakaszon* 1953-1975 között a kanyargósság csökkent (1,48-ról 1,29-re, 13 %-kal), mivel a közel változatlan átlagos húrhossz mellett, a kanyarulatlefűződések következtében csökkent az átlagos kanyarulathossz. Az 1975 és 1988 közötti időszakban változatlan maradt, majd 2002-ig a kanyarulathosszak csekély mértékű növekedése miatt a kanyargósság is kis mértékben (1,33-ra, 2%-kal) növekedett.

Az *alsódobszai szakaszon* a zsujtaihoz hasonlóan 1953-1975 között növekedett a kanyargósság 1,33-ról 1,7-re. A legnagyobb mértékű változás itt is 1975 és 1988 között zajlott, amikor intenzív kanyargósság csökkenés következett be, habár ennek mértéke meg sem közelíti a zsujai szakaszon tapasztalhatót (8 % kal 1,57-re csökkent). Az ezt követő időszakokban az alsódobszai szakaszon a zsujtainál nagyobb mértékű változás zajlott, itt 2002-re a kanyargósság 1,65-re nőtt. A teljes vizsgált időszakra vonatkozóan az alsódobszai szakasz kanyargósága – a zsujtaival ellentétben – összességében nőtt (24 %-al).

4.10. táblázat: Az átlagos kanyargósság alakulása a vizsgált (zsujtai, gibárti, perei és alsódobszai) szakaszokon

Időpont	Kanyargósság			
	Zsujta	**Gibárt**	**Pere**	**Alsódobsza**
1953	1,61	1,18	1,48	1,33
1966	1,69	1,23	1,33	1,48
1975	1,79	1,23	1,29	1,7
1988	1,29	1,22	1,3	1,57
1997	1,28	1,22	1,32	1,62
2002	1,32	1,22	1,33	1,65

A kanyargósság változását tekintve azonban nemcsak a folyószakaszok között tapasztalható különbség, hanem a zsujtai és alsódobszai szakaszokon elhelyezkedő kis- és nagyméretű kanyarok is eltérően viselkedtek mindkét folyószakaszon (4.11. táblázat). A szakaszok *nagyméretű kanyarulatai* esetében a kanyargósságot ingadozás jellemezte, 1953-1975 között a kanyargósság nőtt (Zsujtán 2,09-ről 2,32-re, az alsódobszai szakaszon 1,35-ről 1,79-re), majd 1988-ig csökkent (Zsujtán 1,33-ra, Alsódobszán 1,34-re), végül 1988-2002 között kiseb mértékben növekedett az alsódobszai szakaszon (1,4-re), míg Zsujtán kismértékű csökkenés (1,28-ra) tapasztalható. A *kisméretű kanyarulatoknál* pedig folyamatosan növekedett a kanyargósság (pl. az alsódobszai szakaszon 1953-2002 között 1,24-ről 1,65-re).

A *gibárti szakasz* fejlődése a kanyargósság tekintetben a vizsgált időszak első felében (1953-1975) a zsujtai és az alsódobszai szakaszon elhelyezkedő nagyméretű kanyarokéhoz hasonlóan alakult. Az 1953-1975 közötti időszakokban ugyanis növekedett a kanyargósság 1,18-ról 1,23-ra (4 %-kal). Ezt követően viszont a másik két szakasszal ellentétben nem történt meg a kanyargósság csökkenése, hanem egészen 2002-ig változatlan maradt.

4.11. táblázat: Az átlagos kanyargósság alakulása a kis- és nagyméretű kanyarulatokban a zsujtai és az alsódobszai szakaszokon

Időpont	Zsujta		Alsódobsza	
	Kanyargósság		Kanyargósság	
	Kisméretű kanyarulatok	Nagyméretű kanyarulatok	Kisméretű kanyarulatok	Nagyméretű kanyarulatok
1953	1.17	2.09	1.32	1.35
1966	1.22	2.17	1.38	1.62
1975	1.28	2.32	1.64	1.79
1988	1.33	1.33	1.81	1.34
1997	1.38	1.26	1.88	1.39
2002	1.41	1.28	1.89	1.40

Az **amplitúdó** a húrral és az ívhosszal együtt vizsgálva megmutatja, hogy a kanyarulatok milyen módon alakultak át. A *zsujtai szakaszon* − a többi kanyarulati paraméterhez hasonlóan − az átlagos amplitúdó csökkenése tapasztalható 1953 és 2002 között: átlagos értéke 114 m-ről 54 m-re csökkent (43 %-kal, évente átlagosan 0,8 m/év). Az amplitúdó csökkenése azonban nem volt egyirányú folyamat. Az 1953 és 1975 közötti időszakban az amplitúdó növekedése zajlott. Így1975-re az amplitúdó 138 m-re növekedett, majd 1988-ig 62 m-re csökkent. Ezt követően az amplitúdó átlagértéke a szakaszon nem változott jelentősen.

A *perei szakaszon* 1953- 2002 között szintén csökkent az amplitúdó, habár a többi vizsgált morfometriai paraméterhez hasonlóan az amplitúdó változásának mértéke jelentősen elmarad a többi szakaszon tapasztalt értékektől. Az amplitúdó csökkenésének mértéke ezen a szakaszon csupán 12 %-os volt, 80-m-ről 70 m-re csökkent. Emellett ezen szakaszon az egyes

időszakok között nem tapasztalható a zsujtai és alsódobszai szakaszokon jellemző nagymértékű ingadozás sem. A legkisebb mért érték 1988-ban fordult elő 65 m-es átlagos amplitúdóval.

Az amplitúdók változása a teljes vizsgált időszakban az *alsódobszai szakaszon* nem volt jelentős, mindössze 9 %-kal csökkent 128 m-ről 117 m-re, azonban a vizsgált időszakokon belül jelentős változások zajlottak. Az 1953 és 1975 közötti időszakban az amplitúdó növekedése tapasztalható, melynek mértéke átlagosan 2,8 m/év volt. Ez az átlagos amplitúdó 48 %-os növekedését jelenti, így ekkorra elérte a 190 m-t. A következő időszakban (1975-1988) a második kanyargási fázis kialakulása miatt az amplitúdó jelentős mértékű (-6 m/év) csökkenése zajlott, majd 1988-2002 között kis mértékű növekedés figyelhető meg (0,4 m/év).

4.12. táblázat: Az átlagos amplitudó alakulása a vizsgált (zsujtai, gibárti, perei és alsódobszai) szakaszokon

	Amplitúdó (m)			
Időpont	**Zsujta**	**Gibárt**	**Pere**	**Alsódobsza**
1953	114	109	80	128
1966	130	116	75	156
1975	137	117	68	190
1988	62	118	65	112
1997	65	112	68	114
2002	65	52	70	117

Az átlagos amplitúdó a *nagyméretű kanyarulatoknál* 1953-2002 között a zsujtai szakaszon 350-ről 62 m-re (83 %-kal), míg az alsódobszai szakaszon 227 m-ről 119 m-re (48 %-kal) csökkent. Azonban a csökkenés nem volt egyenletes, hiszen míg 1953-1975 között növekedett az amplitúdó: az alsódobszai szakaszon 294 m-re (30 %-kal), a zsujtai szakaszon 390 m-re (14 %-kal). Ugyanakkor 1975 és 2002 között csökkenést tapasztaltam: az alsódobszai szakaszon 40 %-kal, a zsujtain közel 84 %-kal csökkent az amplitúdó. A *kisméretű kanyarulatoknál* mindkét szakaszon az amplitúdó növekedése figyelhető meg: a zsujtai szakaszon 67 m-ről 87 m-re (30 %), az alsódobszai szakaszon 95 m-ről 170 m-re (78 %). Így a kis- és nagyméretű kanyarulatokra vonatkozó átlagértékek − a húrhosszhoz hasonlóan − szintén kiegyenlítődtek.

4.13. táblázat: Az átlagos amplitúdó alakulása a kis- és nagyméretű kanyarulatokban a zsujtai és az alsódobszai szakaszokon

	Zsujta		**Alsódobsza**	
	Kanyargósság		**Kanyargósság**	
Időpont	**Kisméretű kanyarulatok**	**Nagyméretű kanyarulatok**	**Kisméretű kanyarulatok**	**Nagyméretű kanyarulatok**
1953	67	350	95	227
1966	82	370	117	272
1975	87	390	155	294
1988	80	61	166	114
1997	87	62	165	115
2002	87	62	170	119

A *gibárti szakasz* fejlődése az amplitúdó tekintetben is a vizsgált időszak első felében (1953-1975) a zsujtai és az alsódobszai szakaszon elhelyezkedő nagyméretű kanyarokéhoz hasonlóan alakult. Az 1953-1975 közötti időszakokban ugyanis növekedett az amplitúdó 109 m-ről 117 m-re (7 %-kal). Ezt követően viszont az amplitúdó értéke nem változott 1997-ig és csak 2002-re csökkent le az értéke 52 m-re.

A kanyarulatmintázat átalakulásának folyamatát jól mutatja a **húrhossz és az amplitúdó kapcsolata**, ezért a két legintenzívebben átalakuló szakaszon megvizsgáltam ezen két paraméter kapcsolatát. A szakaszok nagyméretű kanyarulatainál összetett, több szakaszra osztható változások zajlottak. Az alsódobszai szakaszon az első időszakban (1966-ig) a kanyarulatok megnyúltak, miközben húrhosszuk nem változott jelentősen, majd (1966-1975) a kanyarulatok összeszűkültek (húrhosszuk csökkent az amplitúdó változatlan maradt), így 1975-re az amplitúdó és a húrhossz aránya hasonlóvá vált a zsujtai szakaszon 1953-ban, a kiindulási állapotban a nagy kanyarulatokra jellemző állapothoz. A zsujtai szakaszon 1953 és 1975 közötti időszakokban a húrhossz csökkenése és az amplitúdó növekedése figyelhető meg. A következő szakaszban (1975-1988) zajlott le mindkét szakaszon a másodlagos kanyarulatok kialakulása, ekkor mindkét paraméter lecsökkent. Az utolsó szakaszban (1988-2002) a kialakult új kanyarulatokban közel azonos húrhossz mellett az amplitúdó növekedése figyelhető meg. A kis méretű kanyarulatok átalakulása kevésbé különbözött a két szakaszon, ugyanis mindkettőnél a húrhossz csökkenése és az amplitúdó növekedése figyelhető meg, vagyis a kanyarulatok megnyúltak.

4.2.1.4. Részösszegzés

A vizsgált folyószakaszokon lévő kanyarulatok az elmúlt fél évszázad alatt jelentős morfológiai változásokon estek át. A változások mértéke és iránya azonban sem térben, sem időben nem volt egyenletes. Jelentős különbségek tapasztalhatóak a vizsgált szakaszok között és a szakaszokon belül is.

A *természetesen fejlődő* (emberi beavatkozások által közvetlenül nem érintett) szakaszokon (zsujtai, alsódobszai) a vizsgált morfometriai paraméterek rendkívül intenzív változásokat mutatnak. A középvonal hosszának növekedése − a kanyarulatlefűződések időszakain kívül − a vizsgált (zsujtai, gibárti és alsódobszai) szakaszokon hasonló volt, a leggyorsabb növekedés az 1966-1975 között volt jellemző. A középvonalak elmozdulásának maximális értékei is igen nagyok voltak. Különösen az alsódobszai szakaszon, ahol a legnagyobb elmozdulás 210 m volt és itt volt jellemző a legnagyobb változatosság az egyes

kanyarulatokban mért értékek között is. Ez a kiemelkedő változatosság feltételezhetően a következő fejezetben részletesen bemutatott helyi környezeti tényezők hatására alakult ki.

Mindegyik szakaszon jellemző, hogy 1953-ban a mederszélességben a szakaszokon belül nagy különbségek tapasztalhatók, a kanyarulatok csúcsában jellemző a meder kiszélesedése, ahol nagy kiterjedésű csupasz zátonyfelszínek találhatóak. A vizsgált időszakban jelentős mértékű mederszélesség csökkenés zajlott a szakaszokon. Az átlagos mederszűküléssel párhuzamosan pedig 2002-re a mederszélesség a kanyarulatok csúcsában és az inflexiós szakaszok között is egységesebbé vált.

Az egyes kanyarulatok morfometriai paramétereinek vizsgálatánál fontos kiemelni, hogy a vizsgált szakaszokon belül jól elkülöníthető kis- és nagyméretű kanyarulatok találhatók, melyek átalakulása lényegesen különböző volt. Az önálló kanyarulatok morfometriai paraméterei közül a kanyarulatok hosszának változása mutatja a legszembetűnőbb tér- és időbeli átalakulásokat. Hiszen 1953-ban változatos kanyarulati viszonyok jellemezték a Hernád magyarországi szakaszát, a kanyarulathossz 100-1300 m között változott. Az azóta eltelt idő alatt minden szakaszon a legnagyobb kanyarulatok mindegyikén másodlagos ívek alakultak ki, melyek többsége mára önálló kanyarulattá vált. A másodlagos ívek kialakulása mellett mindegyik szakaszon jellemző volt, hogy 1988-ra a kanyarulatokban szigetek jelentek meg, amelyek 2002-re többségében a partba olvadtak. A nagyméretű kanyarulatok fejlődésénél érdekes, hogy az 1975-ben a másodlagos kanyarulati ívek csak az 1000 m-t meghaladó kanyarulathosszú kanyarulatokon alakultak ki, később azonban már kisebb kanyarulatokon is elindult a másodlagos kanyarulati ívek kialakulása. A kisméretű kanyarulatokra viszont − a normális kanyarulatfejlődési tendenciáknak megfelelően − a kanyarulathossz növekedése jellemző. Ezek eredményeképpen a 2002-ben a kanyarulathosszak 100-800 m között változtak.

Az átlagos húrhossz, a nagyméretű kanyarulatoknál a kanyarulatok feldarabolódása miatt nagymértékben lecsökkent, miközben a kisméretű kanyarulatoknál kismértékben növekedett. Így a nagyméretű kanyarulatok húrhossza a feldarabolódást követően a kisméretű kanyarulatokkal egyező nagyságúvá vált. Az amplitúdó változásánál hasonló tendenciák zajlottak, következésképpen a kis- és nagyméretű kanyarulatokra vonatkozó átlagértékek − a húrhosszhoz hasonlóan − szintén kiegyenlítődtek.

Ezek alapján a legnagyobb kanyarulatok 1975 és 1988 között elérték a hurokképződéshez és végül a különálló kanyarulatok kialakulásához szükséges kritikus hosszt, ezért a nagyobb kanyarulatok feldarabolódtak, s a többi kisméretű kanyarulathoz hasonlóvá alakultak. Emellett úgy tűnik, hogy a vizsgált idő alatt ez a kritikus hossz valamelyest csökkent, mivel a későbbi időszakokban kisebb kanyarulatokon is megindult a

másodlagos hurkok kialakulása. Ugyanis 1975-ben a másodlagos kanyarulati ívek csak az 1000 m-t meghaladó kanyarulathosszú kanyarulatokon alakultak ki, később azonban már 620 m-es kanyarulaton (1988-ban) és 805 m-es kanyarulaton is (2002-ben) is megfigyelhető volt a másodlagos kanyarulati ívek kialakulása. A kisméretű kanyarulatok átalakulásakor a húrhossz csökkenése, valamint a kanyarulathossz és az amplitúdó növekedése figyelhető meg, vagyis a kanyarulatok megnyúltak.

A mederszűkülés, valamint az önálló kanyarulatparaméterek leírt változásainak legvalószínűbb okáról a morfológiai változások és a hidrológiai paraméterek változásának kapcsolatát bemutató 4.2.2.1. fejezetben még részletesen beszélek.

Az *emberi beavatkozások által erőteljesen érintett szakaszokhoz* tartozik a gibárti és a perei szakasz, amelyek duzzasztóművek fölött helyezkednek el, s emellett a gibárti szakaszon a kanyarulatok nagyobb részét a vizsgált idő alatt partvédelemmel biztosították. Ezeken a szakaszokon mindegyik vizsgált paraméter esetében igaz, hogy kisebb mértékű átalakulás történt, mint a természetesen fejlődő kanyarulatok esetében. A középvonal hosszának növekedése jelentősen elmarad a természetesen fejlődő szakaszon megfigyelhetőtől (a perei szakaszon 0,9 m/év/fkm, a gibárti szakaszon 0,8 m/év/fkm). A gibárti szakaszon 1975 előtt gyorsabb növekedés zajlott (a leggyorsabb növekedés 1966-1975 között. 4,5 m/év/km), ezt követően azonban elhanyagolható mértékben változott a középvonal hossza, mivel ekkorra a kanyarulatokban a partbiztosítási munkálatok elkészültek, így csak a rövidebb szabályozatlan szakaszokon változhatott a futásvonal. Árvizekkor azonban a partbiztosítás nélküli szakaszokon − a duzzasztás ellenére is − lényeges átalakulások történhetnek, ezt mutatja, hogy a perei szakaszon történt a legtöbb kanyarulatlefűződés (1937 óta 3 kanyarulatnál).

A középvonal elmozdulás tekintetében a perei szakaszon belül is eltérések tapasztalhatóak, a szakasz felső felében magasabb elmozdulás értékek jellemzőek, míg a szakasz alsó részén, a duzzasztóműhöz közelebb az elmozdulás mértéke csökkent. A mederszélesség változása is elmarad a másik két szakaszétól. Különösen igaz ez, a perei szakaszon, ami közvetlenül a duzzasztómű fölött, a duzzasztott térben helyezkedik el, itt a csökkenés mértéke nem haladta meg a 10 %-ot. A gibárti szakasz távolabb fekszik a duzzasztóműtől és hosszabb is, így itt a változások jobban hasonlítanak a többi szakaszhoz. Emellett megfigyelhető, hogy a szakasz felső részén nagyobb mértékű változások zajlottak, mint a duzzasztóműhöz közelebb elhelyezkedő alsó részen. Az önálló kanyarulatok morfometriai paramétereit tekintve a perei szakaszon a többi szakaszhoz hasonló irányú változások zajlottak, a duzzasztás következtében mértékük azonban lényegesen kisebb, mint a többi szakasz esetében.

4.2.2. A környezeti tényezők hatása a kanyarulatfejlődés sajátosságaira

A morfometriai paraméterek tér- és időbeli különbségeinek lehetséges okait az alábbi fejezetben mutatom be. A kanyarulatfejlődés fent leírt különbségeinek magyarázatára meghatároztam a kanyarulatfejlődés szempontjából legfontosabb környezeti tényezőket, amelyek lokális vagy regionális léptékben hatnak a folyóra. Elsőként az egész magyarországi szakaszra ható és az időbeli különbségeket leginkább okozó hidrológiai változások következményeit írom le. Ezután a térbeli különbségeket okozó, hosszabb rövidebb szakaszokra ható esés különbségből adódó hatásokat, végül a kanyarulatokat egyedi szinten érintő magaspart hatásait mutatom be.

4.2.2.1. A hosszú távú morfológiai változások és a hidrológiai paraméterek változásának kapcsolata

Az 1950-es évek közepéig (1956-57) a Hernád magyarországi szakaszán hidrológiai szempontból hosszú távon fennálló egyensúlyi állapot volt jellemző (4.1. fejezet). Erre utal, hogy a vízállás- és vízhozam-tartósságok alapján a hidrológiai paraméterek az 1950-es évek közepéig nem változtak lényegesen. Azonban az 1950-es évek közepétől 1997-ig a hidrológiai paraméterek jelentős változása figyelhető meg, ami a korábban fennálló hidrológiai egyensúly felbomlására utal. Ez a csökkenő vízállás-, mederformáló és a középvízi vízhozam tartósságok mellett, az árvizes évek és árvizes napok gyakoriságának növekedésében és az évi legnagyobb vízállások szélsőségesebbé válásában is megmutatkozik. A hidrológiai egyensúly felbomlása és hidrológiai paraméterek ilyen mértékű változásai jelentős hatást gyakorolhattak a folyó morfológiai sajátosságaira, így részben magyarázatul szolgálhatnak a 4.2.1. fejezetben leírt morfológiai változásokra.

A hidrológiai paraméterek változása a Hernád vizsgált szakaszain a morfológia átalakulásával is jártak. A vízállás-vízhozam kapcsolatok (ugyanaz a kisvízi vízhozam egyre kisebb vízszinttel vonul le) a meder bevágódására utalnak. Ennek egyik következményeként a korábban kialakult övzátonyok a középvíznél magasabb szintre kerültek, így lehetővé vált rajtuk a növényzet megtelepedése. Így a hidrológiai változások végső soron a mederszélesség csökkenését okozták, ami a mederszelvény területének csökkenésével jár együtt.

A bevágódással párhuzamosan a nagyvízi meder szűkült, vízszállító képessége csökkent, amit jelez a mederszélesség csökkenése és a mederkitöltő vízszinthez tartozó egyre kisebb vízhozam értékek is, ami a mederszelvény területének csökkenését jelzi.

A mederszélesség csökkenésével párhuzamosan a mederszélesség mintázata is átalakult. Ugyanis 1953-ban a mederszélességre nagy változatosság volt jellemző, a mederszélesség a kanyarulatok csúcsában kiszélesedett és nagy különbség volt a legnagyobb és legkisebb mederszélesség között. Azóta jelentős mértékű mederszélesség csökkenés zajlott a szakaszokon. A legnagyobb mértékű szélességcsökkenés az 1966-1975 közötti időszakban volt jellemző (a zsujtai, a gibárti és az alsódobszai szakaszokon is kb. 30 %-os csökkenést mértem).A mederszűküléssel együtt azonban 2002-re a mederszélességre jellemző változatosság is csökkent, az átlagos mederszélesség a kanyarulatok csúcsában és az inflexiós szakaszok között egységesebbé vált, ami összefüggésben van a kiterjedt zátonyfelszíneken a növényzet megtelepedésével.

A hidrológiai egyensúly megbomlása okozhatta, hogy a **kanyarulatmintázat**ban változások indultak el, amelyekre a vizsgált szakaszok, illetve azok kis- és nagyméretű kanyarulatai is eltérő módon reagáltak. A nagyméretű kanyarulatokon a zsujtai és az alsódobszai folyószakaszon másodlagos hurkok alakultak ki 1953 és 1975 között, melyek 1988-ra önálló, de kisebb kanyarulatokká alakultak, így morfológiai paramétereik nagymértékben megváltoztak (csökkent a kanyarulatok hossza, a húrhossz és az amplitúdó is). Ennek oka lehet, hogy a nagyméretű kanyarulatok ívhossza a közép-vízhozam és az azt meghaladó vízhozamok előfordulásának csökkenésével átlépte azt a határértéket, amikor elindult a kanyarulatok feldarabolódása. A sokévi közép-vízhozam és az azt meghaladó vízhozamok előfordulásának további csökkenésével pedig már az előzőnél kisebb ívhosszúságú kanyarulatokon is elindulhatott a másodlagos ívek kialakulása. A legintenzívebb változások mindegyik szakaszon ugyanazon időszakban (1975-1988 között) – a legnagyobb szlovákiai víztározó megnyitását (1969) követően – zajlottak, így feltételezhetjük, hogy a kanyarulatok átalakulása az emberi beavatkozások hatására bekövetkező hidrológiai változások következménye és nem egyedi, a kanyarulatok fejlettségétől függő események voltak.

A kisméretű kanyarulatoknál tapasztalt változások ezzel szemben sokkal kisebb mértékűek és eltérő típusúak voltak, mivel ezeknél a kanyarulathossz és az amplitúdó kismértékű növekedése zajlott. Ennek oka lehet, a kisméretű kanyarulatok fejlődésére ható kisvizek tartományában észlelhető változás, vagyis hogy az évi legkisebb vizek átlaga 1960-tól az időszakokban folyamatosan növekedett (6 m^3/s-ról 12 m^3/s-ra) és csökkentek a kisvizes időszakokban a vízhozam szélsőségei − feltehetőleg a Szlovákiában épült duzzasztók hatására.

A kanyarulatmintázat átalakulásának következményeként az 1953-ban meglévő különbség a kis és nagyméretű kanyarulatok között 2002-re szinte teljes mértékben megszűnt, a kialakult új mintázat egységesebb és valószínűleg jobban alkalmazkodik a megváltozott hidrológiai paraméterekhez.

A zsujtai és alsódobszai szakaszok között is voltak azonban különbségek, ami elsősorban a nagyméretű kanyarulatok fejlődésénél szembetűnő. Ugyanis a felső, zsujtai szakaszon hamarabb, már 1953 és 1966 között elkezdődött a nagyméretű kanyarulatok átalakulása, ugyanis itt a másodlagos kanyarulati ívek már ekkor elkezdtek kialakulni. Ennek egyik oka lehet, hogy itt már 1953-ban a legnagyobb kanyarulat hossza meghaladta az alsódobszai szakasz kanyarulatainak hosszát, így feltehetően közelebb állt a határértékhez, ezért a hidrológiai paraméterekben bekövetkező kisebb mértékű módosulások hatására is elindult a kanyarulatmintázat átalakulása. Azonban nem csupán a kanyarulatmintázat változás idejében vannak különbségek, hanem annak mértékében is. A felső, zsujtai szakaszon az átlagos kanyarulathossz és az amplitúdó csökkenésének mértéke közel kétszerese az alsódobszai szakaszon tapasztalhatónak, így itt a kis- és nagyméretű kanyarulatok közti különbség teljesen megszűnt. Az alsódobszai szakaszon ezzel szemben a vizsgált időszak végén, 2002-ben is találhatóak még nagyobb méretű kanyarulatok, tehát a kanyarulatok nem váltak annyira egységessé. Ennek oka lehet, hogy a zsujtai szakasz mederanyaga durvább és esése is nagyobb, ezért az átalakulások gyorsabban és nagyobb intenzitással játszódhatnak le, mint a kisebb lejtésű és kötöttebb anyagú mederben. Valamint az alsó szakaszon a magasparti tömegmozgások aktivitása lényegesen nagyobb (Szabó 1996), így a folyó medrének alakváltozását lényegesen több “idegen” anyag befolyásolja, alkalmasint fékezi. Ráadásul az alsódobszai szakaszon − feltehetőleg tektonikus hatásokra − a Hernád magyarországi szakaszának átlagánál nagyobb kanyarulathosszú és amplitúdójú kanyarok és a nagyobb kanyargósság jellemző (4.2.2.2. fejezet).

