

A hidrológiai viszonyok változásának és a parterózió kapcsolatának vizsgálata a Felső-Rába magyarországi szakaszán

Doktori (PhD) értekezés

Készítette:

Pusztai-Eredics Alexandra

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola

Környezeti földtudomány Doktori Program

Témavezető: Dr. Kolláth Zoltán Sámuel, DSc.

Konzulens: Dr. Kiss Tímea, DSc.



A Környezettudományi Doktori Iskola vezetője: Dr. Turányi Tamás, egyetemi tanár

A Környezeti Földtudományi Doktori Program vezetője: Dr. Szalai Zoltán, egyetemi docens

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Budapest

2024

DOI: 10.15476/ELTE.2024.225

Tartalomjegyzék

TARTALOMJEGYZÉK	2
1. BEVEZETÉS, PROBLÉMAFELVETÉS, CÉLKITŰZÉS	4
2. SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉS	7
2.1. Alluviális vízfolyások medermintázata	7
2.1.1. A morfológiai alapú és folyamatközpontú osztályozási rendszerek	7
2.1.2. A medermintázat kialakulását befolyásoló tényezők	12
2.1.3. A medermintázat változásának okai	14
2.2. Meanderező mintázat és kanyarulatfejlődés	15
2.2.1. Kanyarulatok kialakulása	15
2.2.2. A kanyarulatok fejlődését befolyásoló környezeti tényezők	17
2.2.2.1. Tektonikai folyamatok hatása	20
2.2.2.2. A parterózió és partok erodálhatósága	21
2.2.3. A kanyarulatok típusai	24
2.3. Emberi beavatkozások következményei a meder fejlődésére	29
2.3.1. Közvetlen antropogén beavatkozások hatásai a folyómederre	29
2.3.1.1. A partbiztosítások és sarkantyúk építésének hatásai	30
2.3.1.2. Duzzasztógátak hatásai	30
2.3.1.3. A kanyarulat-átvágások hatásai	32
2.3.1.4. Árvízvédelmi védőgátak építésének hatásai	33
2.3.1.5. A mederből történő kavicsbányászat hatásai	33
2.3.1.6. Vízkivétel és vízkibocsátás hatásai	34
2.3.2. A vízfolyásokra gyakorolt közvetett antropogén hatások	34
2.3.2.1. Területhasználat változása a vízgyűjtőn és az ártéren	35
2.3.2.2. Urbanizáció hatásai	36
2.3.2.3. A klímaváltozás hatásai	36
2.4. A meanderező folyók mederdinamikai elemzésének módszerei	39
3. KUTATÁSI TERÜLET BEMUTATÁSA	41
3.1. A vízgyűjtő jellegzetességei	41
3.2. A Rába vízrendszere	44
3.3. A Rába-völgy fejlődéstörténete és geomorfológiai jellemzői	45
3.3.1. A felszínfejlődést meghatározó Rába-vonal főbb jellegzetességei	46
3.3.2. A Rába-völgy kialakulása	47
3.3.3. A hazai Felső-Rába völgyének morfológiai jellegzetességei	48
3.4. A Rába hidrográfiája	50
3.4.1. A Rába-völgy éghajlata	50
3.4.2. A Rába vízjárása	53
3.4.3. A Rába hordalékjárása	54
3.5. Mederrendezési munkálatok a Rába mentén	55
4. FELHASZNÁLT ADATOK ÉS ALKALMAZOTT MÓDSZEREK	57
4.1. Hidrológiai paraméterek vizsgálata	57
4.2. A Rába hosszútávú (1844–2022) oldalirányú elmozdulásának elemzése	61
4.2.1. Adatforrások	61
4.2.2. A partél oldalirányú elmozdulásának számítása	63
4.2.3. A hosszú távú morfológiai változások jellemzésére használt morфомetriai paraméterek számítása	65
4.2.4. A magyarországi Felső-Rába szakasz egységeinek lehatárolása	66
4.3. A Rába rövidtávú (2022–2024) oldalirányú elmozdulásának mérése	67

4.3.1. Az erodálódó partél helyzetének meghatározása	67
4.3.2. A rövidtávú parteróziót meghatározó tényezők vizsgálata	68
5. EREDMÉNYEK	69
5.1. Hidrológiai változások a magyarországi Felső-Rábán 1901 és 2024 között	69
5.1.1. A Rába vízjárásának alakulása 1901 és 2024 között három vízmérce vízállás adatai alapján.....	70
5.1.1.1. A vízhozam alakulása az 1970 és 2024 közötti időszakban.....	76
5.1.1.2. Az éven belüli vízjárás hosszú távú alakulása 1901 és 2024 között	80
5.1.1.3. Vízállás és vízhozam gyakoriságok (meghaladási valószínűség) alakulása a szentgotthárdi, körmendi és sárvári vízmércén	86
5.1.1.4. Esésviszonyok alakulása	90
5.1.2. A vízjárás a rövid távú eróziós vizsgálatok időszakában (2022–2024)	92
5.2. Hosszútávú morfológiai változások és parterózió a magyarországi Felső-Rába szakaszon	95
5.2.1. Morfometriai paraméterek hosszú távú változásai 1844 és 2022 között	95
5.2.1.1. A középvonal hosszának és a kanyargósság mértékének változásai.....	95
5.2.1.2. A Rába mederszélességének alakulása.....	96
5.2.1.3. A parterózió hosszútávú alakulása	97
5.2.1.4. A Felső-Rába magyarországi egységeinek lehatárolása	99
5.2.2. A környezeti tényezők hatása a hosszútávú parterózióra	109
5.2.2.1. A hosszú távú parterózió és a hidrológiai paraméterek kapcsolata.....	109
5.3. Rövid távú parterózió a magyarországi Felső-Rába kiválasztott kanyarulatai mentén	120
5.3.1. Önálló kanyarulatok rövidtávú partelmozdulásának mértéke 2022 és 2024 között.....	121
5.3.2. A rövidtávú parterózió és a vízjárás kapcsolata.....	125
5.3.3. Lokálisan ható tényezők hatása a parterózióra	127
6. KÖVETKEZTETÉSEK	130
6.1. Rába vízjárásának átalakulása	130
6.2. A vizsgált Rába szakaszon azonosított egységek	132
6.3. A Rába mederparamétereinek hosszútávú változásai.....	133
6.4. A Rába parteróziójának értékelése	136
7. ÖSSZEGZÉS	143
8. SUMMARY	144
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	145
FELHASZNÁLT IRODALOM	147

1. Bevezetés, problémafelvetés, célkitűzés

A meanderező folyók mederdinamikáját irányító alapvető folyamat a laterális (oldalazó) elmozdulás, amely hozzájárul a folyók dinamikus kanyarulatfejlődéséhez (Blanka és Kiss 2008, Bertalan et al. 2016), a hordalék-háztartás fenntartásához a partok eróziója és akkumulációja révén (Nagy és Kiss 2020), illetve az ártér átdolgozásához (Kiss et al. 2022, 2024). Ugyanakkor a partok eróziója a kiterjedésétől és intenzitásától függően súlyos károkat tud okozni a mezőgazdaság művelés alatt álló területeken vagy a településeken (Lawler et al. 1997, Das et al. 2012, Konsoer et al. 2017, Bertalan et al. 2019). A csak részben szabályozott vagy szabadon fejlődő meanderező folyók horizontális medermintázata jelentős ütemben (akár több méter/év) képes fejlődni; ezért kulcsfontosságú, hogy a legmarkánsabb felszínformálású mederszakaszok mentén gyakran történjen a változás térbeli-időbeli mértékének (sebességének) monitoringja. Az elmozdulást irányító tényezők feltárásához a korábbi évek és évtizedek mederfejlődésének rekonstrukciója jelentősen hozzájárulhat (Blanka és Kiss 2008, Hooke 2008, Mirijovsky et al. 2015, Bertalan et al. 2016, Bertalan et al. 2019). A mederfejlődés irányának és befolyásoló tényezőinek ismeretével pedig lehetővé válik a folyamat előrejelzése, ami megalapozhatja a megfelelő meder- és ártérkezelést, például a szükséges szélességű ártér biztosításával (Sipos et al. 2022).

Magyarországon a kutatások eddig főként a nagyobb folyókra (pl. Duna, Tisza, Dráva, Mura, Maros, és Sajó) összpontosítottak, míg a kisebb vízfolyások, kevésbé kaptak figyelmet. A kanyarulatfejlődés tér- és időbeli változásainak vizsgálatára a Felső-Rába magyarországi szakasza különösen jó lehetőséget nyújt, mivel viszonylag nagy esésű, ezért kanyarolatainak fejlődése gyors, így rövid idő alatt jelentős változások figyelhetők meg a kanyarulatok alakjában és a meder vándorlásában. Ráadásul a Felső-Rábán (Alsószőlőnk és Sárvár között) a szabályozások csak rövidebb szakaszokat érintettek (összesen a hossz 16%-át), és a meder nagyrészt nyílt ártéren halad. Ezért a felső szakasz alkalmas arra, hogy a kanyarulatfejlődés természetes folyamatait tanulmányozhassuk rajta. Ezzel ellentétben a Rába alsó szakaszát (Sárvár és Győr között) jelentős mértékben szabályozták, mindkét partját töltések közé szorították. Míg a szabályozott szakaszt hidrológiai és morfológiai szempontból részletesen vizsgálták (Károlyi 1962, 1965, Laczay 1972a), addig a folyó felső szakaszán átfogó térképezés, illetve medermorfometriai vizsgálat napjainkig nem történt, noha a Rába szabályozott szakaszán zajló hidrológiai és geomorfológiai folyamatok nem adnak pontos képet a teljes folyó morfológiai sajátosságairól és a vízgazdálkodási kihívásairól. Ugyanakkor ahhoz, hogy fenntartható ártér- és mederrendezést végezzenek akár a felső szakaszon is, először meg kell ismerni a meder fejlődésének sajátosságait. Ugyanis a csak részben szabályozott

folyók esetében problémát okozhat, hogy a szabályozott szakaszok felvízi és alvízi irányba is előre haladó folyamatokat (pl. medermélyülés, esés-változás) indíthatnak el, ami a természetközeli szakaszokon gondokat okozhat, hiszen a fokozottabb szabad meander-vándorlás miatt felerősödhet a parterózió, így földterületek, utak és egyéb infrastruktúrális elemek kerülhetnek veszélybe.

A kutatásom legfőbb célja a kanyarulatfejlődés és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a magyarországi Felső-Rába (216,3-86,6 *flm*) szakaszon. Célul tűztem ki egy hosszabb időszak (1844–2024) térbeli adatait összegyűjteni, és ezen adatbázis alapján – a medermorfometria és a geoinformatika eszköztárát felhasználva – számszerűsíteni a szakasz horizontális meder-fejlődésének jellemzőit, és kijelölni a recens kanyarulatfejlődés által leginkább érintett szakaszokat. Mivel a kanyarulatok fejlődése térben és időben is változhat, ezért célom a kanyarulatfejlődést befolyásoló bizonyos környezeti tényezők (pl. vízjárás, partok anyaga és magassága, növényzet) hatásainak vizsgálata is. Mivel a kanyarulatok és a meder alakulásának legfőbb befolyásoló tényezői a vízfolyás vízjárása és egyéb hidrológiai jellemzők (pl. áradások üteme, kisvizek hossza), ezért kiemelt célom a vizsgált szakasz fejlődését befolyásoló hidrológiai változások értékelése az 1901-2024 közötti napi vízállás és vízhozam adatok alapján. Itt fontos célom annak vizsgálata, hogy az elmúlt 123 évben változott-e a vízjárás, azaz átalakultak-e a mederformálás feltételei. Célul tűztem ki a mérnöki létesítmények (duzzasztóművek és partbiztosítás) hatásaként elinduló szemi-antropogén folyamatok elemzését is, mivel ezek ugyancsak jelentős mértékben befolyásolhatják egyes szakaszok kanyarulatfejlődését. Végző célom, hogy a hosszú- és rövidtávú adatok alapján a meder horizontális változásának dinamikáját leíró általános fejlődési tendenciák felvázolása, és végül annak értékelése, hogy vajon a folyó hogyan alkalmazkodott a környezeti tényezők tér- és időbeli változásaihoz.

Mindezek alapján doktori disszertációmban az alábbi kérdésekre kerestem a választ a Felső-Rába hazai szakaszának vizsgálatával:

1. Időben hogyan változott a Felső-Rába hazai szakaszán a vízjárás 1901 és 2024 között? Hogyan változtak a vízhozamok (1970-2024)?
2. Hogyan változott a Felső-Rába magyarországi szakaszán a meder horizontális parteróziója 1844 és 2022 között? Mi jellemezte a Felső-Rába parteróziójának térbeliségét az utóbbi 178 év során? A vízjárás változása milyen összefüggésben van a horizontális mederelmozdulás időbeli alakulásával?
3. Hogyan befolyásolja a parteróziót a partok anyaga, illetve az árteret és a medret érintő lokális mérnöki munkák?
4. A természeti (pl. vízjárás, partok anyaga, mederesése) és antropogén befolyásoló tényezők (pl. meder- és ártér-szabályozás) alapján milyen további egységekre bontható a Felső-Rába hazai szakasza?

5. Milyen különbségek voltak a rövidtávú parterózió dinamikájában a Felső-Rába egyes kanyarulataiban a rövidtávú mérések alapján 2022 és 2024 között?
6. Milyen gyakorlati felhasználási lehetőségei vannak a vizsgálathoz alkalmazott folyódinamikai ismereteknek, módszereknek?

A kutatás hozzájárul a kevésbé kutatott kisebb folyók morfológiai sajátosságainak és a kanyarulatfejlődésük jobb megértéséhez. Az eredmények alkalmazásával hatékony megoldási javaslatok kínálhatók a Rába vízgazdálkodási kihívásainak kezelésére, ugyanis egy ilyen jellegű áttekintő munka nagyban segítheti a Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóság munkáját egy fenntartható mederrendezési és ártéri gazdálkodási terv kidolgozásában. Ugyanis a korábbi kutatások rávilágítottak, hogy a folyóvízi környezetben megvalósított helyreállítási munkálatok akkor bizonyulnak a leghatékonyabbnak, ha a tervezési fázisban kellő alaposággal integrálják a természetes és emberi beavatkozások mederfejlődésre gyakorolt előzményeit (Mondal és Patel 2018). Eredményeim és a vonatkozó szakirodalom összegzése alapján meggyőződésem, hogy a horizontális mederdinamika, illetve elsősorban a parterózió változásának a disszertációban leírt térbeli és időbeli vizsgálata és megértése elengedhetetlen alapja a kis- és közepes folyók várható mederdinamikájának hosszútávú előrejelzését célzó becsléseknek.

2. Szakirodalmi áttekintés

A kutatás során a Felső-Rába morfológiájában végbement változásokat vizsgáltam, ehhez az irodalmi előzmények alapján áttekintettem a folyó medermorfológiai jellemzőit, kitérve a vízfolyások medermintázatára, a kanyarulatfejlődésre és a külső ívek eróziójára. Mint minden rendszernek, úgy a folyóvízi rendszereknek az egyensúlyát és érzékenységét is alapvetően befolyásolják a külső hatások (pl. antropogén beavatkozások, éghajlat, neotektonizmus, partok anyaga és magassága, növényzet). Ezek közül az antropogén hatásokat külön is kiemelem, hiszen az emberi beavatkozások jelentősen megváltoztathatják a vízfolyások egyensúlyát. A hatótényezőket összefüggéseikben kell megvizsgálni, ugyanis a váltoásaik, mértéküktől függetlenül is hatással bírnak a meder morfológiáinak módosulására.

2.1. Alluviális vízfolyások medermintázata

Mivel Magyarország a Kárpát-medence közepén fekszik, ezért a folyók többsége alluviális típusú, azaz saját hordalékanyagán folyik (Timár és Telbisz 2005). Ezen vízfolyásoknál a meanderezés a leggyakoribb medermintázat (Thorne 1997, Hooke 2007, Blanka 2010), ezért Magyarországon is a meanderező mintázat a legelterjedtebb, emiatt indokolt a kanyargó vízfolyások mederformálásának sajátosságaival foglalkozni (Timár és Telbisz 2005).

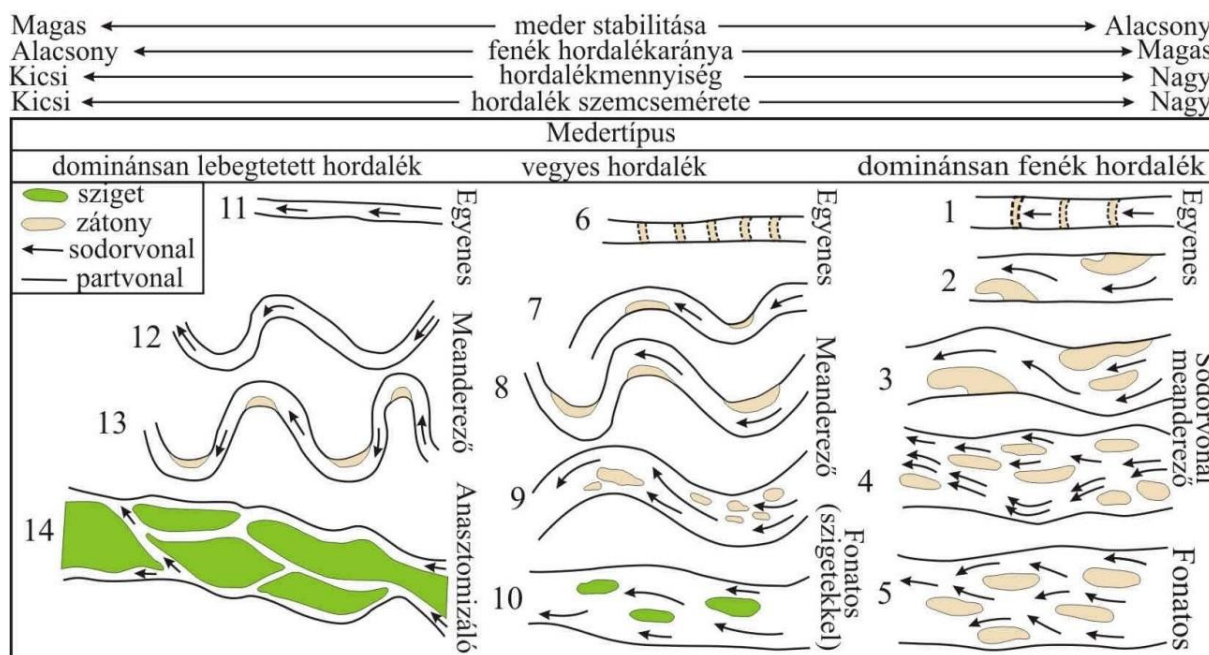
2.1.1. A morfológiai alapú és folyamatközpontú osztályozási rendszerek

A folyók medrének változatos megjelenési típusai, melyeket medermintázatnak is nevezünk (Knighton 1998), a vízfolyások egyik legösszetettebb morfológiai jellemzője. Más szerzők rajzolatként (Gábris et al. 2001) vagy alaktípusként (Timár 2003) is hivatkoznak rá. A medermintázat elemzése nélkülözhetetlen ahhoz, hogy megértsük és értékeljük azokat a tényezőket, amelyek a folyó fejlődését befolyásolják. A mintázatot elsősorban a kanyargós és egyenes szakaszok jellemzői, a fő- és mellékágak elágazásainak száma és jellege határozzák meg (Knighton 1998). Ezek az alapvető formai elemek a felülnézetből megfigyelhető mintázat összetevői, amelyek tükrözik a vízgyűjtőn, a mederben és az ártéren/hullámtéren zajló folyamatokat és a vízgyűjtő geológiai és éghajlati jellemzőivel is összefüggnek (Sipos 2006). Az alluviális folyókat elsősorban morfológiai jellemzők alapján osztályozzák, bár egyes folyamatorientált osztályozások figyelembe veszik a folyóban zajló főbb folyamatokat is (Leopold és Wolman 1957, Schumm 1977, Lóczy 2011).

Az 1950-es években Leopold és Wolman (1957) munkássága nyomán bontakozott ki az első **morfológiai alapú folyómeder osztályozási rendszer**. A már klasszikusnak számító tanulmányban

a folyókat a vízhozam és a meder esésviszonyai által meghatározott határértékek alapján három fő típusba sorolták: egyenes, meanderező és fonatos. Az alluviális folyómedrek sokféle változata miatt azonban problematikus minden vízfolyást a Leopold és Wolman (1957) által meghatározott kategóriákba sorolni, mivel vannak köztes típusok, illetve az osztályozásban nem szereplő csoportok (pl. anasztomizáló). Később részletesebb osztályozási rendszert dolgoztak ki ezen probléma megoldására, de elsősorban az eredeti három típus további felosztása és néhány átmeneti típus bevezetése figyelhető meg (Rust 1978, Miall 1996, Xu 2004).

Schumm (1977, 1985) összesen 14 mintázattípust különített (1. ábra) el elsősorban a vízfolyások alaki megjelenése, az általuk szállított hordalék jellemzői, valamint a meder stabilitása alapján, ami valójában Leopold és Wolman (1957) egyenes, meanderező és fonatos mintázat továbbosztásán alapul. Schumm (1977) kiemelte a fenékhordalék mennyiségének és szemcseméretének kulcsfontosságú szerepét a medermintázat kialakulásában, és ennek kulcsfontosságú szerepét számos további kutató is hangsúlyozta (Carson 1984, Dade 2000, Orfeo és Stevaux 2002).



1. ábra: Alluviális medrek mintázat típusai (forrás: Schumm 1985 alapján Blanka 2010)

Brice és Blodgett (1978) az alluviális folyók osztályozásához három alapvető tulajdonságot vizsgált: a kanyargósságot, a fonatosságot és az elágazódás (anasztomizálás) mértékét. További 11 típust azonosítottak a tulajdonságok értékei alapján, míg a jelleg alapján 16 altípust is elkülönítettek.

A fenti osztályozásokban is a kanyargósság fontos elem, illetve a kutatásom során is kiemelt szerepet kapott, ezért indokoltnak tartottam a fogalom részletesebb bemutatását. A kanyargósság (SI)

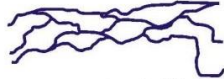
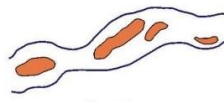
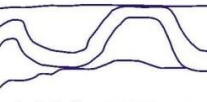
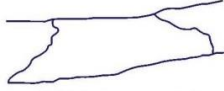
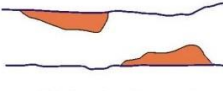
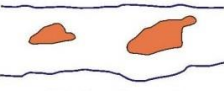
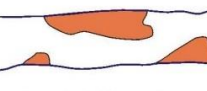
– Timár (2005) szerint a kanyarfejllettség – a folyó kanyargós jellegének mértékét mutatja. Többféle módon meghatározható: 1) Knighton (1998) a meder középvonalaának hosszát arányosította a völgyhosszhoz. 2) Gurnell (1997) szerint a kanyargósság a meder középvonalaának hossza és a meanderöv tengely hosszának hányadosából számítható. 3) Schumm (1985) meghatározása alapján a sodorvonal hosszának és a völgy hosszának hányadosa, vagy 4) a folyóvölgy esésének és a meder esésének hányadosa (Morisawa 1985). A kanyargósság mértéke leggyakrabban 1 és 3 közé esik, azonban ennél kisebb és nagyobb értékek is előfordulhatnak (Morisawa 1985). Ha az érték $\leq 1,05$, akkor a mintázat egyenes, 1,05 és 1,5 közötti értékek kanyargós medret jeleznek, míg 1,5 feletti értéknél meanderező a mintázat (Morisawa 1985, Schumm 1985).

Pécsi (1980) a vízfolyások eróziós állapotának osztályozásához a medret és tágabb környezetét, a völgy jellegét is figyelembe vette. Így három medertípust különített el: 1) dominánsan bevágódó, 2) változó eróziós állapotú, és 3) völgy nélküli feltöltő vagy egyensúlyi. Ez az osztályozási rendszer rávilágít arra, hogy a feltöltő és egyensúlyi medrek elkülönítése nem mindig lehetséges. Ugyanakkor osztályozása nem csak a meder eróziós viszonyait tükrözi, hanem más tényezőket is figyelembe vesz, mint például a kőzetminőség, a tektonizmus, illetve a terület fejlődéstörténete. Ezek a tényezők nem csak a formát, de az erózió és akkumuláció folyamatát is befolyásolják.

Rosgen (1994) egy átfogó osztályozási rendszert hozott létre, amellyel leírható egy folyó teljes hosszára vagy akár egy rövidebb szakaszára vonatkozóan a jellemző morfológia. A vízhozamot, az esést és a folyó sebességét is meghatározó tényezőként írta le a medermintázat kialakulása szempontjából. A meder paraméterei közül elsősorban a mélység és a szélesség a legmeghatározóbb, a vízfolyás által szállított hordalék fizikai tulajdonságai közül pedig a hordalék mennyiségét és a szemcseméretet emelte ki, azonban hangsúlyozta, hogy a mederanyag jellemzői is fontosak a mintázat szempontjából. Ennek alapján a vízfolyásoknak öt fő típusát különítette el: 1) egyenes folyók, 2) gyengén kanyargós (szinuszos) folyók, 3) meanderező folyók, 4) tekervényesen meanderező folyók, és 5) összetett medrű folyók. Rosgen (1994) nem csupán öt fő folyótípust különböztetett meg, hanem ezen belül további finomítást is alkalmazott a part és a meder anyagának szemcsemérete alapján. Így minden fő típust hat alcsoportra bontott.

Alabyan és Chalov (1998) egy átfogó folyómorfológiai osztályozási rendszert hoztak létre, amely három szerkezeti szinten vizsgálta a folyókat, azaz a völgytalp, a meder és a zátonyok jellege alapján. Osztályozásuk nagyrészt klasszikus morfológiai kritériumokon alapul, mint a meder kanyargóssága, a hordalék mérete és a vízszint változása. Minden szinten megvizsgálták a folyók morfológiáját és szerkezetét. Ezek alapján a folyókat három fő formai típusba sorolták: 1) egyenes, 2) kanyargós, és 3) elágazó. Alabyan és Chalov (1998) kutatásai rávilágítottak arra, hogy a folyók a vízszinttől és a vízhozamtól függően eltérő mintázatokat mutathatnak (2. ábra), és ezt a tényt gyakran

figyelman kívül hagyják a folyók vizsgálatakor. Bridge (2003) is hangsúlyozza, hogy a folyók morfológiája és morfometriája változó a vízszint és a méret függvényében.

strukturális szint	ALAKRAJZ			korlátozó tényezők
	egyenes	kanyargós	elágazó	
völgytalp	 egy mederág	 makromeanderek	 anasztomizáló	 ártér szélessége
árvízi meder	 egyenes	 meanderező	 fonatos	 kohézív partanyag
kisvízi meder	 gázló-üst sorozatok	 váltakozó zátonyok	 középszátonyok	 bevágódó meder

2. ábra: Medermintázatok osztályozása (forrás: Alabyan és Chaalov 1998 alapján Sipos 2006)

A folyómorfológia leírására nem csak morfológiai, de **folyamat központú osztályozási rendszerek** is léteznek. Ezek a rendszerek a folyórendszer fejlődési folyamataira összpontosítanak és ezen folyamatok alapján kategorizálják a folyószakaszokat (Thorne 1997). Valójában már a Cholnoky-féle szakaszjelleg szerinti osztályozás (Cholnoky 1925) is a folyamat központú megközelítéshez sorolható. A folyó munkavégző-képességét állítja a középpontba, vagyis, hogy a folyó milyen mértékben képes a termelt hordalék elszállítására. Ez a rendszer három fő szakaszjelleget különböztet meg: felső-, közép- és alsó-szakaszjelleg. Nagy munkavégző-képesség jellemzi a felső-szakaszjelleget, ami meghaladja a hordalék szállításához szükséges energiát. Ebben az esetben jelentős a hordalékszállítás, a meder dinamikus mélyülése figyelhető meg. A közép-szakaszjellegű folyószakaszok esetében a munkavégző-képesség mérséklődik, az oldalazó erózió válik dominánssá. A folyó még rendelkezik megfelelő energiával a termelő hordalék továbbításához, ilyenkor a folyó egyensúlyban van és kanyarog. A munkavégző-képesség jelentősen csökken az alsó-szakaszjellemnél, így a folyónak nincs elegendő energiája a hordaléka elszállítására, így lerakja azt, ennek következtében szigeteket, zátonyokat épít és fattyúágak képződnek. A szakaszjellegek szerinti besorolásnak megvannak a maga korlátai. A legfőbb probléma, hogy nem minden folyó követi a várt fejlődési sémát.

Ezt az osztályozást már Kádár (1954) is erősen kritizálta. Így továbbfejlesztette Cholnoky (1925) munkavégző-képesség alapján történő osztályozási rendszerét. Kádár (1954) felismerte, hogy a valóságban az erózió és az akkumuláció tökéletes egyensúlya ritkán fordul elő a

folyórendszerekben, mégis gyakran találkozunk meanderező vízfolyásokkal. Ezért precízebb osztályozási rendszert dolgozott ki, amely négy típust különít el a folyómorfológia alapján: 1) bevágó (nagy energiájú), 2) meanderezve bevágó (jelentős energiájú), 3) meanderezve feltöltő (kisebb energiájú), és 4) feltöltő (kis energiájú) típusokat.

A folyómorfológia egyik kihívása a szakaszjellegek (felső-, közép- és alsó-szakasz) közötti határvonalak pontos meghatározása, ugyanis nehéz eldönteni, hogy egy vízfolyás meddig tekinthető felsőszakasz-jellegűnek és hol kezdődik a közép-szakasz. Galli (1963) elmélete egy lehetséges megoldást kínál a problémára. Eszerint a közép-szakasz felső határa az a pont, ahol a nagyvíz még eróziós tevékenységet végez, míg az alsó határa az a pont, ahol a kisvíz már hordaléklerakódást okoz. Bár Galli (1963) megállapításai elméletileg megalapozottak, a gyakorlatban nehezen alkalmazhatók. A nagyvíz és a kisvíz fogalma nem egyértelműen definiált, és a vízhozam ingadozása befolyásolhatja a folyó eróziós és akkumulációs tevékenységét. Ezen kívül a helyi geomorfológiai és hidrológiai viszonyok is befolyásolhatják a szakaszjellegek határait.

Brice és Blodgett (1978) viszonylag egyszerű osztályozási rendszert hozott létre, amely négy alapvető folyamatot vesz figyelembe: bevágódás, feltöltődés, oldalirányú elmozdulás, és mederszélesség növekedés. Brookes (1988) osztályozási rendszere a mederben zajló specifikus folyamatokra összpontosít, így az osztályozás alapja a parterózió mértéke, a mederpáncél képződés, a mederfenék bevágódásának mértéke, a sodorvonal kanyargó elmozdulása, és a zátonyképződés. Amikor a kisebb szemcsék kimosódnak a nagyobbak közül, akkor az adott vízsebességhez igazodó felület, a mederpáncél jön létre. A nagyobb szemű fenékhordalékból álló mederpáncél megakadályozza az alatta lévő finomabb hordalék elszállítását, így jelentősen befolyásolhatja a kavicsos és homokos-kavicsos fenékhordalékú folyókban a görgetett hordalék mozgását. Az így kialakult, durva szemcsékből álló réteg igen ellenálló, azonban egy-egy nagyobb árhullám felszakíthatja, ami drasztikus változásokat okozhat a hordalékhozamban, illetve teljesen átrendezheti a medret. (Gordon és Meentemeyer 2006).

A fentiekben bemutatott meder morfológiáján alapuló osztályozási rendszerek azonban nem képesek teljes egészében tisztázni a folyószakaszok fejlődését és a környezeti változásokra adott reakcióikat. Mindez annak a következménye, hogy a folyók morfológiai állapota csupán egy pillanatnyi képet tükröz, amely rövid időn belül megváltozhat. Megállapítható, hogy ezek a rendszerek nem alkalmasak a medermintázat hosszú és rövid távú változásainak precíz előrejelzésére. Fontos megjegyezni, hogy a folyamatközpontú osztályozási rendszereknek is vannak bizonyos korlátai. Thorne (1997) szerint a folyamat alapú értékelés a morfológiai alapon történő osztályozással szemben valamivel jobban megfelel a vízügyi tervezés igényeinek, ugyanakkor a háttérben lévő

irányító okokra nem utal, holott ezek alapján lehet fenntartatható, a jövőben is jól funkcionáló beavatkozásokat tervezni.

Továbbá azt is fontos kiemelni, hogy különböző eróziós folyamatok mellett is létrejöhetnek ugyanazok a medermintázatok. Így egy szigetekkel és zátonyokkal tarkított elágazó medermintázat nem feltétlenül utal feltöltő folyamatra, ugyanis ez a mintázat egyensúlyi állapotot is tükrözhet az erózió és akkumuláció szempontjából és így középszakasz-jellegűnek minősülhet. Ebből az a következtetés vonható le, hogy a medermintázat alapján nem lehet automatikusan meghatározni a szakaszjellegét. Ugyanakkor megállapítható, hogy bizonyos medermintázatok szorosan kapcsolódnak egy adott szakaszjelleghez, ezért az osztályozási rendszerek nem zárják ki egymást, hanem komplementer módon segítik a folyómorfológia megértését. A folyamatok értelmezése és bizonyos esetekben számszerűsítése önmagában is kihívást jelent a formák változásának fényében. Valójában a legtöbb folyamat a forma fejlődésében nyilvánul meg, így a forma dinamikájának vizsgálatával egyidőben megkezdődhet a mederben zajló folyamatok tanulmányozása is.

2.1.2. A medermintázat kialakulását befolyásoló tényezők

Az előző fejezetben bemutatott osztályozási rendszerek rávilágítanak arra, hogy a folyómorfológia megértéséhez nem elegendő a meder pillanatnyi mintázatát vizsgálni. A folyamatok, azaz a mederben lejátszódó változások kulcsfontosságúak a folyó morfológiájának alakulásában. Ezek a folyamatok mérettől függetlenek, tehát ugyanúgy érvényesek a nagy folyókra, mint a kis patakokra (Schumm 1985). A vízfolyás medrének morfológiája és mintázata számos tényezőtől függ, amelyek szorosan kapcsolódnak a folyó vízgyűjtőjének geológiai, domborzati, éghajlati és növényzeti viszonyaihoz. Ezen tényezők folyamatosan változnak, ami a folyó morfológiájának állandó átalakulását eredményezi. A vízfolyások végső soron e tényezőkhez igazodva alakítják ki sajátos morfológiájukat.

A vízfolyások morfológiáját befolyásoló változók fontosságáról és mibenlétéről élénk vita folyik a kutatók körében. Az ezekkel foglalkozó tanulmányok általában független és függő változókat különítenek el. A független változókat a vízfolyás nem befolyásolja, míg a függő változók a folyó morfológiájának változásával alakulnak (Schumm és Lichty 1965).

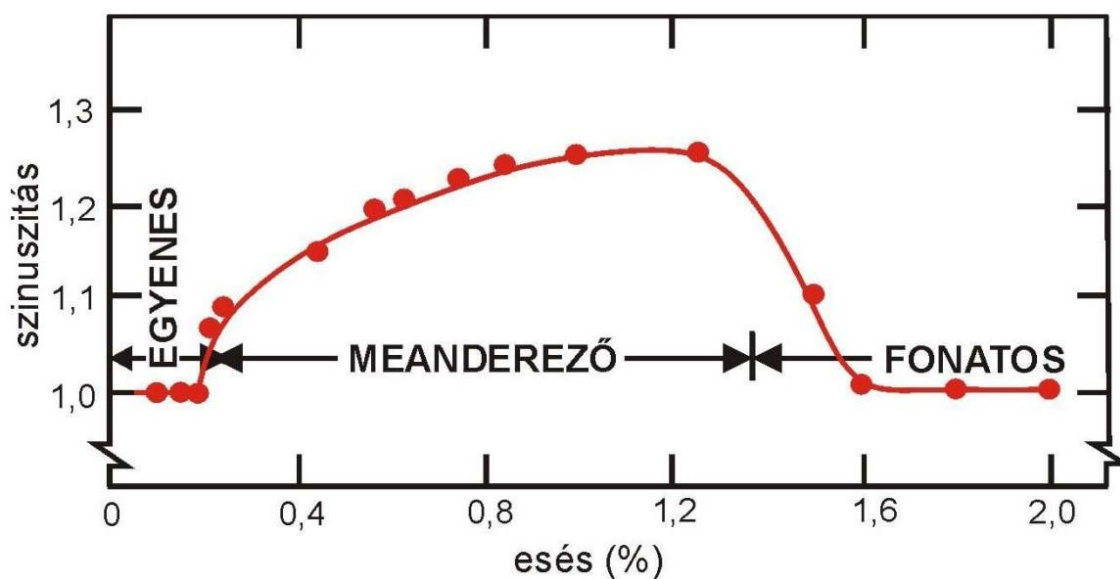
A korábbi kutatások a vízhozamot és az esést emelték ki a medermintázatot befolyásoló legfontosabb tényezőként (Leopold és Wolman 1957, Schumm 1977, Hughes 1977, Hooke 1979, Fergusson 1987). Ugyanakkor jelenleg a kutatók a vízhozam és az esés mellett kiemelkedően fontosnak tartják a hordalék mennyiségét és szemcseméretét, illetve a part stabilitását is.

Leopold és munkatársai (1964) és Rosgen (1994) a fluviális rendszert irányító tényezők kapcsán 8 fő változót határoztak meg, amelyek közvetlenül befolyásolják a medermintázatot: 1) mederszélesség, 2) medermélység, 3) a vízfolyás sebessége, 4) mederesés, 5) vízhozam, 6)

mederanyag érdessége, 7) hordalékhozam, és a 8) hordalék szemcsemérete. Rosgen (1994) szerint, ha valamelyik tényezőben változás következik be, annak következtében a többi paraméter is változik, és végül ez elindíthatja a medermintázatnak a megváltozását.

Schumm és Lichty (1965) kutatásai rávilágítottak arra, hogy a geomorfológiai egyensúly, azaz a folyórendszer stabilitása, nem állandó és csak egy adott időintervallumon belül értelmezhető. A vizsgált időtartam változásával a környezeti változók szerepe és befolyása is jelentősen átalakul. A geológia hosszú távon független változó, azaz kialakító tényező marad, míg például az esés vagy az üledék és mederanyag jellemzői rövidebb intervallumban független, hosszabb időintervallumban vizsgálva már függő változók. A független és a függő változók mellett olyan tényezőket is azonosítottak, amelyek elhanyagolhatók a folyó adott időintervallumban bekövetkező változékonyságában.

Schumm és Khan (1972) kísérletet végeztek, amelyre hivatkozva további összefüggéseket írtak le. Eszerint a völgy esése meghatározza a part- és mederanyag erodálhatóságát, a maximális áramlási energiát, illetve a kanyargósság mértékét is. Azonos szemcseméretű hordalékot használva, de különböző esés- és vízhozam-paramétereket alkalmazva meanderező, fonatos és egyenes vízfolyásokat hoztak létre. A kísérletek kimutatták, hogy az esés növekedésével a kanyarulatok fejlettsége is növekszik, azonban egy bizonyos esésérték elérése után a kanyarulatok fejlettsége hirtelen csökken (3. ábra). Ha az esés tovább nő, akkor ennek következtében a folyó medre fonatossá válik. A kísérlet során arra a következtetésre jutottak, hogy a meanderező és fonatos mintázatok között markánsabb a különbség az esésben, mint az egyenes és meanderező mintázatok között.



3. ábra: A szinusztás és az esés összefüggése (forrás: Schum és Khan 1972 alapján Sipos 2006)

Miall (1977) kutatásai alapján a folyómeder mintázatát leginkább a vízhozam, a hordalékhozam és a völgy lejtése határozza meg, míg a hordalék szemcsemérete kisebb mértékben befolyásolja a mintázatot. Tanulmánya szerint a fonatos mintázat kialakulásához elengedhetetlen a nagy vízhozam-ingadozás, ami magával hozza a hordalékhozam ingadozását is. Emiatt a folyó az idő nagy részében nem képes szállítani a hordalék egy részét, ami zátonyok és szigetek keletkezéséhez vezet. Hasonló tényezőket tartott fontosnak Thorne (1997) is, szerinte a vízhozam és a hordalékhozam a fluviális rendszer legmagasabb szintű irányító változói. Ezek együttesen felelősek a hordalék lerakódásáért, szállításáért és eróziójáért, meghatározva a jellegzetes medermintázatot és morfológiát.

A vízhozam, a hordalékszállítás és a hordalék szerepe kulcsfontosságú a medermintázat kialakításában, amit más kutatók is alátámasztanak (Shumm 1985, Bridge 2003). A legtöbb tanulmány öt fő független változót azonosít (Schumm 1977, Morisawa 1985, Knighton 1998, Znamenskaya 2001, Xia et al. 2014): 1) vízhozam, 2) esés, 3) part anyaga, 4) hordalék minősége, és a 5) hordalék mennyisége. Ezen kívül további tényezők is befolyásolhatják a medermintázatot, úgymint az emberi beavatkozások (Blanka és Kiss 2006, Downs és Gregory 2014, Kiss 2014, Ibisate et al. 2013, Kiss és Balogh 2015, Bertalan 2019), illetve az ártéri és a partokat kísérő vegetáció is (Nováky 1988, Thorne 1997, Gábris 1995, Simon és Collison 2002, Owens és Walling 2002, Murray és Paola 2003). Tehát ezek a tényezők együttesen határozzák meg az alluviális folyók medrének alakját és mintázatát. Fontos megjegyezni, hogy a befolyásoló tényezők egy folyó mentén változhatnak, ezért a medermintázatok értékelésekor azonos paraméterekkel rendelkező folyószakaszokat kell összehasonlítani (Bridge 2003).

A folyómorfológiai és hidrológiai kutatások során egyre fontosabb szerepet kap a medermintázatok előrejelzése. A vízrajzi tervezés és a szabályozási munkálatok megkönnyítése érdekében a kutatók olyan modelleket fejlesztenek, amelyek segítségével a mérhető független és függő változók alapján leírható egy adott medermintázat. A modellek segítségével pedig előre jelezhető, hogy a jövőben várható vízhozam, esés, hordalékminőség és egyéb paraméterek alapján milyen morfológiai elemekkel kell számolni egy vízfolyás esetében.

2.1.3. A medermintázat változásának okai

A vízfolyások medermintázata nem állandó, hanem az idő múlásával és térben is változik. Ezeket a változásokat két fő kategóriába sorolják: autogén és allogén változások (Morisawa 1985).

Az autogén változások a folyórendszer belső sajátosságaiból erednek, külső tényezők befolyása nélkül. Ide sorolható a természetes kanyarulat lefűződés, a medervándorlás és a mederáthelyeződés (Garde 2006, Kiss és Blanka 2006).

A külső tényezők hatására következnek be az allogén változások. Korábban ezeket a változásokat nagyrészt egyedi extrém természeti események idézték elő, azonban napjainkban egyre inkább az emberi beavatkozásokra helyeződött a hangsúly (Surian és Rinaldi 2003). Rövidtávon ezek közül a legjelentősebb a folyószabályozás, a legeltetés és a bányászati tevékenység mértékének változása, továbbá a vegetáció megváltoztatásának hatására bekövetkező módosulások. Hosszútávon a klímaváltozás (Morisawa 1985), vagy az erózióbázis szintjének változása (Bridge 2003), középtávon az éghajlati kilengések hatására bekövetkező víz- és hordalékhozam változások eredményeznek módosulásokat a medermintázatban (Downs és Gregory 1993, Garde 2006). Az allogén változások közé sorolják a nagy árvizeket is, amelyek a vízfolyásokban rövid idő alatt bekövetkező jelentős változásokat okozhatnak. Az árvizek hatására a folyómeder szélesebbé válhat, lefűződhetnek kanyarulatok, így csökkenhet a folyó hossza, és szélsőséges esetben a medermintázat átalakulását is előidézhetik (Kiss és Blanka 2012), így az árvíz következményeként az ideiglenes fonatos jelleg is megjelenhet (Hooke 2007).

2.2. Meanderező mintázat és kanyarulatfejlődés

Az alluviális folyók, azaz a saját hordalékanyagukon folyó vízfolyások medrének leggyakoribb formája a kanyargó, meanderező mintázat (Rhoads és Welford 1991, Hooke 2007). Ezzel szemben az egyenes medrek, illetve szakaszok rendkívül ritkák a természetes folyórendszerekben. Ha mégis előfordulnak, akkor a rövid egyenes szakaszok hossza rendszerint nem haladja meg a mederszélesség tízszeresét (Leopold és Wolman 1957). Míg a partok ezen a szakaszokon egyenesek lehetnek, ugyanakkor a mederben a legnagyobb áramlási sebességet mutató pontokat összekötő vonal (sodorvonal) kanyargós mintázatot mutat (Thorne 1997). A hosszabb, egyenes szakaszokon idővel kialakulnak kanyarulatok természetes körülmények között, amelyek további fejlődése és alakja több tényező kölcsönhatásától függ.

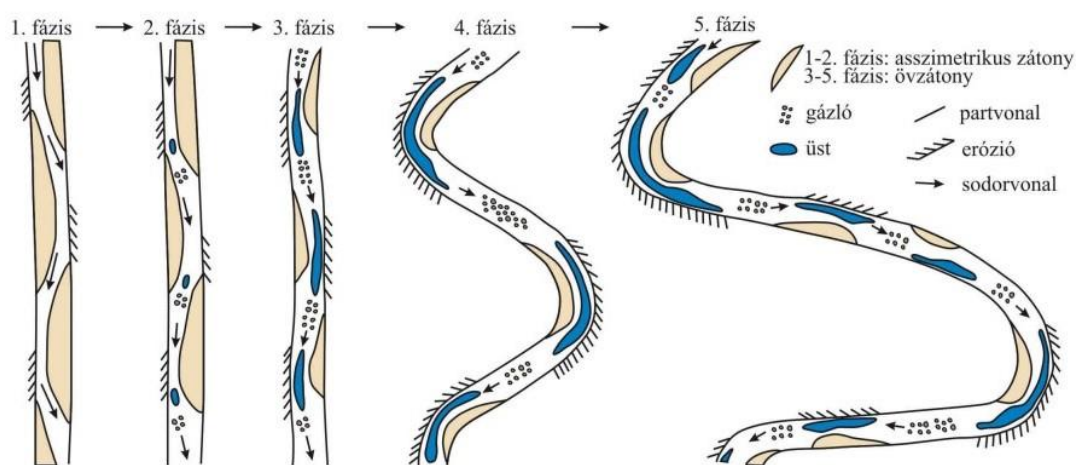
2.2.1. Kanyarulatok kialakulása

A kanyarulatok kialakulása a víz áramlásában keletkező örvényeknek köszönhető. Amikor egy kanyar kezdeti formája kialakul, a belső ív mentén történő üledékképződés és a külső ív eróziója tovább fokozza a folyamatot, elősegítve a kanyar további fejlődését. Ezek a kanyarulatok lassan lefelé vándorolnak a folyó mentén (Cholnoky 1907). A természetes vízfolyásokban a folyó igyekszik az optimális utat választani, melyet a völgy lejtőszöge, a meder keresztmetszete és a vízhozamhoz viszonyított üledékhozam határoz meg (Leopold és Wolman 1960, Hickin 1974).

Ackers és Charlton (1970) laboratóriumi kísérleteket végeztek, hogy megvizsgálják az egyenes mederszakaszok stabilitását. A kísérletek azt mutatták, hogy az egyenes mederszakasz csak akkor marad fenn hosszabb távon, ha a szállított hordalék mennyisége és a meder esése egy bizonyos küszöbérték alatt marad. Ha az értékek közül valamelyik meghalad egy küszöbértéket, akkor az egyenes szakasz instabillá válik és a meanderező mintázat alakul ki. A folyamat több lépésben zajlik: Először szabályos távolságokban oldalzátonyok alakulnak ki a meder két oldalán váltakozva. A zátonyokkal szemben lévő oldalon a meder kimélyül. A zátonyok magassága és nagysága növekszik, és lefelé vándorolnak a mederben. A zátonyok vándorlása és a víz áramlása erodálja a meder érintett oldalát, emiatt a meder szélessége növekszik. Ebben a fázisban a meder még egyenes marad. A zátonyokkal ellentétes oldalakon az üstöknel kiöblösödések jönnek létre. Ezek a kiöblösödések fokozatosan megnagyobbodnak, és kanyargós mintázatot alakítanak ki. A mederben a kanyarulatok továbbra is lefelé vándorolnak, de már lassabban, mint korábban az egyenes mederben a zátonyok.

Noble és Palmquist (1968) (in Brookes 1985) hasonló folyamatokat figyeltek meg egy mesterségesen kiegyenesített folyószakaszon, ahol a kanyargós mintázat újra kifejlődött. A parteróziót a víz oszcilláló mozgásának tulajdonították. Az oszcilláló mozgás okairól eltérőek a vélemények. Egyes kutatók úgy gondolják, hogy ez a víz és a mobilis mederfenék kölcsönhatásának következménye, míg mások szerint ez a víz belső tulajdonsága (Rhoads és Welford 1991).

Keller (1972) egy öt fejlődési állapotból álló modellt dolgozott ki a kanyargósság kialakulásának leírására (4. ábra). A folyamat aszimmetrikus zátonyfejlődéssel indul, majd gázló-üst rendszer alakul ki. Ezt követi a kanyargós medermintázat kialakulása és fejlődése. Végül a kanyarok hosszának további növekedésével az egyes kanyarulatokban új gázló és üst jön létre, ezáltal túlfejlődött kanyarulat alakul ki. Ezen kanyarulatok pedig előbb-utóbb lefűződhetnek, ami az adott kanyarulat fejlődésének végét jelenti.



4. ábra: A meanderezés kialakulása és fejlődése (forrás: Keller 1972 alapján Blanka 2010)

A meanderezés folyamatának magyarázata, okainak feltárása továbbra is a folyóvízi geomorfológia egyik legfontosabb kérdése. Korábban általános volt az a nézet, hogy mivel a mederfenék nem teljesen sima, ezért a természetes egyenetlenségei (pl. megrekedt görgetegek, fatörzsek) térítik el az áramlást, így ezek felelősek a sodorvonal kilengéséért, ill. a fellépő másodlagos áramlásokért. Egyes elméletek a Coriolis-hatásról feltételezik (Balla 2009), hogy aszimmetrikussá teszi a folyó kanyarulatait és így a meder oldalirányú vándorlását okozhatja. Langbein és Leopold (1966) munkája alapján a súrlódási különbségek és a nyíróerő minimalizálása a kanyargás oka. A kanyargó szakaszokon a nyíróerő és súrlódás változékonysága kisebb, mint az egyenes szakaszokon, így az irányváltásra fordított munka itt a legkisebb. Yang (1971) szerint a gázló-üst sorozatok kialakulása csökkenti az áramlás energiafelhasználását azáltal, hogy növeli az áramlási vonal hosszát a mederfenéken. Sakalowsky (1974) tanulmánya alapján a víz áramlásának kezdeti kitérése is okozhatja a kanyargósságot. Chang (1988) szerint a meanderezés az energiafelhasználás minimalizálása és a víz- és üledékszallítási hatékonyság növelése érdekében alakul ki. Wohl et al. (1993) megállapították, hogy a gázló-üst sorozatokkal az energiafelhasználás önszabályozó módon optimalizálódik. Lofthouse és Robert (2008) pedig rámutattak arra, hogy az esés és az áramlási energia minimalizálása lehet a meanderező medrek kialakulásának oka.

A meanderezés okait magyarázó elméletek összehasonlítása és értékelése nem egyszerű feladat. Ennek oka, hogy az energia és a nyíróerő minimalizálása éppúgy lehet oka, mint következménye a kanyargós medrek kialakulásának (Rhoads és Welford 1991).

2.2.2. A kanyarulatok fejlődését befolyásoló környezeti tényezők

A kanyargós folyókra jellemző a meanderezés, azaz a szinuszoid futású (egy ágból álló) meder, melyben ritkán fordulnak elő zátonyok, kivéve az övzátonyokat és néhány szigetet (Morisawa 1985). A kanyarulatok fejlődését, vándorlását és morfológiai változásait számos tényező befolyásolja, melyek egymással összefüggésben hatnak. Ezek a tényezők fontos szerepet játszanak a folyó morfológiájának alakításában, ugyanis a vízfolyások a környezeti paraméterek kismértékű változásaira is rendkívül érzékenyek lehetnek (Timár 2005).

A kanyarulatok fejlődését befolyásoló tényezők: 1) a vízjárás, azon belül pedig főként a vízhozam alakulása, különös tekintettel az árvizek gyakoriságára; 2) a völgy szerkezeti jellemzői; 3) völgy és meder esése; 4) a meder anyagának összetétele, 5) a part anyagának összetétele; 6) szállított hordalék mennyisége és minősége; 7) a szomszédos kanyarulatok fejlettségi állapota és formálódása; 8) a parterózióval szembeni ellenálló képesség; 9) a partmenti és ártéri növényzet jellege; illetve 10) az emberi beavatkozások mértéke (Bogárdi 1942, Schumm és Khan 1972, Mike 1987, Gábris 1995, Timár 2005, Sipos 2006, Nicoll és Hickin 2010, Kiss és Blanka 2012, Kiss 2014, Andrási 2015,

Bertalan 2019). A meder geometriája is fontos szerepet játszik a kanyarulatok vándorlásának sebességében (Knighton 1998), mivel a meder mélysége és szélessége, és a görbületi sugár is befolyásolja a vándorlás mértékét (Kiss és Blanka 2006). További fontos tényező meder szélessége és mélysége, mivel egy mély és keskeny medrű vízfolyásokon intenzívebb a kanyargósság mértéke, mint egy széles és sekély folyónál (Knighton 1998).

Természetes körülmények között a kanyarulatok fejlődése és vándorlása összetett folyamat, amelyet a külső ív partjának pusztulása és a belső ív övzátany-épülése határoz meg (Cholnoky 1907, Hickin 1974). Egyik folyamat sem egyenletes, hanem szakaszosan zajlik. A hordalék lerakódása és a partpusztulás mértéke időben és térben is változik. Ez a szakaszos fejlődés megfigyelhető a kanyarulat morfológiájában is, ahol a különböző stádiumokban lévő kanyarulatok eltérő formát mutatnak (Malik 2005). Hosszútávon a kanyarulatok fejlődésében csak a belső íven zajló övzátany épülése követhető nyomon (övzátanysor formájában), mivel a külső íven keletkező formák a folyamatos erózió miatt nem maradnak meg (Gábris 2003). A kanyarulatok vándorlása főként folyásirányban lefelé történik, ugyanis a külső ívek általában a kanyarulatok csúcspontjában (a kanyarulatok alsó harmadában) pusztulnak a legintenzívebben (Kiss és Blanka 2006). Általában az oldalirányú vándorlás kisebb mértékű (Somogyi 1974), de az oldal és folyásirányú elmozdulás egymáshoz viszonyított aránya függ a kanyarulatvándorlás típusától is (Schumm 1985). A kanyarulat egyre nagyobb fejlettsége növeli a folyó hosszát, ami az esésének és sebességének csökkenésével jár. Ez a csökkenő sebesség egyenletes lejtést eredményez, ami lehetővé teszi a maximális vízhozam szállítását minimális sebesség mellett (Whitten és Brooks 1972). Ez az eróziós képesség mérséklődését eredményezi, ami a sodorvonal egyre erőteljesebb kisodródását is okozza, ez pedig a centrifugális erő növekedéséhez vezet (Chen és Tang 2012), ami az adott helyen megemeli a vízszintet, megnöveli a vízsebességet és így növeli a munkavégző képességet.

Hickin (1974) szerint a kanyarulatok oldalirányú elmozdulása nem egyenletes sebességgel zajlik, a kanyarulatok fejlődésének kezdeti szakaszában az elmozdulás mértéke még lassú, majd a folyamat felgyorsul. A kanyarulat elmozdulásának sebessége szoros kapcsolatban áll a görbületi sugár (R) és a mederszélesség (w) hányadosával (Hickin 1974, Leeder és Bridge 1975, Nanson és Hickin 1983, Harvey 1989). A görbületi sugár (R) és a mederszélesség (w) hányadosának csökkenésével az elmozdulás mértéke növekszik, és a maximális értéket akkor éri el, amikor $R/w = 3,0$. Ezen kritikus küszöbérték elérése után ismét visszaesik a medervándorlás sebessége (Hickin és Nanson 1975). A görbületi sugár mederszélességhez viszonyított túlzott megnövekedése a nyíróerő kanyarulaton belüli differenciálódását eredményezi, melynek következtében a kanyarulat felsőbb része gyorsabban vándorol, mint az alsó, ami végső soron a görbületi sugár csökkenéséhez vezet. Ha a görbületi sugár túl kicsi, akkor a kanyarulat alsóbb része vándorol gyorsabban, ami a kanyar

ellaposodását eredményezi (Kiss és Blanka 2006). Hickin és Nanson (1975) kimutatták, hogy ha az R/w értéke eléri a 2,0-t, az erózió a kanyarulat más pontjain az R/w hányados növekedését okozza. Amikor $R/w \leq 2,0$ az áramlási rendszer a homorú part mentén felbomlik, és nagy kiterjedésű turbulens örvények alakulnak ki, amelyek a partok áramlással szembeni ellenállásának gyors növekedését eredményezik. Ezek az eredmények összhangban állnak Bagnold (1960) és Leopold és Wolman (1960) korábbi kutatásaival, amelyek szerint az áramlás elhajlásából eredő energiaveszteség a legkisebb, ha az $R/w=2,0-3,0$, ezért ezek a kanyarulatok képesek a leghatékonyabb erózióra.

A kanyarulatok fejlődése során a folyó nem csupán a mederben alakul, hanem átdolgozza a hullámteret is. Ez a folyamat morfológiai változásokat indít el a folyó teljes hosszában (Timár 2005, Hooke 2007, Yousefi et al. 2018). Mivel a vízfolyásokon kanyarulatok sora található, az egyes kanyarulatok nem izoláltan fejlődnek, hanem kölcsönhatásban állnak egymással. A sodorvonal helyzete, a hordalék mértéke és a szomszédos kanyarulatok együttesen befolyásolják az egyes kanyarulatok fejlődését (Blanka 2010). Ennek következtében a kanyarulatok torzulhatnak, deformálódhatnak. A partok anyagának térbeli változatossága ezt a torzulást tovább fokozhatja (Mike 1987). A kisebb kohéziójú anyagból felépülő medrű vízfolyásokon nagyobb mértékű torzulás figyelhető meg a kanyarulatfejlődés során, mint az erózióknak ellenállóbb anyagból felépülőknél (Hickin 1974). Ugyanis a keményebb anyagok jobban ellenállnak az erózióknak, így a kanyarulatok alakja kevésbé változik, míg a könnyebben erodálható anyagokból felépülő mederben a víz könnyebben pusztítja a partokat, ami a kanyarulatok torzulásához vezethet (Hickin 1974).

A kanyarulatok geometriája meglepően hasonló a nagy és kisméretű folyók esetében is. Ez pedig arra utal, hogy a kanyarulatok kialakulását néhány általános elv határozza meg (Langbein és Leopold, 1966). A meanderező vízfolyások geometriai paraméterei és a kanyarulatvándorlás mértéke összetett módon függenek a völgy és a vízfelszín esésétől, a part és a meder erodálhatóságától, a hordalékszállítás jellemzőitől, a vízhozamtól és a vízhozam változásától (Ackers 1982).

Leopold és Wolman (1960) kutatásai alapján a kanyarulat hossza és a mederszélesség aránya nagyságrendileg hasonló különböző típusú folyók esetén. A mederszélesség 7–10 szeresének adódott a kanyarulat hosszúsága tömör anyagba bevágódott és széles ártérrel rendelkező folyók esetén is. A kanyarulatok hossza szorosan összefügg a mederformáló vízhozammal, továbbá másodlagos befolyást gyakorol rá a hordalék szemcsemérete és a hordalékszállítás jellemzői is (Ackers 1982, Gábris 1986). Gábris (1995) kutatásai alapján megállapítható, hogy a vízhozam a kanyarulatok húr hosszát, ívhosszát és tágasságát befolyásolja a legjelentősebben. A görbületi sugár és a vízhozam közötti összefüggés gyengébb, mivel ezt a kanyarulat fejlettsége és a partfal anyaga is befolyásolja. Leopold és Wolman (1960) szerint az amplitúdó inkább a partanyag erodálhatóságától és más lokális tényezőktől függ, mint az általános hidrológiai tényezőktől.

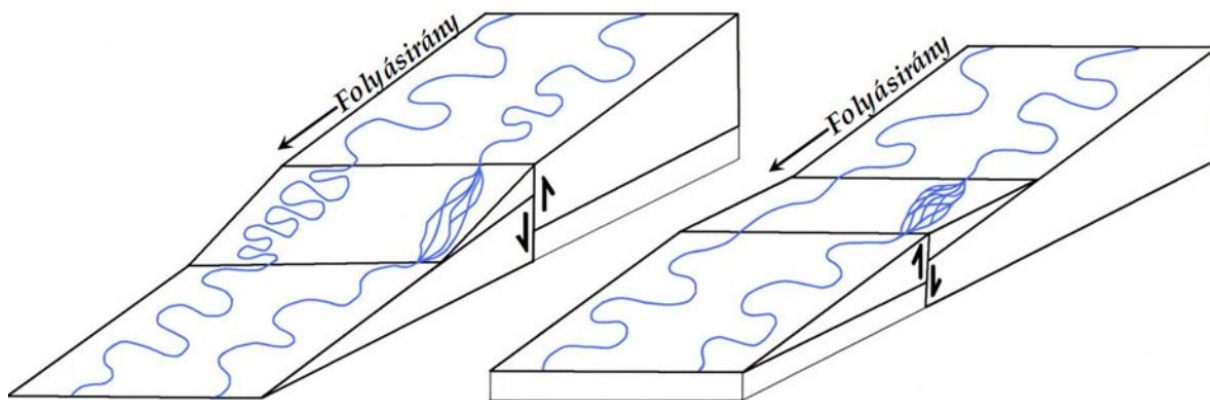
2.2.2.1. Tektonikai folyamatok hatása

Az aktív tektonika számos változást idéz elő a vízfolyásokon, melyek közül a legfontosabbak a feltöltődés, meder szélességének és mélységének változása, a hossz-szelvény homorúságának változása, meanderképződés, fonatosodás, és ártéri mocsarak kialakulása (Twidale 1966, Ouchi 1985, Marple és Talwani 1993). A folyóvölgyekben található alluviális teraszok és geometriai torzulásaik a leggyakoribb bizonyítékai az aktív tektonikának (Schumm 1986, Pinter 1996).

A folyamat lassúsága miatt gyakran alábecsülik a tektonikai mozgások folyókra gyakorolt hatását. Azonban fontos megjegyezni, hogy a látszólag kismértékű (≤ 10 mm/év) felszínmozgás is jelentős vertikális elmozduláshoz vezethet néhány évtized alatt. Ez a mozgás drasztikus változásokat okozhat a folyómedrekben (Timár 2003). Ugyanis, ha aktív vető harántolja a medret, az a folyót elmozdulásra kényszerítheti, és az esését megváltoztathatja, így a folyók olyan elmozdulások kimutatására is alkalmasak, amelyek a közelmúltban zajlottak, vagy recenssek és más, közvetlen módon ki sem mutathatók (Miall 1996, Keller és Pinter 2002, Timár 2003).

A síkvidéki, kis esésű (3–31 cm/km) meanderező folyók különösen érzékenyek a meder menti vertikális tektonikus mozgásokra (Watson et al. 1983, Smith et al. 1997, Timár 2005). A függőleges elmozdulás következtében a völgylejtés megváltozik, ami a meanderező vízfolyást arra készteti, hogy a medergeometria módosításával fenntartsa a mederesést egy bizonyos lejtőszög tartományon belül, ez pedig jelentős hatással lehet a folyó futására és mintázatára is (Ouchi 1985), de a meder eltérítése és meder-áthelyeződés is bekövetkezhet (Keller és Pinter 2002).

Ouchi (1985) modellkád-kísérleteket és terepi megfigyeléseket kombinálva vizsgálta, hogy hogyan reagálnak a különböző alluviális vízfolyások az aktív tektonika hatására megváltozó völgylejtésre (5. ábra). A modellkád-kísérletekben a lebegtetett hordalék megjelenésével és a kezdeti esés és vízhozam változásával különböző mintázatok alakultak ki, ami lehetővé tette a meanderező és fonatos vízfolyások reakcióinak elemzését emelkedés és süllyedés esetén is. A felszín emelkedésekor az emelkedés alatti szakaszon a meder elkezdte intenzívebben erodálni a külső partokat, övzátonyok keletkeztek, a kanyarfejltség megnőtt, és a meder alján lévő agyagréteg eltűnt. Az emelkedés feletti szakaszon az esés és a vízsebesség csökkent, a víz elöntötte az övzátonyokat, a meder határvonalai elmosódtak, és a lebegtetett hordalék leülepedett. Ezzel szemben süllyedés következtében pedig ellentétesen zajlott le a folyamat, azaz süllyedés alatti szakaszon a meder sekélyebbé vált és a határai bizonytalanabbá, míg a süllyedés feletti szakaszon a kanyarfejltség megnőtt.



5. ábra: A vertikális felszínmozgások hatása a vízfolyás medrének mintázatára (forrás: Ouchi 1985 alapján Petrovski 2013)

Ouchi (1985) valódi folyókon is vizsgálta a kiemelkedés hatásait, és hasonló reakciókat tapasztalt. Tehát a terepi megfigyelések összhangban állnak a modellkád-kísérletek eredményeivel, és alátámasztják, hogy a több lebegtetett hordalékot szállító folyók stabilabbak.

Russ (1982) is megállapította, hogy a tektonikus mozgás miatt csökkenő mederesés ellensúlyozására a vízfolyások kanyargósságuk csökkentésével reagálnak. Timár (2003) a Tisza mentén végzett vizsgálata alapján felhívja a figyelmet arra, hogy a tektonikailag aktív területeken a folyók kanyargósságának változása tükrözheti a törésvonalak elhelyezkedését és a függőleges elmozdulás mértékének eltéréseit.

Az aktív tektonikai hatások egyértelmű felismerését és elkülönítését azonban megnehezíti, hogy a tektonikus hatásokkal egyidőben az alluviális vízfolyások érzékenyen reagálnak a környezeti változásokra, a hidrológiai és hordalékhozam ingadozásokra és az emberi hatásokra is (Watson et al. 1983, Ouchi 1985). Ezért az alakítás változása önmagában nem elegendő bizonyíték az aktív tektonikára. Inkább csak egy bizonyítékrészletnek tekinthető, amit más morfológiai bizonyítékokkal is alá kell támasztani, mint például a hordalék lerakódás mértékének változása, a meder bevágódása vagy degradációja, valamint a mérési adatok elemzése. Az aktív tektonikai hatások azokon a folyószakaszokon figyelhetők meg, ahol nincs szabályozás, illetve nincs betorkolló mellékfolyó sem, így jobban tükrözik a tektonikai mozgások okozta alakváltozásokat (Schumm 1986, Pinter 1996).

2.2.2.2. A parterózió és partok erodálhatósága

Az egyes vízfolyások nagy területekre lehetnek hatással, például az árvizeik által, míg a meder elmozdulása befolyásolja az emberi létesítmények (pl. hidak, árvízvédelmi töltések) élettartamát. A mederváltozások mértékének elemzésekor kiemelten fontos folyamat a parterózió vizsgálata, amely gyors változásokat okoz a part futásvonalában (Wolman 1959, Schumm és Lichty 1963). A

kanyarulatok vándorlását a belső ív épülése és a külső ív pusztulása határozza meg (Nardi et al. 2012). A parterózió egy összetett folyamat, mely során a folyópartok fokozatosan hátrálnak a víz eróziójának hatására, és a folyamat lényegében a folyók oldalirányú elmozdulását eredményezi. A folyamat során a vízfolyásba kerülő hordalékanyag további hordalékforrást is eredményez (Kessler et al. 2013).

A parterózió során a kanyar külső ívén a víz áramlási sebessége megnő, ezáltal fokozott mértékben erodálódik a part, de fontos megjegyezni, hogy a külső ív pusztulása nem egyenletes ütemben zajlik, mivel térben és időben is változik (Kiss et al. 2012). Ennek hátterében számos tényező állhat, mint például az évszakosan változó vegetáció, a talajnedvességi viszonyok, a fagyás-olvadás ciklusok (Lawler 1992, Wynn és Mostaghimi 2006). A part alapjának alámosása révén parthátrálás történhet, amely következtében a part elveszítheti a stabilitását és pusztulásnak indul a tömegmozgás miatt (Konsoer et al. 2016). A partfal közvetlen eróziója is eredményezhet parthátrálást, ugyanis ezen folyamat következtében szemcséről szemcsére erodálódik a part (Knighton 1998).

A folyópartok erodálhatósága nagymértékben függ a part anyagát alkotó szemcsék méretétől és kohéziójától (Blanka 2010). A legkönnyebben a közepes szemcseméretű homok (0,25–0,5 mm) erodálható. A homokos-kavicsos partok hajlamosabbak az erózióra, mint az agyagos-iszapos partok. Ennek oka a kétféle partanyag eltérő kohéziójában rejlik. Az agyag és iszap részecskék erősen összetapadnak, ellenállóvá téve a partot az erózióval szemben. A homok és kavics szemcsék kevésbé tapadnak össze, könnyen elmozdíthatók a víz áramlása által, ami gyorsabb eróziót okoz (Brierley és Fryirs 2005). A folyópartok gyakran tartalmaznak kiszáradt, összetapadt agyag-iszap aggregátumokat, melyek mérete 1–10 mm között változik. Ezek az aggregátumok hajlamosabbak az egészben történő elszállítódásra, mint az egyes szemcsék (Thorne 1982). A kiszáradás különösen fontos a magas agyagtartalmú partoknál. A száradás során keletkező törések miatt a partról nagyobb mennyiségben hullanak a folyóba ezek az aggregátumok, ami fokozottabb parthátrálást eredményez (Lawler 1992). Az összetett felépítésű partok esetében, ahol durva szemcsés réteg és finomszemcsés réteg váltakozik, ott a part stabilitása nagymértékben függ a kisebb kohéziójú réteg állékonyságától (Brierley és Fryirs 2005).