A hidrológiai változások szerepét a morfológiai változásokban az is megerősíti, hogy a kanyarulatokra és a folyószakaszokra ható eltérő környezeti hatások (magaspart jelenléte, eltérő esés stb.) ellenére mindegyik vizsgált szakaszon, eltérő mértékben ugyan, de hasonló változások zajlottak. Vagyis a morfológiai sajátosságok átalakulását − a helyi környezeti tényezők mellett − jelentős részben a teljes magyarországi folyószakaszra ugyanúgy ható környezeti tényező okozta.

Az **1990-es évek végétől** a hidrológia viszonyok kezdtek visszatérni a kiindulási állapotba (az 1960-as években tapasztalható értékekhez). Megnövekedett a mederformáló és középvízhozam, valamint az árvizes évek előfordulásának gyakorisága is. A kanyarulatmintázat azonban nem képes azonnal követni a hidrológiai paraméterek változását, hatása a mintázatra az utolsó műholdfelvétel készítésének időpontjában (2007) még nem érvényesült. A kialakult morfológia mellett a hidrológiai paraméterek megváltozása az árvízi kockázat növekedését okozza, hiszen a meder jóval kisebb vízhozamok levezetésére módosult. Ennek következménye, hogy az árvizek levezetése lelassult és az árvizek magasabb

vízállással tetőznek. Ezt láthattuk az utóbbi évek árvizeikor, ugyanis az 1974-ben mért 405 cm-es LNV értéke 2006-ban (434 cm-es vízállással) megdőlt, majd ezt követően a 2010. évi árvizek során kétszer dőlt meg az LNV értéke (478 cm-es, majd 503 cm-es vízállással).

4.2.2.2. A hosszú távú morfológiai változások és a helyi környezeti tényezők kapcsolata

A helyi környezeti tényezők (eséskülönbség, valamint a folyó kelet felé vándorló és a magapartot elérő kanyarulatainak fejlődése) hatásainak vizsgálatát a Hernád alsó, a tektonikus mozgások által leginkább érintett Felsődobsza és Bőcs közötti (54,7fkm és 15,3 fkm között) szakaszán végeztem. Ezen a szakaszon ugyanis a folyó kelet felé vándorló kanyarulatainak fejlődését a part mentén húzódó magaspart is jelentősen módosítja, mivel itt szinte végig a bal part közelében fut és a kelet felé vándorló kanyarulatok sok helyen nekiütköztek.

Ennek a folyószakasznak része a légifotók segítségével részletesen is vizsgált alsódobszai mintaterület, ahol − ahogyan az előző fejezetben leírtam − a kanyarulatfejlődés ütemében a vizsgált szakaszok közül a legnagyobb változatosság jellemző. A vizsgált szakasz nagy része szabályozatlan, partbiztosítás és vezetőművek csupán Szentistvánbaksa határában a falu védelmére, valamint a szakasz déli részén 21-25 fkm között találhatóak (itt több kanyarulat-átvágás is történt), vagyis a szakasz nagy részén a kanyarulatfejlődést folyószabályozási művek nem befolyásolják. A tektonikus hatások felismerését, értékelését viszont kismértékben a duzzasztóművek is nehezítik (Felsődobsza és Bőcs), mivel a duzzasztás következtében megváltozik a vízszint esése.

Az eséskülönbség és a magaspart hatásainak vizsgálatához (1883, 1937, 1957 és 1972 és 1:10.000-es topográfiai térkép (1985)), vízügyi felmérési térképlapokat (1937, 1957 és 1972), valamint műholdfelvételt (2007) használtam. A vízszint esésének vizsgálatát a Vízrajzi Atlasz (1973) hosszmetszete alapján végeztem el.

4.2.2.2.1 Az esés hatása a kanyarulatképződésre

A tektonikus hatást a folyószakaszok kanyargóssága, a meanderezési övezet szélessége, valamint a völgy és a vízfelszín esése alapján vizsgáltam. A szakaszok lehatárolásakor Laczay (1982) osztályozási rendszerében az érett kanyarok alsó határához (1,4) tarozó értéket, a meanderezési övezet szélességéhez pedig a Bendefy (1973) által a Hernád magyarországi szakaszára megállapított átlagos értékeket (300-400 m) vettem figyelembe.

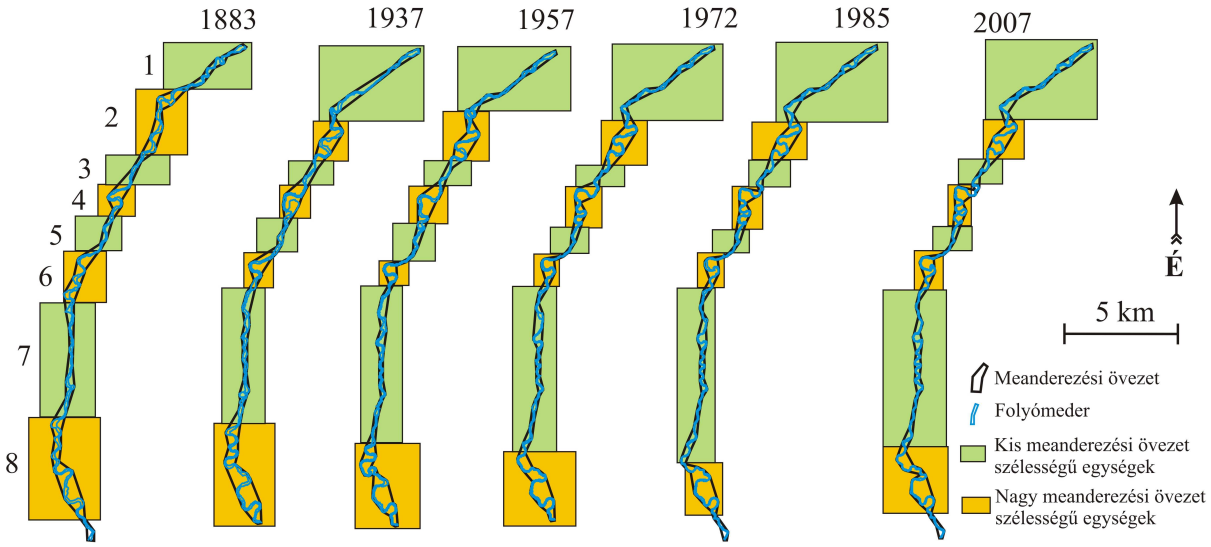
Morfológiai sajátosságok alakulása a folyószakaszon 1883 és 2007 között

A vizsgált folyószakaszon az elmúlt 125 év alatt jelentős változások történtek a meder futásvonalában. A meder hossza 1883 óta a vizsgált időpontok között folyamatosan növekedett (36,3 km-ről 43,1 km-re), ezzel együtt növekedett kanyargósága is (1,43-ról 1,69-re) (4.14. táblázat). A vizsgált 42 km hosszú folyószakaszon a kanyarulatmintázat azonban nem volt egységes, mindegyik vizsgált időpontban a kanyarulatok típusa, mérete és a kanyargósága alapján nagymértékben különböző szakaszok határolhatók le, melyeknek legfontosabb sajátosságai a vizsgált időszakban nem változtak lényegesen a nagy sebességű kanyarulatfejlődés és kanyarulatlefűződések ellenére sem.

4.14. táblázat: A meder hossza és a kanyargósság a vizsgált szakaszon 1883 és 2007 között

	mederhossz (km)	kanyargósság
1883	36,33	1,43
1937	37,14	1,51
1957	39,25	1,59
1972	39,28	1,59
1985	42,02	1,65
2007	43,12	1,69

Ezeknek az eltérő kanyarulatmintázatú egységeknek a lehatárolását az 1883-ban készült III. katonai felmérés alapján végeztem el, mivel ekkor még semmiféle mérnöki beavatkozás nem módosította a folyó természetes futásvonalát. A vizsgált paraméterek (kanyargósság, meanderezési övezet szélessége) alapján a vizsgált 42 km hosszú folyószakaszon 8 eltérő kanyargósságú egységet határoltam le, amelynek fele (2, 4, 6 és 8 egység) nagyobb kanyargósságú szakasz, ahol a meanderezési övezet szélessége is nagy (4.17. ábra). Az ezektől északra elhelyezkedő egységek (1, 3, 5 és 7 egység) kanyargósága és a meanderezési övezet szélessége is lényegesen kisebb.



4.17. ábra: A meanderezési övezet szélessége és az eltérő kanyargósságú egységek 1883 és 2007 között a Felsődobsza Bőcs közötti folyószakaszon

A hosszútávú morfometriai paraméterek vizsgálatánál (4.2.1. fejezet) bemutatott alsódobszai mintaterület a 3-5. szakaszokat érinti. Már ott is láthattuk, hogy a kanyarulatok méretében, a középvonal oldalirányú elmozdulásában, vagyis a kanyarulatfejlődés mértékében a legnagyobb változatosság volt jellemző az egyes kanyarulatokban mért értékek között. Ennek a jelentős változékonyságnak részben a magyarázata lehet az esés változása a mintaterületen.

Ezek az erősen kanyargós és gyengén kanyargós egységek (1. ábra) mindegyik vizsgált időpontban jól elhatárolhatóak. A jelentős mértékben kanyargós szakaszokon a meanderezési övezet szélessége általában 400 m és 900 m között változik. A legnagyobb érték 986 m (8. szakasz 1972), a legkisebb értékek ritkán csökkennek 350 m alá (8. szakasz 1957-ben 188 m) (4.15. táblázat). A gyengén kanyargós szakaszokon ezzel szemben a meanderezési övezet átlagos szélessége lényegesen kisebb (100 m és 300 m között ingadozik) és a legnagyobb értékek (451 m) is ritkán haladják meg az erősen kanyargós szakaszoknál megfigyelhető minimum értékeket, míg a legkisebb érték csupán 57 m.

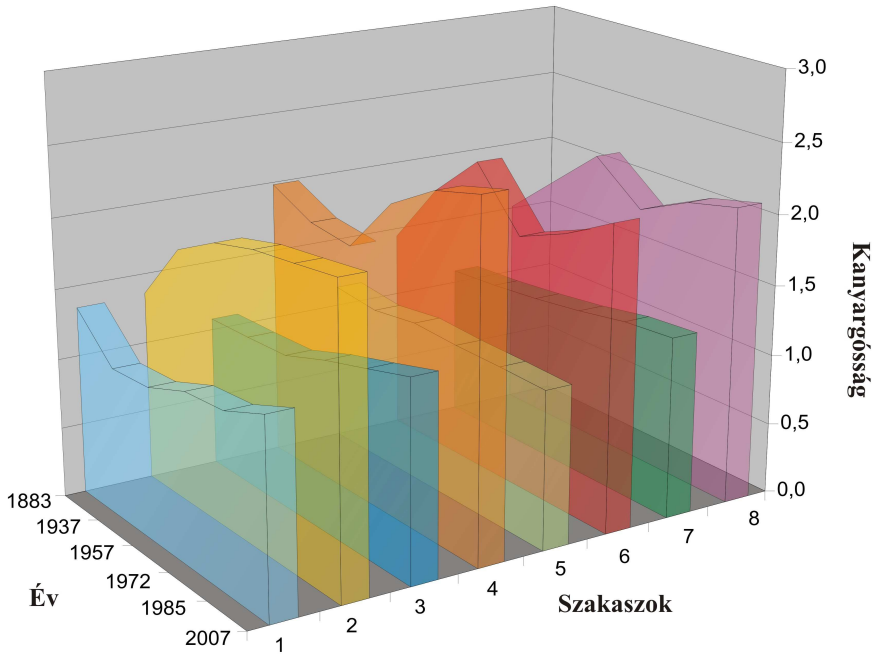
4.15. táblázat: A meanderezési övezet szélessége az egyes egységeken 1883 és 2007 között a Felsődobsza Bőcs közötti folyószakaszon

	Meanderezési övezet szélessége (m)					
Egység	1883	1937	1957	1972	1985	2007
1. Szakasz	103-393	57-384	71-284	113-313	78-344	124-311
2. Szakasz	291-744	466-765	260-800	449-781	331-779	433-756
3. szakasz	196-332	326-347	276-283	103-273	101-315	119-343
4. szakasz	505-684	619-824	390-869	264-665	318-729	386-774
5. szakasz	156-326	152-348	88-328	68-277	72-280	54-217
6. szakasz	433-618	437-757	514-637	568-671	597-674	627-702
7. szakasz	193-411	126-403	119-420	101-434	78-451	74-426
8. szakasz	315-836	438-898	188-936	354-986	307-985	537-973

Természetesen a meanderezési övezet szélességével párhuzamosan az egyes szakaszok kanyargósága is jelentős különbségeket mutatott (4.18. ábra). (Kizárólag az első időpontban, 1883-ban az 1-es és a 2-es egység között nem volt jelentős eltérés, bár a meanderezési övezet szélessége alapján itt is egyértelműen lehatárolhatók voltak az egységek.) Az erősen kanyargós egységeken a kanyargósság értéke általában 1,8 és 2,5 közötti. Csupán az 1937-es évet megelőző időpontokban fordult elő 1,8-nál kisebb (1,44) kanyargósság. A gyengén kanyargós egységeken ezzel szemben a kanyargósság értékei valamennyi időpontban minden egységnél lényegesen kisebbek, 1,06 és 1,42 közöttiek, tehát nem érik el a nagy kanyargóságú szakaszoknál megfigyelhető legkisebb jellemző értéket sem.

Megfigyelhető, hogy az erősen kanyargós egységeken a kanyargósság változása (a meanderezési övezet szélességének ingadozásához hasonlóan) lényegesen nagyobb, mint a gyengén kanyargós egységeken. Míg az előbbi egységeken az ingadozás mértéke mindenütt meghaladja a 30 %-ot, az utóbbi egységek esetében előfordult, hogy a 4 %-ot sem haladta

meg (5. szakasz). Ezek az eredmények azt mutatják, hogy az erősen kanyargós egységeken a kanyarulatok fejlődésének mértéke is lényegesen gyorsabb, mint a gyengén kanyargós egységeken.



4.18. ábra: A kanyargósság változása az egyes szakaszokon

A völgy esése és a szakaszok kanyargóssága közötti kapcsolat

Látható, hogy a vizsgált 42 km hosszú folyószakaszon kanyarulatfejlődés ütemében, típusában, a kanyarok méretében és a meder kanyargósságában nagymértékben különböző egységek határolhatók le. A lehatárolt egységeken a kanyarulatok jelentős morfológiai különbségeinek oka feltehetőleg a szakaszok esésében lévő különbség. A kanyargó folyómeder geometriai paramétereit leginkább befolyásoló tényezők (vízhozam, a völgy esés, a hordalékszállítás mértéke, a part és a meder anyaga) közül ugyanis a vízhozam nem változik a szakaszon, mivel jelentős mellékfolyó a vizsgált szakaszon nem ömlik a Hernádba, a partanyag és a mederanyag pedig Csoma (1973c) szerint szintén nem mutat a fenti szakaszoknak megfelelő változásokat. Ezekre a jelentős különbségekre nem adnak magyarázatot a szabályozások sem, mivel a folyószakasz legnagyobb részén nem találhatók szabályozási művek és a szakaszok közötti különbségek már a szabályozások megkezdése előtt is megvoltak.

A különböző kanyargósságú egységek lehatárolása után ezért megvizsgáltam a egységekre jellemző esés viszonyokat, hogy a kanyarulatfejlődés és az esés közötti kapcsolatrendszert feltárjam a vizsgált folyószakaszon. Az esésviszonyok megállapításához megvizsgáltam, hogy hogyan alakul a vízfelszín és a folyóvölgy esése a folyószakaszon. A vízfelszín esését megvizsgálva azt tapasztaljuk, hogy az esés a vizsgált szakaszon

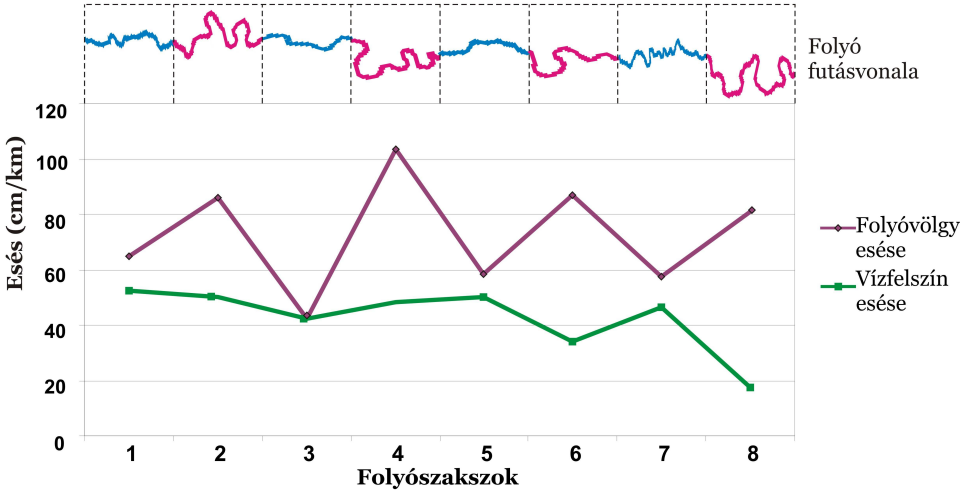
hozzávetőleg azonos, kivétel képez az a legalsó (8. egység), ahol a duzzasztás hatására az esés nagymértékben lecsökkent (4.16. táblázat).

A vízfelszín esése azonban nem ad képet a felszín tényleges esésviszonyairól, ezért a vizsgált folyószakaszokon a felszín esésének vizsgálatához egy módosított esésgörbét használtam, amely a vízfelszín esése helyett a folyóvölgy esését veszi figyelembe (4.16. táblázat). A folyóvölgy esését részben a vízügyi felmérési térképlapokon feltűntetett partél-magasságok, illetve az 1:10.000-es topográfiai térkép szintvonalai alapján készített domborzatmodellen, a folyópart közelében mért magasság adatok alapján szerkesztettem meg.

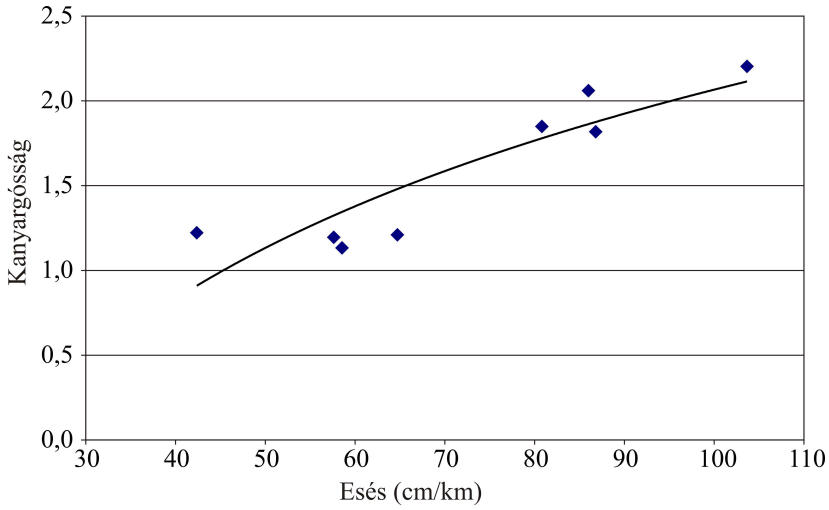
Egységek	Vízfelszín esése (cm/km)	Folyóvölgy esése (cm/km)	
		part magassága alapján	DDM alapján
1	52	57,4	68,0
2	50	90,5	84,6
3	42	61,4	35,7
4	48	117,9	87,2
5	50	65,8	47,3
6	34	87,5	81,2
7	46	52,3	66,2
8	18	82,6	88,2

4.16. táblázat: Az eltérő módszerekkel számított folyóvölgy esése a különböző szakaszokon

A fenti adatok alapján szerkesztett esésgörbén jól látható (4.19.ábra), hogy a korábban lehatárolt nagy kanyargósságú egységeken a völgy esése lényegesen nagyobb a kis kanyargósságú egységeken megfigyelhetőnél. Az esés és a kanyargósság kapcsolatát vizsgálva pedig megállapítható, hogy a felszín esésének növekedésével a kanyargósság mértéke növekedett a vizsgált folyószakaszon (4.20. ábra). A vízfelszín és a folyóvölgy esését összevetve az tapasztalható, hogy a folyó futásvonalának, a meder hosszának alakításával alkalmazkodik az eltérő esésviszonyokhoz és hozzávetőlegesen egyenletes vízfelszín esést képes fenntartani.



4.19. ábra: A vízfelszín átlagos esése az egyes szakaszokon és a völgyszakaszok átlagos esése a vizsgált folyószakaszon



4.20. ábra: Az esés és a kanyargósság kapcsolata a vizsgált folyószakaszon

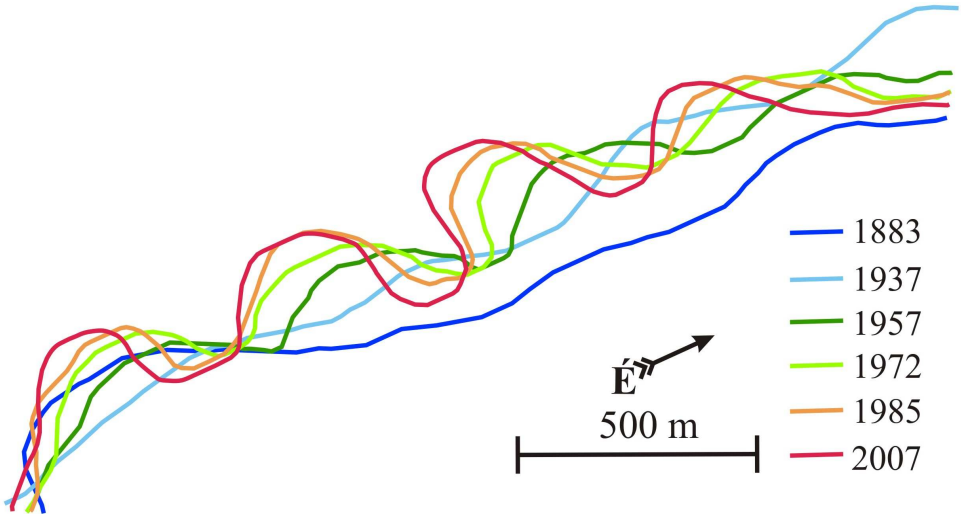
Az esés-különbség utalhat tektonikus hatásokra, ahol az erősen kanyargó egységek mutatják a tektonizmus hatására megnövekedett esésű területeket, ahol a mederesés növekedésének kiegyenlítésére a kanyargósság, a kanyarok hossza és a meanderezési öv szélessége is megnövekedett. A medermintázat ilyen jellegű változásainak tektonikus eredére utal az is, hogy a lehatárolt nagy kanyargósságú és viszonylag egyenes egységek a vizsgált térképek mindegyikén (1883 óta) hozzávetőlegesen ugyanott helyezkednek el, lefelé történő elmozdulásuk nem figyelhető meg. A 8. egység esetében a szakasz északi határának nagyobb mértékű eltolódását az emberi beavatkozások okozzák, mivel a egység északi részén a kanyarulat átmetszések és partbiztosítások csökkentették a kanyargósságot és a meanderezési övezet szélességét.

A különböző egységekre jellemző morfológiai és kanyarulatfejlődési típusok

Az esés mértéke nem csupán az adott folyószakasz kanyargósságát és a kanyarulatok méretét befolyásolhatja, hanem a kanyarulatfejlődés típusát és ütemét is. Emiatt egyes egységekre általánosan jellemző kanyargósság és a meanderezési övezet szélesség változás bemutatása után egy-egy jellegzetes egységen részletesen is bemutatom milyen kanyarulat fejlődési és morfológiai típusok jellemzik az erősen kanyargó és a gyengén kanyargós egységeket.

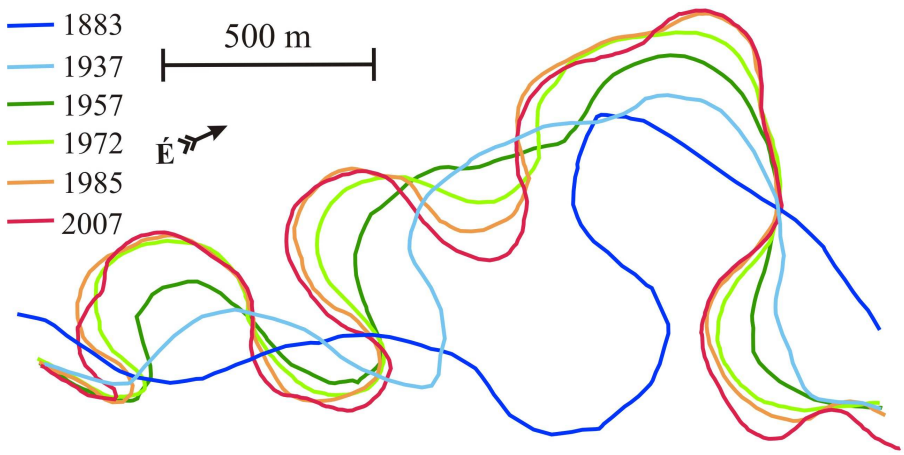
A gyengén kanyargós egységek jellegzetes példája a 7. szakasz. Kanyargósága alacsony, de a vizsgált időszakban folyamatosan növekedett (1,09-ről 1,29-re). A medermintázat jellemzője 1883-ban a rendkívül kicsi kanyargósság (1,09), melynek oka, hogy az általában egyenes folyószakaszon csak álkanyarok voltak jellemzőek. Az azóta eltelt időszakban megfigyelhető a meder hosszának és ezzel együtt kanyargósságának növekedése. Ennek következtében csökkent az egyenes szakaszok hossza és mára az álkanyarulatok jelentős része valódi kanyarulattá alakult, azonban ezeknek a kanyarulatoknak az amplitúdója,

és a tágassága jelenleg is kicsi, amit a burkoló vonalak távolsága is mutat (sok esetben nem vagy csak alig haladja meg a 100 métert). Az egységen a jellemző kanyarulatfejlődési mód az egyszerű, vagyis a folyásirányban lefelé történő vándorlás. A kanyarok húrhossza pedig csökkent (1957 és 2007 között 275 m-ről 230 m-re). A többi gyengén kanyargós szakaszon is leginkább az egyenes szakaszok és az álkanyarulatok jellemzőek, a valódi kanyarulatok pedig kis amplitúdójúak (2007-ben 60-120 m)(4.21. ábra).