A parterózió mértékében a vízjárás is meghatározó szerepet játszik (Baki és Gan 2012). Kulcsfontosságú tényező a levonuló árhullámok pusztító ereje, hiszen egy nagyobb árvíz eróziós képessége jóval meghaladja a kisebb vízszintingadozásokét (Hughes 1977), mivel a legjelentősebb parterózió a 1,5 évnél ritkábban bekövetkező árvízi csúcsok idején zajlik. Azonban jelentősen befolyásolja az erózió mértékét az árvizek gyakoriságának változása is, és a kisebb árvizek is komoly parthátrálást okozhatnak (Kiss és Blanka 2012).

A partok stabilitását nem csupán a folyóvíz állandó munkája veszélyezteti, hanem a szélsőséges időjárási jelenségek is komoly pusztítást okozhatnak. A tartós és intenzív esőzés, a

hóolvas és a nagy árvizek utáni gyors apadás által a vízzel telítődött partanyag sokkal hajlamosabb az erózióra és tömegmozgásokra (Lawler 1992).

A partot borító növényzet kulcsfontosságú szerepet játszik a partfal erodálhatóságában és stabilitásában (Vandenbergh et al. 2012). A folyóvízi erózió hatékonyságát a sűrű növényzet jelentősen csökkentheti (Kirkby és Morgan 1980, Steiger és Gurnell 2002, Geerling et al. 2008), ugyanis a növényzet gyökerei összeköti a talajszemcséket, növelve a part kohézióját és akadályozva a víz erodáló hatását. Ezért a növényzettel borított folyók medre keskenyebb, mint a gyér növényzetű parttal szegélyezett folyók medre azonos vízhozam mellett (Hey és Thorne 1986). A növényzet típusa, elhelyezkedése, kora és egészségi állapota is befolyásolja a folyómeder laterális elmozdulását (Simon és Collison 2002, Rátky és Farkas 2003, Werner et al. 2005). A fáknak és a sűrű, bokros lágyszárú növényzetnek eltérő mértékű hatása van, bár a partmenti fák szerepe összetett. Hosszú távon stabilizálhatják a partot, azonban egy nagyobb méretű fa bedőlésekor jelentős parteróziót okozhatnak. Mederakadályként is funkcionálnak a mederbe bedőlő fák, ugyanis turbulens áramlásokat okoznak, amely pedig tovább növeli a parterózió mértékét (Mastermann és Thorne 1994, Blanka 2010). Fontos megjegyezni, hogy a gyökérzóna alatti rétegekre a gyökerek stabilizáló hatása már nem érvényesül (Lawler et al. 1997, Micheli és Kirchner 2002).

A parthátrálás mértékében nem csupán a vízjárás és a növényzet, de a part magassága is szerepet játszik (Xu et al. 2011, Kiss et al. 2013). A magasabb partok általában kisebb mértékben hátrálnak, mint az alacsonyabbak, ugyanis, itt a partpusztulás egyszerre nagyobb mennyiségű hordalékot juttat a mederbe. Ez a törmelékanyag túlterhelheti a vízfolyást, ami nem képes az összes hordalékot egyszerre elszállítani (Hickin és Nanson 1975, Kiss et al. 2013). Ennek eredményeként a part lábánál felhalmozódik a törmelék, ami ideiglenesen stabilizálja a partot. A vízfolyás csak akkor tudja tovább erodálni a partot, ha elszállította a lábánál felhalmozódott anyagmennyiséget (Thorne és Abt 1993, Dragicevic et al. 2017). A törmelékanyag elszállításának sebessége jelentősen függ a part menti turbulens áramlásoktól és azok sebességétől (Knighton 1998, Brierley és Fryirs 2005).

A parthátrálás mértékében a part sodorvonallal bezárt szöge is szerepet játszik (Kiss és Blanka 2006). Ahol a sodorvonal kisebb szögben találkozik a part külső ívével, ott mérsékeltebb a víz erodáló hatása. A legintenzívebb erózió ott alakul ki, ahol a partnak a sodorvonal közel derékszögben ütközik, ezért ezek a partszakaszok általában a leggyorsabban hátrálnak. Ez a magyarázata, hogy miért a folyókanyarulatok csúcspontjai erodálódnak a leggyorsabban.

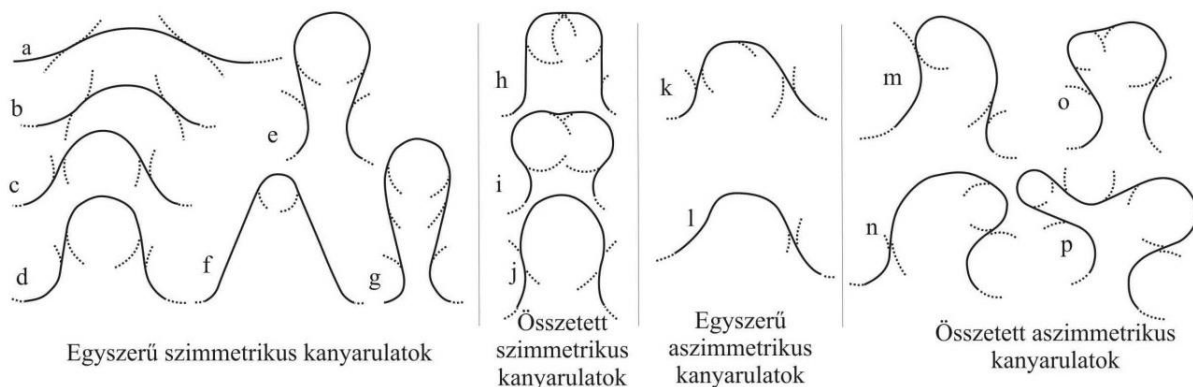
2.2.3. A kanyarulatok típusai

A kanyarulatok morfológiai osztályozásánál többféle szempont vehető figyelembe. Az osztályozási rendszerek többségében a kanyarulat fejlettsége vagy a kanyargás szabályosságának mértéke, a mintázat összetettsége alapján történő osztályozás a legmeghatározóbb.

A kanyarulatok osztályozhatók fejlettségük alapján. Az első ilyen elterjedt osztályozási rendszer Leopold és Wolman (1957) nevéhez fűződik, akik a kanyargóssági index (SI) alapján három kategóriát különböztettek meg: egyenes kanyarulat ($SI < 1,1$), kanyargós ($1,1 < SI < 1,5$) és meanderező ($SI > 1,5$). Fontos megjegyezni, hogy ezek a határértékek önkényesen lettek kiválasztva, de a szakirodalomban széles körben elterjedtek. Csoma (1973), Laczay (1982) és Szabó (1998) további osztályokat is bevezetett a kanyargóssági index (SI) alapján. 1) Az álkanyarok esetében a szomszédos inflexiós pontokat összekötő egyenes nem metszi a domború partot, hanem a meder fölött marad. 2) Valódi kanyarulatok esetében több típust is elkülönítettek: fejletlen kanyarulat ($SI < 1,1$), ha az inflexiós szelvény valamely pontjából a szomszédos inflexiós szelvény valamely pontja a víz fölött végigtekintve még látható; fejlett kanyarulat, ha $SI = 1,1 - 1,4$ és a kanyarulati szög $< 120^\circ$; érett kanyarulat ($SI = 1,4 - 3,5$) ahol az ívhossz eléri a húr hossz három és félszeresét (omega alak); túlfejlett kanyarulat ($SI > 3,5$), ahol az ívhossz eléri vagy meghaladja a húr hossz másfélszeresét; és átszakadó kanyarulat, amelynél a szomszédos kanyarulat ívei a mederszélesség kétszeresénél kisebb távolságban vannak (Szabó 1998, Blanka 2010).

Kellerhals et al. (1976) a kanyargás szabályosságának mértéke szerint három típust különítettek el: 1) Szabályosan kanyargós, ahol a mintázat ismétlődő és a kanyarulatok legnagyobb elhajlása (a meanderöv és a meder középvonala által közbezárt szög) 90° -nál kisebb. 2) Szabálytalanul kanyargós, ahol a kanyargós mintázat ismétlődése bizonytalan. 3) 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 határozott meg: 1) egyszerű szimmetrikus, 2) egyszerű aszimmetrikus, 3) összetett szimmetrikus, és 4) összetett aszimmetrikus. Ezeket tovább osztotta és így együtt összesen 16 alakzat típust különböztetett meg (6. ábra).



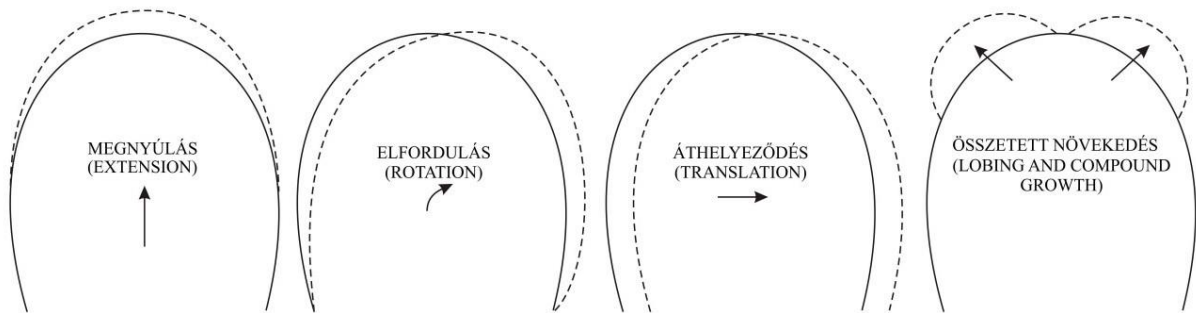
6. ábra: Kanyarulatok típusai (forrás: Brice 1974 alapján Blanka 2010)

Hooke (2007) továbbfejlesztette Brice (1974) osztályozási rendszerét 9 kategóriát különítve el aszerint, hogy a kanyargás egy- vagy két periódusú, valamint, hogy a mederszélesség egyenletes vagy a kanyarulatokban megnő. Az egy periódusú kanyarulat típus esetében további alcsoportokat hozott létre az övzátonyok jelenléte és a bevágódás mértéke alapján. A kétperiódusúakat pedig aszerint különítette el, hogy csak mederkitöltő vízhozamkor vagy kisvízkor is két periódusúak-e.

Kondratyev (1972 in Csoma 1973) elkülönítette a szabad, a korlátozott és a befejezett meanderek típusait. A szabad meanderek széles ártérrel rendelkező folyókra jellemzőek, ahol a kanyarulatok fejlődését nem korlátozza semmi. A kanyarulatok előrehaladási sebessége 10–15 m/év is lehet. A korlátozott meanderek esetében a kanyarulatok lefelé vándorlása 1–10 m/év sebességgel történik, miközben a meder mérete és alakja nem változik. Ez a folyamat olyan ártereken alakul ki, ahol az oldalirányú kitérés korlátozott. A befejezett meanderek, ha a kanyarulatok teljes kifejlődése és a nyakban történő átszakadása nem következik be, hanem árvizek idején a víz más levonulási utat talál az ártér terepmélyedései vagy régi holtágak mentén.

Daniel (1971), Schumm (1985) és Lagasse et al. (2004) három alapvető irányt különítenek el a kanyarulatfejlődés módja alapján. 1) Megnyúlás (expansion) esetén a kanyarulat ívhossza nő, miközben a húr hossz változatlan marad és az inflexiós pontok is helyben maradnak. 2) Az elforduló (rotation) kanyarulatokban a fő lefolyási irány (reference axis) és az inflexiós pontok helyzete változik, és a legintenzívebben pusztuló part rész egyre lejjebb kerül, miközben ívhossza nőhet. 3) Áthelyeződéskor (translation) a kanyarulat folyásirányban lefelé mozdul el, miközben ívhossza, húr hossz és a fő áramlási irány nem változik, de az inflexiós pontok lejjebb tevődnek. Az is előfordulhat, hogy akár folyásirányban felfelé is haladhat a kanyarulat. Fontos megjegyezni, hogy ezek a fejlődési módok nem zárják ki egymást, sőt, gyakran ezek kombinációja is előfordulhat. Ezenkívül Nanson és Hickin (1983) megkülönböztetett egy 4) összetett (lobing and compound) kanyarulatfejlődési irányt (7. ábra), ami a hazai vízügyi szakirodalomban szürflexiós kanyarulatként

ismert (Csoma 1973). Ez olyan többszörösen növekedő, összetett kanyarulat, amely a fejlődése során torzult, és így benne másodlagos ívek jönnek létre.



7. ábra: A kanyarulatfejlődés típusai (forrás: Nanson és Hickin 1983 alapján Blanka 2010)

Hooke és Harvey (1983) kutatásaik alapján ugyancsak három alapvető kanyarulatfejlődési irányt különített el: 1) vándorlás, 2) növekedés, és 3) hurok képződés (lobing). Ezen belül további nyolc elmozdulási típust is meghatároztak, amelyekkel jól leírhatók a kanyarulatok fejlődésének alapvető típusai:

1) A *stabil kanyarulatok* nem változnak jelentősen az idő múlásával. Ennek oka, hogy a vízfolyás áramlási energiája nem elegendő a partok és meder erodálására, így azok formája hosszú időn át állandó marad. A stabil medrek leggyakrabban kötött anyagú vagy szikla medrű vízfolyásoknál fordulnak elő, ahol megfigyelhető, hogy az áramlási energia valamiért csökken a korábban jellemzőhöz képest (Hooke 1997).

2) *Egyszerű vándorlás* során a meander íve lefelé halad a folyásirányban. Sun et al. (1996) számítógépes szimulációk alapján kimutatta, hogy a meander amplitúdója befolyásolja a vándorlás mértékét, mivel a kisebb amplitúdójú kanyarulatok gyorsabban vándorolnak, mint a nagyobbak.

3) *Növekedés* esetében az amplitúdó növekedése a meghatározó. Ez a fajta kanyarulatvándorlás Hickin (1974) szerint a kanyarulatfejlődés korai szakaszában jellemző. Ekkor a kanyarulatok inflexiós pontjai helyben maradnak és oldal irányú növekedés figyelhető meg. Ez a görbületi sugár csökkenését eredményezi az eróziós tengely mentén. Brice (1974) is hasonló következtetésre jutott. Megállapította, hogy a kanyarulatfejlődés fő tendenciája, hogy az alacsony kanyarósságú kanyarulati ívek növekedése során a kanyarulat sugara csökken, kanyarulati magassága pedig nő, miközben az ívhossz állandó marad.

4) A *szorított kanyarulatvándorlás* során a kanyarulat egy része stabil maradhat, mivel a part erodálhatósága különböző a kanyarulat mentén. A lassabban erodálódó szakasz (pl. a völgy oldalai vagy a régi teraszok) rögzíti a kanyarulat egy részét, míg a többi rész gyorsabban vándorolhat. Ez a kanyarulat ellaposodásához és két csúcspontúvá válásához vezethet (Hooke és Harvey 1983).

5) A *hurokképződés* két csúcspontú kanyarulat kialakulásához vezet. A kanyarulat hosszának növekedésével a kanyarulat összetettsége is növekszik. Ennek oka a mederfenéken a gázlók egyenletes távolsága (Lewin 1972 in Brice 1974). Gyakran aszimmetrikus hurok jönnek létre a kanyarulat csúcsánál, amelyek később két csúcspontú kanyarulattá fejlődhetnek. Egy egyszerű kanyarulat aszimmetrikussá válhat a fejlődése során, ha a kerületén egy másodlagos kanyarulati ív alakul ki, amelynek görbületi iránya megegyezik az eredeti kanyarral. Aszimmetrikus kanyarulat akkor is kialakulhat, ha a kanyarulat felső szakaszán a szomszédos kanyarulat belefejlődik. Ha a másodlagos kanyarulati ív hurokká fejlődik, akkor válik összetetté a kanyarulat, így az ilyen kanyarulatok kettő vagy több egyszerű hurokból tevődnek össze. A kanyarulatot alkotó sajátos hurok növekedésében nyilvánul meg az összetett kanyarulatok fejlődése (Brice 1974). Tehát az övzátöny szimmetria tengelyétől folyásirányban lefelé általában a legnagyobb a külső ív erodálhatóságának mértéke. Szélsőséges görbületi körülmények között azonban ez az övzátöny szimmetria tengelyétől felfelé is előfordulhat (Hickin 1974, 1978). Így jöhetnek létre például a folyásirányban felfelé elhajló és a két csúcspontú kanyarulatok. A folyásirányban lefelé vagy felfelé elhajló kanyarulatok mindegyike kétféleképpen fejlődhet ki. Leggyakrabban a kanyarulat ívén egy másodlagos ív alakul ki az inflexiós pontok helyben maradásával. A másik, kevésbé gyakori folyamat esetében a szomszédos kanyarulat felső vagy alsó oldala belefejlődik a kanyarulatba és kierodálja az egykori övzátöny sorok egy részét (Hickin 1974).

6) *Új kanyarulat kialakulásához* vezet a kanyarulat hossznövekedése a hurokképződés és a kétcsúcspontú kanyarulatok kialakulásával. Ha maximális a görbület és a kanyarulati hossz meghalad egy kritikus értéket, az "egy kanyarulat – egy gázló-üst rendszer" egyensúlya felborul és új gázló alakul ki valószínűleg azon a helyen, ahol a másodlagos áramlási rendszer elhal. Ez a folyamat hurokképződéshez vezet, ami végül különálló kanyarulatok kialakulását eredményezi. A kanyarulatok kialakulásában kulcsfontosságú szerepet játszik a másodlagos gázló és üst kialakulása, amikor is a kanyarulat hossza eléri a kritikus értéket (Hooke és Harvey 1983).

7) *Összetett, szabálytalan kanyarulatfejlődés* legfőképpen mederközepe zátonyok és ezek tovább növekedésével kialakuló szigetek fejlődéséhez köthető a kanyarulatokban. A mederközepe zátonyok fejlődését több tényező is befolyásolja. Előfordulhatnak laza, kis kohéziójú partok mentén, ahol a meder kiszélesedik, és az áramlás szétválhat, lehetővé téve a hordalék lerakódását. A mederközepe zátonyok kialakulhatnak mellékvízfolyások betorkollásánál is, ahol az áramlás megváltozása és a hordaléktöbblet lerakódást okoz. Az akadályok, mint például lerakott uszadékfák, szintén zátonyok fejlődéséhez vezethetnek a hordalék felhalmozódása révén (Hooke 1986), ami végül összetett kanyarulatokat eredményez.

8) A *kanyarulatok lefűződése* - akár természetes úton, akár emberi beavatkozás következtében jön létre - a kanyarulatfejlődés utolsó lépése (Leopold és Wolman 1960). A lefűződés helyét a kanyargeometria mellett a parterózió helyi különbségei határozzák meg (Friedkin (1945) in Leopold és Wolman 1960), ugyanis a kanyarulatok amplitúdója nem növekszik folyamatosan, ha a meder anyaga homogén. Stolum (1996) szerint a kanyargósság fokozatosan növekszik a kanyarulatok fejlődése során, amíg el nem éri a lefűződéshez szükséges határértéket. Minél nagyobb a kanyargósság, annál jelentősebb a lefűződés okozta hosszcsökkenés az adott szakaszon, ugyanis a nagy kanyargósságú folyóknak összetettebb kanyarutai vannak, ezáltal nagyobb mértékű csökkenést okoz egy adott lefűződés. Egy lefűződés vagy kanyarulatátmetzés hatására a vízfolyás sebessége lokálisan akár 40%-al is növekedhet (Pickles 1941, in Garde 2006). Hooke (2007) szerint a lefűzések száma a kanyargóssággal és a kanyarulatmintázat összetettségével is összefügg. A kanyarulat lefűződése gyors és kiszámíthatatlan fejlődést okoz a szomszédos kanyarulatoknál (Kondratyev 1968, in Lewin 1977), de a folyamat ellentétesen is hathat, mivel a kanyarulat lefűződése a szomszédos kanyarulatok eltérő növekedési iránya és irányultsága miatt is bekövetkezhet (Brice 1974). A természetes kanyarulatlefűződés két módon valósulhat meg (Lagasse et al. 2004). A leggyakoribb, amikor az ártér alacsonyabb pontjai mentén vagy az övzatonny-sorok közötti mélyedésben egy nagyobb árvízkor a vízfolyás lerövidíti az útját (*chute cutoff*) és így tevődik át a meder (Knighton 1998). Mivel ilyenkor az újonnan létrejött morotva vízutánpótlása csak fokozatosan szűnik meg, ezért a lefűződés lassan megy végbe (Garde 2006). A kanyarulatlefűződés másik esetében a kanyarulat túlfejlletté válik, majd egy nagyobb árvízi esemény során átszakad a nyakánál (*neck cutoff*). Ekkor hamar kialakul a morotva és a lefűződés gyorsan megy végbe (Garde 2006).

A fentiekben említettek szerint, a mintázatot befolyásoló tényezők sokszínűsége miatt a kanyarulatok fejlődése térben rendkívül változatos lehet. Hickin (1974) vizsgálatai alapján a kanyarulatok fejlődése és vándorlása kölcsönhatásban áll a szomszédos kanyarulatokkal. Ugyanis a partelmozdulás iránya és mértéke egy adott kanyarulatban nem független a szomszédos kanyarulatoktól. Ez azt jelenti, hogy az egyik kanyarulatban bekövetkező változások hatással lehetnek a szomszédos kanyarulatok alakjára és elmozdulására is. Hooke (2007) ezzel szemben nem talált egyértelmű bizonyítékot arra, hogy a kanyarulatokban bekövetkező változások áttevédnének a folyásirányban lefelé vagy felfelé. Véleménye szerint az egyes kanyarulatok fejlődése sokkal inkább függ a fejlettségük szintjétől, mint a szomszédos kanyarulatoktól. Ebből az következik, hogy a kanyarulatok alakulását elsősorban a saját belső folyamataik határozzák meg, és kevésbé befolyásolják a szomszédos kanyarulatok.

2.3. Emberi beavatkozások következményei a meder fejlődésére

Mára az antropogén folyamatok egyre fontosabb szerepet játszanak a szárazföldi felszínek átalakulásában, csakúgy, mint a természeti tényezők (Rózsa 2006). Ezért a társadalom számára egyre nagyobb jelentőséggel bír az, hogy az emberi beavatkozások milyen hatást gyakorolnak a természetes folyamatokra, illetve az így átalakult folyamatoknak milyen következményei vannak a társadalomra.

A hazai folyók az elmúlt 150 évben jelentős antropogén hatásoknak voltak kitéve, aminek következtében a 19. század közepe óta szinte folyamatosan átalakulnak. Az ember által véghezvitt beavatkozások képesek megváltoztatni a vízfolyások hidrológiai viszonyait, geomorfológiáját és természetes folyamatait, megváltoztathatják a meglévő medermintázatot, illetve a hidro-morfológiai folyamatok térbeli valamint időbeli elrendeződését, módosíthatják a folyórendszerekben zajló önszabályozó folyamatok mértékét és jellegét is (Brierley és Fryirs 2005). A hagyományos mérnöki beavatkozások a természetes állapotokhoz képest eltérő feltételeket idézhetnek elő, például a hordalék-szállítás befolyásolásával, vagy az áradások hosszának, időbeliségének és magasságának megváltoztatásával, amelyek a rendszer egyensúly-vesztéséhez és új környezeti problémákhoz vezethetnek (Blanka 2010).

Az emberi beavatkozás okozta változásokat aszerint lehet csoportosítani, hogy a beavatkozás a változás oka vagy következménye (Brierley és Fryirs 2005). Ennek következtében megkülönböztethetünk közvetlen (direkt) és közvetett (indirekt) beavatkozásokat. A közvetlen beavatkozások rendszerint a hordalék- és vízjárás egyensúlyában bekövetkező változtatásokhoz köthetők, így ide tartozik például a hordalék- és vízkivétel vagy hozzáadás, duzzasztógátak telepítése, valamint a folyószabályozás (partbiztosítás, mesterséges kanyarulatátvágás). A közvetett (indirekt) beavatkozások közé tartoznak a vízgyűjtők és hullámterek földhasználati változásai (pl. erdőirtások, erdősítések, építkezések, lebetonozott felszínnek arányának növelése), amelyek jelentősen megváltoztathatják a lefolyás időbeliségét, a lefolyó víz és hordalék mennyiségét és minőségét, illetve térbeli eloszlását (Hooke 1997, Kiss 2014). A közvetett beavatkozások hatásai kisebbnek tűnhetnek, mint a közvetlen beavatkozásoké, azonban hatásuk késleltetett lehet és kiterjedhet az egész vízrendszerre. Ezért rendkívül nehéz szétválasztani a közvetlen és közvetett beavatkozások hatásait egy adott folyószakaszon, még vízgyűjtőszintű léptékben is (Blanka 2010, Kiss 2014).

2.3.1. Közvetlen antropogén beavatkozások hatásai a folyómederre

A közvetlen antropogén hatások célja a folyómeder vagy az ártér módosítása. A mérnöki beavatkozások eredményeképpen a partok anyaga és a folyómeder esése megváltozik, melynek következtében a folyó bevágódhat. Graf (1999) szerint a folyómeder morfológiájába és

kanyargósságába történő ilyen jellegű, fokozott emberi beavatkozás intenzív és gyors változásokat idéz elő a vízfolyásban, amelyek hatása súlyosabb lehet a prognosztizált éghajlatváltozásnál is (Kiss 2014), és újabb, a társadalom számára nem kívánt folyamatok elindítója lehet (Szabó és Dávid 2006).

2.3.1.1. A partbiztosítások és sarkantyúk építésének hatásai

A part stabilizálása, és az áramlási viszonyokat befolyásoló sarkantyúk és vezetőművek a mederszabályozás széles körben alkalmazott módszerei a folyók áramlási irányának és vízsebességének befolyásolására. Rendszerint a mederszélességet csökkentik és az áramlási sebességet növelik, segítségével a parterózió megelőzhető, a meder bevágódása és szélessége szabályozható (Surian és Rinaldi 2003). Lóczy (2001) szerint a partbiztosítás hatására a természetes morfológiai folyamatok, mint például a kanyarulat-lefűződés vagy a kanyarulat-vándorlás lelassulnak, vagy megállnak. A partok stabilizálásának hatására összességében a folyómeder vándorlása a beavatkozás előtti állapothoz képest erősen lelassul (Surian 1999). Míg a kanyarulatban a partstabilizálás megállítja a külső ív hátrálását, addig a belső ív zátony tovább épül, tovább szűkül a folyómeder, ami erősíti a bevágódást (Blanka et al. 2006). Ezzel egyidejűleg az árvízveszély is nő, mivel a folyómeder szűkül és emiatt a folyó csak egy kisebb, megváltozott keresztmetszeten tud áthaladni (Lóczy et al. 2009). Azonban a partbiztosítások évtizedek múlva pusztulni kezhetnek, mivel a kimélyült mederbe a beépített kövek becsúsznak. A beomlott partbiztosítás mögött a parterózió felgyorsul, és a meder laterális elmozdulása is intenzívebbé válik (Kiss et al. 2019).

A sarkantyúk építésének fő célja a vízfolyás mederszűkítése, és a sodorvonal eltérítése valamelyik parttól (Andrási 2015). Hatásukra a sarkantyú áramlási holtterében intenzív feltöltődés zajlik: zátonyok keletkeznek, amelyek idővel szigetekké válhatnak majd összekapcsolódnak a parttal (Andrási 2015, Nagy és Kiss 2016), így hatásukra a meder szűkül. Ugyanakkor a meder bevágódik, ami elősegítheti a hajózást, de a kisvizek süllyedése további nemkívánatos problémákat okozhat például a vízkivételi műveknél vagy a talajvízsüllyedés miatt.

2.3.1.2. Duzzasztógáták hatásai

A duzzasztók mögötti víztározók fő célja a víz tárolása mezőgazdasági és háztartási célú felhasználásra, energia-termelés, valamint a vízhozamok kezelése az év teljes hosszában. A vízfolyásokra épített duzzasztógáták és a mögöttük lévő tározók jelentős hatással vannak a folyók hidro-morfológiájára (Brandt 2000). A gátak jelentősen megváltoztatják a folyó vízsebességét és az esését, ezáltal befolyásolják a víz- és hordalékháztartást is (Xu 1996), ami a vízfolyás korábbi egyensúlyi állapotának felbomlását eredményezi (Jiongxin 1996). A duzzasztók megszakítják a víz-

és hordalék szállítás folyamatosságát (Willis és Griggs 2003), ezáltal megváltoztatják a vízfolyások természetes állapotát és ökológiáját (Rood és Mahoney 1990, Wootton et al. 1996, Marston et al. 2005). Továbbá a duzzasztógátak üzemeltetése során a vízkibocsátás irányított időzítésével a gát alatti szakaszon csökkentik az árvizek gyakoriságát és nagyságát, miközben növelik az alacsony vízhozamok gyakoriságát és időtartamát, ennek következtében enyhítik a szélsőséges hidrológiai eseményeket (William és Wolman 1984, Magilligan et al. 2003). A vízfolyásra gyakorolt hatások erőssége a műtárgytól távolodva a torkolat felé haladva egyre inkább csökken (de felvízi irányban is hatnak), azonban azt, hogy milyen hosszan és milyen mértékben tudják a duzzasztók a vízfolyást befolyásolni, az függ a betorkolló mellékfolyók víz- és hordalékszállításától is (Galat és Lipkin 2000).

A duzzasztógátak valójában két részre osztják a vízfolyást, ami a folyórendszer szétkapcsoltságához vezethet (Brierley és Fryirs 2005). A gátak a felvízi szakaszon lelassítják a vízáramlást, ami itt hordaléklerakódást okoz (Szabó 2006). Ennek eredményeként a tározók gyorsan feltöltődnek, bár idővel lassul a feltöltődési folyamat (Leopold és Bull 1979). A víztározók nagyon hatékony üledékcsapdák, amelyek képesek a szállított hordalék akár 90-99%-át is visszatartani (Williams és Wolman 1984). A gátaktól távolodva az alvízi részen a folyók a visszatartott üledéket a mellékfolyókból származó hordalékkal, illetve partjaikat és medrüket erodálva pótolják, de a torkolatban az eredeti hordalékszállítás nem feltétlenül áll még így sem helyre (Pitlick és Wilcock 2001). Így a műtárgy alatt a szállított hordalék mennyisége jelentősen csökken. Ennek a folyamatnak az alvízi hatása nagymértékben változik a gátak működési rendjétől és típusától, a visszatartott hordalék mennyiségétől, és az egyéb hordalék-források helyzetétől függően (Brandt 2000).

Ha a gát mögötti tározó üledéket tart vissza és a belőle kiáramló víznek elegendő energiája van ahhoz, hogy a „tisztavíz erózió” révén a partokat és a medret erodálja, így ennek következtében a folyó újra hordalékot fog termelni. A folyamat eredményeképpen a meder mélysége megnő és bevágódás következik be (William és Wolman 1984). A bevágódás egészen a mederpáncél kialakulásáig folytatódik, illetve amíg az esés annyira le nem csökken, hogy stabilizálódjon a meder. Szélsőséges esetekben a bevágódás akár a gátakat is alááshatja (Komura és Simons 1967).

A duzzasztó építése jelentős változásokat okoz a folyómeder keresztmetszetében is. A duzzasztó alatti szakaszon a változás mértéke a partok és a meder erodálhatóságától függ. A vízhozam csökkenése miatt a hordalékszállítás és a meder eróziója csökken, ami a meder feltöltődéséhez és a keresztmetszetének szűküléséhez vezet (Xu 1990). Ha az áradások ritkábbá válnak, a növényzet megtelepedhet a korábbi árvízi mederben, és a zátonyokon stabilizálja az üledéket. Ez további hordaléklerakódáshoz vezet, ami a mederszélesség további csökkenését eredményezi. A mederkeresztmetszet szűkülése a duzzasztó alatti vízállások emelkedését is okozza (Fergus 1997). Ahogy a folyó alkalmazkodik a duzzasztó építése után megváltozott körülményekhez a meder

szűkülése idővel lelassul, és egy idő után új dinamikus egyensúlyt ér el (Szabó 2006). Tehát az alluviális folyók mederparaméterei a futásvonal, az esés, a mélység és a szélesség alkalmazkodnak a megváltozott víz- és hordalékmennyiséghez (Shumm 1977), mivel a folyó bevágódásával az esés csökken, ami a hordalékszallító kapacitás csökkenésével jár (Leopold et al. 1964).

2.3.1.3. A kanyarulat-átvágások hatásai

A mesterséges kanyarulat-átmetszések fő célja a meder kanyargósságának csökkentése, vagy a hajózási útvonal hosszának csökkentése, vagy a parterózióval veszélyeztetett területek védelme miatt. A kanyarulat-átvágások csökkentik a meder stabilitását a beavatkozás helye feletti és alatti szakaszon egyaránt, mivel hatásukra az esés megnő és a vízfolyás hossza csökken, ami növeli az áramlási energiát (Tiron et al. 2014), és ezáltal nő a folyó eróziós kapacitása (Lóczy 2001). A beavatkozást követő változás mértéke arányos a beavatkozás helyétől való távolsággal (Simon 1992). Az átmetszésekkel járó munkálatok tehát a folyásirányban felfelé és lefelé is jelentkeznek, de eltérő hatással vannak a folyómederre. A beavatkozás felett elindulhat a hátravágódás, ami a vízszint csökkenését eredményezi. Az esés növekedése a folyásirányban lefelé többlet üledék lerakódását eredményezi nemcsak a mederben, hanem az ártéren is (Walling és He 1998), ami csökkenti a folyó energiáját, sőt a vízmélységet is. Ez a meder morfológiájának megváltoztatásán túl a hidrológiára is hatással van, mert a folyó hosszának csökkenése a vízsebesség növekedéséhez is vezet (Winkley 1982), így az árhullámok gyorsabban vonulnak le és akár magasabb vízszintet is eredményezhetnek.

Az ilyen, adott helyen történő beavatkozások jelentősen megváltoztathatják a meder mintázatát is, ami zátonyok és szigetek megjelenéséhez vezethet (Gurnell 1997). Továbbá a meder bevágódása meredekebb folyópartok kialakulásához is vezet, ami a vízhozam gyors csökkenésének időszakában csuszamlásokat és omlásokat is okozhat (Kiss et al. 2002). Másrészt a bevágódás és a tömegmozgások elősegítik az alsóbb szakaszon a meder feltöltődését és növelik a hordalékszallítást, és ennek köszönhetően a kanyarulat-átvágás alatt a meder feltöltődése figyelhető meg (Cserkész-Nagy et al. 2010). Hasonló hatások jelentkeztek a 19. század végén, amikor az Alsó-Rába szakaszt szabályozták és a folyó hosszát kanyarulat-átmetszésekkel jelentősen lecsökkentették (Laczay 1972).

A mesterséges átvágások során és következtében lejátszódó folyamatok hasonlóak a természetes kanyarulatlefűződés során megfigyelhető folyamatokhoz. Hooke (1995) szerint a természetes lefűződés után csak néhány évbe telik mire az egyensúlyi állapot helyreáll. A mesterséges kanyarulatátvágás következményei azonban tartósabbak és nagyobb változásokat okoznak, ami azzal magyarázható, hogy rendszerint rövid időn belül egyszerre több kanyarulatot is átvágnak. Ilyen esetekben a következmények felerősödnek és az egyensúlyi állapot is lassabban alakul ki (Kiss 2014).

2.3.1.4. Árvízvédelmi védőgátak építésének hatásai

Az árvízvédelmi töltések, amelyek mesterségesen szűkítik az árteret, főként a vízfolyások alsóbb szakaszain létesülnek (Lóczy 2007), hatásukra az ártér két részre szakad: a mentett oldali és inaktívvá váló ártérre, illetve az aktív, de leszűkített ártérre, amit hullámtérnek neveznek. Az árvízvédelmi töltések egyik legfontosabb hatása az ártérfeltöltődés módosítása. Korábban az üledékek a széles természetes hullámtéren rakódtak le, de az árvízvédelmi töltések építése jelentősen leszűkíti az árterületet, ami jóval kisebb helyen történő üledéklerakódást eredményez és így felgyorsította az árterek feltöltődését (Nagy et al. 2018, Kiss 2014). Az üledéklerakódás mértéke az adott vízfolyás hidrológiai jellemzőitől, a folyó által szállított hordalék mennyiségétől és minőségétől, a töltés vezetőképességétől, illetve az árterület érdességétől függ.

A feltöltődés intenzitása jellegzetes térbeli elrendeződést mutat az ártéri területen. A folyótól távolodva az üledék mennyisége csökken és a gátak közelében szinte elhanyagolhatóvá válik, ugyanis a legtöbb üledék a folyó közvetlen közelében rakódik le (Oroszi és Kiss 2004). Az üledéklerakódás a folyópartok és a zátonyok mentén a legintenzívebb, de az árvíz levonulása után ezeket a területeket erózió érheti, mivel például a partok tömegmozgásokkal formálódnak tovább, míg a középvizek hatékonyan képesek erodálni a zátonyok felszínét. Így közepes vagy alacsony vízállások idején a lerakódott üledék egy része visszakerülhet a folyóba (Kiss et al. 2004). A lerakódott üledék szemcsemérete is jellegzetes mintázatot mutat, amely a folyó melletti területen a legdurvább, és a folyótól távolodva fokozatosan finomodik (Kiss et al. 2002).

Az árterek feltöltődése csökkenti a hullámtér árvíz-befogadó képességét (Sándor és Kiss 2006), így az árvízi biztonság azonos fokának eléréséhez magasabb gátakra van szükség (Schweitzer 2009). Mivel a gátépítés magasabb vízszinteket is eredményez (Stegarioiu 1999), ezért a megnövekedett munkavégző képesség növeli a hordalékszállítás mértékét és fokozza az oldalirányú eróziót is (Kiss 2014).

2.3.1.5. A mederből történő kavicsbányászat hatásai

A mederből történő kavicsbányászat gyakori tevékenység, amely számos homokos vagy kavicsos medrű folyóból rendszeresen megtörténik. A legtöbb esetben a kitermelés nagyobb ütemben zajlik, mint amennyit a folyó visszapótolni képes. Ezért a mederből történő bányászat megbontja a folyó hordalék-szállító képessége és a hordalék utánpótlás közötti egyensúlyt, ami további hordalék képződéshez, vagyis erózióhoz vezet. Ennek következtében meder mélyülése helyenként megnöveli az esést és az áramlási sebességet. A folyamat során a meder bevágódik (Kondolf 1997), amely a folyón felfelé és lefelé is bekövetkezhetsz, ezzel a folyó megpróbálja helyreállítani az

üledékháztartását, ami a partok, a meder, és a mederformák (szigetek, zátonyok) intenzív erózióját eredményezi, a bevágódással érintett szakasz alatti alsóbb szakaszon pedig akumulálódhat az újonnan termelt hordalék (Kondolf 1997, Rinaldi et al. 2005, Harvey 2007). A kitermelésből következő mederbevágódás hasonló medermélyülési folyamatokat eredményezhet, mint a meder keresztmetszetének szűkülését okozó duzzasztók alatti medermélyülés (Zanoni et al. 2008). Extrém esetben a folyó olyan mértékben bevágódik, hogy árvizeivel már nem képes elérni a bányászat előtt még elöntött árterét, így az terasszá válik, és újabb, rendszerint nagyon keskeny ártéri felszínnek alakulhatnak ki a korábbi oldalzátonyokból (Kiss et al. 2017).

2.3.1.6. Vízkivétel és vízkibocsátás hatásai

A folyóvízi rendszerek morfológiájának alakulásában kulcsfontosságú szerepet játszik a vízjárás és a vízhozam. Azonban ezen jellemzőket is jelentősen befolyásolhatják az olyan emberi tevékenységek, mint a lakossági, ipari vagy mezőgazdasági célú vízkivétel és vízelvezetés, amelyek csökkentik a vízhozamokat. A vízhozam csökkenés miatt a kanyarulat-, a húr hossz, a mederszélesség és a mederformálódás mértékének csökkenése figyelhető meg. Ugyanakkor egy folyószakasz mesterséges átvezetése egy másik vízrendszerbe, a tisztított szennyvíz visszavezetése a folyóba, vagy a lebetonozott felszínekről az esővíz közvetlen bevezetése pedig növelik a vízhozamot, bár ez rendszerint csak kisebb vízfolyásokon van érzékelhető hatással. Tehát a vízhozam megváltoztatása a medermorfológia megváltozását eredményezheti. A vízkivételi pont alatti mederszakasz bevágódása szintén jellemző jelenség (Thompson 2005, Kiss 2014).

A vízelvezetés másik példája az árvízi árhullámok elvezetése a folyó mentén fekvő települések védelme érdekében. Ez a beavatkozás áthelyezi a hullámtéri feltöltődést oda, ahová a víz egy részét elterelték. Ezzel egyidejűleg a főmederben a vízhozam csökkenése a hordalékszállító kapacitás gyengülését eredményezi, ami a meder feltöltődéséhez vezet (Kiss 2014).

2.3.2. A vízfolyásokra gyakorolt közvetett antropogén hatások

Az indirekt hatások főként a vízgyűjtőkre hatnak és a lefolyás módosításán keresztül befolyásolják a vízhozamot, a hordalékszállítást és annak éves alakulását, ami a meder fejlődésében bekövetkező változásokhoz vezet. A vízjárás és a vízhozam átalakulásának legjelentősebb társadalmi következménye a vízjárás szélsőségeinek erősödése. Egyes folyókon az árvizek mértéke és gyakorisága növekedhet, míg másutt elmaradhatnak az árvizek, gyakoribbá válhatnak a kisvizek. A megváltozott hidrológiai viszonyok a medermorfológiát, valamint a meder- és ártérfejlődés folyamatát is befolyásolják (Kiss 2014).

2.3.2.1 Területhasználat változása a vízgyűjtőn és az ártéren

Már a 19. században igazolták, hogy a területhasználat és a felszínborítás változása közvetett módon befolyásolja a folyómedrek alakját és folyamatait (Brierley és Fryirs 2005). Geomorfológiai szempontból a vízgyűjtő terület növényzete takaróként és pufferként (Sándor 2011) működik a folyórendszerben, megakadályozva a különböző anyagok vízbe jutását. Azonban főként antropogén beavatkozások, többek között erdőirtás és mezőgazdasági művelés következtében egyre növekszik az erodált felszínek kiterjedése (Karancsi 2010). A növényzet befolyásolja a vízháztartás jellemzőit, valamint a víz térbeli és időbeli eloszlását a vízgyűjtőn belül. Elsősorban a fás növénytakaró megakadályozza a talajeróziót és jelentős mennyiségű vizet tart vissza, de az erdő kora és fajösszetétele is fontos szerepet játszik (Illés és Konecsny 2000). Hosszútávon a vízgyűjtő vegetációjában és a talajborításban bekövetkező változások a lefolyást és a hordalékterhelést is módosíthatják (Starkel 2002), amihez igazodva a meder paraméterek is változnak (Shumm 1977).

Az erdőirtás súlyos következményekkel jár a folyókra nézve, ugyanis a fák gyökérzete stabilizálja a felszínt, így az erdőirtás után a talaj eróziója felgyorsul, ebből adódóan több hordalék kerül a folyórendszerekbe. Ez vízmosások és földcsuszamlások kialakulásához vezet (Pfister et al. 2004, Constantine et al. 2005, Izsák 2012). A folyamat következményeként a folyó medrében lelassul a víz áramlása, így az üledék lerakódik, ami a folyómeder feltöltődéséhez vezet. A meder feltöltődése a völgytalpon és az ártéren is fokozott üledéklerakódást okoz (Konecsny 2000). A feltöltődött meder kevésbé tudja befogadni a nagy vízhozamot, így az árvizek gyakoribbá válnak, ami hullámtér további gyorsabb feltöltődését is eredményezi (Brooks és Brierley 1997). A vízjárás egyenetlenebbé válik, az alacsony vízhozamok vízszintje nő, az árvizek pedig növekednek. A kisebb vízgyűjtőkön a nagy árvizek gyakoribbá válnak (Knox 1987) és a vízgyűjtők sérülékenyebbé válnak a szélsőséges időjárási eseményekkel szemben (Madej 1995).

A területhasználat módjában történő változások, mint a talajerózió fokozódása vagy éppen a talajerózió elleni védekezés, a folyómedrek morfológiáját és az árterek feltöltődését is befolyásolják. A felerősödő talajerózió (Mücher et al. 1990) a folyókba kerülő hordalék mennyiségének növekedését eredményezi, ami a medrek feltöltődéséhez és a kanyarulatok változásához vezethet. A talajerózió elleni védekezés, mint a teraszos művelés, a fásítások és a vízelvezető árkok építése pedig csökkentheti a hordalékbevitelt, amely a meder mélyüléséhez vezethet (Nagy 2002, Rustomji és Pietsch 2007, Kiss 2014).

A növényzet megváltozása nem csak a vízgyűjtőn, de a partok mentén is átalakulhat, ami szintén befolyásolja a fluviális folyamatokat. A parti erdők csökkenésével a partok jobban erodálódnak, a meder kiszélesedik, kevésbé kanyargóssá és sekélyebbé válik, szélsőséges esetben

még akár fonatossá is válhat a kanyargós meder (Brooks és Brierley 1997). Ugyanis a folyóparton megtelepedő fák csökkenthetik a parteróziót azáltal, hogy több 10,000-szer erősebben kötik meg a talajt, mint ami növényzet hiányában jellemző (Abernethy és Rutherford 1998). Ha pedig a növényzet alacsony vízállások idején megjelenik és stabilizálja az oldal- és övzátonyokat (Sipos 2006, Blanka 2010), akkor pedig az a meder szűküléséhez vezet (Fiala és Kiss 2006, Sipos et al. 2007)

A partéltől távolabb, az ártereken lévő sűrű növényzet pedig növeli a hullámtér érdekességét, ezáltal mérsékeli az árvíz levonulási sebességét (Brooks 2005, Geerling et al. 2008), ami végső soron csökkenti az árterek vízszállító képességét (Rátky és Farkas 2003, Zellei és Sziebert 2003, Fehérvári és Kiss 2021). A növényzet az árterek üledékképződési sebességét is erősen befolyásolja, mivel az árterületen az áramlási sebesség lassulása üledéklerakódást okozhat (Steiger et al. 2005, Kiss et al. 2019). A fásszárú növényzet aránya és a növényzet fenológiai állapota is fontos szerepet játszik az árvízi áramlások és a hordalékszállítás módosításában, hiszen az ártéren megtelepedett növényzet a térfogat csökkenésével is csökkenti az átfolyási szelvényt (Kovács 2003, Rátky és Farkas 2003).

2.3.2.2. Urbanizáció hatásai

A települések a vízgyűjtő területének kis hányadát foglalják el, mégis intenzív és hosszan érezhető hatással bírnak a folyó vízhozamára és az árvízi kockázatra. A burkolt felületek és a sűrű csatornarendszer következtében az esővíz gyorsabban és nagyobb mennyiségben vezethető a folyókba. Ez a jelenség fokozza az árvizek gyakoriságát és mértékét a településeken, illetve folyásirányban alattuk, de ezen hatás elsősorban a kisebb, gyakrabban bekövetkező árvizekre jellemző, nem pedig a szélsőségesen nagy árvizekre (Hollis 1975). Az árvizek gyakoriságának és nagyságának növekedése a folyómeder kiszélesedését eredményezi. Ennek mértéke függ a vízvezetés típusától, a terület felszínborítottságától és a település korától, szerkezetétől és a burkolt felületek jellegétől (Blanka 2010, Kiss 2014).

2.3.2.3. A klímaváltozás hatásai

A klímaváltozás, melyben az embernek is jelentős szerepe van, közvetett antropogén hatásként befolyásolja a folyóvízi rendszereket (Kiss 2014). A 21. században a klímaváltozás és annak a természeti környezetre gyakorolt hatása egyre inkább nyilvánvalóvá válik. A hőmérséklet és csapadékviszonyok változása jelentős hatással vannak a természeti környezet minden elemére, beleértve a geomorfológiai folyamatokat (Dikau és Schrott 1999, Rasheed 2023), a vízjárást (McGregor 2019), a talajeróziót (Munka et al. 2007), továbbá a növényzet életfeltételeit (Flannigan et al. 2000). Knox (1999) szerint az éves hőmérséklet $\pm 1-2$ °C-os és a csapadék $\pm 12-20\%$ -os

változása már jelentős változásokat okozhat az árvizek nagyságában és gyakoriságában. A hőmérséklet emelkedése az evapo-transpiráció mértékének növekedését és a hóolvadás időpontjának korábbra tolódását eredményezi, így a csapadék közvetett módon befolyásolhatja a hidrológiát (Feng et al. 2011). A csapadék mennyiségének, intenzitásának és időbeli eloszlásának változása pedig közvetlenül befolyásolja a lefolyást, a víz- és hordalékhozamot, illetve ezek éves alakulását (Feng et al. 2011, Schneider et al. 2013, Blöschl et al. 2019, Uber et al. 2024). Ezek pedig végül a mederfejlődés, illetve a medermintázat módosulását eredményezik (Kondolf et al. 2002).

A múltbeli klímaváltozások a folyókon jól kivehető nagy- és kisvízhozamú időszakokat eredményeztek (Gábris 1986, Werrity és Leys 2001), amelyek jelentős morfológiai következményekkel jártak (Gábris és Nádor 2007, Kiss et al. 2014). Változott a meder- és ártérfejlődés folyamata, a folyómedrek laterális elmozdulásának üteme, az övzatonyfelszínnek kiterjedése, a kanyarulatok nagysága és alakja (Werrity és Leys 2001, Wyzga 2007, Radoane et al. 2013, Kiss et al. 2014, Szalai et al. 2013, Rasheed et al. 2023).

A hirtelen áradások gyakorisága az elmúlt évtizedekben megnőtt (Czigány et al. 2010). Ezek az extrém vízhozamú áradások jelentős hordalékmozgást eredményeznek, illetve a meder kiszélesedését vagy bevágódását okozzák (Gutiérrez et al. 1998). A völgyekből kiérve, a közepes esésű hegylábi területeken a heves árvizek intenzív meder-vándorlást, avulziót (Gorczyca et al. 2013, Dixon et al. 2018), míg a mérsékelt esésű ártereken kanyarulat-lefűződést és intenzív feltöltődést eredményeznek (Lehotsky et al. 2013). Az évi csapadék mennyiségének csökkenése az előzőkkel ellentétes folyamatot indít el. A kisvizek gyakoribbá válása a kanyarulatok morfológiai változását (pl. másodlagos hurkok kialakulása) és a meder szűkülését okozhatja (Kiss és Blanka 2012). Az ilyen mederszűkületek azonban későbbi nagy árvizek során jelentős meder-átalakuláshoz és megnövekedett árvíz kockázathoz vezethetnek (Kiss és Blanka 2012, Kiss et al. 2013).

A hevesebb esőzések és a hosszabb száraz időszakok szélsőségesebb vízjáráshoz vezethetnek (Knox 1993). De míg egyes folyókon gyakoribbá váltak a kisvizek és esetleg elmaradtak az árvizek (Wyzga 2007), addig másutt az árvizek nagysága és gyakorisága megnőtt (Gilvear et al. 2000, Ma et al. 2014). A kutatók véleménye eltér abban, hogy mely jellemző vízhozamok játsszák a legfontosabb szerepet a meder és ártér átalakulásában. Gilvear et al. (2000) az egyre gyakrabban előforduló extrém árvizek szerepét hangsúlyozta, mások a mederkitöltő vízhozam megváltozását tekintették meghatározónak (Page et al. 2005, Gautier et al. 2006), ugyanakkor az egyre gyakoribbá és tartósabbá váló kisvizek mederformáló szerepe sem elhanyagolható (Kiss és Sipos 2007, Gupta 2008).

Az éghajlatváltozás hatása nem csupán a vízjárás módosulásában érhető nyomon. A vízgyűjtő vegetációjában és talajborításában bekövetkező az éghajlatváltozás okozta változások a talajerózió és vízvisszatartás szabályozásával módosíthatják a lefolyás és a hordalékterhelés térbeli és időbeli

eloszlását (Illés és Konecsny 2000, Starkel 2002, Gurnell et al. 2012, Zinke 2020), amelyek hatására a folyómeder paraméterei változnak (Schumm 1977). Geomorfológiai szempontból a vízgyűjtő terület növényzete takaróként és pufferként (Sándor 2011) működik a folyórendszerben, megakadályozva a különböző anyagok vízbe jutását.

Az éghajlatváltozás a felszíni eróziós folyamatok intenzitását is módosítja. Például a talajerózió intenzitásának változása, a módosuló denudációs és tömegmozgásos folyamatok a folyókba kerülő hordalék mennyiségének növekedését eredményezik (Pfister et al. 2004, Constantine et al. 2005, Kiss 2014, Haque 2024). A többlethordalék hatására lelassul a vízáramlás, a hordalék lerakódik, ami a meder és az ártér feltöltődéséhez vezet (Konecsny 2000). A feltöltődött meder kevésbé tudja levezetni a nagy vízhozamot, így az árvizek gyakoribbá válhatnak, ami az ártér további feltöltődését is eredményezheti (Brooks és Brierley 1997). A feltöltődés miatt a kisebb vízhozamok vízszintje nő, az árvizek pedig növekednek, főleg a kisebb vízgyűjtőkön (Knox 1987). Összességében a vízgyűjtők sérülékenyebbé válnak a szélsőséges időjárási eseményekkel szemben (Madej 1995).

Az éghajlatváltozás által kiváltott hatások következményei eltérőek lehetnek az egyes folyókon (Lane és Richards 1997). A geomorfológiai rendszerekben a változásra adott válasz még ugyanazon folyón is változhat térben és időben, mindez a rendszer pillanatnyi körülményeitől függ (Lane és Richards 1997, Gilvear 1999). A klímaváltozásra adott hidro-morfológiai válasz megnyilvánulhat a rendszert jellemző (pl. vízállás, hordalékhozam) folyamatok paramétereinek változásában, így például a kisvizek vagy árvizek gyakoriságának, nagyságának, hosszának, sorrendjének és trendjének változásában (Brunsden 2001). A környezeti változások hatásainak elemzésekor éppen ezért a legnagyobb nehézséget a kiindulási állapot bizonytalanságai jelentik, valamint az, hogy a lezajló folyamatok nem lineárisak (Van De Wiel et al. 2011). Ráadásul a különböző folyamatok hatásai felerősíthetik, vagy kioltathják egymást (Knox 1987, Brooks és Brierley 1997). A bekövetkező változás jellege függ a folyórendszer belső (in)stabilitásától és attól is, hogy milyen mértékben képes alkalmazkodni a változásokhoz, tehát egy adott folyószakasz és környezetének érzékenységtől (Hooke 1997, Usher 2001). Ebben a tekintetben fontos, hogy a folyó hidro-morfológiai rendszere mennyire áll közel valamilyen, az egyensúly szempontjából lényeges küszöbértékhez és milyen mértékű a rendszer regenerációs képessége (Phillips 1992, Thomas 2001).

Közép-Európában a hótakaró csökkenése, a melegebb hőmérséklet és a gyakoribb száraz időszakok (Kis et al. 2023, Kocsis et al. 2024) az árvizek mérséklődéséhez vezethetnek (Blöschl et al. 2019). Ez például a Hernádon a meder szűkülését, és másodlagos kanyarulatok kialakulását eredményezte (Kiss és Blanka 2012, Kiss 2014).

2.4. A meanderező folyók mederdinamikai elemzésének módszerei

A meanderező folyók mederdinamikáját irányító alapvető folyamat a laterális (oldalazó) elmozdulás, amely hozzájárul a folyók dinamikus kanyarulatfejlődéséhez (Blanka és Kiss 2008, Bertalan et al. 2016), a hordalék-háztartás fenntartásához (Nagy és Kiss 2020), illetve az ártér átdolgozásához (Kiss et al. 2022). Ugyanakkor a parterózió – mértékétől és intenzitásától függően – komoly károkat okozhat a településeken és mezőgazdasági területeken (Bertalan 2019).

A szabadon fejlődő, vagy csak kis mértékben szabályozott folyók medre folyamatosan változik, akár több métert is évente. Ezért kulcsfontosságú, hogy a legmarkánsabb felszínformálású mederszakaszok mentén gyakran történjen a változás térbeli-időbeli mértékének (sebességének) monitoringja. Az elmozdulást irányító tényezők feltárásához a korábbi évek és évtizedek mederfejlődésének rekonstrukciói jelentősen hozzájárultak (Blanka és Kiss 2008, Hooke 2008, Mirijovsky et al. 2015, Bertalan et al. 2016, Bertalan 2019). Az összegyűjtött ismeretek segítségével pedig lehetővé válik a folyamat előrejelzése, ami megalapozhatja a megfelelő meder- és ártérkezelést, például a szükséges szélességű ártér biztosításával (Sipos et al. 2022).

Folyóvízi geomorfológiai kutatásokban a laterális erózió révén nagy hangsúly helyeződik a kanyarulatfejlődés jellegzetességeinek feltárására. Erre elsősorban az utóbbi két-három évszázadban készített és a mai állapottal összehasonlítható történeti térképek adnak lehetőséget (Somogyi 1974). Ezek lehetnek katonai vagy polgári célra készült topográfiai térképek, a vízügyi felmérések térképei, ismételten készült légifotók és ortofotók. Ezek mind értékes forrásokat biztosítanak a múltbeli folyamatok elemzéséhez, amelyekkel egy folyómeder fejlődésének iránya és üteme meghatározhatóvá válik (Hudson és Kesel 2000, Dragicevic et al. 2017).

A távérzékelésben használt egyre növekvő számú és egyre szélesebb körű spektrális tulajdonságokkal rendelkező földmegfigyelési műholdak napjainkban már rendkívül rövid visszatérési idővel és kimagaslóan részletes térbeli felbontással rendelkeznek (Belward és Skøien 2015, Wekerle et al. 2017). Ennek ellenére a fluvialis geomorfológiai folyamatok és formák, valamint a hidrológiai jelenségek nagypontosságú monitoringját még továbbra sem teszik lehetővé (McGabe et al. 2017). A légi távérzékelés sokkal inkább alkalmas erre a feladatra, ugyanis a LiDAR-technológiával részletgazdagon térképezhetők a felszínformák, azonban jelenleg ez a technológia még alapvetően költséges (Manfreda et al. 2018). Az utóbbi 5–10 évben a pilóta nélküli légitűeszközök (Unmanned Aerial Vehicle, UAV) illetve a pilóta nélküli légitűeszköz-rendszerek (Unmanned Aerial Systems, UAS) olyan elérhető és megfizethető platformokká váltak, ami elősegítette a geomorfológiai célú légitérképezés fejlődését is (Colomina és Molina 2014, Cook 2017, Szabó et al. 2017, Bertalan 2019).

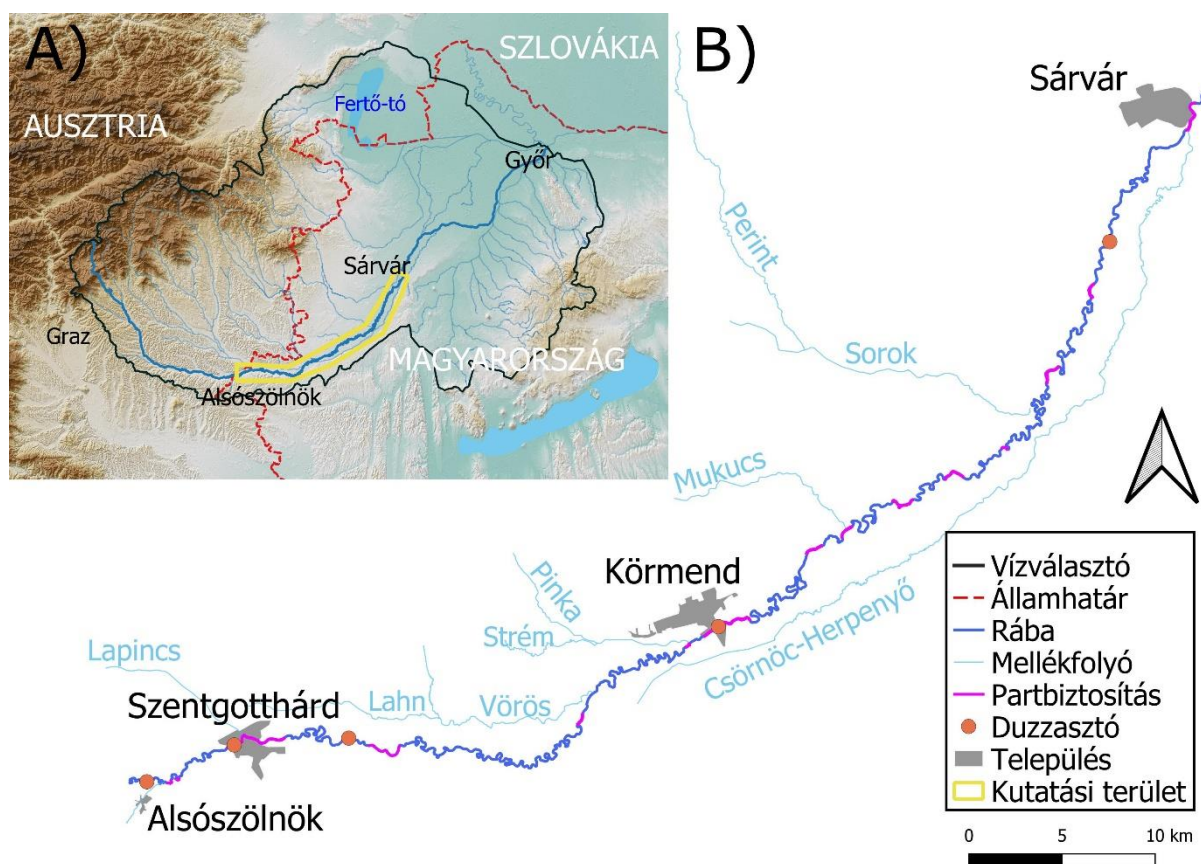
A geoinformatikai eszközök kiegészítve távérzékelési és terepi geodéziai mérésekkel hatékony vizsgálati megoldást biztosítanak a folyómedrek horizontális változásainak gyors és pontos vizsgálatához. A távérzékelés műholdas és légi felvételeket használ a medermorfológia térbeli és időbeli változásainak nyomon követésére. A terepi geodéziai mérések pontosabb adatokat szolgáltatnak a meder keresztmetszetéről és a hordalékmozgásról. Ráadásul a távérzékelés és topográfiai adatbázisok egyre könnyebb elérhetősége jelentősen fellendítette a térbeli-időbeli vizsgálatok gyorsaságát, így növekvő számú kutatás alkalmaz már légifotókat, űrfelvételeket és levezetett térképeket, amelyek alapján egyre kisebb hibákkal terhelt számítások végezhetők (Blanka és Kiss 2008, 2011, Le Coz et al. 2010, Michalková et al. 2011, Bertalan és Szabó 2015, Bertalan et al. 2019).

Minden folyómeder egyedi, sajátos jellemzőkkel és fejlődési folyamattal rendelkezik. A medret alakító tényezők összetett kölcsönhatása határozza meg a folyómeder egyediségét. Ezek a tényezők lokális és globális hatásokat is magukban foglalnak és mind időbeli, mind térbeli vonatkozásokkal bírnak. Ezért a vizsgált folyókat különálló rendszerként kell kezelni, amelyek működésének teljes megértéséhez a lehető legtöbb rendelkezésre álló vagy különböző térbeli és időbeli léptékben nyert adatra van szükség (Rusnák et al. 2018). A kutatók hangsúlyozzák a folyóvízi geomorfológia vezető szerepét a környezetgazdálkodás javításában, beleértve a hullámterek célravezetőbb kezelését is (Sipos et al. 2022). Az éghajlatváltozás és a talajerózió közötti kölcsönhatás vizsgálata is különösen fontos. Számos kutatás foglalkozik a szélsőséges időjárás talajerózióra gyakorolt hatásaival, beleértve a folyóvölgyeket is, különösen a jelentős antropogén tájtalakulással érintett területeken (Kiss és András 2015, Nagy és Kiss 2020, Rodrigo-Comino et al. 2019).

Bár a tudományos társadalom egyértelműen egyetért abban, hogy a folyók helyreállítása kulcsfontosságú az árvízveszély mérséklésében (Dixon et al. 2016), a hatékony környezet- és hullámtéri gazdálkodás nem valósítható meg a folyó által közvetlenül és közvetve érintett táj hidromorfológiai jellemzőinek alapos ismerete nélkül (Williams et al. 2013). Több kutatás is hangsúlyozta, hogy a helyi vízügyi igazgatóságok és kezelő szervek számára elengedhetetlen a hullámtér és a folyó által érintett táj alapos és összetett értékelése (McGrane 2016). Ehhez a fluvialis geomorfológia tudományos háttérrel és módszertani eszköztárral biztosít (Habersack et al. 2016). A folyók mederváltozásainak megértése nem korlátozódhat a recens morfológiai állapot vizsgálatára. A hatékony beavatkozáshoz elengedhetetlen az eróziós folyamatok és a hullámtér fejlődéstörténetének feltárása is (Mondal és Patel 2018). A fejlődéstörténeti szemléletmód hiánya hibás elméletekhez vezethet, amelyek alapján a megvalósított mederrendezések paradox módon fokozhatják a parteróziós folyamatok erősségét (Nichols et al. 2018).

3. Kutatási terület bemutatása

Vizsgálataimat a hazai Felső-Rába (216,3-86,6 *fk*m) mentén végeztem. A Rába-völgy a Nyugat-Dunántúl legnagyobb völgye (Ádám 1975), míg a Rába Nyugat-Magyarország legjelentősebb vízfolyása (Bergmann et al. 1996). A kutatási terület bemutatása (8. ábra) azonban nem korlátozódhat kizárólag a Rába völgyére. Ahhoz, hogy megérthessük a vízfolyás és a táj működésével kapcsolatos összefüggéseket, át kell tekinteni a folyó vízgyűjtő területének sajátosságait, a jelenlegi vízrendszert, a völgyének kialakulását, majd és hidrológiai sajátosságait is.



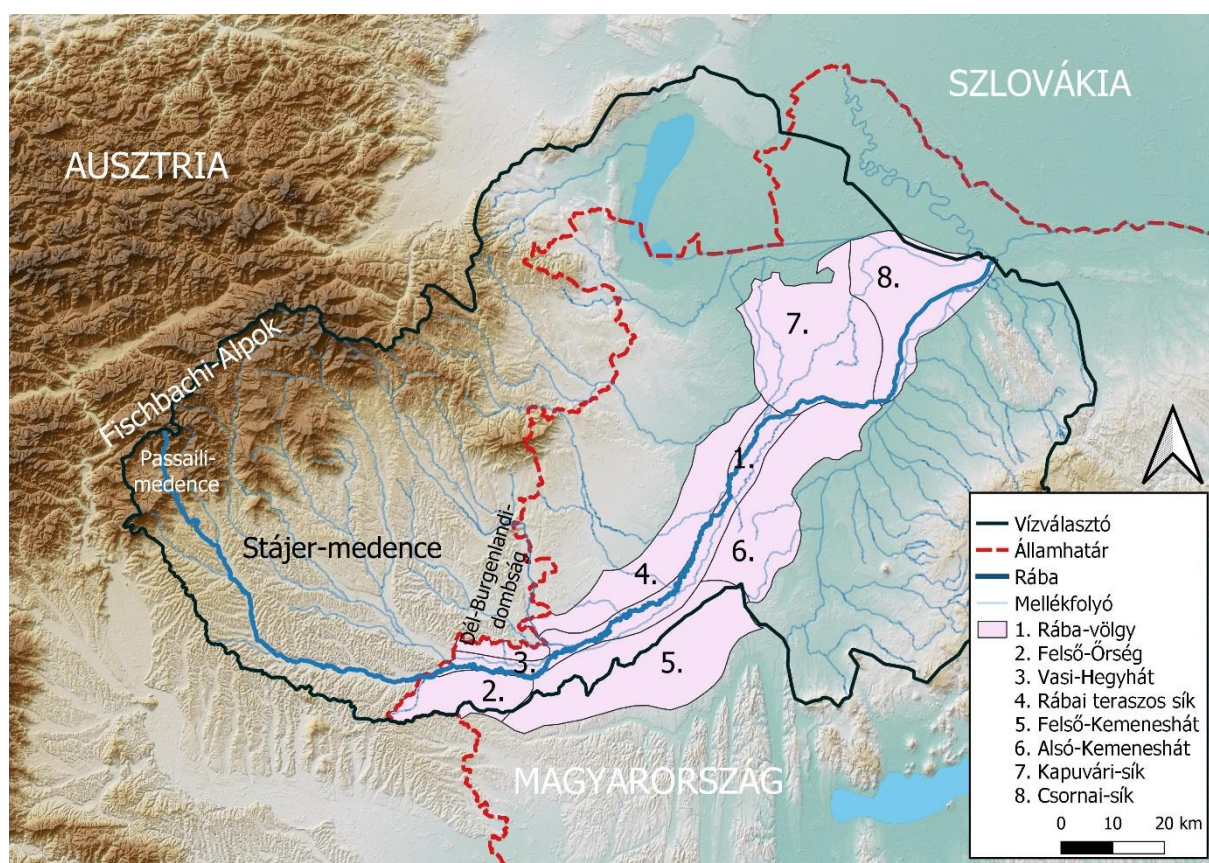
8. ábra: A Rába vízgyűjtője Ausztria és Magyarország területén (A). A vizsgálatokat a magyarországi Felső-Rábán (B) végeztem.