4.21. ábra: A középvonal helyzete a gyengén kanyargós (7.) egységen 1883 és 2007 között

Az *erősen kanyargós egységek* közül a 4. szakasz kanyarulatfejlődési üteme volt a legnagyobb, ezért ennek a típusnak a fejlődését ezen mutatjuk be. Ennek a szakasznak a fejlődését részletesen a 4.2.1.2 fejezetben már bemutattam. A kanyarulatfejlődés legfontosabb jellemzői ezek alapján, hogy az inflexiós pontok helyzete nem változott jelentősen, sokkal inkább a kanyarulatok megnyúlása jellemző. A kanyarulatok megnyúlásával és a kanyarulati csúcsok vándorlásával nagyméretű, túlfejlődött kanyarulatok alakultak ki, majd ívükön másodlagos ívek alakultak ki, végül egy részük önálló kanyarulattá alakult. A többi erősen kanyargós szakaszon a 4. szakaszhoz hasonlóan nagyméretű kanyarulatok jellemzőek, melyek fejlődésük során összetett kanyarulatokká alakulhattak (4.22. ábra).



4.22. ábra: A középvonal helyzete az erősen kanyargós (4.) egységen1883 és 2007 között

4.2.2.2.2 A magaspart hatása a kanyarulatképződésre

A folyó kelet felé vándorló kanyarulatainak fejlődését a Felsődobsza és Bőcsközötti folyószakaszon a part mentén húzódó magaspart is jelentősen módosítja, mivel itt szinte végig a bal part közelében fut és a kelet felé vándorló kanyarulatok sok helyen nekiütköztek. Ezeken a szakaszokon a homorú part magassága (10-20 m) többszöröse az átlagos partmagasságnak (2-3 m).

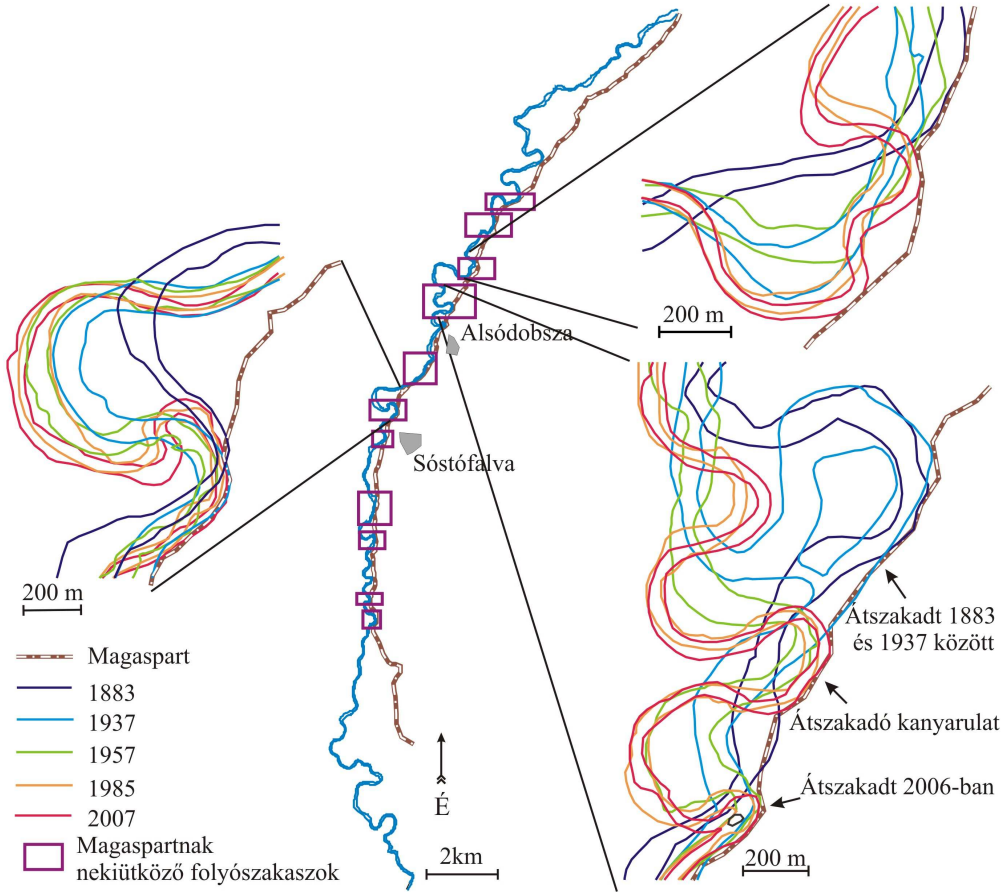
A keleti irányába történő partelmozdulás ezért azoknál a kanyarulatoknál rendkívüli mértékben lelassul, amelyek elérik a magaspartot. Ezekre jellemző a kanyarulat ellaposodása, vagyis szorított meanderek létrejötte, azaz a kanyarulatvándorlás mértéke a homorú part magasságának növekedésével csökken. A 4.2.1.1.1. fejezet alapján az alsódobszai folyószakaszon a magaspartnak nekiütköző kanyarulatnál 1953 és 2002 között 10 m középvonal elmozdulás történt, miközben a folyószakaszra jellemző átlagos érték 140 m volt.

4.23. ábra: Magaspartnak nekiütköző kanyarulatok Alsódobsza mellett

Kétféle kanyarulatfejlődési mód jellemző az ellaposodó kanyarulatokra: aszimmetrikus kanyarulatok kialakulása vagy a kanyarulat két csúcspontúvá válása. Ellaposodó, majd összetett, két csúcspontúvá váló kanyarulatfejlődésére a vizsgált szakasz északi részén találhatunk példát, Alsódobszától északra, melynek másodlagos ívei mára önálló kanyarulatokká fejlődtek. Az aszimmetrikus kanyarulatok fejlődésére jellemző, hogy a kanyarulatok alsó szakasza helyben marad, miközben a folyásirányban felettük lévő kanyarulat tovább vándorol lefelé, mintegy rátolódva az alatta beszorított kanyarulatra. Eközben az aszimmetrikus kanyarulatok görbületi sugara folyamatosan csökken (a Sóstófalva feletti kanyarulatnál 1972 és 2007 között 84 m-ről 76 m-re), idővel átszakadó kanyarulatokká fejlődnek és végül lefűződnek, amit a mintaterületen meg is figyelhetünk. Alsódobszától északra előforduló ilyen típusú kanyarulatok közül az egyik az 1937 előtti években fűződött le és a lefűződött kanyarulat alatt kifejlődött, szintén aszimmetrikus kanyarulat jelenleg az átszakadó fázisban van, míg az ettől délre lévő, szomszédos kanyarulat 2006-ban fűződött le. Az átszakadáshoz közel álló kanyarulat található Sóstófalvától északra is

(4.24. ábra). A mederparaméterek közül a mederszélességre nincs jelentős hatása a magaspartnak, ugyanis a mderzélesség a 4.2.1.1.2. fejezetben bemutatott vizsgálatok alapján a magaspartnak nekiütköző kanyarulatnál nem mutatott a szakasz átlagértékeitől eltérő változásokat a vizsgált időszak során.

A magaspartok hatással vannak a meder futásvonalára azáltal is, hogy az alámosott partfalon csuszamlások alakulnak ki. Előfordul, hogy a csuszamlás nyelve a folyóba nyomul és részben vagy akár egészen elgátolja a medret. Az utóbbi történt Csanálos-Ófalu alatt, ahol csuszamlást követően a folyó új mederben folyt (*Szabó* 1996). Emellett a csuszamlásokkal jelentős hordalék többlet kerül a folyóba, s ennek a többlet anyagnak az elszállítása is hatással lehet a kanyarulatok fejlődésének sebességére.



4.24. ábra: Kanyarulatfejlődés a magaspartnak nekiütköző folyószakaszokon

4.2.2.3. Részösszegzés

A vizsgálatok során több környezeti tényezőt sikerült azonosítani. Ezek időbeli változásukkal módosítják a folyó fejlődését vagy lokális, egy-egy kanyarulat vagy hosszabb-rövidebb szakasz fejlődését módosítja. Ezek közül kiemelkedő a hidrológiai paraméterek időbeli változása, az esés változékonysága (ami valószínűleg tektonizmus következménye) és a folyótól keletre futó magaspart.

A kanyarulatok morfológiájának időbeli változásánál feltehetőleg a legfontosabb tényező a hidrológiai paraméterek megváltozása. Ugyanis az 1950-es évek végéig a hidrológia paraméterek hosszú távon fennálló egyensúlyi állapotokat tükröztek, hiszen a vízállásadatok tartósági görbéi nem változtak jelentősen. Ehhez alkalmazkodott a medermorfológiai is: a Hernádot széles meder, változatos kanyarulati viszonyok jellemezték.

Az 1950-es évek végétől a hidrológiai egyensúly felborult: a kisvizek szintje alább szállt, a vízhozamok módosultak, a vízjárás szélsőségei nőttek. Ez a vízgyűjtő felsőbb részein bekövetkező lefolyásviszonyok módosulásával, a nagy szlovákiai városok intenzív fejlődésével és megnövekedett vízkivételével, a víztározók megépítésével és feltöltésével, valamint a klímaváltozás hatására csökkenő csapadékmennyiséggel állhat kapcsolatban. A hidrológiai rendszer megváltozásával egy időben a Hernád morfológia viszonyai is átalakultak, a meder a kisebb vízmennyiség levezetésére módosult: szűkült, a nagy kanyarulatokon másodlagos hurkok fejlődtek. A nagyobb esésű és durvább mederanyagú, csuszamlásokkal nem érintett szakaszon ezek a változások jóval intenzívebbek, voltak.

A különböző vízhozamok (mederformáló és középvíz) az 1990-es évek végétől nőttek, az eredeti hidrológiai állapotok felé közelítenek. Ennek oka a szlovák vízgyűjtőn a vízgazdálkodás módosulása, vagy a csapadékmennyiség megnövekedése lehet. Azonban ennek morfológiai következményei még nem jelentkeznek. Ugyanakkor az eddig kialakult morfológia az árvízi kockázat növekedését okozza, mivel árvizek levezetése lelassult és az árvizek magasabb vízállással tetőznek, hiszen a meder jóval kisebb vízhozamok levezetésére módosult.

Az esés térbeli változása nagymértékű változásokat okoz a kanyarulatmintázatban, mivel az esés különbségeinek következtében az egyes folyószakaszokon eltérő a kanyargósság, a meanderezési övezet szélessége, valamint a kanyarulatfejlődés mértéke és típusa is. Ugyanis a mederesés növekedésének kiegyenlítésére a kanyargósság, a kanyarok hossza és a meanderezési öv szélessége is megnövekedett. Ugyanakkor a kisebb esésű szakaszok kiegyenesedtek.. A medermintázat ilyen jellegű változásainak tektonikus eredére utal, hogy a lehatárolt nagy kanyargósságú és viszonylag egyenes szakaszok a vizsgált térképek mindegyikén (1883 óta) hozzávetőlegesen ugyanott helyezkednek el, lefelé történő elmozdulásuk nem figyelhető meg.

A folyó kelet felé vándorló kanyarulatainak fejlődését az érintett folyószakaszon a part mentén húzódó magaspart jelentősen módosítja, hiszen hatására aszimmetrikus, valamint ellaposodó és két csúcspontúvá váló kanyarulatok kialakulása jellemző és gyakoribbak a kanyarulatlefűződések is, összehasonlítva a folyó többi vizsgált szakaszával. Emellett Szabó (2006) vizsgálatai szerint az alámosott partfalon kialakuló csuszamlások is módosíthatják a meder futását.

4.3. Rövid távú morfológiai változások a Hernád magyarországi szakaszán

A rövid távú morfológiai változások (laterális erózió a kanyarulat külső ívén, partépülés a belső íven) vizsgálata lehetővé teszi a kanyarulatfejlődés főbb részfolyamatainak az előzőnél részletesebb vizsgálatát. Ezáltal azonosíthatóak a partelmozdulások pontosabb időszakai, az egyedi kanyarulat szintjén ható helyi környezeti tényezők szerepe és megállapítható a vízjárással való kapcsolatuk is.

4.3.1. Rövid távú partelmozdulás vizsgálata a kanyarulatokban

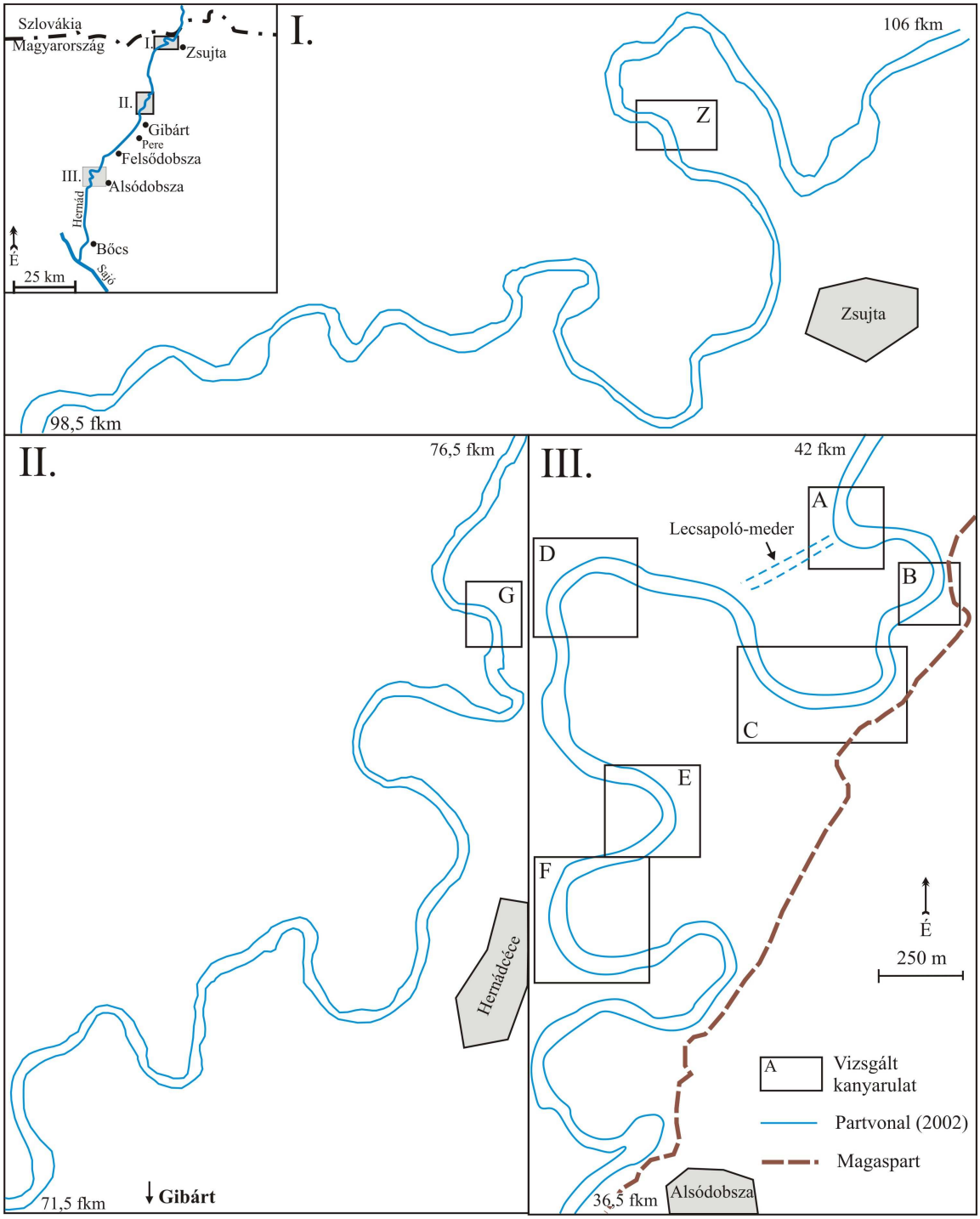
A rövid távú partelmozdulás bemutatásakor először a vizsgált 2,5 év alatt (2008.03.28.-2010.08.07.) a kanyarulatokban mért oldalirányú elmozdulás mértékét mutatom be, majd az időszakban jellemtő vízjárás hatásait elemzem. Ezt követően a hosszabb távon jellemző partelmozdulás mértékével összevetve megbecsülhető, hogy a rövid távú elmozdulás mennyiben tér el a hosszú távú átlagértékektől. Végül az egyedi kanyarulat szintjén ható helyi környezeti tényezők szerepét elemzem.

4.3.1.1. A rövid távú partelmozdulás vizsgálatának eredményei

A rövid távú laterális erózió vizsgálatához a hosszú távú morfometriai változások elemzéséhez alkalmazott folyószakaszokon belül néhány kanyarulatban (Zsujtánál 1, Gibártnál 1 és Alsódobszánál 6 kanyarulatban) történt a kanyarulatok külső ívén a partvonal felmérése (4.25. ábra). A kanyarulatok belső ívét nem mértük föl, mert annak helyzete a vízállástól jelentősen függ, míg eróziós part helyzetét viszont meredeksége miatt nem befolyásolja a vízállás.

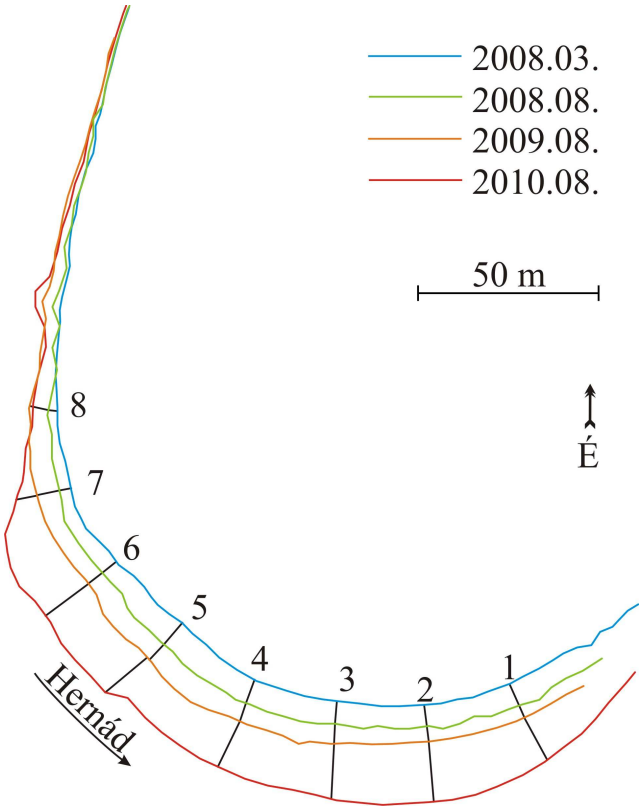
A terepi laterális eróziós vizsgálatok azt mutatják, hogy az oldalirányú partelmozdulás mértéke a kanyarokban nagymértékben különbözik. Az alsódobszai mintaterületen a vizsgálat teljes időtartama alatt 2008. március és 2010. augusztus között az egyes kanyarulatokban mért maximális partelmozdulás 5,9 m és 29 m között változott. A vizsgált 2008-2010-es időszakban a teljes partelmozdulás legnagyobb értékei az ***A*** kanyarulatban 29 m, míg a ***B*** kanyarulatban 6,5 m, a ***C*** kanyarulatban 6,6 m volt, a ***D*** kanyarulatban 6,8 m, az ***E*** kanyarulatban 12,3 m, az ***F*** kanyarulatban pedig 5,9 m. A vizsgált kanyarulatok között eltérés van abban a tekintetben is, hogy a ***B*** kanyarulat kivételével a kanyarulatok szabadon fejlődőek, míg a ***B*** kanyarulat szorított meander, mivel ez nekifut a part mentén húzódó magaspartnak (4.25. ábra).

A zsujtai és a gibárti szakaszokon lévő kanyarulatokat később vontam be a vizsgálatba, itt az első felmérés hiányzik, így a vizsgálati idő csupán 2008. augusztustól 2010. augusztusig tart. Éppen ezért a teljes vizsgált időre vonatkozó partelmozdulás adatok nem összevethetőek az alsódobszai szakaszon tapasztalt eredményekkel, csak az egyes időszakok eredményeit lehet összehasonlítani. A zsujtai (***Z***) kanyarulatnál 2008. augusztus és 2010. augusztus közötti időszakra vonatkozóan a teljes partelmozdulás mértéke a kanyarulat legintenzívebben fejlődő szakaszán 9,4 m, míg a gibárti (***G***) kanyarulat esetében 8,2 m volt.



4.25. ábra: A vizsgált kanyarulatok elhelyezkedése a zsujtai (I.), a gibárti (II.) és az alsódobszai (III.) szakaszokon

Az alsódobszai kanyarulatok közül a teljes vizsgált időszakban és *az egyes mérések között eltelt időszakokban* egyaránt az ***A*** kanyarulatban volt a legnagyobb a laterális erózió mértéke. Az első időszakban az elmozdulás mértéke (9,8 m/félév) háromszorosa volt a második időszakban megfigyelhetőnek (3,15 m/félév) (4.26. ábra). Ugyanakkor a harmadik (2009.08.-2010.08.) időszakban mértem a legnagyobb partelmozdulást (16,7 m), de az időszak hossza miatt azonban az elmozdulás sebessége hasonló volt az első időszakhoz (8,8 m/félév).

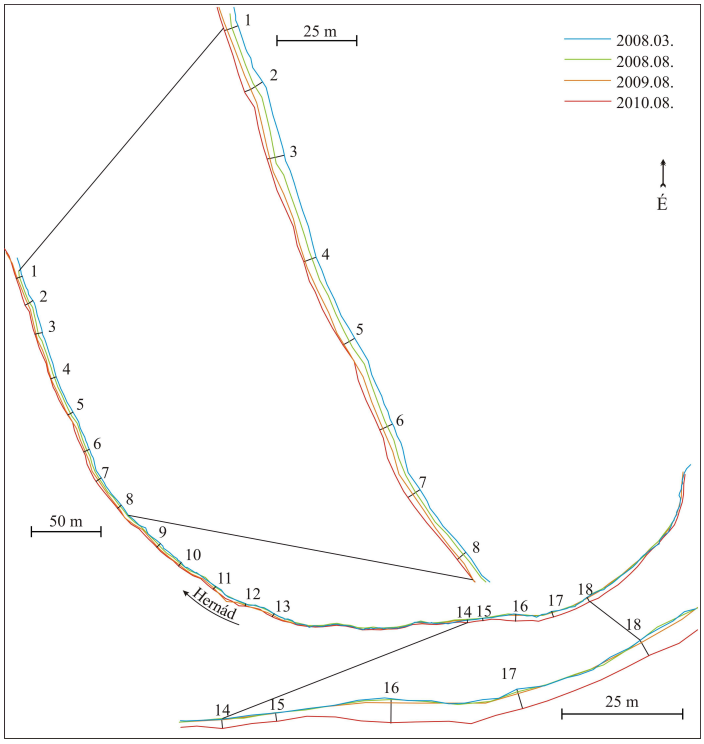


Szelvény	Partelmozdulás					
	1. időszak (2008.03.28.-2008.08.20.)		2. időszak (2008.08.20.-2009.08.26.)		3. időszak (2009.08.26.-2010.08.06.)	
	(m)	(m/félév)	(m)	(m/félév)	(m)	(m/félév)
1	6,6	8,2	3,6	1,8	13,4	7,1
2	6	7,5	4,1	2	16,7	8,8
3	6,2	7,8	5,6	2,8	15,3	8,1
4	7	8,8	5,3	2,6	14	7,4
5	7,8	9,8	6	3	15,2	8
6	4,9	6,2	5	2,4	15	7,9
7	3,3	4,1	6,3	3,1	5,9	3,1
8	2,4	3	5,3	2,6	0	0
Átlag	5,5	6,9	5,2	2,5	11,9	6,3
Max	**7,8**	**9,8**	**6,3**	**3,1**	**16,7**	**8,8**

*4.26. ábra: Rövid távú partelmozdulás az alsódobszai **A** kanyarulat külső ívén 2008-2010. között és az elmozdulás jellemző abszolút értéke és féléves üteme*

A ***B*** kanyarulatban az első időszakban a legnagyobb mértékű elmozdulás 2,9 m volt, ami 3,6 m/félév sebességű eróziót jelent. A második időszakban a teljes partelmozdulás mértéke hasonló az előző időszakhoz (3,3 m), azonban az időszak hossza kétszerese az előzőnek, így a parterózió sebessége csupán 1,6 m/félév. A harmadik időszakban a partemozdulás mértéke nem sokkal haladta meg a második időszakot (3,5 m, ami 1,6 m/félév). A ***C*** kanyarulatban a parterózió mértéke hasonló, mint a ***B*** kanyarulatnál (az első időszakban 3,8 m/félév, míg a másodikban 1,2 m/félév). A harmadik időszakban pedig 4,2 m partelmozdulás történt (2,2 m/félév) (4.27. ábra).

Mindhárom kanyarulatnál megfigyelhető, hogy az első időszakban az erózió sebessége 2-3-szorosa a második időszakban jellemzőnek. A harmadik időszakban az elmozdulás sebessége az ***A*** kanyarulatban hasonló volt az első időszakhoz, míg a ***B*** és ***C*** kanyarulatoknál nem érte el az első időszakban tapasztalt étéket.



Szelvény	Partelmozdulás					
	1. időszak (2008.03.28.-2008.08.20.)		2. időszak (2008.08.20.-2009.08.26.)		3. időszak (2009.08.26.-2010.08.06.)	
	(m)	(m/félév)	(m)	(m/félév)	(m)	(m/félév)
1	2	2,5	1,7	0,8	0,9	0,4
2	2,8	3,5	1,7	0,8	2,1	1,1
3	3	3,8	1,7	0,8	0,9	0,5
4	1,4	1,7	2,4	1,2	0,5	0,2
5	2	2,4	1,9	1	0,4	0,2
6	1,8	2,2	1,6	0,8	1,1	0,6
7	1,6	2	1,2	0,6	1,8	1
8	1,1	1,4	1,7	0,8	0,8	0,4
9	1,6	2	1,5	0,7	0,7	0,3
10	1,1	1,3	1,2	0,6	1	0,5
11	0,5	0,6	1,4	0,7	0,8	0,4
12	0,3	0,4	0,8	0,4	0,5	0,3
13	0,3	0,4	1,1	0,6	1,1	0,6
14	0	0	0	0	1,7	0,9
15	0,2	0,2	0,8	0,4	4,2	2,2
16	0,6	0,7	0,4	0,2	3,3	1,7
17	0	0	0,5	0,2	3,2	1,7
Átl	1,2	1,5	1,3	0,6	1,5	0,8
Max	**3,0**	**3,8**	**2,4**	**1,2**	**4,2**	**2,2**

*4.27. ábra: Rövid távú partelmozdulás az alsódobszai **C** kanyarulat külső ívén 2008-2010. között és az elmozdulás jellemző abszolút értéke és féléves üteme*

Az alsódobszai ***D*** és az ***F*** kanyarulatokban az első két időszakban viszonylag kismértékű volt a kanyarulatvándorlás. A két időszakban együtt a ***D*** kanyarulatnál 1,8 m (0,7 m/félév), az ***F*** kanyarulatnál pedig 2,1 m (0,7 m/félév) partelmozdulás játszódott le. A harmadik időszakban azonban ezeknél a kanyarulatoknál is jelentős parterózió zajlott – a ***D*** kanyarulatnál 5,4 m (2,8 m/félév) az ***F*** kanyarulatnál 5 m (2,6 m/félév).

Az ***E*** kanyarulatnál az első és második időszakban a ***B-C*** kanyarulatokhoz hasonló mértékű partelmozdulás történt (2,6 m, ami 3,2 m/félév; majd 1,7 m, ami 0,8 m/félév). A harmadik időszakban tapasztalt partelmozdulás azonban lényegesen nagyobb, 10,1 m (5,3 m/félév).

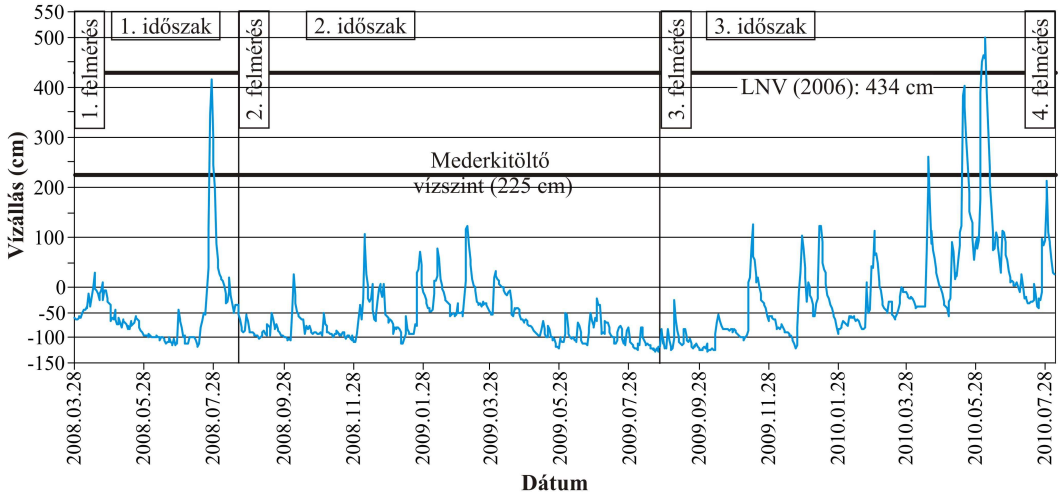
A zsujtai ***Z*** kanyarulatnál a 2008.08. és 2009.08. közötti (második) időszakban a maximális partelmozdulás mértéke 2,1 m volt (1 m/félév), míg a következő (2009.08.-2010.08. közötti harmadik) időszakban az előző időszaknál ötször nagyobb (9,4 m, ami 5 m/félév) mértékű partelmozdulás zajlott. A gibárti ***G*** kanyarulatnál mindkét időszakban kisebb mértékű partelmozdulás történt, a két időszakokban megfigyelhető partelmozdulás egymáshoz viszonyított aránya azonban hasonló volt a ***Z*** kanyarulathoz. A második időszakban maximálisan 1,4 m (0,7 m/félév), a harmadikban pedig 6,8 m (3,6 m/félév).

A kanyarulatoknál különböző volt a *legnagyobb elmozdulású kanyarulatszakasz helyzete* is. Az ***A*** kanyarulatban a legnagyobb mértékű partelmozdulás a kanyarulat csúcspontjánál és attól folyásirányban lefelé volt jellemző (4.26. ábra). A ***B*** kanyarulat magaspartnak nekifutó rövid szakaszokán a partmagasság 6-7 m-rel nagyobb, mint a kanyarulat alsóbb szakaszán (4.25. ábra). Ezen a magasparti szakaszon a sűrű növényzet és a később életveszélyesen alámosott, szakadó part miatt csak az első időpontban sikerült felmérni a partvonalat, így a kanyarulat ezen szakaszán a partelmozdulás mértékét nem lehetett megállapítani. A partmagasság növekedése azonban hosszú távon a parterózió mértékének csökkenését okozta (ld. 4.2.2.2.2. fejezet), így feltehetőleg itt a partelmozdulás mértéke rövid távon is kisebb. A ***B*** kanyarulat vizsgált alsó szakaszán a legnagyobb mértékű erózió a kanyarulat azon szakaszán volt jellemző, ahol a partvonal elhagyja a magasparti szakaszt az első két időszakban, míg az utolsóban a kanyarulat alsóbb szakaszán. Tehát az erózió helye lejjebb tevődött. A ***C*** kanyarulatban jelentős mértékű parterózió a kanyarulat alsó és felső szakaszán zajlott, miközben a kanyarulat csúcsánál gyakorlatilag nem történt partelmozdulás, vagyis két csúcspontúvá fejlődése figyelhető meg (4.27. ábra). A ***D-F*** kanyarulatoknál és ***Z*** kanyarulatnál – az ***A*** kanyarulathoz hasonlóan – a kanyarulat csúcspontjánál és attól folyásirányban lefelé, míg a ***G*** a kanyarulatnál a kanyarulat csúcspontjától folyásirányban felfelé volt jellemző.

4.3.1.2. A vízjárás a rövid távú eróziós vizsgálatok időszakában

Láttuk, hogy az egyes időszakokban különböző volt a partelmozdulás intenzitása, ezért megvizsgáltam, hogy az egyes időszakok közötti különbségeknek milyen hidrológiai okai vannak. A rövid távú parteróziós vizsgálatok eredményeinek és a vízjárással való kapcsolatának értékeléséhez szükség van a partvonal felmérések közötti időszakokra jellemző vízjárás elemzésére is (4.28. ábra). A partelmozdulás sebességét ugyanis összevetettem az időszakokban jellemző vízjárással, mivel így megbecsülhető a különböző vízjárások, szélsőséges hidrológiai események (árvizek) hatása a parterózió mértékére.

A vízjárásban a Hernád magyarországi szakaszán jelentkező térbeli változások elemezése alapján (4.1.1. fejezet) a vízmércék között csupán csekély eltérés tapasztalható és a magyar szakaszon épült duzzasztóművek nem okoznak lényeges módosulást a vízjárásban. Ezek alapján a vízjárás jellemzésére bármelyik vízmérce adatai alkalmazhatóak, mivel jól reprezentálják a teljes magyarországi szakasz vízjárását. A továbbiakban ezért a vízállás adatok megadásakor csak a hidasnémeti vízmérce adatait használom, mivel így a korábbi fejezetekben leírt vízállásadatokkal összevethetőek a vízállás értékek (4.25. ábra).



4.28. ábra: A vizsgált időszak (2008.03.28.-2010.08.06.) vízjárása a gesztelyi vízmérce alapján

A partvonal-felmérések közötti három időszak vízjárás szempontjából alapvetően különbözik. Az első időszak (2008. 03. 28. és 2008. 08. 25. között) meghatározó vonása, hogy a végén egy nagyobb árvíz fordult elő, ami 386 cm-es vízállással tetőzött (2008.07.29). A második partvonal felmérés az árvíz levonulása után 3 héttel történt 50 cm körüli vízállásnál, tehát a mérés egy nagyobb árvíz kanyarulatfejlődésre gyakorolt hatását mutatja.

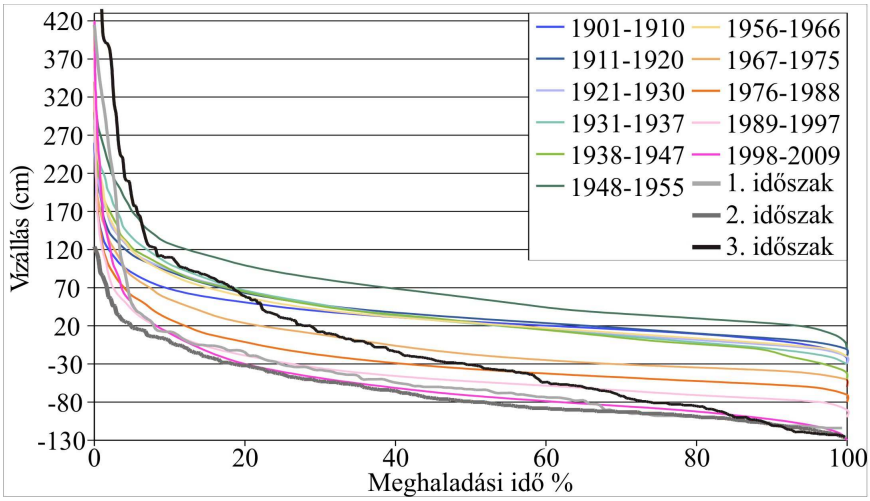
A második időszakban kiemelkedő árvíz nem fordult elő, a legnagyobb vízállás 228 cm (2009.03.09.), ami nem éri el a mederkitöltő szintet, tehát a víz nem lépett ki a mederből, de ott jelentős mederformáló tevékenységet fejthetett ki. A vízjárás változékonysága viszont nagyobb volt, mint az első időszakban, ami parteróziókor mederbe hulló anyag továbbszállításában jelentős (tehát a part további instabilitását tartja fenn). Az ezt az időszakot lezáró, harmadik partvonal felmérés tehát egy hosszantartó kis- és középvizes időszakot követően 0 cm körüli vízállásnál történt.

A harmadik időszak (2009. 08. 26. és 2010. 08. 06. között) a vízjárás szempontjából rendkívüli időszak. Ekkor ugyanis négy, a mederkitöltő vízszintet meghaladó árhullám vonult le, melyek közül kettő kiemelkedően nagy árvíz volt. Az első 2010. 04. 18-19-én történt 310 cm-es tetőző vízállással. Ezt követően rövid időn belül két rendkívül nagy árvíz érkezett, először 2010. 05. 17. és 25-e között, a korábbi LNV-t (476 cm) megközelítő, 455 cm-es vízállással, majd 2010. 06. 02. és 13.-a között az eddig mért legnagyobb árvíz vonult le, 517 cm-es tetőző vízállással (ami 41 cm-rel haladta meg a korábbi LNV-t). Ráadásul az időszak végén (2010. 07.30. és 08. 01. között) egy újabb kisebb, a mederből épphogy csak kilépő árhullám vonult le 293 cm-es legnagyobb vízállással. A negyedik partvonal felmérés az utolsó árhullám után 1 héttel történt 130 cm körüli vízállásnál.

A kis- és középvizes időszakok hossza az első és a második időszakban hasonlóan alakult. Az első időszak nagy részében 0-100 cm közötti vízállás volt jellemző, és az időszak

58 %-ában a vízállás nem haladta meg a sokévi (1971-2000) középvízállást (52 cm), míg a második időszakban ez 61 % volt. A harmadik időszak viszont ebben a tekintetben is alapvetően különbözött az első kettőtől, mivel ekkor csupán az időszak 31 %-ában volt a vízállás a sokévi középvízállás szintje alatt.

Az időszakok vízjárásának jellemzésére összevetettem az időszakok vízjárás-tartósságát a hosszú távon jellemző vízállás-tartósságokkal, hogy látható legyen, hogy a vízjárás mennyire tér el hosszú távú átlagoktól. Az első időszakban az időszak 90 %-ában a vízállások tartóssága megegyezik az 1998-2009-es időszakban jellemzővel, csak az időszak 10 %-ában jellemzőek nagyobb vízállások. A második időszak a vízállás-tartósságok alapján az 1998-2009-es időszakhoz hasonló. A harmadik időszakban a 50 %-nál ritkábban előforduló vízállások esetében az egyes vízállások előfordulása lényegesen meghaladta az 1998-2008-as, sőt az1976-1997-es időszakok átlagait is (4.29. ábra).



4.29. ábra: Vízállás-tartósság a parteróziós vizsgálat időszakaiban

4.3.1.3. A parterózió és a vízjárás kapcsolata

A parterózió mértékét és a vízjárást összevetve az egyes időszakokban megállapítható, hogy az első időszakban, amikor egy nagyobb árvíz fordult elő, az erózió üteme a vizsgált alsódobszai ***A-C*** és ***E*** kanyarulatban 2,4-4-szerese a második időszakénak, amikor kis- és középvizek voltak jellemzőek. (A ***D*** és ***F*** kanyarulatban a partelmozdulás kis mértéke miatt nem vizsgáltam külön ezt a két időszakot.) A harmadik időszakban – amikor több egymást követő rendkívüli árvíz volt – ***D-F*** kanyarulatokban a partelmozdulás sebessége hozzávetőlegesen 1,5-szeresen meghaladta az első időszakban tapasztalhatót is. Az ***A-C*** kanyarulatokban a partelmozdulás sebessége m/félévben kifejezve az első időszakhoz hasonló, ám feltételezhetjük, hogy a parterózió nagy része az április közepétől június közepéig tartó két hónap alatt zajlott (az árvizek alatt). Következésképpen a harmadik időszak rendkívüli árvizei az első időszak árvizénél lényegesen nagyobb mértékű partelmozdulást okozhattak. A zsujtai ***Z***

és a gibárti ***G*** kanyarulatban az első időszak adatai hiányoznak a második és harmadik időszakban tapasztalt partelmozdulás egymáshoz viszonyított aránya azonban az alsódobszai ***E*** kanyarulathoz volt hasonló, ami alapján feltételezhető, hogy a harmadik időszakban mért elmozdulás érték ezekben a kanyarulatokban is kiemelkedőnek számít.

A parteróziós vizsgálatok eredményét összevetve az időszakokra jellemző vízjárással, az állapítható meg, hogy az árvizeknek kiemelt szerepe van a mederformálásban, hiszen mindegyik kanyarulatban különösen nagymértékű partelmozdulás zajlott azokban az időszakokban, amikor nagyobb árvizek fordultak elő a folyón. (A legaktívabban fejlődő kanyarulat esetében 16,7 m partelmozdulás zajlott a rendkívüli árvizek következtében!) Azonban az árvizet követő kis- és középvizes időszakban is számottevő erózió történt az aktívabban fejlődő kanyarulatokban.

4.3.1.4. A rövid- és a hosszú távú partelmozdulás összehasonlítása

A rövid távú laterális elmozdulás jellemző adatokat összehasonlítottam a kanyarulatokban hosszabb távon jellemző partelmozdulással, hogy láthatóvá váljon, hogy az elmúlt 2,5 évben megfigyelt partelmozdulás mennyire illeszkedik a hosszú távú tendenciákhoz. Hosszabb időtartamra (1953-2002) légifotók segítségével számítottam ki a partelmozdulás sebességét.

A partelmozdulás hosszabb távú vizsgálatához az 1953-2002 közötti időszakot egy időszaknak tekintve elemzem, hogy egy hosszú távra érvényes átlagos értéket kapjak. A vizsgálatok alapján az erózió mértéke hosszabb távon is nagymértékben különbözött a kanyarokban. A vizsgált 49 év alatt a partelmozdulás mértéke 90-195 m között változott, ami 1,8-4 m/év partelmozdulási sebességet jelent. A legnagyobb mértékű partelmozdulás az alsódobszai ***E*** kanyarulatban volt jellemző, míg a legkisebb a ***C*** kanyarulatban (*1. táblázat*).

A rövid távú méréseket összehasonlítva a hosszú távú eredményekkel, az állapítható meg, hogy hosszú távon a kanyarulatoknál szintén különböző volt a legnagyobb mértékű partelmozdulás helye a kanyarulatokban, de hosszú- és rövidtávon kanyarulatonként ugyanott volt a legnagyobb mértékű a laterális erózió.

Az erózió mértéke azonban rövid és hosszabb távon lényegesen különböző. Az utolsó (2009.08.-2010.08. közötti) időszakban, amikor rendkívül nagy árvizek voltak jellemzőek, mindegyik kanyarulat esetében meghaladta a hosszabb távon megfigyelhető átlagos erózió mértékét, valamint az alsódobszai ***D*** és az ***F*** kanyarulat kivételével az első időszakban is. Ráadásul az alsódobszai ***A-C*** kanyarulatokban a kis-és középvizekkel jellemezhető második időszakban is nagyobb volt a partelmozdulás mértéke a hosszú távú átlagértéknél, a zsujtai ***Z***

kanyarulatban pedig azt megközelítő értéket figyelhetünk meg. Ez azt mutatja, hogy az árvizet követő kis- és középvizes időszakban zajló parterózió is jelentős mértékű lehet a hosszú távú partelmozdulást tekintve.

1. táblázat: A partelmozdulás mértéke a vizsgált kanyarulatok legintenzívebben fejlődő szakaszán 1953 és 2002 között, valamint a rövid távú vizsgálatok időszakaiban

	Partelmozdulás				
	Hosszú távú		**Rövid távú**		
	1953-2002		**1. időszak (2008.03.28.-2008.08.20.)**	**2. időszak (2008.08.20.-2009.08.26.)**	**3. időszak (2009.08.26.-2010.08.06.)**
Kanyarulat	**(m)**	**(m/félév)**	**(m/félév)**	**(m/félév)**	**(m/félév)**
A	185	**1,9**	9,80	3,15	8,80
B	97	**1**	3,60	1,60	1,60
C	90	**0,9**	3,80	1,20	2,20
D	110	**1,1**	0,70	0,70	2,80
E	195	**2**	3,20	0,80	5,30
F	145	**1,5**	0,70	0,70	2,60
G	114	**1,15**		0,70	3,60
Z	123	**1,25**		1,00	5,00

Az árvizek nagyságának és gyakoriságának és a mederformáló vízhozamok előfordulásának 1990-es évek végétől megfigyelhető növekedése (4.1. fejezet), éppen ezért nagyban módosíthatja a folyóra jellemző hosszú távú mederváltozási tendenciákat, gyorsabb partelmozdulást és a mederbe kerülő nagyobb mennyiségű hordalék miatt a mederformák gyorsabb átrendeződést okozhatja. A gyorsabb parterózió okozhatja a meder szélességének és ezzel párhozamosan a zátonyok területének növekedését.

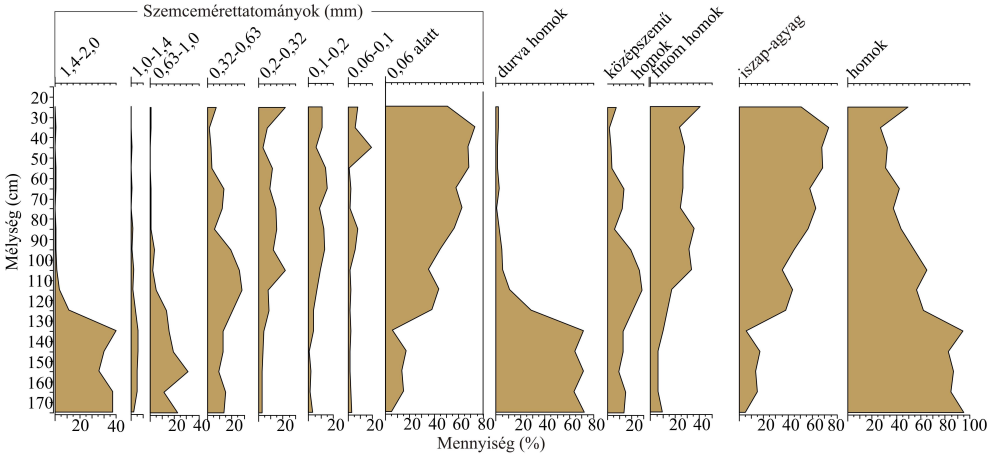
4.3.1.5. A parteróziót befolyásoló helyi tényezők

A vizsgálatok alapján az is megállapítható, hogy parterózió mértéke nem csak az egyes időszakokban volt nagymértékben különböző, hanem a kanyarulatok között a folyó egy rövidebb szakaszán belül is tapasztalható eltérés. Ugyanis mind a rövid-, mind a hosszú távú eróziós értékek alapján ugyanazon időszakban egymáshoz közeli kanyarulatok esetében is eltérő mértékű partelmozdulást mértem. Ez arra utal, hogy a kanyarulatok fejlődésének mértékét a lokális tényezők (a partanyag, a part növényzete és magassága, a kanyarulat-fejlettség és a mederesés) kanyarulatonként eltérő módon befolyásolják.

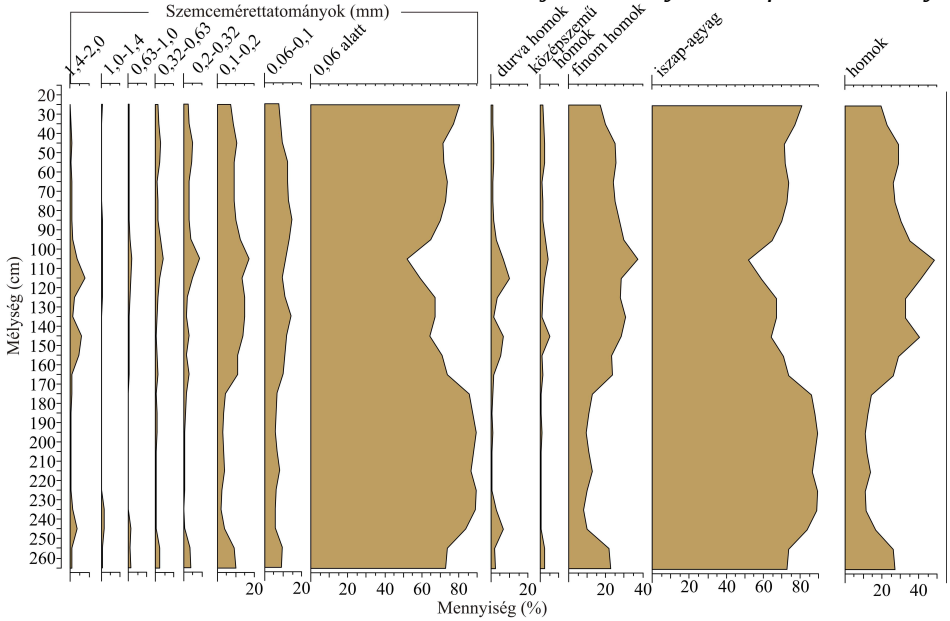
A part növényzetére a vizsgált kanyarulatok mindegyikénél a kanyarulat külső ívén lágyszárú növényekből álló gyepek jellemzőek, ezért ez a tényező nem okozhat komolyabb különbséget a parterózió mértékében. A part magassága szintén nem okozhatja a partelmozdulásban tapasztalt különbségeket, mivel a ***B*** kanyarulat magasparti szakaszát kivéve, a part magassága a kanyarulatokban hasonló (-50 cm-es vízálláshoz viszonyítva 2-3 m).

A meder esésére vonatkozólag nem állnak rendelkezésre a kanyarulatok szintjére lebontva adatok. Azonban annyit tudunk, hogy a legnagyobb eséssel a zsujtai folyószakasz rendelkezik, a zsujtai ***Z*** kanyarulat partelmozdulása viszont, sem hosszú- sem rövid távon nem haladja meg a többi kanyarulatnál tapasztalhatót. Ezek alapján arra következtethetünk, hogy a meder esése kevésbé jelentős tényező a külső ív oldalirányú elmozdulásában.

Ezért megvizsgáltam, hogy (rövid és hosszú távú) a partelmozdulás mértéke és a partanyag szemcseösszetétele között van-e valamilyen kapcsolat. A kanyarulatokban az alsódobszai ***B*** kanyarulat kivételével mindegyiknél jellemző, hogy a fúrásszelvényben lefelé haladva az iszap-agyag tartalom csökkent, a homoktartalom pedig növekedett (4.30. ábra). A ***B*** kanyarulatban az iszap-anyag tartalom kis mértékben ingadozik ugyan, de a fúrásszelvény alsó részén, a felső szinthez hasonló arányt képvisel (4.31. ábra).