3.1. A vízgyűjtő jellegzetességei

A Rába vízgyűjtőterülete 10113 km², amelynek valamivel több, mint a fele (5600 km²) esik Magyarországra területre, míg a felső részvízgyűjtők (4513 km²) Ausztriában találhatók. Az Alpok délkeleti és a Bakony északnyugati lejtőin eredő vízfolyások a Kisalföld medencéjén keresztül érik el

a Mosoni-Dunát. Ezen vízrendszer egyik fő folyója a Rába (Lacza 1972b, Károlyi és Somogyi 1975, Bergmann et al. 1996).

A Rába völgye több tájat is érint (9. ábra) Ausztriában (Fischbacher-Alpok, Passaili-medence, Stájer-medence és a Dél-Burgenlandi-dombság) és Magyarországon (Rába-völgy, Rábai teraszos sík, Rábaköz). A hazai tájfeldrajzi beosztás szerint a Rába-völgy kistáj, a Nyugat-magyarországi-peremvidék nagytájba, azon belül a Sopron-Vasi síkság középtájba tartozik (Ádám 1975, Marosi és Somogyi 1990, Dövényi 2010, Mezősi 2011). A legszorosabb értelemben vett rábamenti táj a Rábafolyó völgye, amely Alsószölnöktől a Répcelaki-csatornáig húzódó, délnyugat–északkeleti irányú völgytalp. A szentgotthárdi kiszögellésben északról a Felső-Őrség, délről a Vasi-Hegyhát kistájak határolják. A Kőrmend alatti, hosszabb szakaszán északnyugat felől a Rábai teraszos sík kistáj, délkeletről a Felső-Kemeneshát és Alsó-Kemeneshát kistájak kaviestakarója kíséri. Répcelakon túli hordalékkúplejtője pedig a Kapuvári-sík és a Csornai-sík kistájak területére esik (Rábaköz). Így a Rába felsőbb hazai szakaszán völgyben fut, majd az Alsó-Rába már síkságon halad (Marosi és Somogyi 1990, Mezősi 2011, Kocsis 2018).



9. ábra: Rába-völgy által érintett tájak

A Rába vízgyűjtője rendkívül változatos földtani felépítésű. A *Fischbacher-Alpok* lejtőin, devon korú kőzetek találhatóak: különböző mértékben átalakult gneisz, csillámpala, dolomit, mészkő és egyéb palás kőzetek, amelyeket együttesen Gráci paleozoikum formációnak neveznek. Ezek az üledékes kőzetek a variszkuszi orogenezis során metamorfizált palákká alakultak át. Az Alpok kialakulása során nagy mélységbe kerültek, ismételten átalakultak és gyűrődéseket szenvedtek. Majd a harmadidőszakban szakaszosan kiemelkedett a terület (Bergmann et al. 1996).

A *Passaili-medencében*, néhány kilométerre a forrásvidéktől, a felszínt neogén üledékek borítják. Ebben a medencében a környező hegységekből származó üledékek vastag kavics és homokkő üledéktesteket alkotnak. A medence déli határán, a Grazi-hegyvidék legdélibb vonulatában rendkívül bonyolult felépítésű, zömében paleozóos korú mészkő szirtek találhatók (Bendefy 1972).

A *Stájer-medencében* a kristályos-metamorf kőzetek lépcsőzetesen egyre mélyebb helyzetbe kerülnek és már csak a medencealjzat felépítésében játszanak szerepet. Ezeket felváltják a harmadidőszaki tengeri, folyóvízi és beltavi rétegek, amelyek vastagsága kelet felé haladva növekszik. A völgytalpat késő pleisztocén és holocén fluviális üledékek borítják. A völgy mindkét oldalán alacsony helyzetű würm korú teraszok húzódnak. Följük emelkedik az átlagosan 500-600 m magas Stájer-medence miocén (szarmata) tengeri rétegekből felépülő eróziós dombsági tája. A harmadidőszak során a tenger többször előntötte ezt a területet és vastag homok, márga, agyag, és mészkő rétegeket hagyott hátra. Az Alpok emelkedése a kiemelt területeken a fiatalabb üledékek eróziójához vezetett, míg a kevésbé emelkedő, esetleg süllyedő medencékben megőrződtek a fiatalabb üledékek is (Flügel és Neubauer 1984). Feldbachtól az alacsony helyzetű würm teraszok felett több idősebb pleisztocén terasz is kimutatható. Kelet felé haladva (ezek felett) a *Dél-Burgenlandi-dombsági* táj felszínén szarmata rétegek mellett pannon agyagos és homokos rétegek is megjelennek (Bendefy 1972, Bergmann et al. 1996). A Bad Gleichenberg környéki völgyeket fiatal vulkáni rétegek borítják. Kelet felé egyre fiatalabbá és bazaltos jellegűvé válnak, és szoros kapcsolatot mutatnak a hazai bazaltvulkánokkal (Balogh et al. 1994). A zömmel fiatalabb laza üledékekkel fedett *Dél-Burgenlandi-dombság* választja el a Stájer-peremmedencét a Pannóniai-medencétől (Bergmann et al. 1996).

Hazánk területén a Rába továbbra is fiatal, pleisztocén–holocén feltöltött völgytalpon folyik, a völgy jobb oldalán a Vasi-hegyhát és a Kemeneshát dombvidéke húzódik. A völgyoldalban egymás felett több különböző korú terasz helyezkedik el. A legmagasabb dombháton már nyoma sincs a miocén és pannon rétegeknek, mivel a medence belseje felé haladva ezek egyre mélyebb helyzetbe kerülnek, és csak helyenként bukkannak a felszínre a dombok tövében a mélyen bevágódott völgyek talpán. A dombháton már a Rába pliocén korú fluviális eredetű hordaléka borítja (Bendefy 1972). Legidősebb az Ezüst-hegy környéki (400 m Bf.) kavicstakaró, amelynek a képződése a miocén

legvégén (Bérbaltavárium) játszódhatott le. Kelet felé haladva a kavicstakarók kora is fiatalodik, a Vasi-hegyhát és a Kemeneshát fennsíkszerű kavicstakaróit a pliocénben (Csarnótánum) teregette szét a Rába. A kavicstakaró alól a völgyoldalakban számos helyen iszapos, agyagos rétegek tűnnek elő. A Kemeneshát területén fiatal vulkáni képződmények szegélyezik a Rába völgyét, (Hercseg-hegy, Pet-hegy, Kis-Somlyó, Ság, Egyházaskeszői tufagyűrű) A fokozatosan lealacsonyodó dombvidék Egyházaskesző, Marcaltő környékén észrevétlenül olvad egybe a Rába hordalékkúpjával és a Kisalfölddel (Bergmann et al. 1996).

3.2. A Rába vízrendszere

A Rába teljes hossza a forrástól a dunai torkolatig 287 km, amelyből 216 km hosszúságú szakasz található hazánkban. A Rába két élesen eltérő morfológiai részre osztható: a Felső-Rába (forrástól Sárvárig) medrét csupán néhány ponton, elsősorban a településeknél szabályozták, így szabadon meanderezik az árterén. Az ehhez tartozó vízgyűjtő 6213 km², melynek 75 %-a Ausztriában (4513 km²) és 25 %-a Magyarországon (1700 km²) található. Ugyanakkor az Alsó-Rába (vízgyűjtőterülete: 3900 km²), Sárvártól a mosoni-dunai torkolatig töltések közé szorított, jelentős mértékben partbiztosított (Laczay 1972a, Bokor 1989, Bergmann et al. 1996, Bodoncz 2005).

A Rába Ausztriában, a Fischbacher-Alpokban, a Hochlantsch délkeleti lejtőjén 1200 m körüli magasságban két ágból ered. Innen gyorsfolyású, nagyeresű hegyi patakként folyik a Passaili-medencébe (kb. 410 m), így a közel 11 km-es szakaszon mintegy 800 m-es szintkülönbséget tesz meg. A kis hegyközi medencében lelassul a sodrása, és miközben a dombok között kanyarog, összegyűjti a környék vízfolyásait (Zentai 2000). A Grazi-Hegyvidék 1000-1200 m magas mészkő vonulatát a Raabklamm-szurdokban töri át, majd belép a Stájer-medencébe, ahol völgye kb. 1 km széles és 100-150 m mély. Itt torkollik be balról a Weizbach, majd néhány km-rel délebbre jobboldali mellékfolyója a Rabnitzbach. A folyó esése folyamatosan csökken és kanyarogva szélesíti völgyét. A Rába a délkeleti irányítottágú rendszer legdélibb tagjaként lett az összes többi vízfolyás befogadója (Bergmann et al. 1996).

A Rába Alsószölnöknél (232 m B.f.) éri el Magyarországot és 9,5 km hosszan a határ mentén kanyarog. Itt medre még természetesnek tekinthető, legfeljebb 200 m³/s vízhozam szállítására alkalmas. Szentgotthárd belterületén szabályozott mederben folyik, hiszen itt található a kaszagyári duzzasztó, illetve partjait árvízvédelmi művek kísérik (Bergmann et al. 1996).

A Rába Szentgotthárd és Sárvár között széles, lapos völgyben kanyarog, amelynek lejtőit folyamatosan alámossa. A Rába holocén folyamán kialakult mai medrének egyik legfontosabb jellemzője az igen erőteljes kanyargási hajlam (Laczay 1972a). Ezt mutatja, hogy a futásfejlettsége

1,3, mivel a Felső-Rába-völgy hossza a forrástól Sárvárig kb. 155 km, míg a folyó mederé 198 km. A Rába erőteljes kanyargóssága a Stájer-medencébe belépve kezdődik, majd a magyar szakaszon egyre kifejezettebbé válik és egészen Sárvárig, a szabályozott szakaszig megmarad. Szentgotthárd alatt folyó erősen felkavicsol, ami miatt természetes állapotában gyakran változtatta medrét. A folyómeder szélessége a Felső-Rába mentén 30-50 m között váltakozik, mélysége (a duzzasztógátak fölötti mélyebb részeket nem számítva) 1-2,5 m, de aszályos években sekély gázlók kialakulása sem ritka (Bergmann et al. 1996).

A Rába jobboldali mellékfolyói hosszukat és vízgyűjtőterületüket tekintve is elmaradnak a baloldaliak mögött. A balparti mellékfolyók többsége a Keleti-Alpokban ered (Laczay 1972b). Ausztriában három közel egyenrangú vízrendszer építi fel a Rába vízgyűjtőjét: maga az osztrák Rába (Raab), a Feistritz–Ilz és a Lapincs (Lafnitz)–Safenbach vízrendszerei. A Felső-Rába magyar szakaszának hidrológiáját pedig az osztrák Rába, a Lapincs, a Strém–Pinka és a Sorok–Perint vízrendszerei határozzák meg (Bergmann et al. 1996). A mellékfolyók morfológiailag nagyon hasonlítanak a Rábára, ugyanis a peremhegység lejtőin nagy esésűek és bevágódó jellegűek. A medencébe lépve azonban völgyük kiszélesedik, medrük meanderezni kezd. Mellékpatakjaik erősen feldarabolták a felszínt (Laczay 1972b).

Szentgotthárdnál torkollik a Rábába a Lapincs, amelynek vízgyűjtő területe és vízhozama is kb. kétszerese a Rábáénak. Csákánydoroszlóig a balparti patakok vizét a Lahn–Vörös-patak gyűjti össze, majd az addigiaknál is kisebb jobbparti patakok vizét a Csörnöc–Herpenyő szállítja a Rábába. A Rába vízjárását befolyásolja még a balparti Pinka, amely a vízhozamhoz 11%-kal járul hozzá, illetve a 6%-ot adó Sorok–Perint (Bergmann et al. 1996).

A folyó a Sárvár alatti szakasza árvízvédelmi töltésekkel védett szabályozott mederben folyik, egészen a győri torkolatáig, ahol 112 m tengerszintfeletti magaságban éri el a Mosoni-Dunát (Laczay 1972b, Bergmann et al. 1996).

3.3. A Rába-völgy fejlődéstörténete és geomorfológiai jellemzői

Mivel a meder jelenlegi fejlődését befolyásolja a völgytalp üledéksora, amelybe a meder ágyazott, illetve a tektonikus mozgások is, ezért fontosnak tartottam a Rábának és völgyének hosszútávú fejlődésének bemutatását is. A Rába-völgy árkos süllyedésben kialakult aszimmetrikus eróziós teraszos völgy (Veress 1989). A 3–6 km széles szerkezeti árok északkelet – délnyugati irányban elrendeződött váltakozó irányú párhuzamos vetők között süllyedt le a neogén üledékekkel fedett

ópaleozóos kristályos és mezozóos alaphegység érintkező vonalában, melyet Rába vonalnak neveznek (Ádám et al. 1975).

3.3.1. A felszínfejlődést meghatározó Rába-vonal főbb jellegzetességei

Teleki (1936) figyelt fel először a nagyjelentőségű Rába-vonalra, amely elválasztja egymástól a Kőszeg-mihályi és a Dunántúli-középhegységi szerkezeti egységeket. Ezen szerkezeti egységek fejlődéstörténete a pannóniai korszakig jelentősen különbözik (Körössy 1963, Veress 1989). Bendefy (1965) feltolódási övként értelmezte, ahol a Kőszeg-mihályi szerkezeti egység tömege a Dunántúli-középhegység mezozóos rögei fölé magasodik. Scheffer (1965) a Keleti alpi takaró elvégződésének tekintette a Rába-vonalat.

A Dunántúli-középhegység mezozóos rögei északnyugat felé a Rába vonalán minden átmenet nélkül végződnek. A folyó két oldalán a földtani kifejlődés csak a pannóniai korszaktól egyező (Körössy 1963). A folyó mentén Répcelakig ez a jellegzetesség különösen markánsan mutatkozik meg. A Rába geometriai értelemben nem vonal és nem egyetlen tektonikai sík, hanem több síkból álló rendszer, pikkelyeződésekkel, és feltolódásokkal, illetve a közöttük lévő beszakadásokkal tagolt zóna. Bendefy (1970) szerint az árokrendszer mélysége helyenként a 6 km-t is meghaladja.

A Rába vonalon a szomszédos szerkezeti egységekben keletkezett földrengéshullámok nem terjednek tovább (Bendefy 1972). A vonalnál a gravitációs, a mágneses, a geotermikus grádiens anomáliák iránya hirtelen megváltozik, a gravitációs anomália értéke csökken (Scheffer 1965). A gravitációs anomáliák változása a zóna két oldalán számottevő, amit a zónát határoló töréses síkokkal hoznak kapcsolatba (Lányi 1960). A gravitációs anomáliák legnagyobb változásának csapását követve a Rába-vonal Vasvár-Sárvár-Répcelak-Kapuvár irányába nyomozható. A zóna nyugati oldala Fertőszentmiklós-Lócs vonalra tehető. Bendefy (1970) hozzáteszi, hogy korábban a Rába is ebben az irányban haladt. Ebből az a következtetést vonható le, hogy Répcelaktól a Rába-vonal a Kőszeg-mihályi szerkezeti egységet a Kisalföldtől különíti el, bár a fúrási adatok alapján ez még nem állítható teljes biztonsággal (Veress 1989).

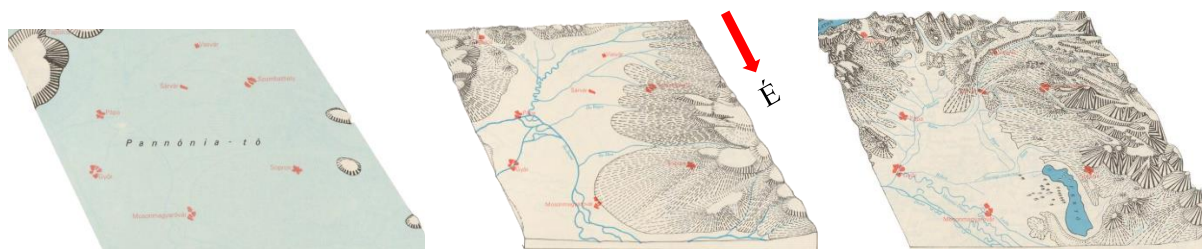
Vasvár környékén, ahol a folyó jelentős irányváltoztatást mutat, a szeizmikus aktivitás jelenleg is számottevő, így a vonal jelenlegi aktivitását a zóna mentén kipattanó földrengések is bizonyítják (Bendefy 1972). Bendefy (1972) kimutatta, hogy a Rába menti övben a 2,5 mm-év emelkedési ütem, illetve az árok rögeinek ismétlődő mozgásai alapvetően befolyásolták a Rába gyakori mederváltozásait.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a Rába-vonal jelenlegi kifejlődésében és mostani helyén valószínűleg a miocén közepétől vagy végétől létezik, helyén hajdani alábukási zóna lehetett (Szádeczky-Kardoss 1973), de itt azóta is élénk mozgások mennek végbe (Veress 1989).

3.3.2. A Rába-völgy kialakulása

A Rába-völgy kialakulását a Pannon-tó feltöltődésétől (kb. 8 millió éve) lehet nyomon követni. A feltöltődés részben az ide torkolló folyók nagymennyiségű hordalékának köszönhető, és részben a klíma ekkortájt bekövetkezett szárazodásával kapcsolatos (Bendefy 1972, Mike 1991, Magyar 2010).

A szárazulattá vált területen, a fokozatosan visszahúzódó tóparton már ott lehetett a Rába őse is. A kislétföldi és nyugat-dunántúli területeken az általános lejtésirány ekkor még déli volt, ezért az északról érkező folyók a Horvát-Szlavón-süllyedék irányába folytak (10. ábra). Az Ős-Rába ebben az időben valahol a mai Kemeneshát környékén torkollhatott valamelyik észak-déli lefutású folyóba. A Kisalföld déli részét és az észak zalai területeket behálózó folyók nagy vastagságban raktak le homokot, és ekkor halmozta fel a Rába az Ezüsthégyi-kavicstakarót (Mike 1991).



10. ábra: A Rába vízhálózata a pliocénben (A), a középső-pleisztocénben (B) és a holocénben (C) (forrás: Mike 1972)

A pliocénben a Rába a mai Vasi-Hegyhát és Kemeneshát vonalán futott szétterítve a dombvidék kavicstakaróját, tehát ekkor már megváltoztak a Nyugat-Dunántúl lefolyási viszonyai és a terület hidrográfiai középpontja a Győri-medencébe került. A pliocén legvégén a Vasi-Hegyhát és a Kemeneshát területe lassú féloldalas emelkedésbe kezdett, miközben a Győri-medence süllyedéke nyugatabbra tolódott. Ezt a Rába fokozatosan követte, a Kemeneshátról lecsúszott folyó nyugati irányba tolódva először a mai Rába-völgygel párhuzamos süllyedékeket, a Rába-síkság területét töltötte fel (Mike 1991).

A Rába-völgy mai futásvonalának kialakulása a Kemeneshát épülésének befejeződése után, a közép pleisztocén második felében kezdődött, és lényegében a pleisztocén végén ment végbe (Láng 1950). A pleisztocén végi kialakulás idejét az alluviális sík alatt nagy vastagságban (6–10 m) felhalmozódott hordalékkúp-anyaga igazolja (Láng 1950, Ádám 1975).

Ebbe az ártéri üledékekkel takart durva kavicsos hordalékkúpba vágta be a Rába a kanyargós medrét az holocén kezdetén. Ekkor a völgy fejlődésére jelentős hatást gyakoroltak a kéregmozgások (Bendefy 1972). Ez megmutatkozik a völgyfenék nagyarányú feltöltődésében és a folyó gyakori

helyváltoztatásában is, amelynek nyomait markáns akkumulációs formák is őrzik (Mike 1991). A terjedelmes völgytalpat átlagosan 4–8 m vastag holocén ártéri üledék borítja (Ádám et al. 1975).

3.3.3. A hazai Felső-Rába völgyének morfológiai jellegzetességei

A Rába-völgy szembetűnő alakrajzi vonása a völgy aszimmetriája és teraszai. A völgy aszimmetriáját mutatja, hogy a jobb oldala igen meredek, végig alámosott, számos helyen 20–40°-os lejtővel szakad le a völgy alluviumára (Bendefy 1972). Ezzel szemben a bal oldalt a Pinka torkolatától 3–5 km széles, fokozatosan lealacsonyodó lankás lejtők (0–5°) kísérik, ahol a Rába-síkság kavicsstakarója minden átmenet nélkül simul bele a völgytalp alluviális felszínébe. A völgy aszimmetriáját jelentősen befolyásolja a Kemeneshát és a Vasi-Hegyhát jelenleg is tartó kiemelkedése (Ádám 1975).

Azonban a völgyben tapasztalható még egy fontos szerkezeti eredetű sajátosság is. Az Alpok a szerkezeti mozgások során mintegy rákúszik a medence területére (Bergmann et al. 1996), tehát a szerkezeti mozgásoknak vannak vízszintes összetevői is. Ezek egyrészt nyugat-keleti irányú mozgások (a hegység előnyomulása a medence felé), másrészt délnyugat-északkeleti irányú elmozdulások (az európai szerkezet rotációs mozgása miatt). Ezeknek a vízszintes elmozdulásoknak a hatására a területet alkotó rögmozsaik kissé megdőltek, ami a felszínfejlődést befolyásolja. Azt, hogy az aszimmetria milyen irányban érvényesül, azaz merre dől egy-egy rög, helyi körülmények határozzák meg. Ez a szerkezeti tulajdonság az oka a területre annyira jellemző vízhálózati aszimmetriának. A völgyeket határoló rögek megbillenése következtében azon az oldalon, ahol a völgyet a rög magasra emelt oldala határolja, ott nagyesésű és rövid mellékfolyók alakultak ki. Ahol a határoló rög lankásabb oldala fordul a völgy felé, ott hosszabb mellékvízfolyások vannak, amelyeknek nagyobb esélyük van a hát teljes átvágására, s ezzel a szomszédos völgyek összekapcsolására. Az, hogy a Rába és fő mellékvei a legtöbb esetben nyugat felől kapnak csatlakozó mellékvízfolyásokat, a fenti tektonikai viszonyok következménye (Bergmann et al. 1996).

Láng (1950) a Rábának összesen 6–7 teraszát különítette el. A teraszok a jobb parton Körmendig, a bal parton a Pinka torkolatáig húzódnak; anyaguk kavics, mivel a Rába saját hordalékába vágódott be (Marosi és Somogyi 1990). A felsőbb szakaszt (Szentgotthárd és Ivánc között) tekintélyes mértékben felszabdalták a mellékvölgyek. Ennek következtében a mellékvölgyeket kísérve, ezek nyílásában maradtak meg gyakran az egyes teraszfoszlányok. Az alsóbb szakaszon (Ivánc alatt) a mellékvölgyek kevésbé darabolták fel az idősebb teraszokat is hordozó Kemeneshátat, mivel ennek féloldalas kiemelkedése annyira fiatal, hogy a Rába felől még nem volt idő jelentősebb mellékvölgyek bevágódására. A legszebben kifejtett teraszok Szentgotthárd környékén találhatók, kelet felé haladva a Csörötnek–Rábagyarmat közötti szakaszon megkezdődik

a folyó jobb parti teraszainak alacsonyodása. Az idősebb teraszszintek (pl. IV és VII.) egybeolvadnak, ezáltal egységes hordalékkúpot alkotnak (Láng 1950).

A völgy további jellemvonása, hogy széles (3–6 km), feltöltött (4–8 m) alluvialis völgytalppal rendelkezik, amelynek esése jelentős. A folyó völgye az átlagos medencefelszínhez képest mindenhol jelentősen bevágódott. A bevágódás mértéke Szentgotthárdtól 50–100 m (Bergmann et al. 1996). Helyenként az ártér kétosztatú (alacsony- és magasártér), amelyek erősen szabdaltak. A völgytalp felszíne mikroformákban gazdag, amelyek a meder gyakori változásait tükrözik. A széles völgytalp morfológiáját változatossá teszik a lefűződött holtágak, a különböző korú morotvagenerációk sorozatai, az ártéri erdővel benőtt hajdani meanderek, a lefolyástalan vagy rossz lefolyású tőzeplapos, zsombékos, vízenyős, ártéri laposok, valamint a mocsaras süllyedékek. A természeti képet egyre jobban antropogén hatások és formák (pl. árvízvédelmi gátak, duzzasztóművek, csatornák, dűlő-úthálózat) egészítik ki (Dövényi 2010).

A Rába Szentgotthárd és Sárvár között a szerkezeti mozgások következtében létrejött, néhány km széles völgyben negyedkört tesz meg. A völgy tulajdonképpen Heiligenkreuz-nál kezdődik és Sárvárig négy eltérő tulajdonságú szakaszra osztható (Bergmann et al. 1996):

1) Miután a Rába belép Magyarországra (Alsószőlőnk és Csákánydoroszló között), völgye mintegy 20 km hosszú szakaszon 2–3 km széles, és az átlagos esése 1‰ (Bergmann et al. 1996). A völgy érdekessége, hogy míg a jobb szélén a Rába magasabb helyzetben folyik, addig a baloldalon, a völgy legmélyebb pontjain a Lahn- majd a Vörös-patak fut. Itt egyes szakaszokon a Rába jobbpartja magaspart-jellegű. Az ezen a szakaszon a Lapincs jelentősen befolyásolja a Rába víz- és hordalékszállítását, hiszen a Lapincs közepes vízhozama 75%-kal járul hozzá a Rába közepes vízhozamához, és durva hordaléka is alapvetően befolyásolja a mederalakulást (Károlyi 1962, 1965). A Rába balpartján több helyen is lefűzött kanyarok maradványai találhatók. A völgyet meliorációs árkok is tagolják, amelyek befogadója nagyrészt a Lahn- és a Vörös-patak.

2) A Rába-völgy következő, rövid, 7 km-es szakaszán (Csákánydoroszló és Körmend között) enyhén szűkül (2,0–2,5 km) és a völgytalp átlagos esése 0,85‰-re mérséklődik (Bergmann et al. 1996). A Rába a völgyet a Csákánydoroszló és Körmend közötti szakaszon keresztezi, azaz a Rába a völgy bal oldalára vált, míg a völgy jobb oldalán, a Rába egykori mederében a Csörmöc–Herpenyő fut. Így ezen a szakaszon jelentősebb mellékfolyó nem csatlakozik a Rábához.

3) A Felső-Rába-völgy Körmend és Ikervár közötti szakasza a leghosszabb (40 km). A völgytalp enyhén kiszélesedik (2,5–3,5 km), míg átlagos esése (0,90–0,86‰) magasabb, mint a felsőbb szakaszé (Bergmann et al. 1996). A völgy bal szélén folyik a Rába, míg a jobbszélhez közel levő mélyvonalban továbbra is a Csörmöc–Herpenyő halad. A szintkülönbség a Rába jobbpartja és a völgy mélyvonala között az alsó szakaszon elérheti a 1,5-2 m-t is. Ezen a szakaszon csatlakozik a

Rábához a Pinka, a Mukucs-patak és a Sorok–Perint. A szakasz végén csatlakozik a Csörnőc–Herpenyő a Rábához.

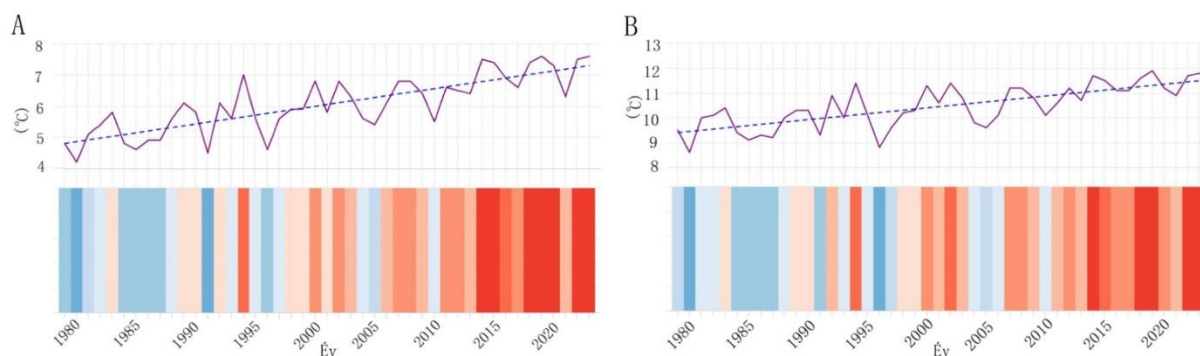
4) Az utolsó és egyben a legrövidebb szakaszon (2,5 km) a Rába továbbra is a völgy baloldalán halad. Itt a völgytalp szélessége 1–1,5 km-re csökken, de az esése hasonló marad, mint a felette lévő szakaszon (0,86‰). A jobboldalon változatlanul felismerhető egy határozott vízvezető mélyedés, bár ez nem olyan jellegzetes, mint a felette lévő szakaszon. A Felső-Rába gyakorlatilag a Sárvár–celldömölki vasútvonal szelvényében zárul, majd az Alsó-Rába töltésezett és erősen szabályozott szakasza következik (Bergmann et al. 1996).

3.4. A Rába hidrográfiája

3.4.1. A Rába-völgy éghajlata

Amikor jellegzetes éghajlati zónákat akarunk elkülöníteni a Rába-vízgyűjtőjén, akkor figyelembe kell venni, hogy viszonylag kicsi a horizontális kiterjedése (észak–déli irányban 50–70 km, nyugat–keleti irányban 100 km), így inkább a domborzati tagoltságból és a tengerszint fölötti magasságból eredő függőleges irányú éghajlati különbségek jelennek meg (Bergmann et al. 1996).

A kis területi különbségek miatt a vízgyűjtő területén a hőmérséklet eloszlását elsődlegesen a tengerszint feletti magasság határozza meg. A Rába részvízgyűjtőin a kismértékű kontinentalitás jellemző; így a vízgyűjtő többi részénél kontinentálisabb a hazai Felső-Rába mente és a Rába-menti kavicstakaró éghajlata (Bergmann et al. 1996). A Rába vízgyűjtőjének legmagasabb pontján a tél kifejezetten hideg (-4 – -7 °C), míg a július 10 – 13 °C -os. A téli hideg a nagy tengerszint fölötti magasságnak tulajdonítható, amit a kedvező sugárzási viszonyok némileg mérsékelnek. Ausztriában a 400 m-nél alacsonyabban fekvő medencék nyáron elég melegek (a július középhőmérséklete 18 – 19 °C), télen viszonylag hidegek (-3 – -4 °C). A vízgyűjtő ausztriai részén itt a legnagyobb az évi hőingás (22 °C). A hazai Felső-Rába mentén az évi középhőmérséklet észak felé nő, míg átlaga nyugaton $9,2$ °C, addig a középső területeken $9,5$ °C, északon pedig már $9,8$ °C körüli. Legmelegebb hónap a július (átlag: $18,8$ – $19,6$ °C), míg a leghidegebb hónap a január ($-2,4$ és $-1,4$ °C között). Az évi hőingás a hazai részvízgyűjtőkön mérsékelt (kb. 22 °C), nyugatról keletfelé, és a magasabb helyzetű területek felől a medencék felé növekszik (Kakas 1967, Csoma 1972, Dövényi 2010). Az éghajlatváltozás miatt a Rába vízgyűjtőjén általánossá vált a hőmérséklet növekedése. Ezt jól mutatja az éves középhőmérsékletek trendszerű növekedése a vízgyűjtő ausztriai és hazai pontjain is (11. ábra).



11. ábra: Az éves középhőmérséklet modellezett értéke (1979-2023) a Fischbacher-Alpok régióra (A) és Szentgotthárd környékére (B) (forrás: meteoblue.com¹²)

A Rába vízgyűjtő területén a felhőzet aránya éves átlagban 55–68% között alakul. Ködképződés szempontjából kitüntetett helyzetben vannak a zárt medencék és folyóvölgyek. A völgyekben és medencékben a leülepedő hideg levegő hőmérséklete csökken harmatpont alá és ez hozza létre a ködöket (Csoma 1972). A kutatási területen a napfénytartam évi összege megközelíti a 2000 órát, délen azonban a felhőborítás miatt ez az érték csak 1820 óra körül, északkeleten kevéssel 1900 óra fölött alakul. Tehát nyugatról kelet felé haladva mind az évi, mind a nyári napfénytartam növekszik (Kakas 1967, Dövényi 2010). Télen 1700 m magasságban (a vízgyűjtő legmagasabb pontján) 30%-kal nagyobb a sugárzás intenzitása, mint 200 m tengerszint feletti magasságban, nyáron a különbség 20% alá csökken (Bergmann et al. 1996).

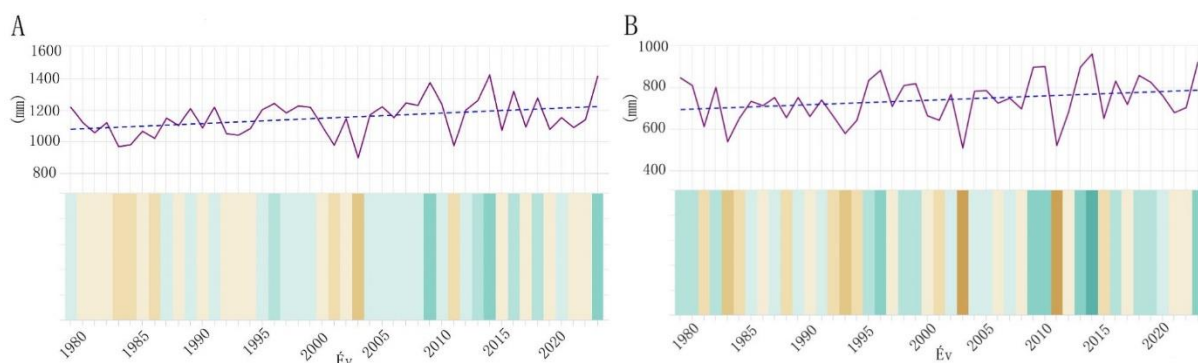
A Kelet-Alpokban eredő Rába-folyó a csapadék szempontjából kettős hatás alatt áll. Blöschl et al. (2019) vizsgálata az Alpok alatti vízgyűjtőjén a lefolyás enyhe növekedését jelzik, az alföldi szakaszon azonban az árvizek csökkenését mutatták ki. A csapadék eloszlására nagy befolyást gyakorol a domborzat. A legtöbb csapadék a nyári hónapokban (június–július) hullik, ez főleg az ausztriai vízgyűjtő területén jelentkezik (Kakas 1967). Nyári félévben a heves záporok és zivatarok a gyakoriak az ausztriai területeken, mivel a hegységek közelében erőteljes a nyári gomolyfelhő képződés. Évente átlagosan 126–164 napon fordul elő csapadék. A legszárazabb időszak a tél (január–február), a magyarországi területen ez kifejezetten száraz. Mediterrán hatásra csak a vízgyűjtő déli részén és a Rába hazai szakaszán jelentkezik gyenge novemberi másodmaximum (Csoma 1972, Károssy 1989).