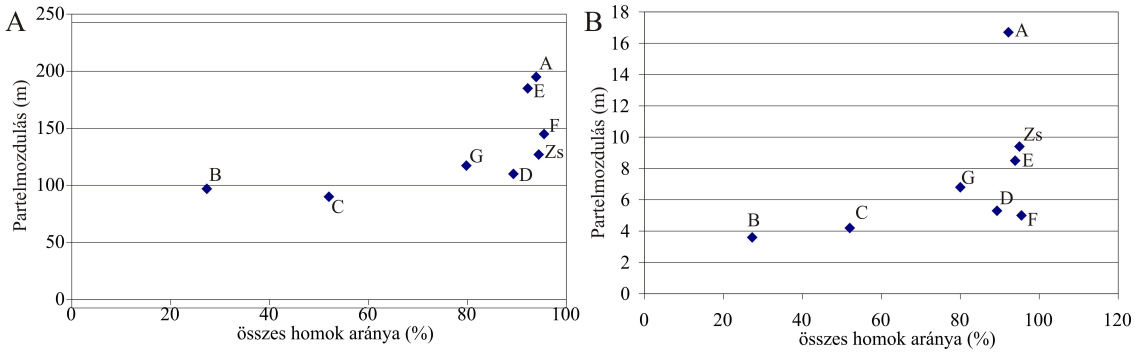
*4.30. ábra: A szemcseösszetétel változása a zsujtai **Z** kanyarulat fúrásszelvényében*



*4.31. ábra: A szemcseösszetétel változása az alsódobszai **B** kanyarulat fúrásszelvényében*

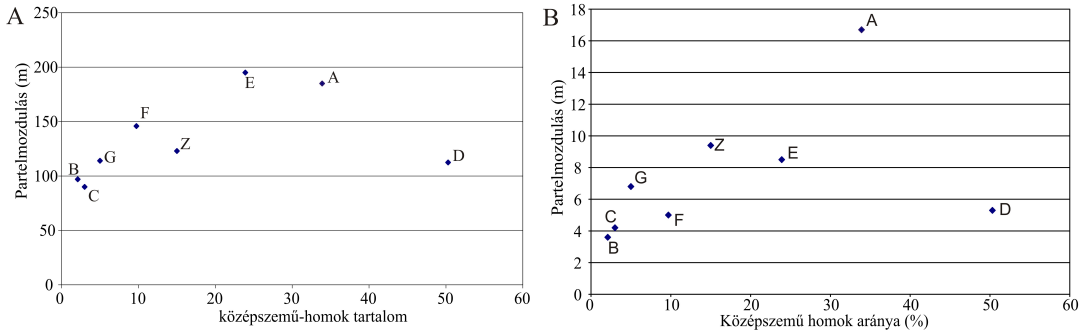
A partelmozdulás szempontjából a partfal aljának a szemcseösszetétele a meghatározó, s különösen fontos a könnyen mozdítható szemcsék aránya. Az összetett felépítésű partok (az alján durva szemcsés, felette finomszemcsés réteg) stabilitása ugyanis az alsó, kohézióra

kevésbé képes réteg állékonyságától függ (*Brierley és Fryirs* 2005). Éppen ezért megvizsgáltam, hogy a fúrásszelvények alján (tehát a -50 cm körüli vízszinten) az egyes szemcsefrakciók aránya hogyan viszonyul a tapasztalt partelmozdulási értékekhez. A partanyag homoktartalmát megvizsgálva csupán az állapítható meg, hogy az iszaposabb-agyagosabb kanyarulatoknál mind rövid-, mind hosszú távon kis partelmozdulás értékek tartoztak. A kanyarok nagy részének partanyaga azonban nagy homoktartalmú (80 % feletti), s ezeknél a kanyarulatoknál a partelmozdulás értékek erősen szóródtak (4.32. ábra).



4.32. ábra: A partanyag homoktartalma és a partelmozdulás kapcsolata az1953-2007 közötti ***a)*** *és a 2009.08.-2010.08. közötti* ***b)*** *időszakban*

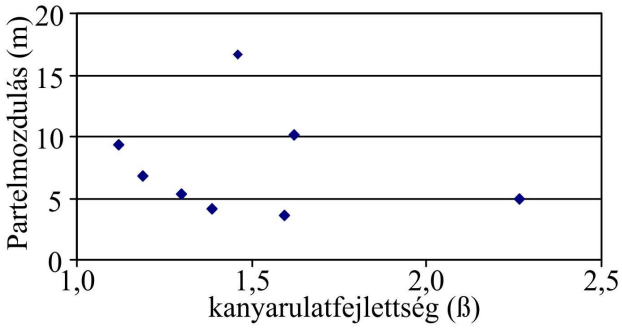
A minták nagy homoktartalma miatt az összesített homoktartalom helyett megvizsgáltam külön a finom-, a középszemű- és a durvahomok arányának és a partelmozdulásnak a kapcsolatát. A legjobb kapcsolat a fúrásszelvények aljának középszemű-homok tartalma és a partelmozdulás mértéke között adódott. A középszemű-homok arányának növekedésével ugyanis a parterózió mértéke mind rövid, mind hosszútávon növekedett (4.33. ábra). Az egyetlen kanyarulat, amelyik eltérő, a ***D*** kanyarulat, ennek a fejlődése azonban a másodlagos kanyarulatok kialakulását (4.2.1.2. fejezet) követően lelassult, s ez magyarázhatja, hogy a nagyobb középszemű-homok tartalma ellenére a partelmozdulás kisebb mértékű volt.



4.33. ábra: A partanyag középszemű-homok tartalma és a partelmozdulás kapcsolata az 1953-2007 közötti ***a),*** *valamint a 2009.08.-2010.08. közötti* ***b)*** *időszakban*

A partelmozdulás mértékét a partanyag mellett a kanyarulat időben változó morfometriai paraméterei (pl. fejlettség, a kanyarulat alakja) is erősen befolyásolhatják,

ugyanis egy adott kanyarulat esetében idővel a legnagyobb partelmozdulás helye és a partelmozdulás üteme is széles határok között változott. A kanyarulatokban a partelmozdulás mértéke egymáshoz viszonyítva a rövid és hosszabb távú vizsgálatok alapján ugyanis eltérő volt. A hosszú távú partelmozdulásnál a legnagyobb értékkel jellemzett ***E*** kanyarulatnál ugyanis a rövid távú eróziós mérések alapján az ***A*** kanyarulatban mindegyik időszakban lényegesen nagyobb partelmozdulás zajlott (1. táblázat). A kanyarulatok morfometriai paraméterei közül azonban a kanyarulat-fejlettség nem volt szoros kapcsolatban a partelmozdulás mértékével a 2009.08.-2010.08. közötti időszakban, habár úgy tűnik, hogy alacsony kanyarulat-fejlettségnél (1,4 alatt) a kanyarulat-fejlettség növekedésével csökkent a partelmozdulás mértéke a vizsgált kanyarulatokban (4.34. ábra).



4.34. ábra: A kanyarulat-fejlettség és a 2009.08.-2010.08. közötti időszakban megfigyelhető partelmozdulás kapcsolata

Azoknál a kanyarulatoknál, melyeknek kanyarulat-fejlettsége 1,4 felett volt, a partelmozdulás mértékét egyéb morfológiai tényezők sokkal erősebben befolyásolták. A parterózió mértékét befolyásolhatja a kanyarulatok egymáshoz viszonyított helyzete is. Az ***A*** kanyarulatnál tapasztalt kiemelkedő mértékű erózióhoz hozzájárulhat a körülmény is, hogy az áramló víz egy hosszabb egyenes (álkanyarulatokkal) szakasz után nagy energiával érkezik a kanyarulatba. Habár a kanyarulat csúcsánál kiinduló, és jelenleg is aktívan formálódó lecsapoló-meder (4.35. ábra) – mivel a víz egy részét evezeti – kismértékben csökkenti a partot ért erőhatás (igénybevétel) nagyságát.

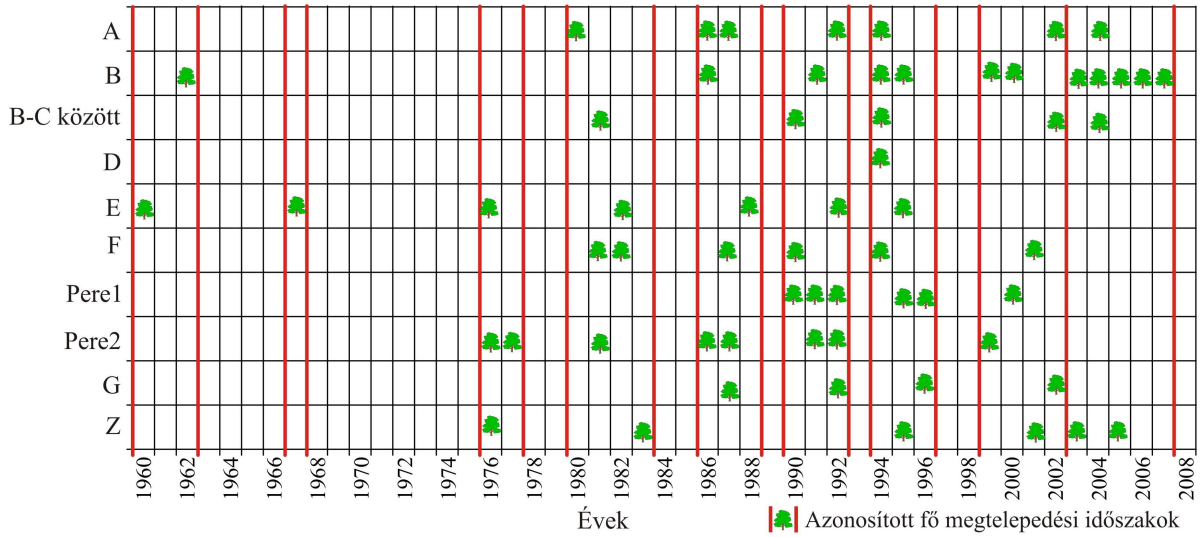
*4.35. ábra: A lecsapoló-meder az alsódobszai **A** és **C** kanyarulatok között*

4.3.2. Rövid távú övzátony-épülés vizsgálata a kanyarulatokban

A légifotók alapján nyert adatok alapján lehetővé vált a kanyarulatfejlődés főbb tendenciáinak hosszú távú elemzése, azonban az egyes légifotók közötti időszakokban nem határozható meg vele, hogy pontosan mikor zajlottak a nagyobb kanyarulat átrendeződések és ehhez kötődően a kanyarulatok belső ívén az övzátonyok épülése. Ennek ismerete azért fontos, mert így megbecsülhető, hogy milyen hidrológia feltételek mellett válik lehetővé a fás vegetáció megtelepedése a zátonyfelszíneken, ami a kanyarulatok külső ívén tapasztalt erózió mértékétől függően a meder elmozdulásához vagy szűküléséhez vezethet.

A part épülési időszakainak pontos meghatározásához a kanyarulatok belső ívén az övzátony-felszíneken megtelepedő fák kora alapján (dendrológiai vizsgálattal) azonosítottam azokat a fő időszakokat, amikor fás vegetáció megtelepedésére alkalmas zátonyfelszínek jöttek létre. A dendrológiai felmérés 10 kanyarulatban készült, a zsujtai ***Z*** kanyarulatban, gibárti ***G*** kanyarulatban, az alsódobszai ***A, B, C, D, E, F*** és a ***B-C*** kanyarulatok között elhelyezkedő kanyarulatokban (4.25.ábra), valamint a perei szakaszon két kanyarulatban.

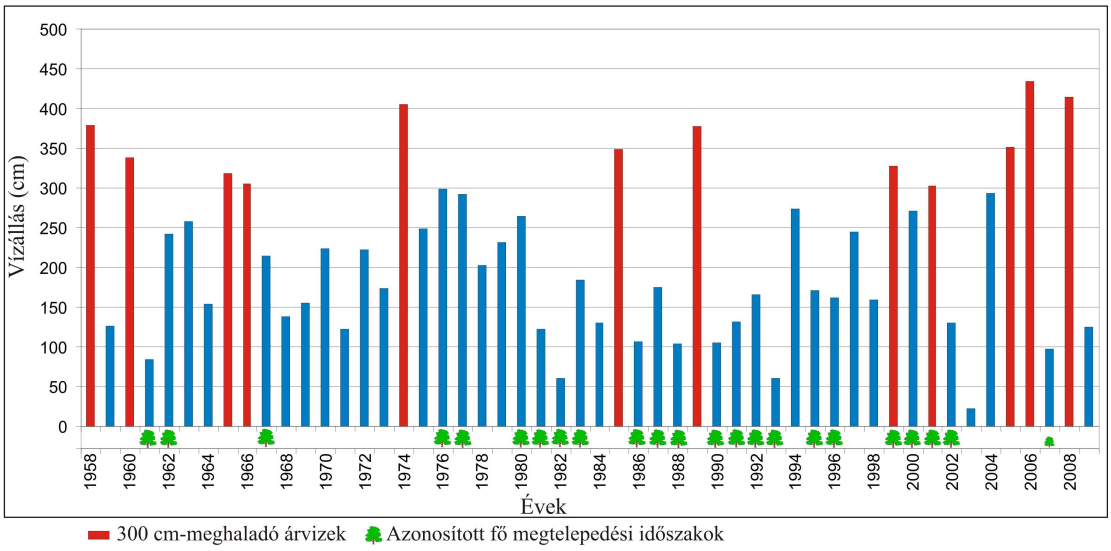
A fák kora alapján megállapítható, hogy fás vegetáció megtelepedésére alkalmas zátonyfelszínek kialakulására alkalmas időszakok a mintaterületeken hozzávetőlegesen azonosak, bár nem mindegyik időszak jelenik meg minden vizsgált kanyarulatnál (4.36., 4.38., 4.39. ábra). A fiatalabb partépülési időszakok bizonyítékát szinte mindenütt megtaláltuk, az 1980 előtti időszakokat azonban csak néhány kanyarulatnál lehetett azonosítani, mivel a kanyarulatok többségénél az ilyen korú erdőket mára kivágták.



4.36*: ábra A vizsgált fák megtelepedési időszakai a kanyarulatokban*

A dendrológiai módszerrel vizsgálható legidősebb felszínen a fák 1961-1962-ben telepedtek meg, habár ezt a partépülési időszakot csak két kanyarulatnál sikerült azonosítani. A felszín képződése a megelőző években előfordult 1958-as 379 cm-es vízállású és az 1960-

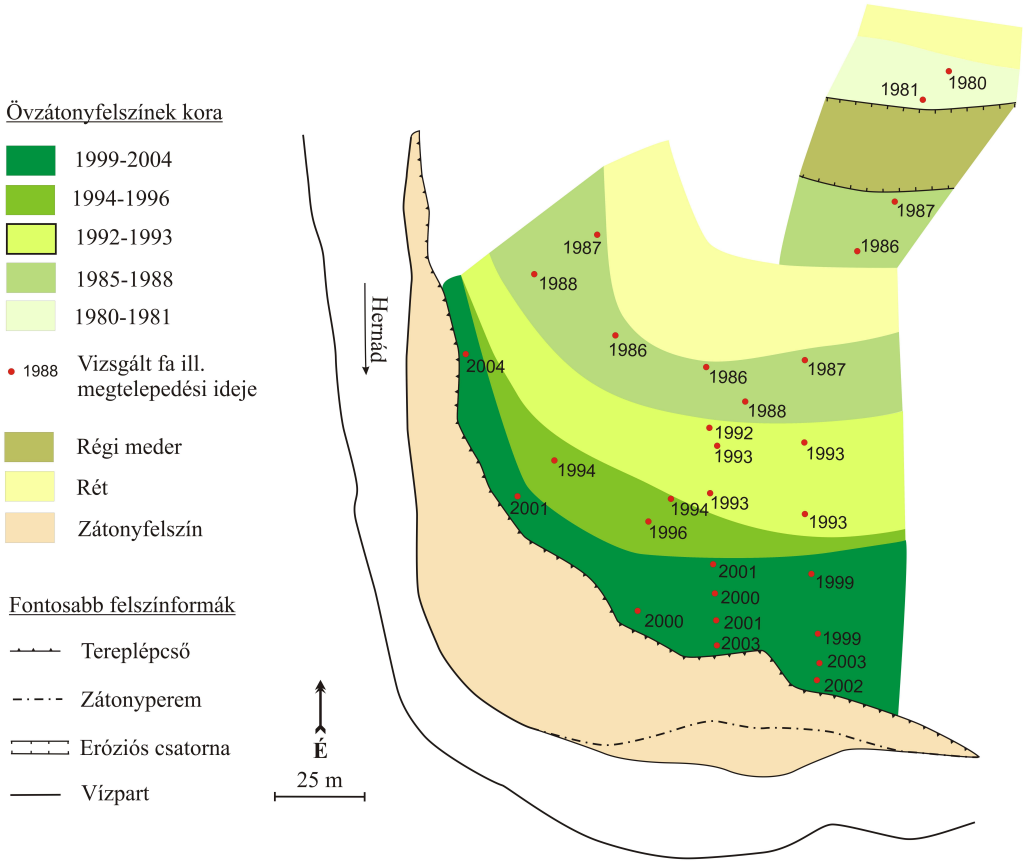
as 338 cm-es magas vízállású árvizekhez köthető, mivel ekkor alakulhattak ki magasabb zátonyfelszínek. A rákövetkező 1961-es évet azonban különösen alacsony vízállások jellemezték – az évi legnagyobb vízállás 84 cm volt –, így ekkor lehetővé vált a vegetáció megerősödése a zátonyfelszínen. A következő azonosított partépülési időszak 1967-ben történt – bár ezt csak az alsódobszai E kanyarulatnál találtunk meg –, melynek alapja az 1965-ös és 1966-os árvizekkor (magasságuk 318 és 305 cm) rakódatott le. Fás vegetáció megtelepedésére alkalmas zátonyfelszín ezt követően az 1974-es kiemelkedően nagy árvize során rakódott le. Ezen a következő években megtelepedett a vegetáció, amit a dendrológiai felmérés során vizsgált 1976-77-ben megtelepült fák mutatnak. A fák kora alapján azonosított következő partépülési időszak 1980-1983. Ez a partépülési időszak nem köthető a megelőző évek valamely kiemelkedő árvizéhez, a fák megtelepedése az 1981-es és különösen az 1982-es évben jellemző egész évben kisvizes időszak (1982-ben az évi legnagyobb vízállás 61 cm) teremtette meg a lehetőséget, ugyanis ekkor az alacsonyabb zátonyfelszíneken is lehetővé vált a vegetáció megtelepedése (4.37. ábra).



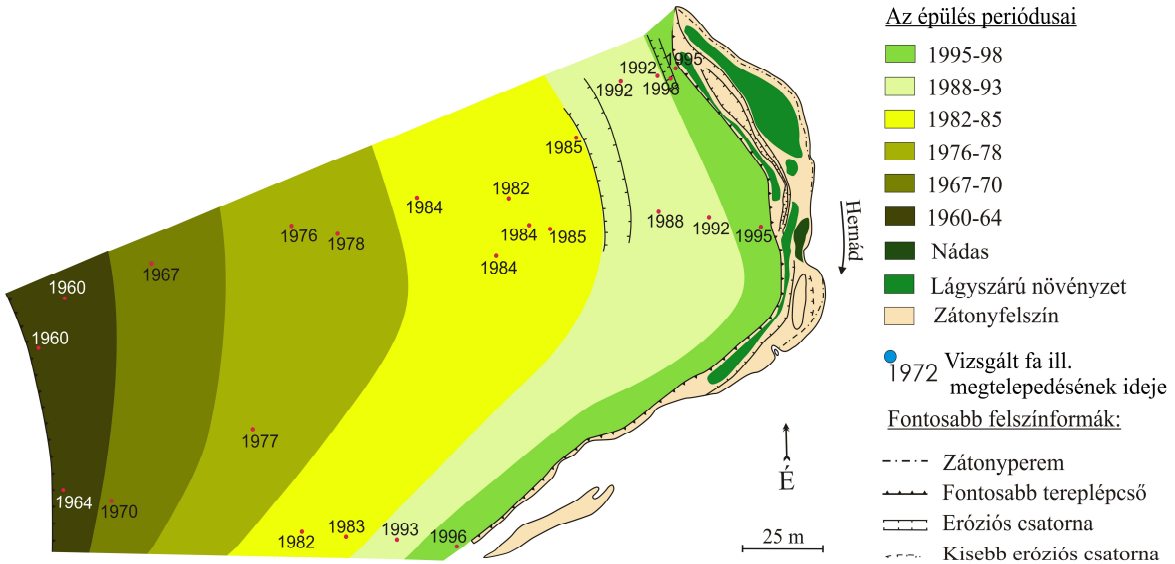
4.37. ábra: Az évi legnagyobb vízállások a dendrológiai vizsgálat időszakában (Hidasnémeti vízmérce alapján), valamint a kiemelkedően nagy árvizek és a főbb megtelepedési időszakok.

Az ezt követő partépülési időszakok (1986-1988 és 1990-1993) szintén jól köthetőek a megelőző évek nagyobb árvizeihez (1985-ben 349 cm-es, 1989-ben 377 cm-es vízállással) és az árvizeket követő árvízmentes évekhez. Az 1994-1996-os partépülési időszakot az 1994-ben előforduló (274 cm-es) árvíz előzte meg, ami azonban rövid ideig tartott, s egyébként az év legnagyobb részében a vízállás a -50 cm-t sem érte el, valószínűbb, hogy az 1981-1982-es partépülési időszakhoz hasonlóan az alacsonyabb zátonyfelszíneken vált lehetővé a vegetáció megtelepedése. Az 1999-2003 közötti partépülési időszak két árvízhez is kapcsolódik, az 1999-es és a 2001-es évek árvizeihez.

A 2004-es évtől szinte minden évben előfordultak az ártérre is kilépő árvizek, ezért csak néhány kanyarulatnál és csupán kisebb kiterjedésű felszíneken található ezekben az években megtelepedett fás vegetáció. Ennek oka, hogy az árvizek ugyan feltehetőleg kialakítottak magasabb zátonyfelszíneket (4.38. ábrán 30-40 m széles), de az ezeken megtelepedő vegetációnak nincs ideje kellőképpen megerősödni, hogy túlélje a következő árhullámot.



*4.38. ábra: A fák kora alapján meghatározott övzátony-épülési periódusok az alsódobszai **A** kanyarulatban*



*4.38. ábra: A fák kora alapján meghatározott övzátony-épülési periódusok az alsódobszai **E** kanyarulatban*

A fák megtelepülési időszakait összevetve a vízjárás adatokkal, arra a következtetésre jutottam, hogy a fő partépülési időszakok, jól köthetőek a nagyobb árvizekhez, így a kanyarulatok fejlődése árvizekhez kötődően, ugrásszerűen zajlik. A fák megtelepedésére alkalmas felszínek kialakulása a mederkitöltő vízszintet lényegesen meghaladó 300 cm feletti vízállással tetőző árvizekhez köthető. A zátonyfelszínek stabilizációját pedig a rákövetkező árvízmentes években megtelepedő vegetáció teszi lehetővé. Emellett a hosszan tartó kisvizes időszakokban (amikor több éven keresztül nem fordulnak elő árvizek) az alacsonyabb zátonyfelszíneken is lehetővé vált a vegetáció megtelepedése. Az egymást követő nagy árvizes évek idején (ahogyan azt láthattuk 2003 után) az árvizek ugyan feltehetőleg kialakítanak magasabb zátonyfelszíneket, de az ezeken megtelepedő vegetációnak nincs ideje kellőképpen megerősödni, hogy túlélje a következő árhullámot.

A dendrológiai felmérés és a vízjárás elemzése alapján a fák megtelepedése és ezáltal a partépülés szempontjából az a legkedvezőbb, ha az árvizes évek ritkábban követik egymást, és a nagyobb árvizeket követő egy-két évben a kisvizek jellemzőek.

4.3.3. Részösszegzés

A parteróziós vizsgálatok eredményét összevetve az időszakokra jellemző vízjárással, az állapítható meg, hogy az árvizeknek kiemelt szerepe van a mederformálásban, hiszen mindegyik kanyarulatban különösen nagymértékű partelmozdulás zajlott azokban az időszakokban, amikor kiemelkedő árvizek fordultak elő a folyón. (A legaktívabban fejlődő kanyarulat esetében 16,7 m partelmozdulás zajlott a 2010-es rendkívüli árvizek következtében egy év alatt.) Ezeket az eredményeket összehasonlítva a hosszú távú partelmozdulási tendenciákkal, az állapítható meg, a nagy árvizekkel jellemzett időszakokban a partelmozdulás sebessége a kanyarulatokban lényegesen meghaladta a hosszabb távon megfigyelhető átlagos erózió mértékét. Azonban az árvizet követő kis- és középvizes időszakban is számottevő erózió történt, így a partelmozdulás mértéke az aktívabban fejlődő kanyarulatokban szintén nagyobb volt a hosszú távú átlagértéknél.

Az árvizek nagyságának és gyakoriságának és a mederformáló vízhozamok előfordulásának 1990-es évek végétől megfigyelhető növekedése (4.1. fejezet), ezért nagyban módosíthatja a folyóra jellemző hosszú távú mederváltozási tendenciákat, gyorsabb partelmozdulást és a mederbe kerülő nagyobb mennyiségű hordalék miatt a mederformák gyorsabb átrendeződést okozhatja. A gyorsabb parterózió eredményezheti a meder szélességének növekedését és ezzel párhozamosan az övzátonyok területének gyarapodását.

A vizsgálatok alapján azonban az is megállapítható, hogy parterózió mértéke nemcsak az egyes időszakokban volt különböző, hanem a kanyarulatok között a folyó egy rövidebb

szakaszán belül is rendkívüli eltérés tapasztalható. Ez arra utal, hogy a kanyarulatok fejlődésének mértékét a lokális tényezők (partanyag, kanyarulat-fejlettség) kanyarulatonként eltérő módon befolyásolják. A partanyag szempontjából a partfal aljának a szemcseösszetétele a meghatározó, s különösen fontosnak tűnik a partanyag középszemű-homok tartalma, mivel ez volt a legszorosabb kapcsolatban a partelmozdulás mértékével. A középszemű-homok arányának növekedésével ugyanis a parterózió mértéke mind rövid, mind hosszútávon növekedett. A partelmozdulás mértéke a kanyarulatokban időben is jelentősen változott, ami arra utal, hogy a partanyag mellett a kanyarulat időben változó morfometriai paraméterei (fejlettség, a kanyarulat alakja) is erősen befolyásolják.

Az övzátony-épülési folyamatok vizsgálata alapján a fák megtelepülési időszakait összevetve a vízjárás adatokkal, arra a következtetésre jutottam, hogy a fák megtelepedésére alkalmas felszínek kialakulása a mederkitöltő vízszintet lényegesen meghaladó 300 cm feletti vízállással tetőző árvizekhez köthető. A partépülés, azaz a zátonyfelszínek stabilizálódása szempontjából az a legkedvezőbb, ha az árvizes évek ritkábban követik egymást, és a nagyobb árvizeket követő egy-két évben a kisvizek jellemzőek. Az egymást követő nagy árvizes évek idején (ahogyan azt láthattuk 2003 után) viszont az árvizek ugyan feltehetőleg kialakítanak magasabb zátonyfelszíneket, de az ezeken megtelepedő vegetációnak nincs ideje kellőképpen megerősödni, hogy túlélje a következő árhullámot.

Az övzátony-felszínek kialakulása az árvizekhez kötődően ugrásszerűen történik és a fák megtelepedése, ezáltal az övzátonyok stabilizálódása olyan körülmények között valósulhat meg, amikor az árvizet néhány évig nem követi újabb árvíz. Eközben a kanyarulat külső ívén a partok eróziója folyamatos – vízjárástól függő mértékű – partelmozdulást okoz.

A mederszélesség ezek alapján úgy tűnik periodikusan változik, melynek folyamata a következő: A külső ív laterális elmozdulása következtében kiszélesedik a meder és lehetővé válik nagyobb kiterjedésű zátonyfelszínek épülése. Különösen kedvezőek ebből a szempontból az egymást gyakran követő nagy árvizek, mivel ekkor a laterális erózió gyorsabb, miközben az övzátonyokon a gyakori árvizek nem teszik lehetővé a növényzet stabilizálódását. Ha azonban néhány árvízmentes év következik a magasabb övzátony-felszíneken lehetővé válik a növényzet megtelepedése és megerősödése, ami mederszűkülést eredményez. Ezek szerint a meder szélességét az árvizek nagysága és gyakorisága szabályozza.

5. Összegzés

A térben és időben több méretarányban elvégzett vizsgálat eredményeképpen több, a kanyarulatok fejlődése szempontjából fontos környezeti tényezőt azonosítottam. Értékeltem a duzzasztók és a partbiztosítás által okozott közvetlen emberi beavatkozások hatásait és a kanyarulatfejlődés rövid távú folyamatai alapján a meder horizontális változásának dinamikáját.

1. Természetes környezeti tényezők szerepe a kanyarulatfejlődésben

Több, a Hernád magyarországi szakaszának fejlődését befolyásoló környezeti tényezőt sikerült azonosítanom. Ezek vagy időbeli változásukkal módosítják a folyó egészének fejlődését vagy térbeli változásukkal lokálisan egy hosszabb-rövidebb szakasz vagy egy-egy kanyarulat fejlődését módosítják. Az időben változó környezeti tényezők legfontosabbika a vízjárás változása, míg a térben változó környezeti tényezőkhöz tartozik a változó esés (ami valószínűleg tektonizmus következménye), valamint a folyótól keletre futó magaspart és egyedi kanyarulatok szintjén a partanyag változása.

1.1. Időben változó környezeti tényező hatása a kanyarulatfejlődésre

A vízjárás hosszú távú változása

A kanyarulatfejlődést befolyásoló legfontosabb tényező a vízjárás, amely a Hernád magyarországi szakaszán a 20. század során jelentősen átalakult. Az 1950-es évek közepéig (1956-57) a vízjárás nem változott lényegesen, ami hosszútávon fennálló egyensúlyi állapotra utal. Az 1950-es évek közepétől 1997-ig azonban a vízjárás jelentős változása figyelhető meg, ami a vízállások általános csökkenésében, a mederformáló (4,1 %-ról 1,4 %-ra) és középvízi vízhozam (33,6 %-ról 21,5%-ra) csökkenő tartósságában, az árvizes (mederkitöltő vízállás feletti) évek gyakoriságának növekedésében és az évi legnagyobb vízállások szélsőségesebbé válásában, valamint az évi legkisebb vízállások folyamatos csökkenésében is megmutatkozik.

Az évi legkisebb vízállás csökkenése azonban nem járt együtt az évi legkisebb vízhozamok csökkenésével és a kis és középvizek tartományában ugyanazokhoz a vízállásokhoz 1960 és 2009 között egyre nagyobb vízhozam értékek tartoztak, ami a meder bevágódására utal. A nagyvizek tartományában viszont (200cm-es vízállás felett) ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre kisebb vízhozam értékek tartoztak, ami viszont a nagyvízi meder vízlevezető képességének csökkenésére utal 1960 óta.

Az 1990-es évek végétől azonban a mederformáló és középvízi vízhozamot meghaladó vízhozamok előfordulása nőtt, az eredeti hidrológiai állapotok felé közelít. Ugyanakkor az utóbbi 10 évben a vízjárás egyre szélsőségesebbé válását tapasztalhatjuk. Ez különösen 2005 után érzékelhető,

ugyanis 2006-ban (LNV-t 434 cm), majd 2010-ben (LNV 503 cm) a korábbi legnagyobb vízállást meghaladó árvíz vonultak le a folyón (2010-ben ráadásul egy hónapon belül két árhullám vonult le).

Az éven belüli vízjárás is lényegesen változott, a kisvizek kitolódtak a téli hónapokra, amely a partomlások mértékének növekedését okozhatja a fagy miatt. Emellett a korábbinál hevesebbé váló és gyakrabban előforduló nyári esőzések miatt az árvizek gyakoribbá váltak a nyári hónapokban hevesebb vízjárású nagy árvizeket eredményezve. Ez szintén a mederformálás felgyorsulását okozhatja.

A Hernádon lezajlott hidrológiai változások azonban nem egyediek Magyarországon, a Maros magyarországi szakaszán is megfigyelhetőek hasonló hidrológiai változások. Ezek közül a legfontosabb az évi legkisebb vizek szintjének változása. Az évi legkisebb vizek szintje ugyanis az 1970-es évekig folyamatosan növekedett, utána viszont drasztikusan csökkenni kezdett (*Sipos* 2006), hiszen míg 1940-1981 között sosem volt -50 cm alatt, 1981 után azonban az évi legkisebb vízszint -50 cm és -104 cm között változott (*Kiss és Sipos* 2007).

A két folyón lezajlott hidrológiai változásokat a vízgyűjtő felsőbb részein bekövetkező lefolyásviszonyok módosulása okozta. A lefolyásviszonyok módosulásának pontos okait nem lehet egyértelműen megállapítani, mivel a klímaváltozás (csökkenő mennyiségű, egyre hevesebb csapadék) mellett, az emberi tevékenység (vízkivétel, vízvisszatartás) lefolyás-módosító hatása is okozhatta. A két tényező pedig hasonlóan hat a folyórendszerre, így egymás hatásait felerősíthetik.

A tekintélyes mértékű vízjárás és vízhozam változások, valamint az általuk jelzett bevágódás és a nagyvízi meder vízlevezető képességének csökkenése előrevetíti a folyó egyéb morfológiai, morfometriai paramétereinek jelentős változását is az 1950-es éveket követően, ugyanis a meder paraméterek (pl. szélesség, mélység és futásvonal) igazodnak a megváltozott vízhozamhoz (*Schumm* 1977). *Ackers* (*1982*) szerint elsősorban a kanyarulathosszra van hatással a vízhozam, míg *Gábris* (1986, 1995) szerint emellett a húrhosszal és a meanderek tágasságával is szoros kapcsolatot mutat.

A vízjárás módosulásának hatása kanyarulatfejlődésre

A hidrológiai rendszer megváltozásával egy időben a Hernád morfológia viszonyai is átalakultak. A meder az éves kisebb vízmennyiség levezetésére módosult, a vízállás-vízhozam kapcsolatok ugyanis a meder bevágódására is utalnak. Ennek egyik következményeként a korábban kialakult övzátonyok a középvíznél magasabb szintre kerülhettek, így lehetővé vált rajtuk a növényzet megtelepedése. Így a hidrológiai változások végső soron a mederszélesség csökkenését okozták, ami a mederszelvény területének csökkenésével jár együtt. Hasonló folyamatokat írt le tanulmányaiban *Martin és William* (1987), *Friedman et al.* (1996),

valamint *Fiala és Kiss* (2005, 2006) más folyók esetében is. A meder szélesség-viszonyaira 1953-ban ugyanis még jellemző volt, hogy a kanyarulatok csúcsában a meder kiszélesedett és itt nagy kiterjedésű csupasz zátonyfelszínek alakultak ki. Azóta jelentős mértékű mederszélesség csökkenés zajlott a szakaszokon. A legnagyobb mértékű szélességcsökkenés az 1966-1975 közötti időszakban volt jellemző (a zsujtai, a gibárti és az alsódobszai szakaszokon is kb. 30 %-os csökkenést mértem). Az átlagos mederszűküléssel párhuzamosan pedig 2002-re a meder szélesség viszonyai egységesebbé váltak, így a kanyarulatok csúcsában és az inflexiós szakaszok közötti különbség csökkent.

A Hernádhoz hasonlóan 1953-ban a Maroson is a mederszélesség igen változatos volt, amint a légifotók felhasználásával végzett kutatásaim mutatták (87 és 137 m között változott a mederszélesség). Majd az elmúlt 50 évben a kisvizek szintjének süllyedésével párhuzamosan itt is mederszűkülés, valamint a mederszélesség egységesebbé válása figyelhető meg. A mederszűkülés a legintenzívebb az 1953-64 közötti időszakban (28 %-os csökkenés), majd a szűkülés üteme fokozatosan csökkent (*Kiss és Blanka* 2006).

A hidrológiai egyensúly megbomlása okozhatta, hogy a kanyarulatmintázatban változások indultak el. A Maroson ez a szabályozatlan kanyarulatban a húr- és a kanyarulathossz csökkenését okozta, változatlan amplitúdó mellett (*Kiss és Blanka* 2006).

A Hernádon a vizsgált szakaszok kis- és nagyméretű kanyarulatai eltérő módon reagáltak. A vízjárás módosulására a nagy kanyarulatokon másodlagos hurkok alakultak ki 1953 és 1975 között, melyek 1988-ra önálló, de kisebb kanyarulatokká formálódtak, így morfológiai paramétereik nagymértékben megváltoztak (csökkent a kanyarulatok hossza, a húrhossz és az amplitúdó is). A hurokképződés *Hooke és Harvey* (1983) szerint ugyan általánosságban együtt jár a kanyarulat hosszának növekedésével, a Hernádon a legintenzívebb változások azonban mindegyik szakaszon ugyanazon időszakban (1975-1988 között) – a legnagyobb szlovákiai víztározó megnyitását (1969) követően – zajlottak. Ez alapján pedig azt feltételezhetjük, hogy a kanyarulatok átalakulása az emberi beavatkozások hatására bekövetkező hidrológiai változások következménye és nem egyedi, a kanyarulatok fejlettségétől függő események voltak. Az utolsó időszakban (1988-2002) a kialakult új kanyarulatokban közel azonos húrhossz mellett az amplitúdó növekedése figyelhető meg. Ez megegyezik korábbi kutatások eredményeivel (*Hickin* 1974, *Brice* 1974), amelyek arra a következtetésre jutottak, hogy a kanyarulatfejlődés korai szakaszában a kanyarulatok inflexiós pontjai helyben maradnak és megnyúlás jellemző rájuk.

A kisméretű kanyarulatoknál tapasztalt változások ezzel szemben sokkal kisebb mértékűek és eltérő típusúak voltak: ezeknél a kanyarulathossz és az amplitúdó kismértékű növekedése zajlott (vagyis megváltozott hidrológiai körülmények között is “normálisan” fejlődnek).

A Hernádon a mederformáló- és közép-vízhozam tartósság nőtt az 1990-es évek végétől, az eredeti hidrológiai állapotok felé közelít. A kanyarulatmintázat azonban nem képes azonnal követni a hidrológiai paraméterek változását, hatása a mintázatra (2007-ig) még nem érvényesült. A kialakult morfológia mellett a hidrológiai paraméterek megváltozása az árvízi kockázat növekedését okozza, hiszen a meder jóval kisebb vízhozamok levezetésére módosult. Ennek következménye, hogy az árvizek levezetése lelassult és az árvizek magasabb vízállással tetőznek. Ezt láthattuk az utóbbi évek árvizeikor, ugyanis az LNV 2006-ban (434 cm-es vízállással), majd 2010-ben (503 cm-es vízállással) is megdőlt.

1.2. Térben változó környezeti tényezők hatása a kanyarulatfejlődésre

A fent leírt időbeli változások mellett a Hernádon a vizsgált folyószakaszok között és a szakaszokon belül is különböző mértékű változások történtek. Különösen az alsódobszai szakaszon volt nagy a változékonyság, ahol a legnagyobb középvonal elmozdulás 1953 és 2002 között 210 m volt és itt volt jellemző a legnagyobb változatosság az egyes kanyarulatokban mért értékek között is. Ez a kiemelkedő változékonyság feltételezhetően a helyi környezeti tényezők hatására alakult ki.

Hosszabb szakaszok fejlődésére ható környezeti tényező: az esés

Az esés térbeli változása nagymértékű változásokat okoz a kanyarulatmintázatban a Hernád Szentistvánbaksa-Gesztely közötti szakaszán. Itt az esés különbségeinek következtében a folyószakaszon belül eltérő a kanyargósság, a meanderezési övezet szélessége, valamint a kanyarulatfejlődés mértéke és típusa is. Ugyanis az esés növekedésének kiegyenlítésére a kanyargósság, a kanyarok hossza és a meanderezési öv szélessége is megnövekedett, ugyanakkor a kisebb esésű szakaszok kiegyenesedtek. A *Schumm és Khan* (1972) által kidolgozott esés és kanyargósság közti általános kapcsolathoz hasonlóan, a felszín esésének növekedésével a kanyargósság mértéke növekedett. A esés növekedése azonban feltehetőleg nem érte el azt a határt, ami után *Schumm és Khan* (1972) szerint hirtelen csökken a kanyargósság és medermintázat fonatossá válik.

A medermintázat ilyen jellegű változásai feltehetőleg a Hernád völgyében tapasztalható tektonikus mozgások – 2,3 mm/év (*Joó* 1998) – következménye. A meder menti vertikális tektonikus mozgások ugyanis – kis mértékű függőleges elmozdulás esetén is (3 mm/év) – érdemben képesek a meder morfológiáját megváltoztatni (*Russ* 1982, *Watson et al.* 1983, *Smith et al.* 1997, *Tímár* 2005). A tektonizmus hatására utal, hogy a lehatárolt nagy kanyargósságú és viszonylag egyenes szakaszok a vizsgált térképek mindegyikén (1883 óta) hozzávetőlegesen ugyanott helyezkednek el, lefelé történő elmozdulásuk nem figyelhető meg.

Rövidebb szakaszok, és egyes kanyarulatok fejlődésére ható környezeti tényező: a magaspart

A folyó kelet felé vándorló kanyarulatainak fejlődését a Hernád Szentistvánbaksa-Gesztely közötti szakaszán a part mentén húzódó magaspart jelentősen módosítja. A magaspart irányába történő partelmozdulás ugyanis ezeknél a kanyarulatoknál rendkívüli mértékben lelassult, azaz a kanyarulatvándorlás mértéke az alámosott part magasságának növekedésével csökkent. Jellemző a kanyarulat ellaposodása és két csúcspontúvá válása is, valamint aszimmetrikus kanyarulatok kialakulása, ami egyezik korábbi kutatások eredményeivel (*Hickin és Nanson* 1975).

Tapasztalataim alapján az aszimmetrikus kanyarulatok görbületi sugara fejlődésük közben folyamatosan csökken (a Sóstófalva feletti kanyarulatnál 1972 és 2007 között 84 m-ről 76 m-re), idővel átszakadó kanyarulatokká fejlődnek és végül lefűződnek. A folyó többi vizsgált szakaszával összehasonlítva éppen ezért gyakoribbak a kanyarulatlefűződések is a magaspartnál. Ez pedig *Stolum* (1996) kutatásaival szemben *Leopold és Wolman* (1960) eredményeit támasztja alá, akik szerint a kanyarulatok lefűződése elsősorban a parterózió lokális különbségei miatt következik be. Emellett *Szabó J.* (2006) vizsgálatai szerint az alámosott partfalon kialakuló csuszamlások is módosíthatják a meder futását.

Egyedi kanyarulatok szintjén ható környezeti tényezők: a partanyag és a növényzet

A Hernád kanyarulatai között egy rövidebb szakaszon belül is rendkívüli eltéréseket tapasztaltam, ami arra utal, hogy a kanyarulatok fejlődésének mértékét lokális tényezők (pl. partanyag és növényzet) kanyarulatonként eltérő módon befolyásolhatják. A partanyag szempontjából a partfal aljának a szemcseösszetétele a meghatározó (*Brierley és Fryirs* 2005), s különösen fontosnak tűnik a partanyag középszemű-homok tartalma, mivel ez volt a legszorosabb kapcsolatban a partelmozdulás mértékével. A középszemű-homok arányának növekedésével ugyanis a partelmozdulás mértéke mind rövid, mind hosszútávon növekedett. Ez a megfigyelés illeszkedik *Hjulström* (*1935 in Knighton* 1998) tapasztalataihoz, ugyanis a legkönnyebben a közepes szemcseméretű homok (0,25-0,5 mm) erodálható (mivel indítási sebessége ennek a legkisebb), míg a kohézióra képes agyag, iszap és a nagy méretű kavics frakció irányába az indítási sebességek gyorsan növekednek. A part növényzetére a vizsgált kanyarulatok mindegyikénél a kanyarulat külső ívén lágyszárú növényekből álló gyepek jellemzőek, ezért ennek a tényezőnek a módosító hatásait nem tudtam vizsgálni.

A partelmozdulás mértéke a kanyarulatokban időben is jelentősen változott, ami arra utal, hogy a partanyag mellett a kanyarulat időben változó morfometriai paraméterei (fejlettség, a kanyarulat alakja) is erősen befolyásolják. Alacsony kanyarulat-fejlettségnél (1,4 alatt) a kanyarulat-fejlettség növekedésével csökkent a partelmozdulás mértéke a vizsgált

kanyarulatokban. Ugyanakkor azoknál melyeknek kanyarulat-fejlettsége 1,4 felett volt, a partelmozdulás mértékét egyéb morfológiai tényezők – pl. a kanyarulatok egymáshoz viszonyított helyzete – sokkal erősebben befolyásolták.

2. Közvetlen emberi beavatkozások hatása a kanyarulatfejlődésre

A Hernád magyarországi szakaszán épült duzzasztóművek, mivel kisméretűek a vízjárásban jelentős módosulást nem okoznak. A legfontosabb változás, hogy a gesztelyi vízmércéig a vízjárás szélsőségei valamelyest csökkennek. A hosszantartó kisvizes időszakokban a gesztelyi vízmércénél a hidasnémeti vízmércéhez viszonyítva némileg magasabb vízszintek fordultak elő, árvizekkor pedig az árvízi csúcsok többnyire valamelyest kisebb vízállással és néhány nappal később jelentkeztek.

A duzzasztóművek fölött elhelyezkedő gibárti és perei folyószakaszoknál a Hernádon, mindegyik vizsgált paraméter (középvonal-változása, kanyarulat-, húrhossz, mederszélesség) esetében igaz, hogy kisebb mértékű átalakulás történt, mint a természetesen fejlődő kanyarulatok esetében. A középvonal hosszának növekedése jelentősen elmaradt (a perei szakaszon 0,9 m/év/fkm, a gibárti szakaszon 0,8 m/év/fkm, miközben Zsujtánál 9,4 m/év/fkm és alsódobszánál 6,7 m/év/fkm) és a duzzasztóműhöz közeledve az elmozdulás mértéke csökkent. A mederszélesség változása szintén kisebb mértékű volt és a középvonal-elmozduláshoz hasonlóan duzzasztóműhöz közeledve egyre kisebb mederszélesség-csökkenés zajlott. Az önálló kanyarulatok morfometriai paramétereit tekintve a duzzasztás által érintett szakaszon a többi szakaszhoz hasonló irányú változások zajlottak, a duzzasztás következtében mértékük azonban lényegesen kisebb, mint a többi szakasz esetében. Árvizekkor azonban a partbiztosítás nélküli szakaszokon − a duzzasztás ellenére is − lényeges átalakulások történhetnek, ezt mutatja, hogy a perei szakaszon történt a legtöbb kanyarulatlefűződés (1937 óta 3 kanyarulatnál).

A partbiztosítás hatásait a Hernádon a gibárti szakaszon, a Maroson egy Ferencszállás közelében elhelyezkedő szabályozott kanyarulatban vizsgáltam. A gibárti szakaszon a partbiztosítás építését megelőzően (1975 előtt) gyors középvonal-növekedés zajlott (a leggyorsabb növekedés 1966-1975 között. 4,5 m/év/km), ezt követően azonban elhanyagolható mértékben változott a középvonal hossza, mivel így csak a rövidebb szabályozatlan szakaszokon változhatott a futásvonal. A Maroson a szabályozási beavatkozások következtében a kanyarulatparaméterek változása – amplitúdó, kanyarhossz – szinte kizárólag a domború part épülése miatti középvonal-elmozdulásából adódott, miközben intenzív mederszűkülés zajlott, amelyet sarkantyúk építésével is elősegítettek. Itt a mederszűkülés mértéke 1953 óta 64 % volt, míg a szabályozatlan kanyarulatban ez csupán 28 % volt. A mederszűkülés legintenzívebb

időszakában (1953-64 között) a ferencszállási kanyarulatban a belső íven zajló partépülés mértéke elérte az évi 14,6 métert (*Kiss és Blanka* 2006, *Blanka et al.* 2006).

3. Kanyarulatfejlődés folyamata

Vizsgálataim szerint a kanyarulatok külső ívén zajló partelmozdulásban az árvizeknek kiemelt szerepe van, hiszen mindegyik kanyarulatban különösen nagymértékű partelmozdulás zajlott azokban az időszakokban, amikor árvizek fordultak elő a folyón. (A legaktívabban fejlődő kanyarulat esetében 16,7 m partelmozdulás zajlott a 2010-es rendkívüli árvizek következtében egy év alatt.) Az eredményeket összehasonlítva a hosszú távú partelmozdulási tendenciákkal, az állapítható meg, hogy a nagy árvizekkel jellemzett időszakokban a partelmozdulás sebessége a kanyarulatokban lényegesen meghaladta a hosszabb távon megfigyelhető átlagos erózió mértékét. Azonban az árvizet követő kis- és középvizes időszakban is számottevő erózió történt, így a partelmozdulás mértéke az aktívabban fejlődő kanyarulatokban szintén nagyobb volt a hosszú távú átlagértéknél. Ez alapján az erózió mértéke felgyorsult az elmúlt 50 év átlagához viszonyítva.

Az övzátony-épülési folyamatok vizsgálata alapján, arra a következtetésre jutottam, hogy a fák megtelepedésére alkalmas felszínek kialakulása a mederkitöltő vízszintet lényegesen meghaladó vízállással tetőző árvizekhez köthető. Ez a feltétel a Hernádon 300 cm feletti vízállásnál adott (mederkitöltő vízállás 225 cm), míg a Maroson 400 cm felett (mederkitöltő vízállás 350 cm) (Blanka és Kiss 2006). Ezek alapján úgy tűnik, hogy a mederkitöltő vízszintet lényegesen meghaladó árvizek képesek a középvíz szintjénél magasabb övzátony-felszíneket kialakítani, amelyen a fás vegetáció képes megtelepedni. A partépülés, azaz a zátonyfelszínek stabilizálódása szempontjából mindkét vizsgált folyónál az volt a legkedvezőbb, ha az árvizes évek ritkábban követték egymást, és a nagyobb árvizeket követő egy-két évben a kisvizek voltak jellemzőek. Az egymást követő nagy árvizes évek idején (ahogyan azt láthattuk 2003 után a Hernád esetében) viszont az árvizek ugyan feltehetőleg kialakítottak magasabb zátonyfelszíneket, de az ezeken megtelepedő vegetációnak nincs ideje kellőképpen megerősödni, hogy túlélje a következő árhullámot.

A meder horizontális változásának dinamikája

Az övzátony-felszínek kialakulása az árvizekhez kötődően ugrásszerűen történik és a fák megtelepedése, ezáltal az övzátonyok stabilizálódása olyan körülmények között valósulhat meg, amikor az árvizet néhány évig nem követi újabb árvíz. Eközben a kanyarulat külső ívén a partok eróziója folyamatos – vízjárástól függő mértékű – partelmozdulást okoz.

A mederszélesség ezek alapján úgy tűnik periodikusan változik, melynek folyamata a következő:

A külső ív laterális elmozdulása következtében kiszélesedik a meder és lehetővé válik nagyobb kiterjedésű zátonyfelszínek épülése. Különösen kedvezőek ebből a szempontból az egymást gyakran követő nagy árvizek, mivel ekkor a laterális erózió gyorsabb, miközben az övzátonyokon a gyakori árvizek nem teszik lehetővé a növényzet stabilizálódását. Ha azonban néhány árvízmentes év következik a magasabb övzátony-felszíneken lehetővé válik a növényzet megtelepedése és megerősödése, ami mederszűkülést eredményez. Ezek szerint a meder szélességét az árvizek nagysága és gyakorisága szabályozza.

A jelenlegi kutatás során nyilvánvalóvá vált, hogy a hidrológiai paraméterek módosulása komoly változásokat indít el a folyórendszerekben, a meder horizontális paraméterei alkalmazkodnak a megváltozott hidrológiai feltételekhez. Tartósan fennálló hidrológiai változásokhoz a gyorsan fejlődő Hernád néhány éven belül a kanyarulatok morfometriai paramétereinek megváltozásával reagál. A mederszélességre azonban a rövidebb távon (néhány év) jellemző vízjárás is jelentős hatással lehet.