Az osztrák részvízgyűjtőkön az éves csapadékösszeg 800–990 mm, míg a magyarországi vízgyűjtőterületen 590–650 mm közötti (12. ábra), a vegetációs időszakban a Kisalföldön 340–370 mm. A vízgyűjtő déli-délnyugati részén a csapadék mennyisége átlagosan eléri a 610–840 mm/évet,

¹ https://www.meteoblue.com/de/climate-change/fischbacher-alpen_%c3%96sterreich_2779541

² https://www.meteoblue.com/hu/climate-change/szentgotth%c3%a1rd_magyarorsz%c3%a1g_3044669

amelyből 470–630 mm hull a vegetációs időszakban. A legszárazabb hónap a január (30–38 mm). A vízgyűjtő egészére jellemző, hogy a medencejelleg következtében rendkívül változó a csapadék mennyisége, ezért nagy eltérések lehetnek az átlagos értékektől (Csoma 1972, Bergmann et al. 1996).



12. ábra: Az átlagos csapadékmennyiség modellezett értéke (1979–2023) a Fischbacher-Alpok régióra (A) és Szentgotthárd környékére (forrás: meteoblue.com³⁴)

A domborzat alapvetően befolyásolja a csapadék típusát is: 200–400 m tengerszint feletti magasságban a csapadéknak kb. tizede hullik hó formájában, míg 1200 m felett már negyede. Az osztrák részvízgyűjtőn átlagosan 25–50 napon hullik hó, amely 1000 m felett december közepétől március második feléig marad meg, míg 600–1000 m között december végétől február közepéig, és 300–600 m között már csak január eleje és február eleje között fedi folyamatosan hó a felszínt (Károssy 1989). Az évi és a vegetációs időszaki csapadékatlag északról nyugat felé nő (északon: 630 mm és 380 mm, a középső területeken 680–720 mm és 430 mm, nyugaton 760 mm és 480 mm). A legtöbb napi csapadékot (85 mm) Gasztonyban mérték (Károssy 1989, Dövényi 2010). A vízgyűjtőn az átlagos éves csapadékmennyiség 1979–2019 között nagyjából állandó volt, a szezonális azonban megváltozott, ugyanis nőtt a nyári csapadék mennyisége és intenzitása (Krebs et al. 2021).

A Rába vízgyűjtőjén a nyugati szelek uralkodóak, de a domborzat jelentősen módosítja a szélirányokat. A hegytetőkön és a nyílt helyeken a Ny-i és ÉNy-i szélirányok érvényesülnek, míg a völgyekben a völgy tengelyének iránya szabja meg az uralkodó szélirányt (Csoma 1972). Az átlagos szélsébség 2,5–3 m/s, de helyenként meghaladja a 3 m/s-ot (Bergmann et al. 1996).

³ https://www.meteoblue.com/de/climate-change/fischbacher-alpen_%c3%96sterreich_2779541

⁴ https://www.meteoblue.com/hu/climate-change/szentgotthard_magyarorsz%c3%a1g_3044669

3.4.2. A Rába vízjárása

A Rába vízjárására az alpi vízgyűjtő gyakorol döntő befolyást. Ha Alpokban sok eső hull, vagy tavasszal hirtelen olvadni kezd a hó, akkor előfordul, hogy a Rába vízállása egy nap alatt akár 5 méterrel is emelkedik. A Felső-Rába árvizeire a gyors összegyülekezés, a heves és intenzív áradás, majd a szintén gyors apadás a jellemző. A csapadékhullást követően néhány óra után már megkezdődik az áradás. Az árvizek egy-egy szelvényben általában csak 2–3 napig tartanak. A Felső-Rába hazai szakaszán a nagyvizeinek szállításában fontos szerepe van a völgynek. Ez a szűk mederkeresztmetszetből és a völgy topográfiájából következik (Bergmann et al. 1996).

A folyónak két nagyobb árve van: a márciusit a hóolvadás idézi elő, míg a júliusi az esőzésekből származik (Csoma 1972). A novemberben jelentkező másodmaximumot a mediterrán jellegű esők alakítják ki, de ez jóval kisebb jelentőségű, mint a tavaszi és a nyári áradások. A legnagyobb árvizek akkor keletkeznek, amikor a hóolvadás bő esőzésekkel társul. A Felső-Rábára a szélsőséges vízjárás a jellemző, ami a gyors és heves árhullámok levonulásában is tükröződik. A Rába legkisebb ($Q_{\min} = 2,2 \text{ m}^3/\text{s}$) és a legnagyobb vízhozama ($Q_{\max} = 494,2 \text{ m}^3/\text{s}$) között több, mint kétszázszoros a különbség (Bergmann et al. 1996).

A nagyvízi elöntési viszonyok a Lapincs határkörnyéki szabályozásával lényegesen megváltoztak, mivel a Lapincs vízvezető képessége jelentősen megnőtt. Ezért ma az ugyanakkora hozamú Lapincs-árhullámnak lényegesen nagyobb része szállítódik a mederben, így a Rába völgyében a korábbinál nagyobb sebességű és magasabb tetőző hozamú árhullámok vonulnak le, ezért gyakran nincs is szükség árvízi véstározásra (Bergmann et al. 1996). Az árvíz a terepmélyedéseken és árkokon a völgy baloldala felé húzódik, ahol a Vörös-patak biztosítja a leggyorsabb elvezetést (Bergmann et al. 1996).

A Rába völgyében több olyan terület van, amelyet gyakran elöntenek az árvizek (Bergmann et al. 1996). Az egyik ilyen terület Csákánydoroszló és Körmend között van, ahol a Rába a saját völgyét keresztezi és ahol a meder vízszállító képessége is a legkisebb ($120\text{--}130 \text{ m}^3/\text{s}$). Ezért a jobb oldalon, mintegy 12 km-es szakaszon gyakran kilépnek az árvizek az ártérre, amelyek a völgy jobb oldali mélyvonala felé folynak (Csörnőc–Herpenyő). Körmendnél a víz $380\text{--}420 \text{ cm}$ vízállásnál lép ki a völgytalpra. A kilépés Körmend alatt néhány km-en és Vasvár–Rum között a legintenzívebb, de nagy árhullámoknál a víz az egész szakaszon kilép a medréből. A völgy Rum körzetében $240\text{--}260 \text{ cm}$ körüli vízállásnál kerül kisebb-nagyobb elöntés alá. A nagyvizek tehát lényegében két „ágban”, a Rába medrében és a Csörnőc–Herpenyő völgyében folynak le.

A Rába medrének vízszállító-képessége Ikervárig egyre csökken. A tapasztalatok szerint a völgytalpon áramló víz vízhozama a 10 éves visszatérési idejű árvizeknél megegyezik a mederbeli

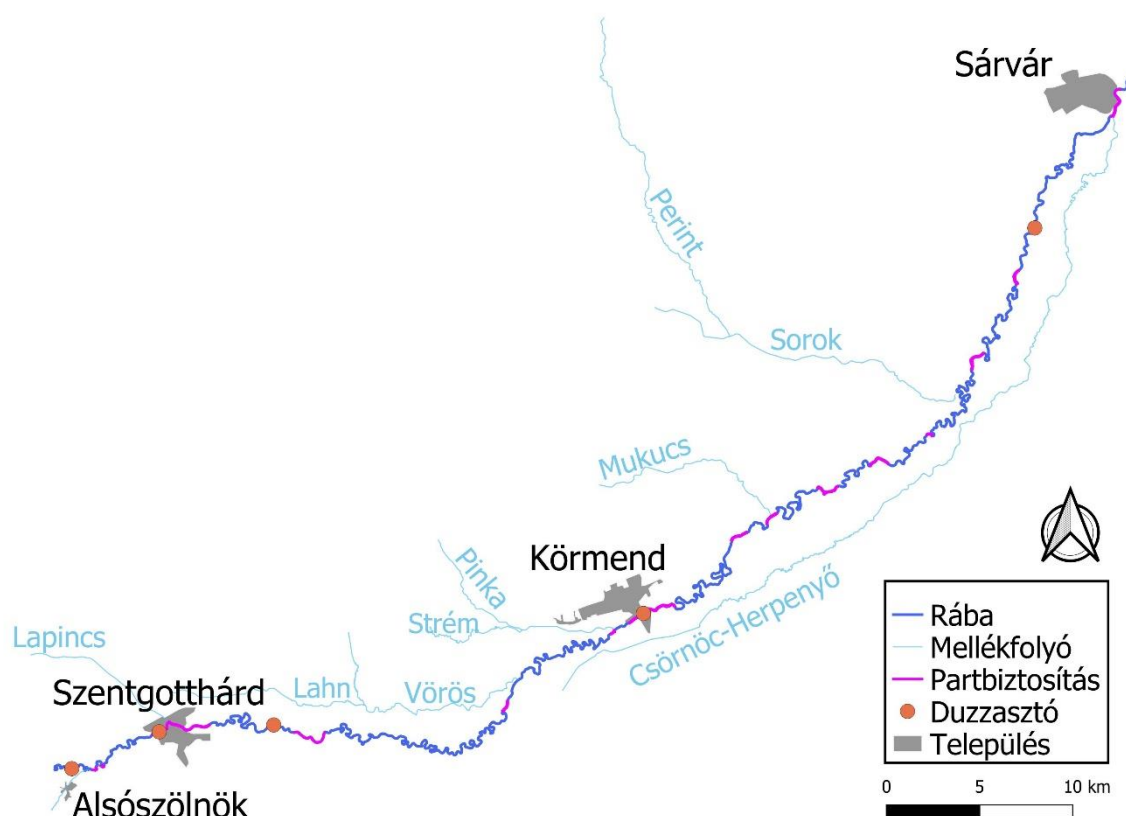
hozammal, nagyobb árhullámoknál pedig annak másfél-kétszerese is lehet (Bergmann et al. 1996). A völgyi árhullámot befolyásolja a Csörnőc–Herpenyő mentén levonuló csúcsvízhozam, a keresztező töltések fölött kialakult tározóterek, a völgy aktuális fedettségi és talajnedvességi viszonyai, valamint a Sorok–Perint egyidejű vízhozama is. Tavasszal és késő ősszel a völgy érdeessége kicsi, ezért a völgytalpon az árhullám jóval gyorsabban vonul le, mint nyáron vagy kora ősszel. Ezek az eltérések a Csörnőc–Herpenyő völgyét csak az utóbbi 40–50 évben, az intenzív szántóföldi művelés kialakulása óta jellemzik. Korábban nagyrészt gyepgazdálkodás volt a völgytalpon, ami kiegyenlítettebb és kedvezőbb lefolyási viszonyokat eredményezett. Az ikervári erőmű alvízcsatornájaként működő, bővített Csörnőc–Herpenyő összegyűjti a kisebb völgyi vizeket és azok visszajutnak a Rába medrébe. Ez a völgyszakasz nagyjából 320 cm-es sárvári vízállás fölött kerül víz alá (Bergmann et al. 1996).

3.4.3. A Rába hordalékjárása

A Rába hordalékdús folyó, amit befolyásol a vízgyűjtő és a meder anyaga, a környezet domborzata, a jelentős lefolyás és a nagy esése. Hordaléka egyrészt a vízgyűjtőjén a csepperózióból, másrészt a szakadópartok üledékanyagának bemosódásából származik. 1917-ből származó osztrák adatok szerint (in Csoma 1972) Feldbachnál évente kb. 52 ezer tonna görgetett hordalékot szállít, ez az érték Sárvárig 6800 tonnára csökken, annak ellenére, hogy közben felveszi a hordalékból Lapincot, tehát útközben erőteljes a fenékhordalék kopása. A Lapincs is nagy mennyiségű és durvaszemű hordalékot szállít a folyóba, miközben lebegtetett hordalékának átlagos töménysége 300 g/m^3 (Csoma 1972). Feldbach térségében a lebegtetett hordalékszállítás ingadozó, száraz években kb. évi 73 ezer tonna, míg nedves években 180 000 t/év, míg Körmend alatt átlagosan 110 000 t/év (Csoma 1972). Bogárdi (1971) az 1931–1940 évtizedre vonatkoztatott évi átlagos görgetett hordalék mennyiségére vonatkozó adatai jelentősen eltérnek a fenti adatoktól: a görgetett hordalék mennyiségét Szentgotthárdnál 4103 t/év, Körmendnél 86 t/évben adta meg. Ugyanekkor az átlagos lebegtetett hordalékszállítás Szentgotthárdnál 282 200 t/év, Körmendnél 426 000 t/év, míg Sárvárnál 252 000 t/év. Sárvár alatt csak a közepesnél nagyobb vízállások mozgatják a hordalékot: itt a hordalékszállítás $12 \text{ m}^3/\text{s}$ vízhozam felett indul el, és a legnagyobb mértékű $30 \text{ m}^3/\text{s}$ vízhozamnál, szemben Körmend felett, ahol a 2 cm-es kavicsokat már a kisvizek is folyamatosan szállítják (Ádám et al. 1975). Az árvizek során szállított jelentős mennyiségű görgetett és lebegtetett hordalék egy részét a Rába a völgytalpon, a meder két oldalán teríti szét (Bergmann et al. 1996).

3.5. Mederrendezési munkálatok a Rába mentén

A Felső-Rába magyarországi szakasza (Alsószölnök és Sárvár között) többnyire szabadon fejlődik, a mederhossz 16%-a szabályozott (13. ábra). A mederszabályozás célja, hogy megvédjék a települések belterületét, a közlekedési műtárgyakat, az árvízvédelmi védtöltéseket és támfalakat. A határtérségben (Alsószölnök – Rábatótfalu) csak a legszükségesebb lokális hatású vízepítési beavatkozások változtattak az eredeti állapotokon, annak érdekében, hogy a közös magyar-osztrák rendezési koncepció szellemében minél több természetes tározóteret biztosítsanak (Bergmann et al. 1996).



13. ábra: Különböző mederrendezési munkák térbelisége a magyarországi Felső-Rába szakaszon

A Rába medrét érintő főbb mederszabályozási munkák (Bergmann et al. 1996):

- 1) A Szentgotthárdot és Felsőszölnököt összekötő utat a Rába két helyen veszélyeztette, itt mindkét helyen partbiztosításra volt szükség.
- 2) A Lapincs betorkollása alatt 2,5 km hosszan bővítették a medrét és partbiztosítást végeztek 1979 és 1981 között.
- 3) Rábakethely térségében 1977 és 1981 között 7 kanyarulat átvágására volt szükség, hogy az árhullámok levonulása kellő intenzitással történjenek.

- 4) Csörötneknél 1990-ben a magyarlakai duzzasztótól lefelé 3 km hosszan 500 m³/s vízzállításúra építették ki a medret és a közúti híd vízáteresztő képességét is hasonló nagyságúra növelték.
- 5) Rátót–Rábagyarmat térségében 1978 és 1980 között és 1990-es években volt szabályozási munka, ahol hét kanyarulatot vágtak át.
- 6) Csákánydoroszló térségében 1853 és 1941 között 11db kanyarulatátvágás nyomai azonosíthatók, továbbá a csákánydoroszlói közúti híd alatt és felett 600 m-es szakaszon partbiztosítást végeztek.
- 7) Körmend vasúti hídnál (rőzsegát felett), illetve a település mentén mintegy 3 km hosszan partbiztosítást végeztek.
- 8) Molnaszecsőd és Egyházashollós mentén végeztek partbiztosítást. A 19. század közepén több kanyarulatátmetzés nyomai is láthatók, illetve Egyházashollós térségében 1977 és 1981 között két kanyarulatot vágtak át.
- 9) Rábahidvég, Püspökmolnári, Rum és Meggyeskovácsi települések mentén végeztek partbiztosítást mintegy 5 km hosszan.
- 10) Ikervár térségében 1895-ben a duzzasztómű részére az Ella malom rőzsegátja előtti kanyart kétszer átvágták. 1953 és 1955 között a vízerőmű újjáépítése során átvágták a duzzasztómű feletti Rába-szakasz elfajult kanyarutait.
- 11) Sárvámál (részben a vasúti híd környékén) 1977 és 1981 között mederátvágást végeztek, illetve a közúti híd felett a Csörnö–Herpenyő torkolatáig volt koncentrált beavatkozás, ahol partbiztosítást építettek ki.

A Rába magyarországi szakaszán több duzzasztómű is található. Az országhatár közvetlen közelében 1960-ban épült alsószölnöki, majd ezt követi az 1905-ben épült szentgotthárdi kaszagyári duzzasztó, majd az 1919-ben épült csörötneki, az 1930-ban épült körmendi és végül Magyarország legrégebbi vízerőműve, az 1896-ban épült ikervári duzzasztó (Károlyi 1965, Bergmann et al. 1996). Összkapacitásuk alacsony (kb. 2 MW), működésük során csak ≤ 28 m³/s vízhozamot használnak fel (VKKI 2010). Mederduzzasztó hatásuk a nagy esés miatt csupán 1-1,5 km hosszú felvízi szakaszt érint. A szentgotthárdi duzzasztó kivételével mindegyik áramtermelésre szolgál. Szentgotthárd belterületén kisvízkor a kaszagyári duzzasztó alatti és feletti vízszintkülönbség akár 4,5 métert is elérheti. Az említett duzzasztónak napjainkban elsősorban az esésviszonyok kialakításában van szerepe. Itt a duzzasztóttereket két oldalról tölcészerűen szűkülő árvízvédelmi töltés övezi és a duzzasztó alól induló városi szakasz partjait is árvízvédelmi művek kísérik (Bergmann et al. 1996).

A vízkivétel korlátozott, a teljes éves vízhozam mindössze 1%-át használják fel mezőgazdasági és háztartási célokra (UNECE 2011).

4. Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek

A kutatás során először a hazai Felső-Rába mentén elhelyezkedő vízmércék vízrajzi adatait értékeltem, hiszen a vízjárás és annak változásai alapvetően befolyásolják a meder alakulását. Ezt követően a meder oldalirányú elmozdulását vizsgáltam térképek, légifotók és önálló felmérések segítségével.

4.1. Hidrológiai paraméterek vizsgálata

A Rába vizsgált szakaszára vonatkozó naprakész vízügyi adatbázist a Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóság (NYUDIVIZIG) bocsátotta rendelkezésemre, amely tartalmazta a vizsgált időszakra vonatkozó vízállás (H) és vízhozam (Q) adatokat.

A Felső-Rába mentén a hidrológiai paraméterek időbeli és térbeli változásait három vízmérce adatai alapján elemeztem. Az országhatárhoz legközelebb, a Lapincs betorkollása után van a szentgotthárdi vízmérce (205,9 *fk*m), majd a vizsgált szakasz középső részén a körmendi (158,6 *fk*m), végül a Felső-Rába szakasz végén a sárvári vízmérce (88,9 *fk*m) helyezkedik el. Az adatsor nem folyamatos, így a vízállás adatok a szentgotthárdi vízmércénél 1901.01.01.-1920.12.31. és 1928.01.01.-2024.04.30. között, a körmendi vízmércénél 1901.01.01.-1931.12.31. és 1946.01.01.-2024.04.30, a sárvári vízmércénél pedig 1901.01.01.-2024.04.30. között állnak rendelkezésemre. Vízhozam-adatok mindhárom vízmércénél 1970.01.01.-2024.04.30. között vannak.

A vizsgálataim során felmerült a kérdés, hogy a Felső-Rába magyarországi szakaszán található három mérőállomás (Szentgotthárd, Körmend és Sárvár) közül melyik adatai a legalkalmasabbak a részletes vízjárás-elemzéshez. Ezért először mindhárom vízmérce adatait 1901.01.01. és 2024.04.30. közötti időszakban statisztikai vizsgálatnak vetettem alá, hogy megállapítsam, a duzzasztóművek jelenléte okoz-e jelentős eltérést a három állomás vízállás adatai között, illetve hogy van-e olyan vízjárásbeli sajátosság, amely csak az egyik állomásra jellemző. Hipotézisem szerint, amennyiben hasonlóak, akkor a mindegyiküket ugyanazon, elsősorban vízgyűjtő szintű tényezők (pl. klímaváltozás, lefolyás módosulása) befolyásolják. Ugyanakkor, ha különbözőek, akkor a vízmércék között, szakasz-szinten fellépő tényezők (is) befolyásolják a vízjárást (pl. meder- és ártérszűkületek, duzzasztóművek, tektonikus hatások). Ezen kívül azt is vizsgáltam, hogy van-e olyan vízjárási sajátosság, amely csak az egyik vízmérce adataiban figyelhető meg. Először a megfelelően előkészített adatsorok átlagai közötti szignifikáns eltérés kimutatására ANOVA egytényezős varianciaanalízist alkalmaztam, ami várható értékek összehasonlítására szolgál (Falus és Olé 2008). A vizsgálat nullhipotézise (H_0) szerint a csoportok várható értékei megegyeznek,

azaz a csoportosító ismerv nem befolyásolja a metrikus változót. Míg az alternatív hipotézis ennek tagadása. Tehát az alternatív hipotézis nem azt jelenti, hogy mindegyik csoport várható értéke különbözik, hanem csak azt, hogy nem tekinthető mindegyik azonosnak. Az analízis során az F érték (ami a megmagyarázott variancia és a meg nem magyarázott variancia aránya) összehasonlításra kerül egy elméleti F eloszlással annak megállapításához, hogy az F értéket milyen valószínűséggel (szignifikancia érték) kapjuk meg véletlenszerűen. Ha a szignifikancia érték (F kritikus érték) kisebb, mint a szignifikancia szint (F érték), akkor az átlagok jelentősen eltérnek. Tehát, ha az $F \geq$ mint az F kritikus értéke ($p < 0,05$), akkor elvethető a H_0 . A p annak valószínűsége, hogy a mintában kapott vagy még annál is szélsőségesebb adatok adódjanak, miközben H_0 igaz. Ha $p < 0,05$, akkor a H_0 ötszázalékos szignifikanciaszint mellett elvethető, de ha $p > 0,05$, akkor elfogadjuk a H_0 , ekkor a minták egy sokaságból valók és F eloszlásának várható értéke $v(F)=1$.

A vízmércéken az észlelés gyakorisága nagyon változó (naponta, óránként vagy akár 15 percenként). Emellett mindhárom szelvényben havonta legalább egy alkalommal tényleges vízállás és vízhozam méréseket végeznek, de árvízvédelmi készültség idején vagy egyéb esetben előfordulhat pluszban végzett mérés is egy-egy szelvényben. 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. Ezért először a napi reggeli (7:00 órás) vízállás és vízhozam adatokat válogattam le mindhárom vízmércénél. Ezek alapján az elemzéshez több, a vízjárást jellemző paramétert számítottam ki (1. táblázat).

A vízjárás jellemzéséhez kikerestem minden év legkisebb és legnagyobb vízszint (H) és vízhozam (Q) értékeit, illetve kiszámítottam az adott év átlagos vízállását és vízhozamát. A vízmércékhez tartozó keresztshelvények alapján meghatároztam a mederkitöltő vízszintet, majd ez alapján megsámoltam az adott évben az ártérre kilépő árvizes napok számát. Természetesen ez az érték magasabb is lehet, hiszen az ártérre a víz a lecsapoló medreken és a partél mélyebb pontjain keresztül kisebb vízállásokkor is kiléphet, de ezt nem vehettem figyelembe, ahogyan a partél fokozatos magasságváltozásait (pl. feltöltődés, csuszamlások) sem.

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

1. táblázat: A napi vízállás és vízhozam értékekből számolt hidrológiai paraméterek

<i>Paraméter</i>	<i>jele</i>	<i>Definíció, kiszámításának módja</i>
vízállás	H	Adott napon reggel 7:00kor mért vízállás.
vízhozam	Q	A reggeli vízálláshoz tartozó (számított) vízhozam.
éves kisvíz	KV	Adott évben előforduló legkisebb vízállás.
éves közepesvíz	KöV	Adott évben a napi vízállások számtani átlaga.
éves nagyvíz	NV	Adott évben előforduló legmagasabb vízállás.
éves kisvízi vízhozam	KQ	Adott évben előforduló legkisebb vízhozam.
éves közepes vízhozam	KöQ	Adott évben a napi vízhozamok számtani átlaga.
éves nagyvízi vízhozam	NQ	Adott évben előforduló legnagyobb vízhozam.
legkisebb vízszint, legkisebb vízhozam	LKV, LKQ	Adott időszakig (általában több év viszonylatában) az adatsorban szereplő legkisebb érték.
legnagyobb vízszint, legnagyobb vízhozam	LVN, LNQ	Adott időszakig (általában több év viszonylatában) az adatsorban szereplő legnagyobb érték.
vízjáték	ΔH	A vízállás-tartomány legkisebb és legnagyobb értéke közötti különbség.
kisvíz	$H_{<0}$	Az adott vízmércén a 0 cm-es vízállások alatti vízszint.
mederkitöltő vízszint	H_{mk}	A vízmérce szelvényben az alacsonyabb partélhez tartozó vízállás. (Szentgotthárdnál 250 cm, Körmendnél 350 cm és Sárvárnál 300 cm)
mederkitöltő vízhozam	Q_{mk}	A vízmérce szelvényben az alacsonyabb partélhez tartozó vízszintnek megfelelő vízhozam. (2023-as adatok alapján: Szentgotthárdnál 200 m ³ /s, Körmendnél 151,9 m ³ /s és Sárvárnál 262,4 m ³ /s)
mederformáló vízhozam	Q_{mf}	1,1 éves visszatérési gyakoriságú vízhozam
nagyvíz		Az adott vízmércén a mederkitöltő vízszint feletti vízszint.
vízszín-esés	S	Két vízmérce között a napi vízállás tengerszint feletti magasságainak különbsége osztva a közöttük lévő középvonal hossza (Lsz).
gyakoriság		Az adott időszakon belül a jellegzetes gyakoriságokhoz (pl. 50%) tartozó vízszint.
NV visszatérési ideje	T	Az évi legnagyobb vízállások sorozatából számítva a Gringorten formula alapján (Gringorten 1963).

A gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbék elkészítéséhez az adatsorokat a mérés időpontjától függetlenül nagyság szerint csökkenő sorba rendeztem. A gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbék azt mutatják meg, hogy a jellegzetes gyakoriságokhoz (1%, 10% stb.) tartozó vízállás, vízhozam vagy esés milyen értéket vesz fel.

Mederformáló vízállás és vízhozam felelős a legintenzívebb parterózióért. Értékét a szakirodalomban gyakran az évi legnagyobb vízállások sorozatából számított visszatérési idők alapján határozzák meg, azonban a különböző szerzők nagymértékben eltérő visszatérési időket adnak meg a mederformáló vízmennyiség kifejezésére. A külföldi szakirodalomban korábban a 1,5 és 2 éves visszatérésű árvizek vízszintjének tartották elfogadhatónak (Leopold et al. 1964), újabban

azonban ennél lényegesen kisebb visszatérési idejű árvizeket tartanak megfelelőnek a mederformáló vízállás meghatározásában. Így Crowder és Knapp (2005) szerint a mederformáló vízállás magasabb az évi átlagos vízállásnál, de kisebb, mint az 1,1 éves visszatérésű árvíz szintje, míg Powell et al. (2006) 0,3-1,4 évet, Simon et al. (2004) 1,1-1,7 éves visszatérési idejű vízszintet tart megfelelőnek. Sipos (2006) szerint a mederformáló vízállás szintén kisebb, mint az 1,5 éves visszatérésű árvizek vízszintje. Blanka (2010) vizsgálatához hasonlóan a mederformáló vízállást és vízhozamot az előzőek alapján az 1,1 éves visszatérési gyakoriságú vízállás és vízhozam értékekeként határoztam meg.

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 (Szentgotthárd: ≥ 250 cm, Körmend: ≥ 350 cm, Sárvár: ≥ 300 cm) meghaladó vízállás. A visszatérési idő számításához a Gringorten formulát (Gringorten 1963) használtam. A Gringorten-formula alapján az árvizek visszatérési ideje (T) a következőképpen számítható:

$$T = \frac{n + 0,12}{m - 0,44}$$

Ahol, n a figyelembe vett évek száma, m az éves NV sorrendje (például 1 a legmagasabb, 2 a második legmagasabb árvíz) a vizsgált időszakban.

A számított adatsorokat a vízjárás hosszútávú elemzéséhez 5 éves időszakokra osztottam, amelyen belül kiszámítottam a jellegzetes hidrológiai paramétereket, majd a paraméterek időbeli alakulása alapján hosszabb időszakokat különítettem el. Ezzel célom az volt, hogy a folyó különböző zavaró hatásokra adott jellegzetes hidrológiai válaszait értelmezzem, de az éves adatok változatossága ezt nem tette lehetővé. Tapasztalatom szerint, ha 10 éves intervallumokban végeztem volna az elemzést, az túl általános képet adott volna a hidrológiai paraméterek változásáról, mivel az évtizedek elfedhetik a rövidebb távú ingadozásokat. Ezzel szemben, ha 5 évnél rövidebb időszakokban, például évente végeztem volna az elemzést, akkor egy-egy árhullám nagymértékben befolyásolhatta volna az eredményeket, és a változás iránya nehezen lett volna megadható. Tehát az 5 éves időtartamot elegendőnek találtam ahhoz, hogy kiszűrjem az esetleges éves vagy éven belüli ingadozásokat, ugyanakkor nem fedi el a rövid távú trendeket.

A három vízmérce adatai alapján elemeztem azt is, hogy hogyan változtak a jellegzetes vízszintekhez (pl. -50, 0, 50, 200 cm-es, valamint a mederkitöltő vízszintekhez, Szentgotthárd: 250 cm, Körmend: 350 cm, Sárvár: 300 cm) tartozó vízhozamok 1901. január 1. és 2024. április 30. között. A körmendi vízmércénél mivel az LKV -38 cm, ezért a -50 cm-es vízszinthez nem tudtam meghatározni a vízhozamot.

4.2. A Rába hosszútávú (1844–2022) oldalirányú elmozdulásának elemzése

4.2.1. Adatforrások

A meder horizontális elmozdulásának elemzéshez 17 különböző időpontban készült térképet és légifotót használtam fel, amelyek az 1844 és 2022 közötti időszak változásait reprezentálják. A térképeket digitalizálva egy részletes adatbázist (2. táblázat) hoztam létre, amelyhez felhasználtam a NYUDIVIZIG által rendelkezésemre bocsátott adatokat is (árvízvédelmi töltések vonalas objektumai, partbiztosítások és hossz-szelvény).

2. táblázat: A mederalakulás vizsgálatához felhasznált térképek és távérzékelési termékek főbb jellemzői. (A készítés dátuma arra az időszakra utal, amikor a mintaterületről készült felvétel, de az elemzés egyszerűbbé tételéhez csak a vastaggal kiemelt kezdő évet vettem figyelembe)
(forrás: * Kovács 2010, **Timár és Molnár 2003, ***Kovács et al. 2024)

Térkép neve	Készítés dátuma a Rába területére	Méret-arány	Fel-bontás (m/px)	Térképi hiba (m)		Átlag hiba javítás után (m)
				átlag	max.	
Első katonai felmérés	1782-1785	1:28800		nem használható		
Második katonai felmérés	1844 -1855	1: 28800		70-80*	200** 140-300*	2,2±1,3
Harmadik katonai felmérés	1878 -1880	1: 25000		5-10***	80-120** *	1,8±0,9
Katonai topográfiai térkép	1941	1: 50000		nem használható		
Katonai topográfiai térkép	1951	1: 25000		5-10***		0,8±0,4
Katonai topográfiai térkép	1955 -1956	1: 25000		5-10***		0,8±0,4
Polgári topográfiai térkép („HAZAI”)	1960 -1961	1: 10000		elhanyagolható		
Légifotó	1967		0,2			0,4±0,1
Légifotó	1972		0,2			0,4±0,1
Katonai topográfiai térkép	1983 -1984	1: 25000		elhanyagolható		
Polgári topográfiai térkép („EOTR”)	1983, 1996 -1998	1: 10000		elhanyagolható		
Ortofotó	2000		0,5	elhanyagolható		
Ortofotó	2005		0,5	elhanyagolható		
Ortofotó	2008		0,5	elhanyagolható		
Ortofotó	2012		0,4	elhanyagolható		
Ortofotó	2015		0,4	elhanyagolható		
Ortofotó	2018		0,4	elhanyagolható		
Ortofotó	2021		0,2	elhanyagolható		
Ortofotó	2022		0,2	elhanyagolható		

A digitalizálási munka során az egyes adatforrások eltérő jellege miatt több részfeladatot és problémát is át kellett hidalni:

- 1) Az Első katonai felmérés térképeit (1782–1785) az adatbázisból kihagytam, azokat csak egyfajta kontroll térképként használtam a későbbiekben készült térképek mellett. Mivel e térképek

- vetületi és geodéziai alapot nem használtak, ezért a lapok nagy hibákkal terheltek. Az első felmérés térképszelvényei Vagács (1999) szerint is kb. 200 m eltéréssel illeszkednek egymáshoz.
- 2) Az adatbázis kezdő adatsorának a Második katonai felmérés (1844– 1855) georeferált térképszelvényeit (Timár et al. 2006) használtam, amely az egyik leghasználhatóbb 1950 előtti térképmű (Kovács 2010). Timár és Molnár (2003) szerint a Második katonai felmérés térképszelvényeinek a georeferálása során a hiba esetenként a 200 m-t is elérheti, ami azonban az országon belül területenként változó mértékű. Kovács (2010) a Rábától nyugatra 70-80 m-es átlaghibát számított, míg Kovács et al. (2024a) ehhez hasonló átlagos értéket kapott az Felső-Rába mentén, azonban egyes területeken 140-150, illetve 200-300 méteres eltéréseket is tapasztaltak. A fenti hibák elkerüléséhez Timár és Molnár (2003) kisebb területeken való alkalmazás esetén javasolják a szelvények egy-egy illesztőponttal történő korrekcióját (eltolás), amellyel jelen vizsgálatban én is éltem.
 - 3) A Harmadik katonai felmérés (1878-1880) georeferált térképszelvényei (Biszak et al. 2007) precíz, alapponthálózatra és magassági mérésekre alapuló felméréssel készültek (Jankó 2007), ezért a kutatási céljaimhoz megbízható forrást biztosított. Kovács et al. (2024a) javasolják a georeferáltan letöltött térképek pontosságának ellenőrzését, ha szükséges, 1 pont alapján való eltolását az illeszkedési hiba csökkentéséért. Ugyanis Kovács et al. (2024a) a térképen 5-10 m átlaghibát számítottak a Felső-Rába mentén, azonban néhol 20-30 és 80-120 m eltérést is kimutattak a térképi és a valós pozíciók között. A fenti hibák elkerüléséhez kisebb területeken alkalmaztam a szelvények egy-egy illesztőponttal történő korrekcióját (eltolás).
 - 4) A 20. századi katonai térképeket (1941, 1951, 1955–1956 és 1983–1984) a Hadtörténeti Múzeum és Térképtár bocsátotta rendelkezésemre. Kovács et al. (2024a) a Rábára 1941-ben készült térképmű használatát csak megfelelő körültekintés mellett javasolják, méretarányának következtében részletessége és pontossága is elmarad a korábbiaktól, illetve a későbbi topográfiai térképektől. Mivel a térképmű helyenként csak tájékoztató jellegű, ennek következtében nem alkalmazható a történeti vizsgálatomban. Az 1951-es térkép készítésénél a Harmadik katonai felmérés szelvényeit szerkesztették át terepbejárás során vagy légifényképek felhasználásával, szemmértékkel végeztek módosításokat (Jankó 2007, Hegedüs 2007), ami a térképi tartalom rovására ment (Kovács et al. 2024b). Új katonai felmérés 1955 és 1956 között készült el a Rába völgyére, mely a Harmadik katonai felmérés óta az első részletes és pontos térképezés. Azonban Kovács et al. (2024b) Alsószőlőnk és Sárvár közötti Rába-szakasz mentén mindkét térkép esetében 5-10 m átlaghibát számítottak. A fenti hibák elkerüléséhez, hasonlóan a Második és Harmadik katonai felmérésekhez, kisebb területeken alkalmaztam a szelvények

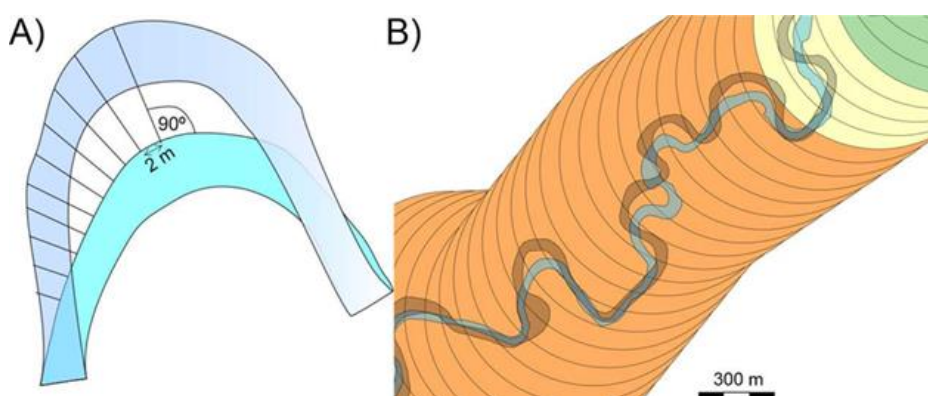
illesztőpontokkal történő korrekcióját. A Rába területére 1983–1984 között készült utolsó katonai felmérés térképi rajzában csúszás már nem tapasztalható.