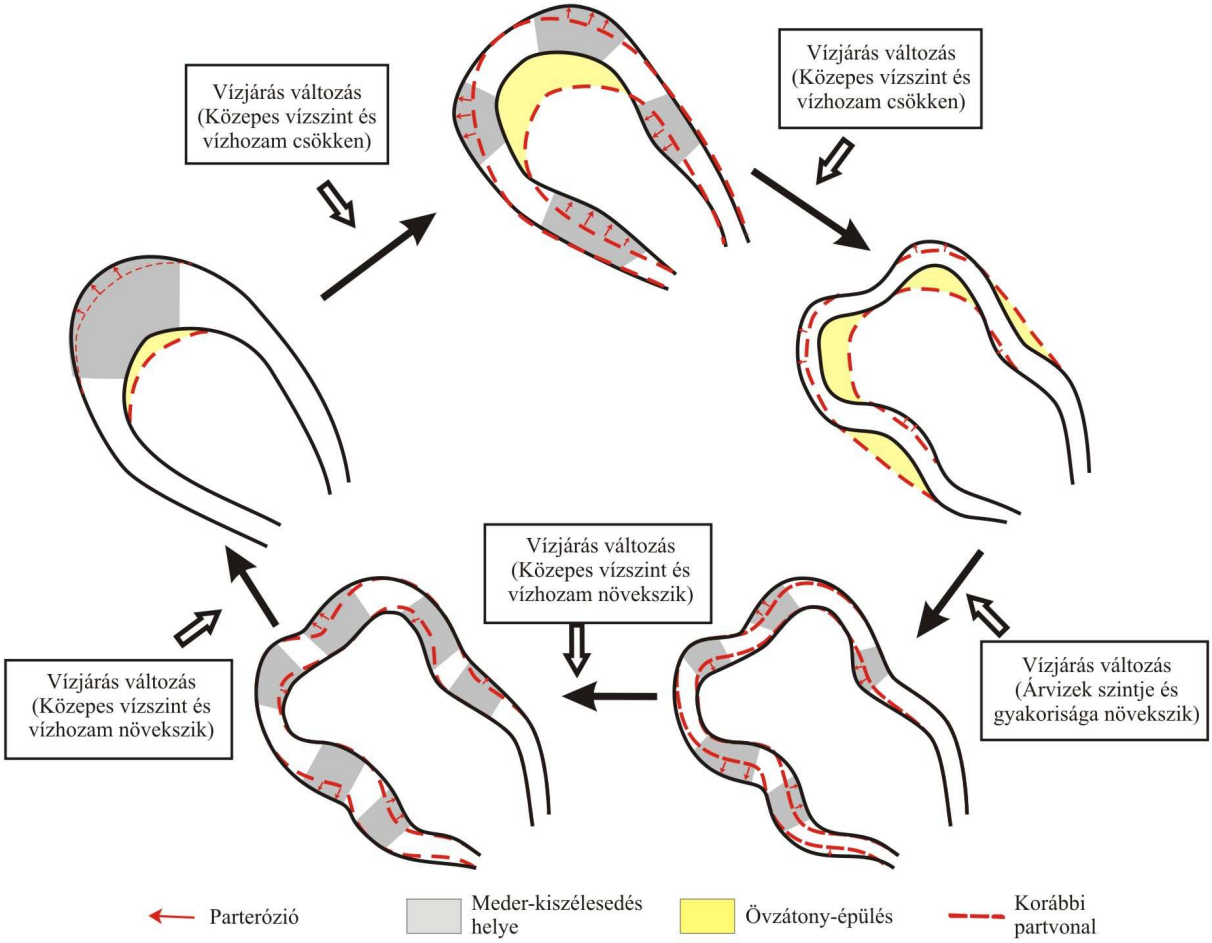
Az árvizek nagyságának és gyakoriságának és a mederformáló vízhozamok előfordulásának 1990-es évek végétől megfigyelhető növekedése, ezért nagyban módosíthatja a folyóra jellemző hosszú távú mederváltozási tendenciákat, gyorsabb partelmozdulást és a mederbe kerülő nagyobb mennyiségű hordalék miatt a mederformák gyorsabb átrendeződést okozhatja. A gyorsabb parterózió eredményezheti a meder szélességének növekedését és ezzel párhozamosan az övzátonyok területének gyarapodását.

Hosszú távon a vízhozam tartós csökkenése a mederszélesség csökkenését okozza, valamint a vízhozam csökkenése miatt a kanyarulat átlépi a másodlagos hurkok kialakulásához szükséges határértéket, így elindul a másodlagos hurkok kialakulása. Ezzel párhuzamosan a másodlagos hurkokban a kanyarulat átlagértékéhez viszonyítva kismértékben megnő a mederszélesség. A vízhozamok további csökkenésével a mederszélesség tovább csökken és kialakulnak a másodlagos kanyarulatok. A folyamat közben a meder vízlevezető képessége folyamatosan csökken. A folyó ezáltal alkalmazkodik a megváltozott hidrológiai feltételekhez és egy új egyensúlyi állapot jön létre.

Amennyiben a vízhozamok ismét növekednek a másodlagos kanyarulatok alsó szakaszán a külső íven zajló laterális erózió következtében a kanyarulatok húrhossza növekszik. Ha ez az állapot hosszabb távon fennmarad a kanyarulat alakja az eredeti állapothoz közelít (5.1. ábra).

A jelenlegi kutatás azonban csupán a meder horizontális paramétereinek változását értékelte, s nem terjedt ki a meder vertikális paramétereire, holott a mederkeresztmetszet és a

mederformák változásának mértéke döntő fontosságú az árvízveszély növekedésének értékelése szempontjából. Éppen ezért a további kutatások során a meder vertikális változásainak és hordalékszállítás jellemzőinek és a mederformák áthelyeződésének részletes vizsgálatát és a horizontális változásokkal történő párhuzamos értékelését is fontosnak tartom.



5.1. ábra: A kanyarulatoknak a vízjárás hosszú távú változásához igazodó átalakulásának általános folyamata

6. Summary

1. Introduction and research objectives

All over the world the effects of human interventions become more and more pronounced on river channels. However to reveal the rate of changes induced by these interventions is very complicated, since processes related to natural and human impact act simultaneously. Besides, anthropogenic alterations of river channels might reduce or even strengthen boost the impact of natural environmental changes.

The aim of the research is to analyse meander development influenced by natural processes and human activity on two alluvial rivers of Hungary. First of all the rate and pattern of meander development was evaluated by analysing horizontal meander parameters. The rate and pattern of the meander development varied in time and space, therefore the effects of different environmental control variables were investigated. Hydrological parameters were analysed in detail, as hydrology could change significantly during the last century. Another aim was to asses the semi-anthropogenic processes induced by river engineering works (dams, bank stabilisation), as these could also modify meander development. The final objective of the research was to delineate general development tendencies in horizontal channel changes, based on the results of the research made at different spatial and temporal scale.

The most detailed research was made on the River Hernád. Although similar measurements were carried out on the River Maros, however, here the selected reach was shorter supplying thus less data. Therefore the major part of the dissertation is based on the analyses of the River Hernád, and the results of the analysis of the River Maros are compared just in the summary.

The River Hernád is the main tributary of the River Sajó, its catchment is located in the Northern Carpathians. The variability of the water stages is high even on the lowland Hungarian section and the duration of floods is short. The hydrology of the Hungarian section is mostly determined by the Slovakian upstream catchment, however the water and sediment regimes are under considerable human influence. In the Slovakian part mostly dams and storage lakes alter the hydrology, but the effect of urbanisation (water output and input) is also considerable. On the Hungarian section 3 smaller dams were built, and on some places the channel is modified by revetments, cut-offs and flood-protection levees. The channel is highly sinuous as the result of great sediment discharge and fluctuating changeable water stages, and as far as the channel is not incised natural cut-offs occur frequently, especially during great floods.

The aims of the study could only be fulfilled by using a multi-scale analysis applying a decreasing spatial and temporal scale. First of all, long term hydrological changes, affecting the development of the whole Hungarian section of the River Hernád were analysed. The modification of horizontal meander parameters was measured on shorter reaches within a 50-years period. One of the objectives was to identify the environmental variables causing morphological changes, therefore the effects of escarpment, slope and local engineering works were also evaluated. In some meanders very detailed measurements were performed between 2008 and 2010to identify bank retreat and its influencing factors. Point-bar development was measured by dendro-geomorphology, in this case only few decades of accumulation was examined, as this measurement was limited by the lifetime of the trees.

2. Methods

The processes were studied at different spatial and temporal resolution, therefore different methods were applied at the different study sites.

Hydrological analyses

In order to characterize the hydrological changes on River Hernád in the 20th century those hydrological parameters were chosen which determine channel form. Therefore, long-term changes in the durability of different water-stages and discharges, the changes in the yearly highest and lowest water-stages and the modification of the annual water regime were determined. Hydrological variations were also evaluated in space to asses the effect of the smaller dams built on the Hungarian section of the river.

Geoinformatical analyses

Morphological changes were evaluated on the basis of maps (1883, 1937, 1957, 1972 and 1985), aerial photographs (1953, 1966, 1975, 1988, 1997 and 2002) and satellite images (2007). All resources were geo-corrected by applying the Hungarian national co-ordinate-system (EOV). The horizontal channel parameters which reflect the morphological metamorphosis of the river were measured and their temporal changes were evaluated. The determination of these parameters was based on the digitised bank-lines.

Analyses of short-term bank erosion

The time and pattern of the active bank erosion over a 2.5-year period were observed by field surveys using Sokkia SET310 total station and geodesic GPS. The location of the eroding bank line of 8 meanders was surveyed 4 times within 2.5 years (28-29.03.2008; 20-21.08.2008,

26-27.08.2009 and 05-07.08.2010). The measured points were transformed into the national co-ordinate system (EOV) using GPS data. The average rate of bank erosion was calculated in m/half year, because that was the minimum recurrence interval between the surveys. The observed erosional rates and the hydrography of the studied periods were compared to assess the effect of different stages and extreme hydrological events on bank erosion.

Grain-size distribution, vegetation and height of the banks were also surveyed to evaluate the erodibility of the bank. Grain-size distribution analysis was carried out by corings, sampling the bank material at meander apices, ca. 1-2 meters from the bank-line. The sampling-depth was the actual low water-level and samples were taken from every 10 cm. The grain size distribution of the sandy-gravely samples was measured by wet sieving.

Analyses of point-bar development

The date and rate of the point-bar development within the last decades were calculated by dendro-geomorphological analyses. The age of willow and poplar trees were measured along cross-sections. These pioneer species were sampled because they determine the age of the point-bar surface accurately, thus they indicate exactly those floods which deposited the material of the new point-bars. The age of the cored samples were determined on a Lintab dendrological measurement desk.

3. Results

3.1. Long-term alteration of the hydrological regime

The hydrological regime is the most important variable controlling meander development. Therefore, its significant changes were revealed for the entire 20th century. Hydrological parameters did not change significantly until the late 1950's (1956–1957), they reflected stable and equilibrium conditions. From the late 1950's until 1997 significant changes were detected in hydrological parameters: the duration of discharges over mean discharge decreased (from 33.6 % to 21.5%), but that of the low discharges increased; water stages dropped, but extremities increased.

The degree of change in water stage and discharge were not similar. Water stages belonging to low discharges decreased between 1960 and 2009, reflecting channel incision. On the other hand water stages related to higher discharges (above 200 cm) increased, indicating the decrease in channel cross-sectional area since 1960.

Since the late 1990's the hydrological parameters seem to return to the values experienced in the 1950's. The duration of effective and mean discharges increased. However, during the

last 10 years the extremities in water stages increased further: the height of peak stage exceeded the previous maximum water-level on record in 2006 (434 cm) and then in 2010 (503 cm). (Furthermore in 2010 two extreme floods occurred within one month!)

The annual water regime also changed considerably. Low-water periods extended to the winter months, consequently the rate of bank collapse increased due to the freeze-action. In contrary, floods in the summer became more frequent and higher, resulting accelerated channel development.

Such modifications in the regime are not unique in Hungary, as similar processes were observed on the River Maros. The most important changes were observed in the yearly low-water level. The yearly low-water stages increased until the 1970's; however they decreased radically afterwards (*Sipos* 2006). It was never below -50 cm between 1940 and 1981 (at Makó gauging station), but after 1981 it varied between -50 cm and -104 cm (*Kiss and Sipos* 2007).

The alteration of hydrology on both rivers was probably is in connection with changes in the rainfall and run-off pattern on the catchments. The exact causes of these changes have not been identified yet, but they are probably in connection with climate-change (extreme precipitation) and with human interventions (increased water storage and water extraction). As these natural and anthropogenic factors might affect the river system in the same way; they can superimpose on each other.

Considerable alterations in the hydrological regime are the main causes of river metamorphosis, which is clearly indicated by the changes of morphometric parameters (e.g. width, sinuosity, cross-sectional area) after the 1950's.

3.2. The effect of the altered regime on meander development

As a result of hydrological changes channel morphology has also changed on the River Hernád. The channel incised, which was indicated by decreasing water stages at low discharges. As a consequence former point-bars got to a relatively elevated position, above the height of mean discharge, and their surface could be stabilised by riparian vegetation. Incision and simultaneous point-bar stabilisation resulted in intensive channel narrowing and the decrease of cross-sectional area. In 1953 the maximum and minimum width of the channel varied within a great range, the channel width was the greatest at the apices of bends, thus large point-bar surfaces formed. Since then the channel width decreased significantly due to the altered hydrology. The highest rate of the width reduction took place between 1966 and 1975, when ca. 30 % reduction was measured at all sites. By 2002 width conditions became more homogenous.

Correspondingly, on the River Maros channel width varied within a great range as well (from 87 m to 137 m) in 1953. However, in the last 50 years considerable width reduction was measured simultaneously with the decrease of low-water stages. The most intensive narrowing (28 %) occurred between 1953 and 1964, since then the narrowing is continuous, but at a smaller rate.

As an answer to the hydrological disequilibrium the meander pattern of the River Maros has also changed. This was revealed by the reduction of chord lengths and meander lengths while amplitude remained constant on the unregulated section of the river.

On the River Hernád the meander metamorphosis as a response to hydrological disequilibrium was unequal at bends with different size. On large meanders secondary bends developed between 1953 and 1975, which became independent small meanders by 1988. Consequently morphometric parameters also altered, as the chord length, meander length and amplitude decreased. According to *Hooke and Harvey* (1983) the development of secondary bends is usually a consequence of meander growth, however on the River Hernád the development of secondary bends occurred simultaneously (1975-1988) following the construction of the greatest Slovakian dam. Thus the transformation of original meanders was likely a response to hydrological changes – caused by human stress, and not an answer to an individual event driven by natural sinuosity changes. Between 1998 and 2002 the amplitude of the new bends became larger but the chord length remained constant.

In contrary the changes of the smaller meanders were less significant, as their amplitude and meander length increased just slightly, indicating meander growth. It suggests, that the small meanders developed "normally" despite of the altered hydrological conditions.

Since the late 1990's the hydrological parameters seemed to return to the values of the 1950's and 1960's. The duration of effective and mean discharge increased. However, the meandering pattern could not absorb these changes quickly, as no pattern change was detected until 2007. However, the narrow and small bends slow down the flood waves, therefore the height and duration of peak stages can increase, raising flood hazard. This could be observed in the last years, when peak flood levels reached new records in 2006 (peak stage 434 cm) and in 2010 (503 cm).

3.3. Spatial changes of environmental variables

Beside the temporal modification of morphology significant spatial differences were detected on the River Hernád. The studied reach and their sections show different meander development-rate and pattern. The greatest differences were measured on the meanders of the

Alsódobsza section. This variety is likely caused by the spatial changes in environmental variables.

3.3.1. Reach scale control Slope as an environmental variable affecting longer reaches

The spatial alteration of slope causes considerable modifications in the meander pattern on the River Hernád between Szentistvánbaksa and Gesztely, where the different rate of up-lift between several fault lines influences the slope. On this reach sections with highly different sinuosity, meander belt width, meander migration rate and pattern could be identified in accordance with the alteration of slope. Sinuosity, meander length, and meander belt width increased in order to balance eliminate the increased gradient.

This spatial alteration of the slope is probably the consequence of the neo-tectonic movements, as in the Hernád-valley the rate of vertical uplift is 2.3 mm/y (*Joó* 1998). The tectonic origin of these pattern changes is indicated by the spatial boundaries of the sections, as they are at same place on each date (1883-2007).

3.3.2. Escarpment as an environmental variable affecting shorter reaches

The development of the meanders shifting eastward is controlled by an escarpment running along the river. The effect of escarpment on meander development was studied on several sections of the River Hernád between Szentistvánbaksa and Gesztely. The lateral migration rate of these meanders slowed down exceedingly as they got close to the escarpment. The migration rate is inversely proportional to escarpment height. Two characteristic patterns of meander migration was found in this situations: either the apex of the meanders flattens and lobes (compound meanders) appear, or asymmetrical meanders develop.

The radius of these asymmetrical meanders decreased continuously (e.g. the radius of a meander near Sóstófalva reduced from 84 m to 76 m between 1972 and 2007) and finally natural meander cut-offs occurred. Thus, meander cut-offs are more frequent in cases when meanders encounter with the escarpment.

3.3.3. Meander scale control Local environmental variables affecting individual meanders

The rate of bank erosion differs significantly even on a short section of a river, suggesting that local boundary conditions (e.g. bank material, vegetation) control the rate of meander development on a meander-scale. The medium sand (0,32-0,64 mm) content of the bank material is in the strongest relation with the horizontal bank erosion rate. Thus the short- or long-term rate of bank erosion is directly proportional to the medium sand content of the bank at the toe. Eroded banks at the studied meanders were always covered by grassland, thus the role of vegetation as a control variable could not be examined.

Considerable temporal difference was detected in bank erosion rate, suggesting that the stage and pattern of meander development also affect the rate of bank erosion. At low sinuosity meanders (under 1.4) the bank erosion rate was inversely proportional to sinuosity. However at higher sinuosity other morphological parameters also affect bank erosion rate – e.g. the relationship with neighbouring meanders.

3.4. *The effect of direct engineering works on meander development*

The dams on the Hungarian section of the River Hernád produce negligible alteration on the water regime, as they are fairly small. The main effect was that the extremities of water regime slightly decreased towards the Gesztely gauging-station. During long-lasting low-water periods water stages were slightly higher here than at Hidasnémeti upstream. In turn at Gesztely the peak floods had slightly lower stages.

The upstream effect of dams was analysed on the Pere and Gibárt sections. The alteration of the measured morphological parameters (rate of centreline migration, meander- and chord length, channel width) was less significant, than on sections not affected by direct human interventions. The lengthening of the centreline was significantly lower (Pere: 0.9 m/y/rkm; Gibárt: 0.8 m/y/rkm) upstream of dams than on sections unaffected by impounding (Zsujta: 9.4 m/y/rkm; Alsódobsza: 6.7 m/y/rkm) and its rate decreased towards the dams. The variability of channel width was also smaller and it decreased toward the dams. On the impounded sections the morphometric parameters of single meanders changed similarly to those unaffected by human interventions, however the degree of these changes were smaller. Even on the impounded sections substantial transformation can occur during floods, as three meanders were naturally cut off on the Pere reach since 1937.

The effects of bank revetment were investigated on the Gibárt section on River Hernád and in a meander near Ferencszállás on the River Maros. On the Gibárt section the increase of centreline length was rapid (1966-1975: 4.5 m/y/rkm) before the construction of the revetment. However it slowed down drastically after the intervention, as the centreline could change only on short and unregulated sections. Following river regulation works on the River Maros the modification of the meander parameters (as meander length, amplitude, channel width) arose from centreline shifting, caused primarily by the development of point-bar surfaces. The development of point-bars was enhanced by groins in the studied meander, thus intense channel narrowing took place. The rate of narrowing was 64 % in this meander since 1953, while it was just 28 % in case of unregulated meanders. The maximum rate of channel narrowing (14.6 m/y) occurred between 1953 and 1966.

3.5. The process of meander development

Based on the results, it can be concluded that over bank floods have considerable channel-forming effect. High rate of bank erosion was measured at all studied meanders in each periods when over bank floods occurred. For example as the result of the greatest recorded flood in 2010 the maximum bank retreat was 16.7 m/y in the most intensively developing meander. The comparison of recent and long-term data shows that the bank erosion rate in the past few years exceeded long-term values. During the last few years significant erosion occurred also during medium- and low-stage periods following the floods. The bank erosion rate even in these low stage periods exceeded the average rate of erosion of the previous 50 years. Consequently nowadays the rate of bank erosion became accelerated in comparison with the long-term average.

The investigation on the development of point-bar surfaces indicates that floods fairly above the bank-full stage can form point bar surfaces suitable for the colonization of the arborescent vegetation. This flood stage is above 300 cm on River Hernád (bank-full stage 225 cm), while it was 400 cm on River Maros (bank-full stage 350 cm). The most favourable condition for the stabilization of vegetation was the occurrence of low-water years following the flood on both studied rivers. However, if low-water years do not occur, the next flood can destroy the vegetated point-bar surfaces, as the seedlings are not strong enough to resist the flood and to protect the surface from erosion.

3.6. The dynamics of horizontal channel changes

Point-bars develop at an irregular rate during high-level floods and subsequent low-water years, while bank erosion on the concave banks is more or less continuous, its rate depends on water regime.

As a consequence of the above described processes, channel width changes cyclically: Due to the lateral erosion the channel widens and it creates favourable conditions for the formation of great point-bar surfaces. This process is more pronounced if floods return frequently enhancing bank erosion and the stabilization of the vegetation is limited. However, if years characterised by mainly low-water stages occur the woody vegetation can stabilize the point-bar surfaces and this leads to channel narrowing. Accordingly, channel width is controlled by the magnitude and frequency of floods and the duration of low water periods.

Based on the results, it become apparent, that the modification in the water regime generates drastic metamorphosis in the river, as the channel adjusts to the new hydrological conditions. The highly (and almost freely) migrating River Hernád can absorb these modified hydrological conditions within few years by altering the horizontal meander parameters.

Since 1990 the change in characteristic stages and frequency of floods highly influence the long-term tendencies of channel migration. The higher rate of bank erosion contributes to an increased sediment discharge, supposedly leading to a more intensive development of bed forms.

In the long run the general decrease in discharge initiates channel narrowing. In addition meanders reach their maximum sustainable length at the given discharge. As this threshold is exceeded by the decrease of discharge, new riffles and secondary bends develop. At the same time the channel width increases slightly in the apices of the new secondary bends. If the discharge decreases further channel narrowing continues and new, even smaller, tertiary meanders develop on secondary bends. Meanwhile the cross-sectional area of the channel also decreases. With the means of this process the river will adjust the channel to the new hydrological conditions, and reaches an equilibrium stage. However, if the discharge increases again (as it happened in the last decade), the chord of the secondary meanders will grow due to the intensive lateral erosion. If the increased discharge will be maintained for long enough, the meander pattern will be adjusted to this variable, thus the original pattern will develop.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Kiss Tímeának az elmúltévekben adott hasznos tanácsokért, útmutatásáért, valamint kitartó támogatásáért.

Külön köszönöm a szakmai és nyelvi segítséget Dr. Sipos Györgynek, amellyel a munkám során támogatott.

Szeretnék köszönetet mondani Sümeghy Borbálának és Bartis Zsofiának, a terepi felmérések során segítségemre voltak és tanácsaikkal segítették munkámat.

Köszönöm az SZTE Természeti Földrajzi Tanszék dolgozóinak és doktoranduszainak, akik végig hasznos tanácsokkal, észrevételekkel segítették munkámat.

Külön köszönöm Családomnak, Kedvesemnek és Barátaimnak türelmüket és azt a támogatást, melyet munkám során tanúsítottak.

Irodalomjegyzék

Ackers, P. – Charlton, F.G. 1970: Meander geometry arising from varying flows**.** Journal of Hydrology 11. 230-252

Ackers, P. 1982: Meandering Channels and the Influence of Bed Material. In. Hey, R.D. – Bathurst, J.C. – Thorne, C.R. (szerk.) Gravel-bed Rivers. 389-421.

Andó M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. Szeged 133-146.

Bagnold, R.A. 1960: Some aspects of the Shape of River Meanders. USGS Prof. Papers 282E.

Batalla, R.J.– Gomez, C.M. – Kondolf, G.M. 2004: Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). Journal of Hydrology 290. 117–136.

Bendefy L. 1973: A Hernád Geomorfológiája. In. Vízrajzi Atlasz sorozat 16. – Hernád VITUKI, Bp. 16-19.

Blanka V. – Kiss T. 2006: Ártérfejlődés és növényzet kapcsolatának vizsgálata a Maros hullámterén (Biogeomorfológia). Tájökológiai lapok 4/2.. 301-308.

Blanka V. – Sipos Gy. – Kiss T. 2006: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadvány

BME VKKT 2006: Vállalkozási szerződés a Víz Keretirányelv végrehajtásának elősegítésére II. fázis. *3. Előrehaladási Jelentés.* 21. melléklet: Az esettanulmány területek jellemzése, az ökológiaifelmérés eredményei és intézkedési javaslatok. 5-18.

Bogárdi J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítása. Bp.pp.

Borsy Z. 1972: Üledék- és morfológiai vizsgálatok a Szatmári-síkságon az 1970. évi árvíz után. Földrajzi Közlemények 18. 38-41.

Brandt, SA. 2000: Classification of geomorphological effects downstream of dams. Catena 40. 375–401.

Brice, J.C. 1974: Evolution of Meander Loops. Geoogical Soc. of Am. Bull. 85 581-586.

Brice, J.C. – Blodgett, J.C. 1978: Counter Measures for Hydraulic Problems at Bridges. Vol. 1, Analysis and Assessment. Fed. Highway Admin. Washington, DC, 169.

Brierley, G.J. – Fryirs, K.A. 2005: Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework. Malden: Blackwell Publishing 93-103.

Brookes, A. 1985: River channelization: traditional engineering methods, physical consequences and alternative practices. Progress in Physical Geography 9(1) 44-75.

Brookes, A. 1987: The distribution and management of chanellized streams in Denmark Regulated rivers. 1. 3-16.

Brookes, A. 1988: Channelized rivers; perspectives for environmental management. CRC Press, USA. 139-162.

Brooks, A.P. – Brierley, G.J. 1997: Geomorphologic responses of lower Bega River to catchment disturbance. Geomorphology 18, 291-304.

Brunsden, D. 1980: Applicable models of long term landform evolution. Zeitschrift für Geomorphologie. Supplemernt 36, 16-26.

Bulla B. 1962: Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó Bp. 254-256.

Carling P.A. –Orr, G.H.2000:Morphology of riffle–pool sequences in the River Severn, England, Earth Surf. Processes Landform 25. 369–384.

Ciszewski, D.-Malik, I. 2004: The use of heavy metal concentrations and dendrochronology in the reconstruction of sediment accumulation, Mala Panew River Valley, southern Poland. Geomorfology 58. 161-174.

Chang, H.H. 1988: On the cause of river meandering. In.: White, W.R. (szerk): International Conference on rivedr regime.Wallingford, UK: Hydraulics Research, 83-93.

Cholnoky J. 1925: A folyóvölgyekről. Matematikai és Természettudományi Értesítő 42. 101-108.

Crowder, D.W. –Knapp, H.V.: Effective discharge recurrence intervals of Illinois streams. Geomorphology 64. 167–184.

Csoma J. 1973a: A korszerű folyószabályozás alapelvei és módszerei. VITUKI Bp. 3-23.

Csoma J. 1973b: A Hernádvölgy általános leírása. In. Vízrajzi Atlasz sorozat – Hernád 16.kötet. VITUKI, Bp. 3-6.

Csoma J. 1973c: A Hernád hidrográfiája. In: Vízrajzi Atlasz sorozat 16. – Hernád VITUKI, Bp.. 7-15.

Daniel, J.F. 1971: Channel movement of meandering Indiana streams: physiographic and hydraulic studies of rivers, US Geol. Survey Prof. Paper 732-A

Downs, P.W. – Gregory, K.J. 1993: The sensitivity of river channels int he landscape system. In.: Thomas, D.S.G. – Allison, R.J. (szerk) Landscape sensitivity. Wiley, Chichester 15-30.

Everitt, B.L. 1968: Use of the cottonwood in an investigation of the recent history of a floodplain. American Journal of Science 266. 417-439.

Everitt, B. 1993: Channel responses to declining flow on the Rio Grande between Ft, Quitman and Presidio, Texas. Geomorphology 6. 225– 242.

Fergus T. 1997: Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. Regulated Rivers: Research & Management. 13. 449-461.

Ferguson, R.I. 1993: Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems. In.: Best, J.L. – Bristow, C.S. (szerk) Braided rivers. Spec.Publication of the Geological Socirty of London 75. 73-87.

Fiala K. – Kiss T. 2005: A középvizi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán I. Hidrológiai Közlöny 85/3. 60-65.

Fiala K. – Kiss T. 2006: A középvizi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán II. Hidrológiai Közlöny 86/5. 13-17.

Franyó F. 1966: A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. Földrajzi Értesítő 15/2. 153-178.

Friedman, J.M. – Osterkamp, W.R. – Lewis, W.M. 1996: The role of vegetation and bed-level fluctuations in the process of channel narrowing. Geomorphology. 14. 341–351.

Frisnyák S. 2007: A Hernád-völgy történeti földrajza.Földrajzi Értesítő 61/1-2. 51-68.

Gábris Gy. 1986:Alföldi folyóink holocén vízhozama. Alföldi tanulmányok 10, Békéscsaba, 35-52.

Gábris Gy. 1995: A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. Földrajzi értesítő. 44/1-2, 101-109.

Gábris Gy. – Telbisz T. – Nagy B. – Belardinelli, E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. Vízügyi Közlemények 84/3. 305-316.

Galat, DL, – Lipkin R. 2000: Restoring ecological integrity of great rivers: historical hydrographs aid in defining reference conditions for the Missouri River. Hydrobiologia 422/423. 29–48.

Gencsi L. – Vancsura R. 2000: Dendrológia. Mezőgazda Kiadó. Bp. 728.

Gregory, KJ, – Park, C. 1974. Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. Water Resources Research 10: 870–873.

Gurnell, A.M. – Petts, G.E. – Hannah, D.M. – Smith, B.P.G. – Edwards, P.G. – Kollmann, J. – Ward, L.W. – Tockner, K. 2001: Riparian vegetation and island formation along the gravel-bed Fiume Tagliamento, Italy. Earth Surf. Proc. 26. 31-62.

Hammer, T.R. 1972: Stream channel enlargement due to urbanisation. Water Resources Research. 8. 1530-1540.

Hanusin, J. – Kunikova, E. – Petur, F. – Rácz, M. – Jansen, H. – Haverkamp, S. – Vennekes, W. 2006: A Hernád folyó részleges vízgyűjtő gazdálkodási terve. A Víz Keretirányelv megvalósítása határvízi körülmények között. (Project PPA03/HUSK/9/1)

Hey, R.D. 1976: Impact prdeiction int he physical environment. In.: O'Riordan, T. – Hey, R.D. (szerk): Environmental Impact Assessment. Saxon House, Farnborough. 71-81.

Hey, R.D. – Thorne, C.R. 1986: Stable channels with mobile gravel beds. Journal of the Hydraulics Division–ASCE 112(8): 671–689.

Hickin, E.J. 1974: The Development of Meanders in Natural River-channels. American Journal of Science 274. 414-442.

Hickin, E.J. 1977: The analysis of river planform responses to changes in discharge. In. Gregory, K.J. River Channel Changes. Wiley, Chichester. 249-264.

Hickin, E.J. – Nanson, G.C. 1975: The Character of Channel Migration ont he Beatton River, Northeast British Columbia, Canada. Geological Soc. of Am. Bull. 86. 487-494.

Hickin, E.J. 1984:Vegetation and river challel dynamics. Canadian Geographer 28 11-126.

Hollis, G.E. 1975: The effect of urbanisation on floods of different recurrence intervals. Water Resources Research. 11. 431-435.

Hooke, J.M. 1979: An analysis of the processes of river bank erosion, Journal of Hydrology. 42. 39-62.

Hooke, J.M. 1986: The significance of mid-channel bars in an active meandering river. Sedimentology 33 839-850.

Hooke, J.M. 1997: Styles of Channel Change. In. Thorne, C.R. – Hey, R.D. – Newson M.D. (Eds.) Applied Fluvial Geomorphology for Engineering and Management. Wiley, Chichester. 237-268.

Hooke, J.M. 2007 (a): Spatial variability, mechanisms and propagation of change ina n active meandering river. Geomorphology 84. 277-296.

Hooke, J.M. 2007 (b): Complexity, self-organisation and variation in behaviour in meandering rivers. Geomorphology 91. 236-258.

Hooke, J.M. – Harvey, A.M. 1983: Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In. Collison J.D. – Lewin J. (szerk.) Modern and Ancient Fluvial Systems. Special Publication of the International Association of Sedimentologists no. 6, Blackwell, Oxford 121-132.

Howard, A.D. – Dolan, R. 1981: Geomorphology of the Colorado River int he Grand Canyon. J. of Geology. 89. 269-298.

Hughes, D.J. 1977: Rates of erosion on meander arcs, In: Gregory K.J. (szerk.) River Channel Changes, Chichester: Wiley 193-205.

Hughes, M.R.F. 1997: Floodplain geography. Progress in Physical Geography 21(4) 501-529.

Ibanez, C. – Prat N. 1996: Changes int he hydrology and sediment transport produced by large dams ont he lower Ebro River and its estuary. Regulated Rivers: Research and Management. 12. 51-62.

Illés L. – Konecsny K. 2000: Az erdő hidrológiai hatása az árvizek kialakulására a Felső-Tisza vízgyűjtőjében. Vízügyi közlemények. 82/2. 167-198.

Joó I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. Geodézia és Kartográfia 50/9. 3-9.

Kádár L. 1955: A folyókanyarulatok elmélete és a hegységek áttörésében való szerepe. Dunántúli Tudományos Gyűjtemény 5. Pécs, 32.

Károlyi Z. 1960: A Tisza mederváltozásai-különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI Bp. 102.

Keller, E.A. 1972: Development of Alluvial Stream Channels: A Five-Stage Model. Geological Soc. of Am. Bull. 83. 1531-1536.

Keller, E. A. – Pintér, N. 2002: Active Tectonics: Earthquakes and Landscape. — Second Edition. Prentice-Hall: Upper Saddle River

Kellerhals, R. – Church , M. –Bray, D.I. 1976: Classification and analysis of river processes. Journalk of the Hydraulics Division, Proceedings of the Am. Soc. Of Civil Eng.102(HY7) 813-829.

Kirkby, M.J. – Morgan, R.P.C. 1980: Soil Erosion. Wiley, Chichester. 1-316.

Kiss T. – Blanka V. 2006: Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. Hidrológiai Közlöny 86/4. 19-22.

Kiss T. – Fiala K. – Sipos Gy. 2008: Altered meander parameters due to river regulation works, Lower Tisza, Hungary. Geomorphology. 98/1-2. 96-110.

Kiss T. – Sipos Gy. – Fiala K. 2002: Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. Vízügyi Közlemények 84. 457-466.

Kiss T. – Sipos Gy. 2007: Braid-scale channel geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. Geomorphology. 84/3-4. 209–221.

Knighton, A.D. 1988: The impact of the Parangana Dam on the River Mersey, Tasmania. Geomorphology 1/3 221-237.

Knigthon, D. 1998: Fluvial forms and processes. A new perspective. Arnold, London. 205-307.

Knox, J.C. 1977: Human impacts on Wisconsin stream channels. *Annals of the Association of American Geographers* 67. 323–342.

Knox, J.C. 1987: Historical valley floor sedimentation in the Upper Mississippi Valley. Annals of the Association of American Geographers 77. 224-244

Komura, S. –Simons, D.B. 1967: River bed degradation below dams, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division 93. 1–14

Kondolf, G.M. 1997: Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. Environmental Management 21/4. 533-551.

Konecsny K. 2000: Az országhatáron túli tájátalakítás hatása az Alföld vízviszonyaira. In Pálfai I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. Békéscsaba 27-45.

Kozma K. 2008: Recens folyóvízi fejlődés néhány kérdése a Hernád Alsódobsza – Gesztely közötti szakaszán. Geographica generalis et specialis. Tanulmányok Kádár László születésének 100. évfordulójára rendezett tudományos konferenciára. Debrecen 155-161.

Laczay I. 1973a: A Hernád kanyarulati viszonyai. In: Vízrajzi Atlasz sorozat 16. – Hernád VITUKI, Bp. 23-29.

Laczay I. 1973b: A Hernád szabályozása. In. Vízrajzi Atlasz sorozat – Hernád 16.köt. VITUKI, Bp. 23-29.

Laczay I. 1977: Channel pattern changes of Hungarian rivers: the example of river Hernád. In: Gregory, K.J. (szerk) River Channel Changes. Wiley, Chichester. 185-192.

Laczay I. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. Vízügyi Közlemények. 64.2. 235-254.

Lane, S.N. – Richards, K.S. 1997: Linking river channel form and process: time, space and causality revisited. Earth. Surface Proc. and Landforms. 22. 249-260.

Langbein, W.B. – Leopold, L.B. 1966: River Meanders – Theory of Minimum Variance. U.S. Geological Survey Professional Paper 422-H, 1-18.

Lawler, D.M 1992: Process dominance in bank erosion system, In: Carling, P.A. & Petts, G.E. (szerk.) Lowland Floodplain Rivers, Chichester: Wiley, 117-141.

Lawler, D.M. – Thorne, C.R. – Hooke J.M. 1997: Bank erosion and instability. In. Throne, C.R. et al (szerk.) Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management. Wiley, Chichester. 137-173.

Lawler, D.M 2007: Advances in the continuous monitoring of erosion and deposition dynamics: Developments and applications of the new PEEP-3T system. Geomorphology 93. 17–39.

Leopold, L. B. – Bull, W.B. 1979: Base Level, Aggradation and Grade, in American Philosophical Society Proceedings, 123/3,.68-202.

Leopold, L.B. – Wolman, M.G. 1957: River Channel Patterns:Braided,meandering and straight. U.S. Geological Survey Professional Papers 282-B 39-85.

Leopold, L.B. – Wolman, M.G. 1960: River Meanders. Bulletin of the Geological Society of America, 71. 769-794.

Leopold, L. B. – Wolman, M.G. – Miller, J.P. 1964: Fluvial Processes in Geomorphology, San Francisco, W.H. Freeman and Co., 522.

Lewin, J. 1977: Channel Pattern Changes. In. Gregory, K.J. (szerk.) River Channel Changes. Wiley, Chichester. 167-184.

Ligon, F.K. – Dietrich, W.E. – Trush, W.J. 1995: Downstream ecological effects of dams. BioScience 45/3. 183– 192.

Lóczy D. 2001: Geomorfológiai, tájökológiai és természetvédelmi megfigyelések a Duna-ártér mohács alatti (bédai) szakaszán. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa, Szeged

Lóczy D. 2007: The Danube: Morphology, Evolution and Environmental Issues. In. Gupta, A. (szerk.): Large Rivers: Geomorphology and Management. Whiley, Chichester. 235-260.

Lóczy D. 2009: Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary. Geomorphology 113. 200–209.

Lofthouse, C. – Robert, A. 2008: Riffle-Pool Sequences and Meander Morphology. Geomorphology 99. 214-223.

Madej, M.A. 1995: Changes in channel-stored sediment, Redwood Creek, Northwestern California, 1947-1980. U.S. Geological Survey Professional Paper 1454.

Marston, R.A. –Mills, J.D. –Wrazien, D.R. – Bassett, B.– Splinter, D.K. 2005: Effects of Jackson Lake Dam on the Snake River and its floodplain, Grand Teton National Park, Wyoming, USA Geomorphology 71. 79–98.

Magilligan, F.J. – Nislow, K.H. 2001: Long-term changes in regional hydrologic regime following impoundment in a humid-climate watershed. Journal of American Water Resources Association 37: 1551–1569.

Magilligan, F.J. – Nislow, K.H. – Graber, B.E. 2003: A scale-independent assessment of discharge reduction and riparian dis-connectivity following flow regulation by dams. Geology 31. 569–572.

Marosi S. – Somogyi S. (szerk.) 1990: Magyarország kistájainak katasztere II. MTA FKI, Bp. 972-977.

Mastermann, R. – Throne, C.R. 1992: Predicting the influence of bank vegetation on channel capacity. Proceedings of the Am. Soc. Of Civil Engineers, J. of Hydr. Engineering, 118. 1052-1059.

Mastermann, R. – Throne, C.R. 1994: Analitical approach to predicting vegetation effects on flow resistace. In. Kirkby, M.J. (szerk.) Process Models and Theoretical Geomorphology. BGRG Special Publication Series, Wiley, Chichester 201-218.

Miall, A.D. 1977: A review of the braided river depositional environment. Earth Science Review 13. 1-62.

Miall, A.D. 1996: The geology of fluvial deposits. Springer, Berlin. 522.

Milliman, J.D. – Yun-Shan, Q. – Mei-E, R. – Satio, Y. 1987: Mans influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers: the Yellow River (Huanghe) example. Journal of Geology 95. 751-762.

Nagy Á.T. –Tóth T. – Sztanó O. 2006: Új, kombinált módszerek a Közép-Tisza jelenkori mederképződményeinek jellemzésére. Földtani Közlöny 136/1. 121-138.

Nagy I. – Schweitzer F. – Alföldi L. 2001: A hullámtéri hordalék-lerakódás (övzátony). Vízügyi Közlemények 83. 539-560.

Nanson, G.C. – Hickin, E.J. 1983: Channel migration and incison on the Beatton River. Journal of Hidraulic Engineering 109. 327-337.

Noble, M.G. 1979: The origin of Populus deltoides and Salix interior zones on point bars along the Minnesota River. The American Midland Naturalist 102. 59-67.

Oroszi V. – Kiss T. 2004: Folyószabályozás hatására felgyorsult hullmátér-feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. A II. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa. Szeged

Osterkamp, W.R. 1978: Gradient, discharge, and particle-size relations of alluvial channels in Kansas, with observations on braiding. American Journal of Science 278. 1253-1268.

Ouchi, S 1985: Response of alluvial rivers to slow active tectonic movements. Geol. Soc of Am. Bull. 96. 504-515.

Pécsi M. (szerk.) 1969: A Tiszai Alföld. Bp. 187-208.

Petts, G.E. 1977: Channel response to flow regulation: the case of the River Derwent, Derbyshire. In. Gregory, K.J. (szerk) River Channel changes. Wiley, Chichester. 145-164.

Phillips, J.D. 1992: Nonlinear dynamical systems in geomorphology: Revolution or evolution? Geomorphology 5. 219-229.

Pinter, A. – Heine, R.A. 2005: Hydrodynamic and morphodynamic response to river engineering documented by fixed-discharge analysis, Lower Missouri River, USA. Journal of Hydrology 302. 70–91.

Pitlick, J. –Wilcock, P.R. 2001: Relations between streamflow, sediment transport and aquatic habitat in regulated rivers. In: Dorava, J.M. –Montgomery, D.R. –Palcsak B.B. – Fitzpatrick, F.A. (szerk.): Geomorphic Processes and Riverine Habitat, Water Science and Application 4. American Geophysical Union, Washington. 185–198.

Powell, G.E. – Mecklenburg, D. – Ward, A. 2006: Evaluating channel-forming discharges: A study of large rivers in Ohio. Transactions of the ASABE. 49. 35-46.

Power, M.E. – Dietrich, W.E. – Finlay, J.C. 1996: Dams and downstream aquatic biodiversity: potential food web consequences of hydrologic and geomorphic change. Environmental Management 20/6. 887– 895.

Reimann, J. – Fehér, J – Gáspár, J 2001: A Hernád árvizeinek statisztikai elemzése. Vízügyi Közlemények 83/4. 581-600.

Rhoads, B. L. – Welford, M.R. 1991: Initiation of river meandering. Progress in Physical Geography 15,/2. 127–156.

Richter, B.D. – Baumgartner, J.V. – Powell, J. – Braun, D.P. 1996: A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. Conservation Biology 10/4. 1163–1174.

Richter, B.D. – Baumgartner, J.V. – Braun, D.P. – Powell, J. 1998: A spatial assessment of hydrologic alteration within a river network. Regulated Rivers: Research & Management 14. 329–340.

Rood, S.B. – Mahoney, J.M. 1990: Collapse of riparian poplar forests downstream from dams in western prairies: probable causes and prospects for mitigation. Environmental Management 14. 451–464.

Rosgen, D.L. 1994: A classification of natural rivers. Catena 22. 169-199.

Russ D.P. 1982: Style and significance of surface deformation in the vicinity of New Madrid, Missouri: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1236. 95-114.

Sakalowsky, P.P. 1974: Theories of Stream Meander Causation: A Review and Analysis. Earth-Science Reviews 10.121-138.

Scott, M.L. – Friedman, J.M. – Auble, G.T. 1996: Fluvial process and the establishment of bottomland trees. Geomorphology 14. 327-399.

Schumm, S.A. 1968: River adjustment to alteredhydrologic regimen – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia.USGS Prof. Papers 596. 65.

Schumm, S.A. 1973: Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In. Morisawa, M. (szerk) Fluvial geomorphology. Binghamton, NY, 299-309.

Schumm, S.A. 1977: The Fluvial System. Wiley, New York 338.

Schumm, S.A. 1985: Patterns of alluvial rivers. Ann. Rev. Earth Planet Science 13. 5-27.

Schumm, S.A. – Khan, H.R. 1972: Experimental Study of Channel Pattern. Geol. Soc. of Am. Bull. 83. 1755-1770.

Schumm, S. A. – Lichty, R. W. 1965: Time, space and casuality in geomorphology. American Journal of Science.263. 110-119.

Simon, A. 1989: A model of channel response in disturbed alluvial channels, Earth Surface Processes and Landforms 14. 11–26.

Simon, A. 1992: Energy, time and channel evolution in catastrophically disturbed fluvial systems. Geomorphology 5. 345-372.

Simon, A. – Collison, A.J.C. 2002. Quantifying the mechanical and hydrologic effects of vegetation on streambank stability. Earth Surface Processes and Landforms 27. 527–546.

Simon, A. – Dickerson, W. – Heins, A. 2004: Suspended-sediment transport rates at the 1.5-year recurrence interval for ecoregions of the United States: transport conditions at the bankfull and effective discharge? Geomorphology 58. 243–262.

Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 138.

Smith, D.G. 1976: Effect ofvegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. Geol. Soc. Of Am. Bulletin 87. 857-860.

Smith N.D. – McCarthy T.S. – Ellery W.N. – Merry C.L. – Rüther H. 1997: Avulsion and anastomosis in the panhandle region of the Okavango Fan, Botswana. Geomorphology 20. 49-65.

Somogyi S. 1967: Az ármentesítések és folyószabályozások (vázlatos) földrajzi hatásai hazánkban. Földrajzi Közlemények 15. 145-157.

Somogyi S. 1974: Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782-1950 közötti térképfelvételek tükrében. Földrajzi Értesítő 23/1. 27-36.

Somogyi S. 1983: A magyar folyóhálózat szakaszjelleg-típusai. Földrajzi Közlemények 31/1-3. 218-229.

Somogyi S. 1992: Az Északi-középhegység vízgazdálkodása. Földrajzi Értesítő 46/1-4. 163-177.

Stolum, H.H. 1996: River meandering as a self-organisation process. Science 271. (5256) 1710-1713.

Sun, T. – Meakin, P. – Jøssang, T. – Schwarz, K.1996: A simulation model for meandering river. Water Resources Research 32. 2937-2954.

Surian, A. 1999: Channel changes due to river ragulation: the case of the PiaveRiver, Italy. Earth Surface Processes Landforms 24. 1135–1151.

Szabó J. 1996: Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. Kossuth Egyetemi Kiadó Debrecen, 113-135.

Szabó J. 1998: A Cserehát-vidék geomorfológiai fejlődése és morfológiai képe. Földrajzi Értesítő XLVII/3. 409-431.

Szabó J. 2006: A vízgazdálkodás geomorfológiai vonatkozásai. In: Szabó J. – Dávid L. (szerk): Antropogén geomorfológia. Debrecen, 168-190.

Szabó M. 2006: A vegetáció foltmintázata és a szukcesszió lehetséges útjai a Szigetközben a lipóti övzátony példáján. III. Magyar Földrajzi Konferencia MTA-FKI, Budapest, CD, 1-11.

Thorne, C.R. 1982: Processes and mechanisms of river bank erosion, In: Thomas, C.R. – Bathurst, J.C. – Hey, R.D. (szerk.): Gravel Bed Rivers, Chichester: Wiley, 227-271.

Thorne, C.R. 1997: Channel Types and Morphological Classification. In. Thorne, C.R. – Hey, R.D. – Newson M.D. (Eds.) Applied Fluvial Geomorphology for Engineering and Management. Wiley, Chichester. 175-221.

Tímár G. 2003: Controls on sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. Quaternary Science Review 22. 2199-2207.

Tímár G. 2005: Az alluviális folyók alaktípusai és a típusok kialakulásának feltételei. Irodalmi áttekintés és gyakorlati következtetések. Hidrológiai Közlöny 85/1. 1-10.

Váradi J. – Nagy I. 2003: A Tisza-völgy vízgazdálkodásának jövőképe. in. Teplán I. (szerk.) A Tisza és vízrendszere. MTA Társadalomkutató Központ Bp. 117-132.

Varga A. 2004: A Hernád alsó szakaszának regenerálódó Mollusca faunája. Malakológiai Tájékoztató 22. 131-140.

Vízrajzi Évkönyv 2003: VITUKI Rt. Bp. CD-melléklet

Watson C.C. – Schumm S.A. – Harvey M.D. 1983: Neotectonic effects on river pattern. in.: Elliott C.M. (ed): River Meandering. Proceedings of the Conference Rivers, American Society of Civil Engineers. 55-66.

Williams, G.P. – Wolman, M.G. 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers. US Geological Survey Professional Paper, 1286.

Willis, C.M. – Griggs, G.B. 2003. Reductions in fluvial sediment discharge by coastal dams in California and implications for beach sustainability. Journal of Geology 111. 167-182.

Winkley, B.R. 1982: Response of the lower Mississippi to river training and realignment. In. Hey, R.D. – Bathurst, J.C. – Thorne, C.R. (szerk): Gravel-bed rivers: Fluvial Processes, Engineering and Management. Wiley, Chichester. 659-681.

Wohl, E.E – Vincent, K.R. – Merritts, D.J 1993: Pool and riffle characteristics inrelation to channel gradient. Geomorphology 6. 99-110.

Wootton, J.T. – Parker, M.S. – Power, M.E. 1996: Effects of disturbance on river food webs. Science 273 (5281). 1558– 1561.

www.ekovizig.hu/JVK/Hernad_Takta_2-2-1.pdf 2008: 2-2-1 Hernád- Takta vízgyűjtő alegység.

Wynn, T.M., Mostaghimi, S., 2006. Effects of riparian vegetation on stream bank subaerial processes in southwestern Virginia, USA. Earth Surface Processes and Landforms 31, 399–413.

Xu, J. 1990: An experimental study of complex response in river channel adjustment downstream from a reservoir. Earth Surface Processes and Landforms 15. 45-53.

Xu. 1996: Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. Geomorphology 17. 351-359.

Xu, J. 2004: Double-thresholds in scour–fill processes and some implications in channel adjustment. Geomorphology 57 321–330

Yang, C.T. 1971: Formation of riffle s and pools. Water Resources Research 7. 1567-74.

Zsuffa I. 1965: Észak-Magyarország vízrajza. In. Goda L. (szerk.) Magyarország vízvidékeinek hidrológiai viszonyai. VITUKI Bp. 109-127.