- 5) Magyarország területén nemcsak katonai, hanem polgári célra is készültek topográfiai térképek („Hazai”, „EOTR”). A szelvényeket térinformatikai alkalmazásba hívva hízagmentesen lehet megjeleníteni a vizsgálni kívánt területet. Mindkét térképsorozat Magyarország területére optimalizált topográfiai térképművek, ezért ezek vetületi pontatlanságától eltekintettem.
- 6) Az 1967 és 1972 légifelvételek hibája, hogy a fényképezés sajátosságából fakadó torzulás a felvételek szélein megjelenik. A georeferálás nélkül a légifelvétel pontossága jelentősen romlik a felvétel szélei felé haladva és a nagyobb magasságkülönbségű területeken. A több illesztőponttal történő georeferálás elvégzése ezen torzulások korrigálását teszi lehetővé, a művelet során a légifelvételt egy referencia-adatforráshoz (pl. ortofotó) illesztettem, így a felvételen szereplő objektumok valós pozíciója a helyükre kerültek. Tehát szükség van minden egyes filmkockán az azonos és változatlanak tekinthető földrajzi elemek (pl. hidak, útkereszteződések, templomok) illesztőpontként való használatára (Pusztai-Eredics et al. 2024).
- 7) A 2000-től készült 8 FÖMI Orto felvétel (2000, 2005, 2008, 2012, 2015, 2018, 2021 és 2022) vetületi pontatlansága is elhanyagolható. A távérzékelt anyag hagyományosnak tekinthető hibája a lombos fák takarása. A mederélek digitalizációja során figyelembe kellett vennem, hogy a partmenti vegetáció bizonyos esetekben kitakarta a partfalat, ezért ott csak közelítőleg volt lehetőség a meder azonosítására. A partélek problémájának megoldására a QGIS programon belül a Classification (plugin) képfeldolgozási módszerrel az adott ortofotó pixeleit különböző osztályokba soroltam, olyan osztályokat hozva létre, amelyek azonos vagy hasonló tulajdonságokkal rendelkező pixelekből állnak, így a folyó partélét el lehetett különíteni a lombos fáktól (Pusztai-Eredics et al. 2024). A 2000, 2005 és 2008-as FÖMI ortofotók ingyenesen elérhetők a Lechner Tudásközpont oldaláról (<https://geoshop.hu/map>), míg a többit megvásároltam.

4.2.2. A partél oldalirányú elmozdulásának számítása

A különböző forrásokból származó, eltérő formátumú és eltérő vetülettel rendelkező térképeket a kialakított geoinformatikai rendszerbe a lehető legnagyobb pontossággal integráltam. A térképeket QGIS program (3.28/Firenze) segítségével azonos vetületi rendszerbe (EPSG:23700–HD72/EOV) konvertáltam, hogy egységesen lehessen elemezni a mederváltozást. A georeferálás során a különböző időpontokban készült térképeken ábrázolt azonos és változatlanak tekinthető földrajzi elemeket (pl. hidak, útkereszteződések, templomok) használtam illesztő pontokként.

A folyó partvonalát az összes térképről digitalizáltam. A Rába mederfejlődése során végbemenő laterális parterózió kiterjedésének számszerűsítését két időszak között QGIS geoinformatikai szoftverben NNJoin modul segítségével végeztem el (14. ábra). A digitalizálást követően a partvonal mentén 2 m-ként automatikusan meghatároztam a partvonalszegmensek legkisebb távolságát a megelőző térképezési fázis alapján rögzített partvonal azonos pontjától, ezáltal a partszakaszok minimális elmozdulását kaptam eredményül. A partélek elmozdulásának számításakor ügyelni kellett arra, hogy a folyóhoz csatlakozó egyéb vízfelületeket (pl. mellékvízfolyások, holtágak), szigeteket eltávolítsam, hiszen adott esetben ezekről mért távolságot vette volna alapul a számítás. Az eltolódás irányába eső új poligon jelzi a folyómeder által az ártérből erodált területeket, míg az előző időpontban hátrahagyott poligon az akkumuláció által érintett terület. Majd az egyes partélek egymáshoz viszonyított relatív helyzete alapján azt is meghatároztam, hogy a jobb vagy a bal part irányába történt-e az elmozdulás.



14. ábra: A laterális mederelmozdulás (A) és a meder által kifejtett erózió mértékének (B) számszerűsítése céljából alkalmazott módszer

A partélek minimális oldalirányú elmozdulási sebességének meghatározásához az egyes térképszelvények felvételének pontos időpontját is meghatároztam az összes adatforrás mindegyik lapjára, ugyanis egy-egy térképezési kampány során akár a szomszédos térképlapok is eltérő években készülhettek. Ha ezeket a különbségeket nem vettem volna figyelembe, akkor a partélelmozdulás üteme és a térképezések közt történt medervándorlások is pontatlanok lennének és összehasonlíthatatlanok maradnának. Az egyes folyószakaszok térképezési évének ismeretében az elmozdulás mértékét évekre lehet bontani, így lényegében a térképezési fázisok közt mérhető elmozdulási sebességet kaptam meg:

$$\text{Elmozdulás sebessége} = \frac{\text{minimális elmozdulás}}{\text{későbbi térképezés éve} - \text{korábbi térképezés éve}}$$

A partélelmozdulás átlagos és maximális mértékének meghatározására pedig egy geometriai és statisztikai alapú módszert alkalmaztam. A folyómeder digitalizált térképén először egy érintővonalat szerkesztettem, amely minden kanyarulatot érintett. Ezt követően a vonalra merőlegesen, 90 m távolságban (kb. két mederszélesség) 500 méter sugarú köröket helyeztem el. A körökön belül az elmozdulás mértékét mozgó átlagolással határoztam meg, a maximális értékeket kiemelve. Ez a módszer lehetővé tette a partélelmozdulás térbeli és időbeli változásainak számszerűsítését.

Az 1983 és 1996 közötti időszakban az oldallirányú elmozdulást egy 39,8 km hosszú szakaszon (Püspökmolnári és Sárvár között) nem mértem, ugyanis 1996-ban itt a korábbi térbeli adatot használták fel (1983), és így az elmozdulás sebességéről így valótlan képet kapnánk. A vizsgálati időszak alatt lefűződött kanyarulatokat sem vettem figyelembe a partélek oldallirányú elmozdulásának számításakor, mivel ezeknél kiugróan magas értékek adódnának, amelyeket a többi kanyarulattal nem lehet összevetni, így a kanyarulatok fejlődésének dinamikájáról hamis képet adna, hiszen tényleges oldalazó erózió, azaz ártér-átdolgozás ezen esetekben nem történt.

Mivel egyes felmérések több éven át készültek, az egyszerűség kedvéért az elemzés során a topográfiai térképek felmérésének kezdő évét említem a továbbiakban.

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

A digitalizált térképek lehetőséget adtak a vizsgált Felső-Rába teljes szakaszán a meder hosszának vizsgálatára is. A vektorizált mederélek alapján minden időpontban megszerkesztettem a folyó középvonalát QGIS HCMGIS (Skeleton/Medial Axis) plugin segítségével, azaz a partélek közötti távolság felezőpontjait összekötő vonalakat, melyek a további morfometriai mutatók kiszámításának alapadatait jelentették. Majd kiszámoltam a kanyarulatok fejlettségének mértékét. A kanyargóssági index (Sinuosity Index, SI) értékét a folyómeder középvonal mentén mért hossz és a völgyhossz hányadosaként számítottam ki (Brierley és Fryirs 2005). Ennek a mutatónak a kiszámításával a folyómeder változása jellemezhetővé vált. A középvonalak alapján minden időpontban meghatároztam a mederszakasz hosszát, a völgyhosszak értékeit pedig jelen esetben a kijelölt folyószakasz kezdő és végső inflexiós pontjainak légvonalbeli távolsága alapján számítottam ki. A kanyargóssági indexet minden vizsgált időpontban meghatároztam.

Az átlagos mederszélesség ($W_{\text{átl}}$) meghatározásához az országhatártól (Alsószőlőnk) Sárvár felé haladva, a középvonalakra 100 méterenként merőleges vonalakat szerkesztettem. A kapott vonalakat QGIS programban a partél poligonjával automatikusan levágtam, majd a hosszukat

kiszámítottam. Ezen vonalak tehát 100 méterenként megadják a meder szélességét, amelyek alapján kiszámítottam az adott időszakra jellemző átlagos mederszélességet.

A korábbi szakirodalmi források a folyók inflexiós pontjait a középvonal és a sodorvonal metszéspontjaként azonosították (Félegyházi et al. 2009), a vizsgálataim során a sodorvonal pontos kijelölése nem volt lehetséges a medertopográfiai adatok ismerete hiányában. Azonban az inflexiós pontok helyzete a középvonalon a kanyarulatok közti egyenes szakaszok felezőpontjában is meghatározható (Blanka 2010), ezt a módszert alkalmaztam az elemzéseimhez. A kanyarulatok hosszát (L) pedig az inflexiós pontok között a középvonal mentén mértem.

4.2.4. A magyarországi Felső-Rába szakasz egységeinek lehatárolása

A mederfejlődés tér- és időbeli változásának vizsgálatakor célul tűztem ki a medret érintő mesterséges beavatkozások és szabályozások hatásának kimutatását is, illetve a megközelítőleg természetesen fejlődő és az antropogén hatás alatt álló szakaszok közötti eltérések és hasonlóságok feltárását. Ezért a rendelkezésre álló adatok alapján hasonló tulajdonságokkal rendelkező egységeket azonosítottam.

A meder laterális elmozdulásának és az antropogén hatásnak a mértéke alapján a Felső-Rábán 14 egységet különítettem el, amelyekben a kanyarulatok hasonló tulajdonságokkal bírtak. Az egységhatárokat – Bertalan (2019) vizsgálatához hasonlóan – minden esetben inflexiós pontokban adtam meg, azokon a helyeken, ahol a mederfejlődés mértéke egyértelmű váltást mutatott. Mivel a Rába kanyargóssága erősen változik térben és időben is, ezért nem követtem azon kutatások gyakorlatát, amelyek folyamkilométer alapján azonosítják az egységek határait (Rusnák és Lehotsky 2014, Ondruch és Mácka 2015). Minden egységben kiszámoltam az egység hosszát, mederesését, kanyargóssági indexét és mederszélességét, a partbiztosítással védett kanyarulatok arányát, a kanyarulatok számát, az átlagos és a legnagyobb elmozdulást, és feltüntettem az egységeknél a betorkolló vízfolyásokat. A meder helyi esésviszonyait minden egységben a Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóságtól kapott hivatalos esésgörbe alapján állapítottam meg. A Vízügyi Igazgatóság geodétái vízügyi-mérnöki módszerekkel, csónakból 6 évente végzik a mederfelméréseket a Felső-Rába teljes magyarországi szakaszán. A kanyargóssági index (SI) kiszámításával a folyómeder változásának területi vonatkozásai mellett a morfológiai jellegű átalakulás is jellemezhetővé vált. Az egységek osztályba sorolásához az antropogén beavatkozás mértékét az egység hosszához viszonyítva határoztam meg. Ha az egység partbiztosítástól mentes, és duzzasztó sem található a területén, akkor azt az egységet „természetes” kategóriába soroltam. Ha a partbiztosítás aránya a teljes vizsgált szakaszra jellemző átlag (16%) alatt volt, akkor az egységet „enyhén módosított”-nak tekintettem, míg e felett „erősen módosított”-nak.

4.3. A Rába rövidtávú (2022–2024) oldalirányú elmozdulásának mérése

A Felső-Rába magyarországi szakasz parteróziójának részletesebb értelmezéséhez terepi adatgyűjtést végeztem. A legintenzívebben fejlődő kanyarulatok mentén 2022 áprilisa és 2024 áprilisa között végeztem parteróziós méréseket. A mintaterületek kiválasztásakor fontos szempont volt, hogy eltérő jellegű kanyarulatokban vizsgáljam a rövid távú laterális erózió térbeli-időbeli változását. Összesen hét település közelében 20 kanyarulat külső ívén mértem fel a partvonalat (3. táblázat). A hét helyszínen összesen 5,9 km hosszú partvonalat mértem fel.

3. táblázat: A Rába részletesen vizsgált kanyarulatainak elhelyezkedése

Rába egység	Legközelebbi település	Felmért kanyarulatok száma
3.	Máriaújfalu	6
5-6.	Rábagyarmat	5
6.	Hegyhátszentmárton	3
6.	Csákánydoroszló	1
8.	Horvátnádajka	1
10.	Magyarszecsőd	3
12.	Zsennye	1

4.3.1. Az erodálódó partél helyzetének meghatározása

A két év alatt zajló parterózió mértékét és térbeli mintázatát a kanyarulatok külső ívén Hi-Target iRTK-4 műholdas geodéziai GPS segítségével mértem. Az RTK-GPS, valós idejű kinematika (Real Time Kinematic), más néven vivőfázis-különbség-technológián alapul. Míg a hagyományos módszerek utólagos számításokat igényeltek a nagy pontosság eléréséhez, az RTK-GPS valós időben, centiméteres pontossággal határozza meg a megfigyelési pontok háromdimenziós koordinátáit. Az RTK-GPS működése azon alapul, hogy egy bázisállomás valós időben továbbítja a GPS műholdak jelét egy előfizetői állomásra, ahol a két jel közötti fáziskülönbséget kihasználva centiméteres pontosságú helymeghatározás érhető el. Az alkalmazott módszer előnye, hogy nem igényli semmilyen mérőeszköz hosszú távú terepi kihelyezését, amelynek az esetleges károsodása befolyásolhatja a mérés eredményességét, valamint a felmérés bármikor elvégezhető.

A kanyarulatok külső ívén a partvonalat két év alatt 7 alkalommal (2022.04.23–24-én, 2022.08.20–21-én, 2022.12.17–18-án, 2023.04.22–23-án, 2023.08.19–20-án, 2023.12.18–19-én és

2024.04.20–21-én) mértem fel. A partvonal helyzetét 3 méterenként vettem fel, azaz a kanyarulatok méretétől függően 40–220 pontot kanyarulatonként. A pontok valós EOVS koordináta-rendszerbe való elhelyezéséhez a mérőállomás 3 pontjának helyzetét GPS segítségével is meghatároztam. A mérések RTK Fix állapotban történtek: ekkor a műszer pozíciója 0.001–0.03 m pontosságú. A mérőállomással mért pontokat a GPS adatok alapján EOVS koordináta-rendszerbe transzformáltam. Az adatok alapján kiszámítottam (QGIS NNJoin modul) a mérések között eltelt idő alatt megfigyelhető partélelmozdulás átlagos sebességét (m/4 hónap).

A partélelmozdulás mértékének meghatározására egy geometriai és statisztikai alapú módszert alkalmaztam, hasonlóan a hosszútávú oldalirányú elmozdulás elemzéséhez. A vizsgált kanyarulatokra először egy érintővonalat szerkesztettem, amely minden kanyarulatot érintett. Ezt követően a vonalra merőlegesen, 3 m távolságban (a mérésnek megfelelően) 15 m sugarú köröket helyeztem el (akkora kör átmérőt kell választani, amely minden kanyarulatnál a vonal mentén a kanyarulatokat lefedi). A körökön belül az elmozdulás mértékét mozgó átlagolással határoztam meg, a maximális értékeket kiemelve. Ez a módszer lehetővé tette a partélelmozdulás térbeli és időbeli változásainak értékelését.

4.3.2. A rövidtávú parteróziót meghatározó tényezők vizsgálata

A partélelmozdulás sebességét összevetettem az időszakokban jellemző vízjárással, hogy becsülhető legyen a különböző vízjárási helyzetek hatása a parterózió mértékére. Végül összehasonlítottam a rövidtávú partélelmozdulás értékeit a hosszútávon kapott eredményekkel.

A parteróziót a vízjárás mellett helyi környezeti tényezők (pl. part erodálhatósága, növényzet és partmagasság) is befolyásolhatja. Az elemzés során arra kerestem a választ, hogy az eltérő jellegű kanyarulatok parteróziójának mértéke mennyire függ össze a partok anyagának szemcseösszetételével. A partok erodálhatóságának becslésére felmértem a partok szemcseösszetételét, amelyhez a külső íven, a kanyarulat csúcspontján, a parttól 1–2 m távolságban Eijkelkamp típusú kézi fúróval mintáztam a partanyagot. A mintavétel során az üledéket 10 cm-enként gyűjtöttem be a folyó pillanatnyi, kisvízi vízszintjéig mélyítve (2024.03.13-án -50 cm-es vízállásnál) vagy olyan mélységig, melyet a kavicsréteg tömörsége okán kézfúróval már nem volt lehetőségünk áttörni.

Az üledékmintákat szárítószekrényben 90 °C-on egy napig szárítottam, majd porítottam. A minták szemcseösszetételét (100 g) nedves szitálással határoztam meg, a szitasort a Wentworth-skálához illesztettem. A minták szemcseösszetételét kétszeres ismétléssel mértem. A szemcseösszetételi adatok feldolgozását és ábrázolását Excelben végeztem.

5. Eredmények

5.1. Hidrológiai változások a magyarországi Felső-Rábán 1901 és 2024 között

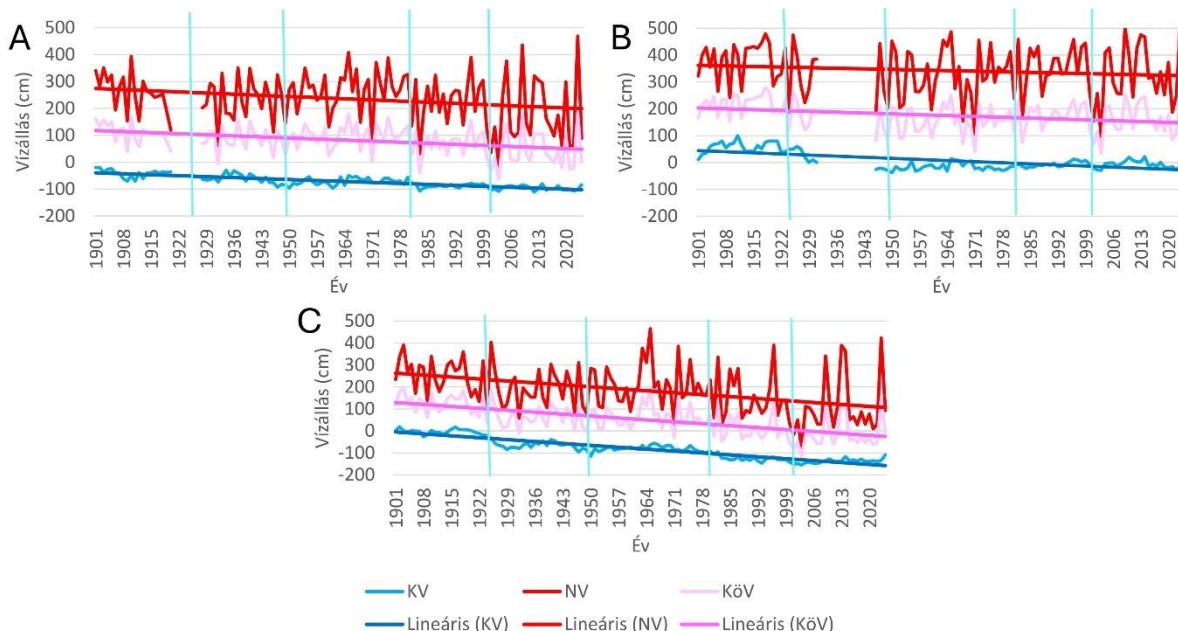
Egy adott folyószakaszt érintő természetes vagy emberi hatások idejéről és mértékéről értékes információkat nyerhetünk a vízjárásban hosszabb távon bekövetkező változások elemzésével. A vízfolyások vízjárását jellemző fontos paraméterek közé tartozik például az éves jellegzetes vizek szintjének és vízhozamának alakulása (pl. KV, KöV, NV, KQ, KöQ, NQ), ezen vízállások gyakorisága, illetve visszatérési ideje, vagy a vízfolyás esése. Ki kell emelni a mederformáló vízhozamot (Q_{mf}) is, amely sarkalatos paramétere a vízfolyásoknak, hiszen a mederformáló vizek rendelkeznek a legnagyobb munkavégző képességgel, ezért a meder morfológiai alakulása ekkor a legnagyobb, amihez a meder alakja hosszú távon igazodik (Sipos 2006). Azonban a mederformáló vízhozamok gyakorisága módosulhat a klímaváltozás vagy völgyzárógátak hatására, miközben a vízhozam nagyságát pedig befolyásolja a meder szűkülése vagy éppen tágulása. Fontos megjegyezni, hogy a vízjárást jellemző paraméterek nem csupán időben, de térben is változhatnak, ami a mederalakulás térbeliségét is befolyásolja. A Rába magyarországi vizsgált szakaszán öt duzzasztómű építése befolyásolhatja a vízjárás jellemzőit. Ezek a duzzasztóművek bár kisebbek a hazai folyókon lévő duzzasztóműveknél, mégis érzékelhető hatással bírhatnak a vízjárásra.

A mederformálódás szempontjából meghatározó hidrológiai paraméterek változását 1901.01.01. és 2024.04.30. között vizsgáltam. Ezek közé tartoznak a jellegzetes éves vízállások és vízhozamok gyakorisága, az árvizek visszatérési ideje és a két vízmérce közötti vízszint esés. A vizsgált adatsort öt éves intervallumokra (időszak) bontva végeztem el, majd a hasonló időszakok alapján jellegzetes hidrológiájú periódusokat különítettem el. Így a morfológiai változások könnyebben összevethetők a hidrológiai paraméterek módosulásával, és jobban megérthetővé válnak a mederváltozások hidrológiai okai.

Az ANOVA egytényezős varianciaanalízis (Falus és Olé 2008) eredményei szerint mivel a p -érték (≈ 0) kisebb, mint 0,05, így ennek következtében statisztikailag szignifikáns valószínűséggel állítható, hogy a három vízmérce napi adatsorainak átlaga között nem csupán véletlenszerű eltérések fordulnak elő. Mivel az F -érték ($\approx 166,9$) nagyobb, mint az F kritikus érték (≈ 3), ezért az adatsorok közötti különbségek mértéke statisztikailag szignifikáns. Tehát a statisztikai elemzés alapján bizonyítottnak tekinthető, hogy a szentgotthárdi, a körmenői és a sárvári vízmércék adatsorai nem azonos módon alakultak. Ez indokolja, hogy a további elemzések során mindhárom adatsort külön-külön kell vizsgálni.

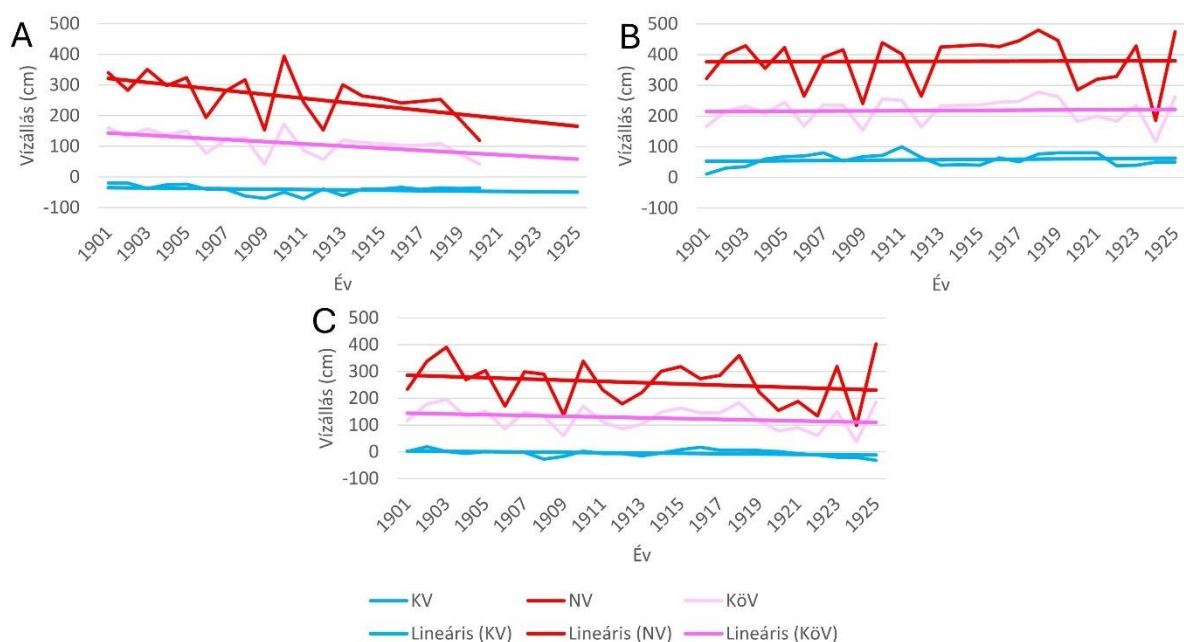
5.1.1. A Rába vízjárásának alakulása 1901 és 2024 között három vízmérce vízállás adatai alapján

A Rába szentgotthárdi, körmendi és sárvári vízmércéi alapján a 1901–2024 közötti adatsor 5 időszakra osztható (15. ábra).



15. ábra: Az éves nagyvíz (NV), középvíz (KöV), kisvíz (KV) magassága a szentgotthárdi (A), a körmendi (B) és a sárvári (C) vízmércén

Az 1901–1925 közötti évek teljes egészében csak a körmendi és a sárvári vízmércén állnak rendelkezésre, mivel Szentgotthárdon 1921–1927 közötti évekből nincs adat. Az első időszakban (1901–1925) az árvizek szintje átlagosan Szentgotthárdnál 306 cm, Körmendnél 394 cm, Sárvárnál pedig 342 cm magasak volt. Ebben az időszakban az nagyvizek szintje jelentősen emelkedett mindhárom vízmércénél. A szentgotthárdi vízmércénél (16.A ábra) 1901-ben a legmagasabb árhullám 290 cm volt, amit még ebben az évben egy 340 cm magas árhullám felülmúlt, ami 1903-ban, majd 1910-ben kétszer is megdőlt és így 394 cm-re nőtt, azaz az LNV szintje 104 cm-rel emelkedett. Ugyanakkor ebben az időszakban az éves nagyvizek szintje csökkenő trendet mutatott, az LNV értékek növekedése ellenére, miközben a NV egyre szélsőségesebb értékek között mozogtak ($NV_{\text{átl}}: 260 \pm 72$ cm). A mederkitöltő vízszintet elérő vagy azt meghaladó árvizek visszatérési ideje ebben az időszakban Szentgotthárdnál 1,3–34 év. Hasonló, de enyhébben csökkenő trendet mutatott Szentgotthárdnál a KöV szintje ($KöV_{\text{átl}}: 109 \pm 38$ cm). Az éves KV is enyhe csökkenést mutat, így az időszakban 1901-hez (-20 cm) képest ötször dőlt meg az LKV szintje (1903: -38 cm; 1906: -40 cm; 1908: -62 cm; 1909: -70 cm és 1911: -71 cm), azaz a LKV 51 cm-rel süllyedt.



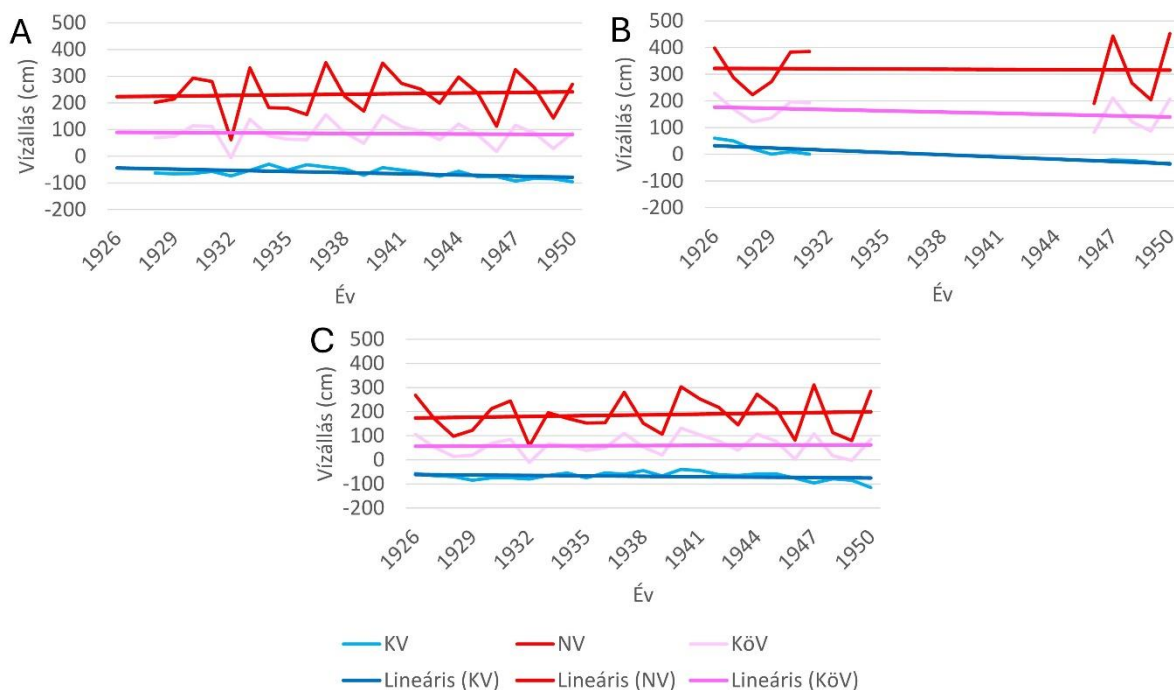
16. ábra: 1901 és 1925 közötti időszak éves nagyvíz (NV), középvíz (KöV), kisvíz (KV) magassága a szentgotthárdi (A), a körömendí (B) és a sárvári (C) vízmércén

A körömendí vízmércénél (16.B ábra) 1902-ben több magas árhullám is levonult (377 cm, 397 cm és 401 cm). Az így felállított LNV rekord 1903-ban kétszer dőlt meg (402 cm és 429 cm), majd 1910-ben (439 cm), 1917-ben (445 cm) és 1918-ban (480 cm) is magasabb árvízszinteket mértek. Így Körömendnél 103 cm-rel nőtt az árvizek szintje, azaz hasonló mértékben, mint a Szentgotthárdon mért érték, ugyanakkor itt a NV értékei nem mutatnak csökkenő trendet, bár jóval szélsőségebb értékek között mozognak ($NV_{\text{átl}}: 378 \pm 80$ cm). Árvizek visszatérési ideje Körömendnél 1,2-34 év. A KöV szintje nem csökkent ($KöV_{\text{átl}}: 218 \pm 40$ cm), de egyre tágabb határok között változott az időszak vége felé. Ugyanakkor az éves KV szintje enyhe emelkedést mutat, így egyszer sem dőlt meg az 1901-ben mért LKV (11 cm).

A sárvári vízmércénél (16.C ábra) is 1902-ben mértek két rekordmagas árhullámot (328 cm és 338 cm), amit 1903-ban két magasabb (342 cm és 391 cm) árhullám követett. Majd 1925-ben ismét megdőlt az LNV szintje (403 cm). Így Sárváron az LNV szintje 75 cm-rel nőtt, azaz kevésbé, mint a felvízi vízmércék esetében, ugyanakkor az éves NV szintje itt is csökkenő trendet mutat, jelentős szélsőségekkel ($NV_{\text{átl}}: 258 \pm 83$ cm). Árvizek visszatérési ideje (3,8-47,3 év) a legnagyobb Sárvárnál volt. A KöV ($KöV_{\text{átl}}: 127 \pm 43$ cm) és KV szintje nem mutat trendszerű változásokat. Sárváron az 1901-ben mért kisvízszint (1 cm) csupán háromszor dőlt meg (1904: -6 cm; 1908: -27 cm és 1925: -32 cm), azaz szintjük csupán 33 cm-rel csökkent, ami jóval kisebb, mint a Szentgotthárdon mért érték.

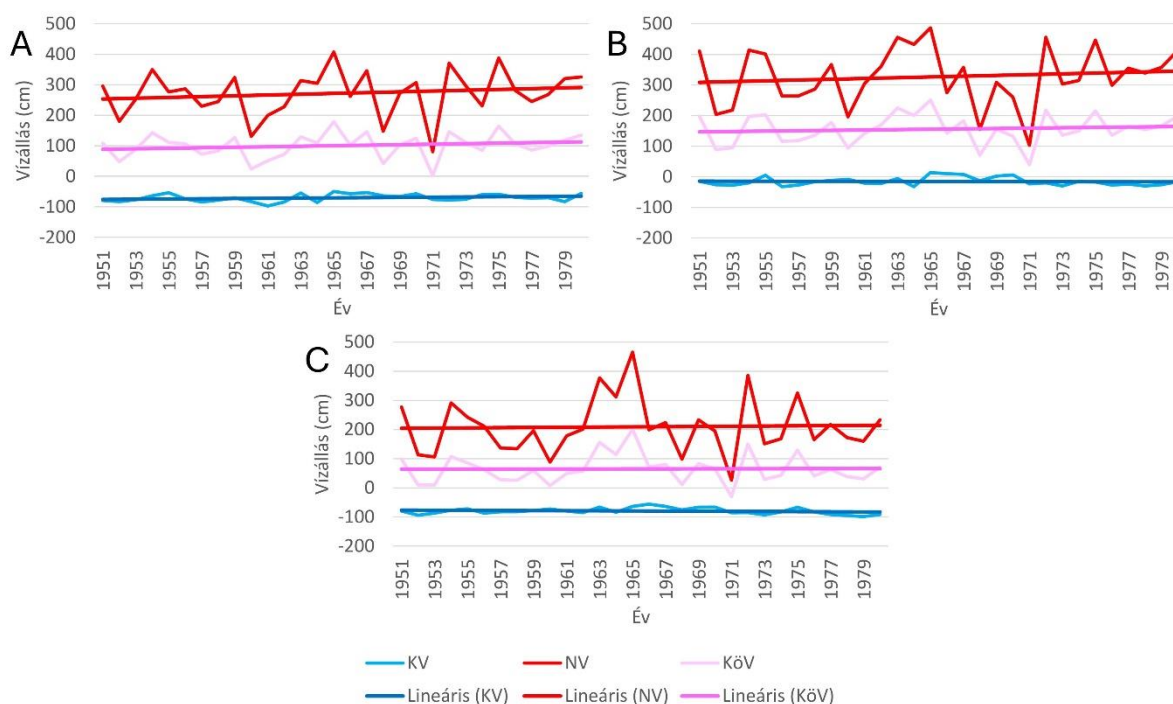
Az 1926–1950 közötti évek teljes egészében csak a sárvári vízmércén állnak rendelkezésre, mivel Szentgotthárdon 1921–1927, míg Körömendben 1932–1945 közötti évekből nincs adat. A töredék

adatok, illetve a sárvári vízmérce adatai is azt mutatják, hogy az árvizek gyakoribbá váltak mindhárom vízmércénél (Szentgotthárd: 01,3-11,5 év, Körmend: 1,2-9,6 év, Sárvár: 4-4,6 év visszatérési idővel). A nagyvizek szintje csökkent az előző időszakhoz képest, mivel átlagosan Szentgotthárdnál 233 cm, Körmendnél 319 cm, Sárvárnál pedig 186 cm magasak voltak, azaz meg sem haladták a mederkitöltő vízszintet. A kevésbé szélsőséges nagyvízi helyzetet mutatja (17. ábra), hogy ebben az időszakban egyszer sem dőlt meg a Felső-Rába mentén a korábban beállított LNV rekord, illetve, hogy a NV adatok szórása csökkent (Szentgotthárd: $NV_{\text{átl}}: 233 \pm 77$ cm; Körmend: $NV_{\text{átl}}: 319 \pm 96$ cm és Sárvár $NV_{\text{átl}}: 186 \pm 76$ cm). Egyik vízmércénél sem mutatnak csökkenő trendet az éves NV értékek. Az időszakra jellemző átlagos KöV szintje (Szentgotthárd: $KöV_{\text{átl}}: 85 \pm 41$ cm; Körmend: $KöV_{\text{átl}}: 159 \pm 52$ cm és Sárvár $KöV_{\text{átl}}: 59 \pm 40$ cm) csökkent az előző időszakhoz képest mindegyik vízmércénél. A csökkenés fokozatosan nő folyásirányban haladva, mert míg Szentgotthárdnál a két időszak között az időszakra jellemző KöV csupán 24 cm-rel csökkent, addig Körmenden 59 cm-rel és Sárváron már 68 cm-rel. A kisvizek szintje jellemzően az időszak elején, illetve végén csökkent. Szentgotthárdon öt évben regisztráltak újabb és újabb LKV értékeket, ami összességében 25 cm-rel süllyedt. Ugyanakkor Körmenden csak négy ilyen év volt, de a vízszintsüllyedés 49 cm-t ért el, míg Sárváron hatszor dőlt meg a korábbi rekord 83 cm-res vízszintsüllyedéssel. Tehát, a középvizekhez hasonlóan folyásirányban lefelé nőttek a szélsőségek.



17. ábra: 1926 és 1950 közötti időszak éves nagyvíz (NV), középvíz (KöV), kisvíz (KV) magassága a szentgotthárdi (A), a körmendi (B) és a sárvári (C) vízmércén

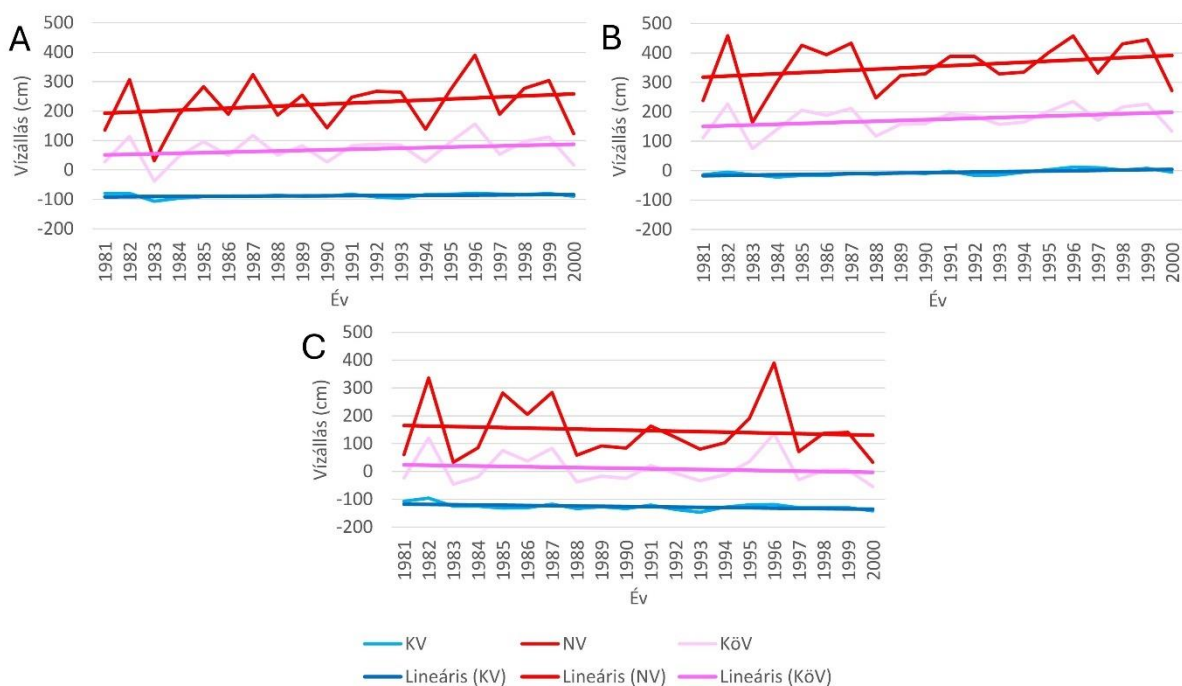
Az 1951–1980 közötti években (18. ábra) az árvizek visszatérési ideje nőtt (Szentgotthárd: 1,3-47 év, Körmend: 1,2-47 év, Sárvár: 4,4-216 év). Ugyanakkor az árvizek magassága tovább nőtt, ugyanis az LNV szintje 1965-ben mindhárom vízmércénél megdőlt, a szentgotthárdi vízmércénél 14 cm-rel (408 cm), a körmendi vízmércénél 7 cm-rel (487 cm), a sárvári vízmércénél pedig 62 cm-rel (465 cm). Ebben az időszakban volt a leghosszabb vízborítás a hullámtereken. A korábbi időszakhoz képest a nagyvizek átlagos szintje Szentgotthárdon nőtt leginkább (40 cm), míg Körmenden csupán 10 cm-es és Sárváron 18 cm-es növekedést tapasztaltam. A nagyvizek szórása nőtt (Szentgotthárd: $NV_{\text{átl: } 272 \pm 74 \text{ cm}}$; Körmend: $NV_{\text{átl: } 327 \pm 95 \text{ cm}}$ és Sárvár $NV_{\text{átl: } 209 \pm 96 \text{ cm}}$), de jellegzetes időbeli trend nélkül változott. A közepes- és kisvizek szintje Szentgotthárdon és Sárváron hasonló irányban, de kevésbé változott, mint a NV szintje (Szentgotthárd: $KöV_{\text{átl: } 101 \pm 40 \text{ cm}}$; Körmend: $KöV_{\text{átl: } 156 \pm 49 \text{ cm}}$ és Sárvár $KöV_{\text{átl: } 65 \pm 50 \text{ cm}}$), bár az 1961–1965-ös időszakban szintjük megnőtt az árvizes éveknek köszönhetően. Ebben az időszakban Szentgotthárdnál regisztráltak új LKV rekordot (-97 cm), az időszakra jellemző átlagok 8-15 cm-rel csökkentek (Szentgotthárd: $KV_{\text{átl: } -70 \pm 12 \text{ cm}}$; Körmend: $KV_{\text{átl: } -15 \pm 14 \text{ cm}}$ és Sárvár $KV_{\text{átl: } -80 \pm 11 \text{ cm}}$).



18. ábra: 1951 és 1980 közötti időszak éves nagyvíz (NV), középvíz (KöV), kisvíz (KV) magassága a szentgotthárdi (A), a körmendi (B) és a sárvári (C) vízmércén

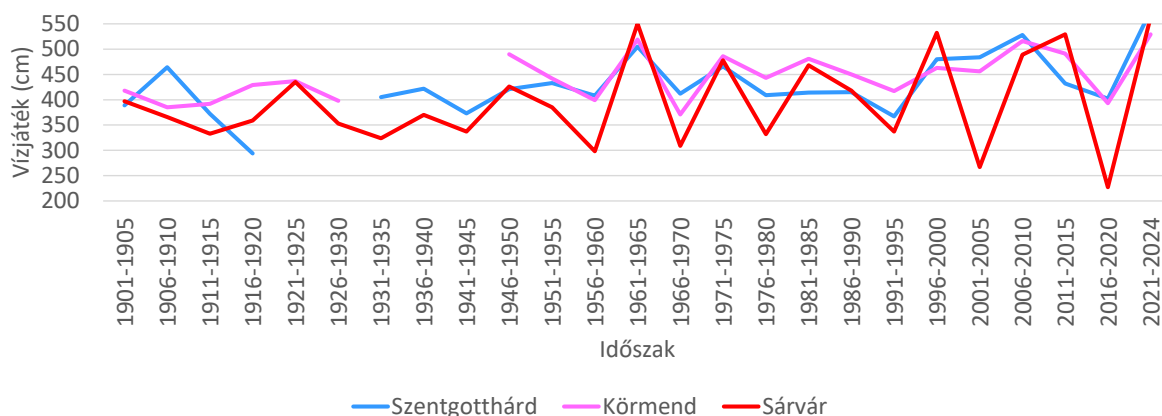
Az 1981–2000 közötti időszakban (19. ábra) alapvető változások történtek a hidrológiában, mivel korábban a vízmércéken a paraméterek hasonló irányban változtak, bár eltérő mértékben. Ebben az időszakban a körmendi vízmércénél a vízjárás paraméterei más irányban változtak, mint a két másik vízmércénél. Az árvizek visszatérési ideje (Szentgotthárd: 1,3-26,6 év, Körmend: 1,1-14,1

év, Sárvár: 7,3-26,6 év) és magassága is csökkent. Ebben az időszakban nem mértek új LNV rekordot sehol. Míg az idősokra jellemző átlagos NV értékek Szentgotthárdnál és Sárvárnál 46 és 61 cm-rel csökkentek, addig Körmendnél 28 cm-es emelkedést tapasztaltam (Szentgotthárd: $NV_{\text{átl}}: 226 \pm 85$ cm; Körmend: $NV_{\text{átl}}: 355 \pm 82$ cm és Sárvár $NV_{\text{átl}}: 148 \pm 103$ cm). Hasonló módon, az idősokra jellemző KöV értékekhez, amely Szentgotthárdon és Sárváron csökkent 32 és 55 cm-rel, ugyanakkor Körmenden nőtt 18 cm-rel (Szentgotthárd: $KöV_{\text{átl}}: 69 \pm 45$ cm; Körmend: $KöV_{\text{átl}}: 174 \pm 43$ cm és Sárvár $KöV_{\text{átl}}: 10 \pm 55$ cm). Az LKV a szentgotthárdi vízmércénél 1983-ban dőlt meg (-107 cm), így a rekord 10 cm-rel mélyebbre került. Ugyanakkor Sárvárnál ötször dőlt meg az LKV (1983: -107 cm; 1985: -132 cm; 1988: -134 cm; 1992: -137 cm és 1993: -147 cm), 32 cm-es vízszintcsökkenést eredményezve a korábbi rekordhoz képest. A fenti vízmércékkel ellentétben, Körmenden nem dőlt meg az LKV, sőt, az idősokra jellemző KV átlag az előző időszakhoz képest -15 cm-ről -6 cm-re mérséklődött (Szentgotthárd: $KV_{\text{átl}}: -88 \pm 7$ cm; Körmend: $KV_{\text{átl}}: -7 \pm 10$ cm és Sárvár $KV_{\text{átl}}: -127 \pm 11$ cm).



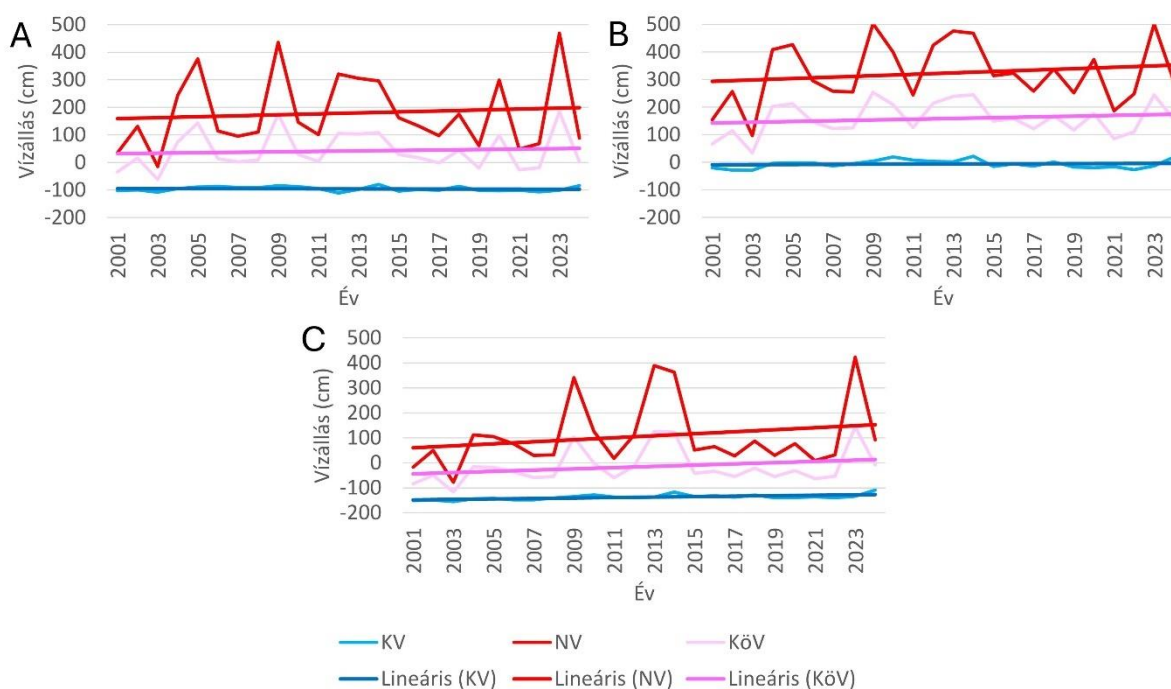
19. ábra: 1981 és 2000 közötti időszak éves nagyvíz (NV), középvíz (KöV), kisvíz (KV) magassága a szentgotthárdi (A), a körmendi (B) és a sárvári (C) vízmércén

Az utolsó időszakban, a 21. század elején (2001–2024) a vízjárás szélsőségesebbé vált. Ezt jól mutatja, hogy a vízjáték (azaz az LKV és LNV különbsége) (20. ábra) Szentgotthárdnál az első időszak egészében 484 cm volt, míg most 576 cm, Körmendnél 456 cm-ről 529 cm-re nőtt, Sárvár nőtt meg a legjobban, 267 cm -ről 563 cm-re.



20. ábra: Az öt éves időszakokon belül a vízjatek alakulása a szentgotthárdi, a körmendi és a sárvári vízmércénél

Ekkor az LNV Szentgotthárdnál egyszer dőlt meg (2009: 491 cm), 83 cm-es növekedést mutatva. Szentgotthárdnál a vízszintemelkedés a valaha mért legnagyobb vízhozam levonulásával (2009: 471 m³/s) járt együtt, ami arra utalhat, hogy a vízgyűjtőről a lefolyás is nőhetett. Körmendnél szintén egyszer dőlt meg az LNV (2009: 520 cm), de az abszolút növekedés csak 33 cm volt, majd Sárvárnál már nem jegyezték fel új LNV rekordot. Az adatsorban (21. ábra) még soha nem volt ilyen alacsony az időszakra jellemző átlagos NV érték Szentgotthárdnál és Sárvárnál (Szentgotthárd: $NV_{\text{átl}}: 179 \pm 132$ cm; Körmend: $NV_{\text{átl}}: 323 \pm 110$ cm és Sárvár $NV_{\text{átl}}: 106 \pm 133$ cm), ami 30-40 cm-rel csökkent az előző időszakhoz képest.



21. ábra: 2001 és 2024 közötti időszak éves nagyvíz (NV), középvíz (KöV), kisvíz (KV) magassága a szentgotthárdi (A), a körmendi (B) és a sárvári (C) vízmércénél

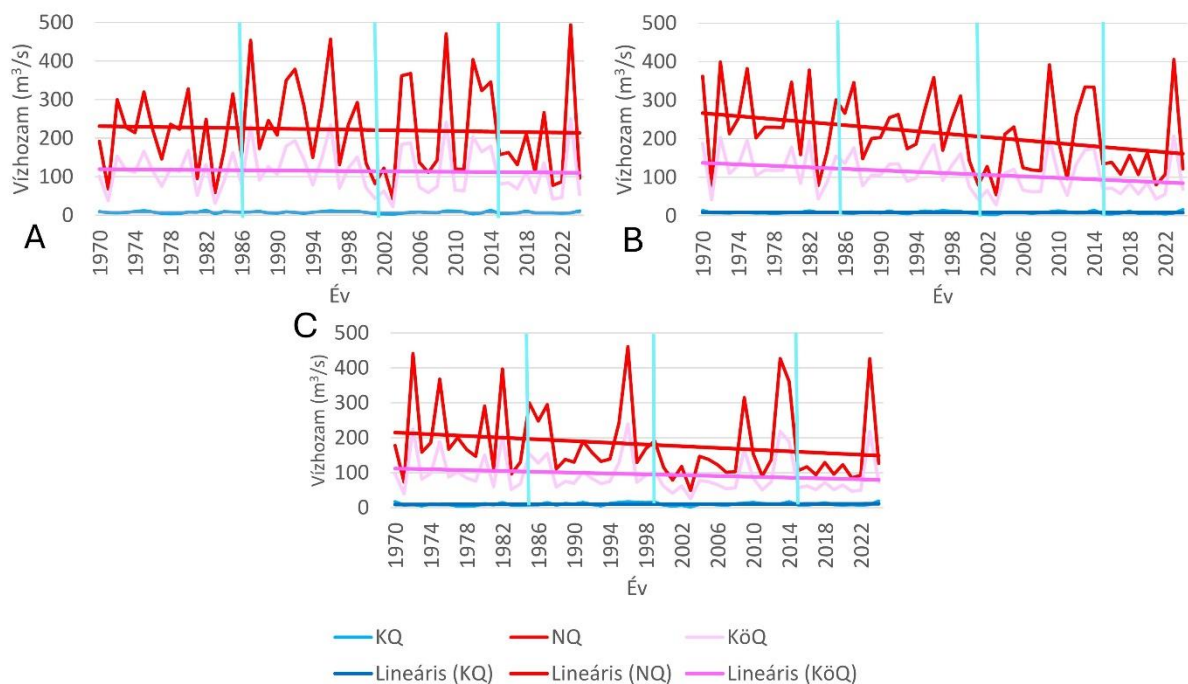
Ugyanakkor a kisvizek szintje a korábbinál mérsékeltebben csökkent Szentgotthárdnál és Sárvárnál (Szentgotthárd: $KV_{\text{átl}}: -96 \pm 9 \text{ cm}$; Körmend: $KV_{\text{átl}}: -6 \pm 15 \text{ cm}$ és Sárvár $KV_{\text{átl}}: -138 \pm 10 \text{ cm}$). Az LKV szintje ebben az időszakban Szentgotthárdon egyszer dőlt meg (2003: -116 cm), így a korábbi rekordhoz képest 9 cm -rel süllyedt. Míg Körmenden nem született új LKV rekord, addig Sárváron kétszer is (2001: -151 cm és 2003: -161 cm), ami 14 cm -es vízszintsüllyedést jelent.

Összességében megállapítható, hogy a NV egyre tágabb határok között mozogtak, és az LNV értékét lassú növekedés jellemezte a vizsgált időszak alatt. A vizsgált időszak kezdetén többször is megdőlt az LNV szintje, így Szentgotthárdon 1910-ben, Körmendnél 1918-ban, Sárváron pedig 1925-ben. Ezt követően azonban hosszú ideig nem alakult ki a korábbiaknál magasabb vízállás, majd csak 1965-ben vonult le a Rábán rekord magasságot elérő vízállás, ami a sárvári vízmérce estében azóta sem dőlt meg. Azonban 2009-ben Szentgotthárdon és Körmenden is újabb csúcscértéket ért el a vízállás. Összességében a legmagasabb vízszint 1901 óta Szentgotthárdon 129 cm -rel nőtt, Körmenden 181 cm -rel, míg Sárváron 231 cm -rel, tehát folyásirányban egyre nőtt, ami az ártéren egyre nagyobb mélységű vízborítást is jelent. Ezzel szemben a legkisebb vízállások szintje csökkent, míg Szentgotthárdon 91 cm -rel, addig Körmenden csupán 49 cm -rel, és Sárváron 156 cm -rel. Ki kell emelni, hogy a vízjárás egyre szélsőségesebbé válik, különösen az utóbbi 20 évben, amikor nagyon alacsony vízállású évek váltakoznak nagyon magas vízállásúakkal.

A hidrológiai paraméterek rendszerint jellegzetes folyásiránybeli trendet mutatnak, de a körmendi vízmérce különösen az 1981–2000-es években sajátos hidrológiai folyamatokra utal. Ekkor a jellegzetes vízszintek emelkedést mutattak Körmendnél, miközben a többi vízmércén süllyedést tapasztaltam.

5.1.1.1. A vízhozam alakulása az 1970 és 2024 közötti időszakban

Az éves jellemző nagy (NQ), közepes (KöQ) és kisvízi (KQ) hozamok elemzésénél is felosztottam a vízhozam idősorokat. A vízállásoknál alkalmazott időszakokhoz próbáltam igazítani a beosztást, de néhány, a vízállásoknál egységesnek mutatkozó időszak további felosztásra került (22. ábra).



22. ábra: Az éves nagy- (NQ), közép- (Kö), kisvízi (KQ) vízhozamok magassága a szentgotthárdi (A), a körmendi (B) és a sárvári (C) vízmércén

Az 1970–1985 közötti években a szentgotthárdi ($NQ_{\text{átl}}: 201 \pm 86 \text{ m}^3/\text{s}$), a körmendi ($NQ_{\text{átl}}: 250 \pm 103 \text{ m}^3/\text{s}$) és a sárvári vízmércénél ($NQ_{\text{átl}}: 213 \pm 112 \text{ m}^3/\text{s}$) az átlagos NQ értéke nem mutatott időben trendszerű változást. Ugyanakkor a legmagasabb vízhozam értékek folyásirányban nőttek, hiszen míg Szentgotthárdon a maximum vízhozamok 300–328 m^3/s -ot értek el, addig Körmenen már 379–399 m^3/s , míg Sárváron 397–441 m^3/s . Ez rávilágít arra, hogy árvizek idején az általában jelentéktelen mellékfolyók és patakok is jelentősen megnövelhetik a vízhozamot. Hasonló módon, a KöQ értékei (Szentgotthárd: $KöQ_{\text{átl}}: 109 \pm 44 \text{ m}^3/\text{s}$, Körmen: $KöQ_{\text{átl}}: 130 \pm 52 \text{ m}^3/\text{s}$ és Sárvár: $KöQ_{\text{átl}}: 111 \pm 57 \text{ m}^3/\text{s}$) időben jellegzetes trend nélkül ingadoztak. A KQ volt a legállandóbb vízállás mindhárom mérési helyen, de értéke folyásirányban haladva fokozatosan nőtt (Szentgotthárd: $KQ_{\text{átl}}: 8 \pm 3 \text{ m}^3/\text{s}$, Körmen: $KQ_{\text{átl}}: 9 \pm 2 \text{ m}^3/\text{s}$ és Sárvár: $KQ_{\text{átl}}: 9 \pm 3 \text{ m}^3/\text{s}$). Mivel a száraz, kisvízes időszakokban a mellékfolyók és patakok gyakorlatilag nem vagy alig szállítanak vizet a Rábába, ez arra is rávilágít, hogy a Rába mentén jelentős lehet a talajvízből is a vízhozam utánpótlása.

Az 1986–2000 közötti időszak volt a legszélsőségesebb a szentgotthárdi vízmércénél az NQ tekintetében, hiszen két egymást követő évben jelentkezett a legmagasabb és legalacsonyabb NQ (1996: 457 m^3/s és 1997: 131 m^3/s). Míg Szentgotthárdon nőtt a nagyvízes vízhozam ($NQ_{\text{átl}}: 262 \pm 110 \text{ m}^3/\text{s}$), és a korábnál jóval magasabb, 454–457 m^3/s maximumokat ért el, addig a lentebbi vízmércéken ebben az időszakban csökkent az NQ értéke (Körmen: $NQ_{\text{átl}}: 237 \pm 69 \text{ m}^3/\text{s}$ és Sárvár: $NQ_{\text{átl}}: 190 \pm 93 \text{ m}^3/\text{s}$). Körmenen a korábbi nagyvízi vízhozam csúcsok sem dőltek meg, hiszen ekkor

a maximum értékek is már csak 346–359 m³/s-ot értek el. Ugyanakkor Sárváron – Szentgotthárdhoz hasonlóan – 1996-ban új rekord NQ született (461 m³/s). A közepes vízhozamok folyásirányban fokozatosan csökkentek (Szentgotthárd: $KöQ_{\text{átl}}: 135 \pm 55$ m³/s, Körmend: $KöQ_{\text{átl}}: 123 \pm 35$ m³/s és Sárvár: $KöQ_{\text{átl}}: 101 \pm 47$ m³/s), miközben a felsőbb vízmércéknél enyhe időbeli csökkenés is tapasztalható. A KQ a korábbi időszakhoz képest alig változott (Szentgotthárd: $KQ_{\text{átl}}: 8 \pm 2$ m³/s, Körmend: $KQ_{\text{átl}}: 9 \pm 2$ m³/s és Sárvár: $KQ_{\text{átl}}: 12 \pm 4$ m³/s).

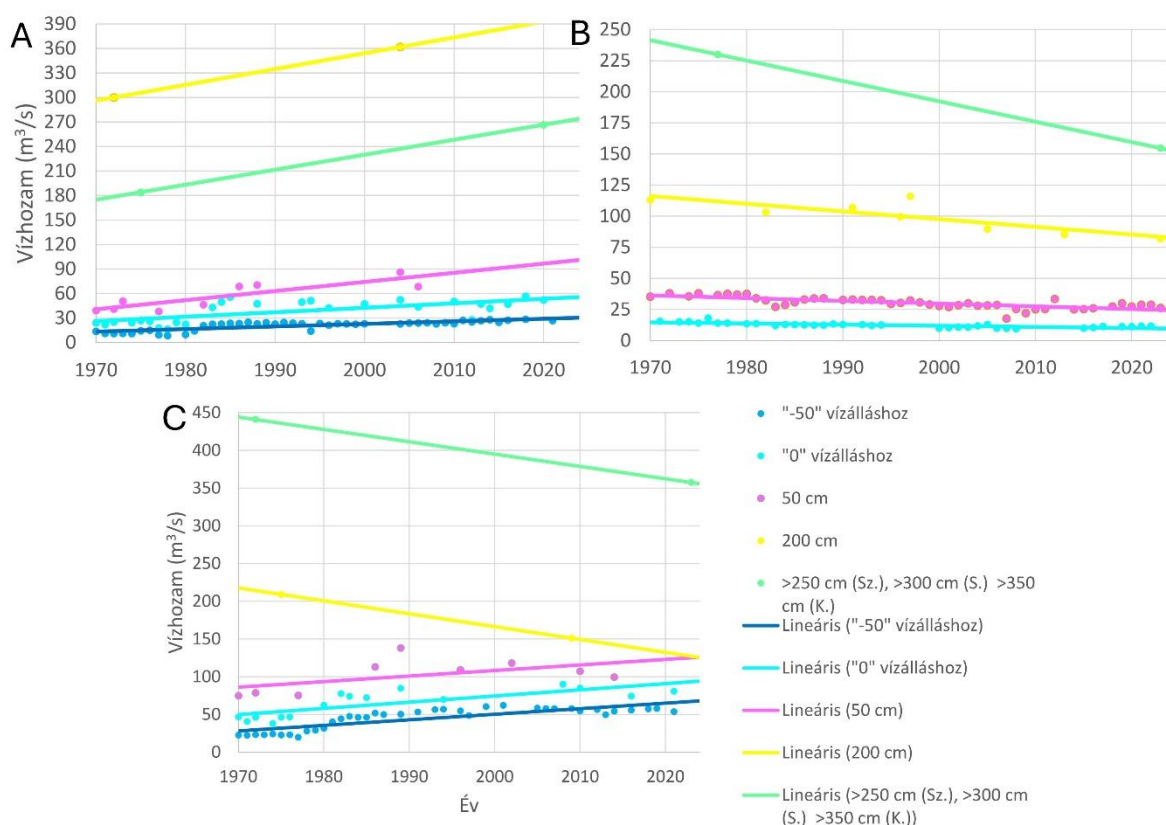
A 2001–2015 közötti években a nagy vízhozamok az előző időszakokhoz képest számottevően csökkentek (Szentgotthárd: $NQ_{\text{átl}}: 221 \pm 140$ m³/s, Körmend: $NQ_{\text{átl}}: 188 \pm 104$ m³/s és Sárvár: $NQ_{\text{átl}}: 163 \pm 111$ m³/s), és ez a csökkenés folyásirányban egyre inkább markánsná vált. Egyedül Szentgotthárdon dőlt meg 2009-ben (471 m³/s) a valaha mért legnagyobb vízhozam. A KöQ értékei is csökkentek (Szentgotthárd: $KöQ_{\text{átl}}: 114 \pm 71$ m³/s, Körmend: $KöQ_{\text{átl}}: 98 \pm 53$ m³/s és Sárvár: $KöQ_{\text{átl}}: 86 \pm 57$ m³/s), de jelentős szélsőségek is jelentkeztek az egyes évek között, amit az adatok növekvő szórása mutat. A kisvízi vízhozamok értékei alig változtak (Szentgotthárd: $KQ_{\text{átl}}: 7 \pm 3$ m³/s, Körmend: $KQ_{\text{átl}}: 8 \pm 3$ m³/s és Sárvár: $KQ_{\text{átl}}: 10 \pm 4$ m³/s). Ugyanakkor a teljes időszak legkisebb vízhozamát ebben az időszakban, 2003-ban mérték mindhárom vízmércénél (Szentgotthárd: 2,6 m³/s, Körmend 3,1 m³/s, Sárvár: 2,2 m³/s).

A 2016–2024 közötti időszakban markánsan csökkent az éves nagyvizes vízhozamok értéke (Szentgotthárd: $NQ_{\text{átl}}: 182 \pm 133$ m³/s, Körmend: $NQ_{\text{átl}}: 154 \pm 98$ m³/s és Sárvár: $NQ_{\text{átl}}: 143 \pm 108$ m³/s), ugyanakkor jóval kiegyenlítettebbé váltak, mivel csaknem eltűntek a magas vízhozamú árhullámok. Folyásirányban egyre kiegyenlítettebbé vált a NQ, ugyanis míg legkisebb értéke nőttek, addig legnagyobb értékei pedig csökkentek (Szentgotthárd: 77,5–266,6 m³/s, Körmend: 80,2–163,4 m³/s és Sárvár: 85,5–122,6 m³/s). A KöQ is kevésbé ingadozóvá vált, miközben értékei is tovább csökkentek (Szentgotthárd: $KöQ_{\text{átl}}: 95 \pm 66$ m³/s, Körmend: $KöQ_{\text{átl}}: 81 \pm 49$ m³/s és Sárvár: $KöQ_{\text{átl}}: 77 \pm 54$ m³/s), hasonló térbeli trenddel, mint a NQ. A kisvizes vízhozamok értékei egyenletesebbé váltak (Szentgotthárd: $KQ_{\text{átl}}: 7 \pm 2$ m³/s, Körmend: $KQ_{\text{átl}}: 8 \pm 4$ m³/s és Sárvár: $KQ_{\text{átl}}: 10 \pm 4$ m³/s) és folyamatosan csökkentek.

A vizsgált időszakban összességében elmondható, hogy az évi legnagyobb vízhozamok (NQ) változása követi az éves nagyvízszintek (NV) ingadozásait, ahhoz hasonlóan alakulnak. Az évi közepes vízállás és a vízhozam változásai a NV és a NQ változásaihoz igazodnak, tehát az évi átlagos vízállás és vízhozam értékeket a nagyvizek erősen befolyásolják, míg a hosszantartó kisvizes időszakoknak csekély hatásuk van. Ugyanakkor az évi KQ értékei pedig csökkentek.

Megvizsgáltam azt is, hogy hogyan változtak az egyes vízállásokhoz tartozó vízhozam értékek a vizsgált időszakban. Azt tapasztaltam, hogy a kis- és középvizek tartományában ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre nagyobb vízhozam értékek tartoznak a legfelső, illetve a legalsó

vízmércénél (23. ábra). A szentgotthárdi vízmércénél -50 cm-hez 1970-ben 13,6 m³/s, míg 2023-ban már 26,3 m³/s tartozott, illetve 0 cm-hez 1970-ben 24,0 m³/s, míg 2020-ban 52,1 m³/s. A sárvári vízmércénél is hasonló mértékű változást tapasztaltam, mivel itt -50 cm-hez 1970-ben 20,5 m³/s, míg 2023-ban már 49,0 m³/s tartozott, illetve 0 cm-es vízálláshoz 1970-ben 46,5 m³/s, míg 2021-ben 80,6 m³/s vízhozam. Ezek az adatok egyértelműen a meder bevágódására utalnak. Ugyancsak nőtt a szentgotthárdi vízmércénél az 50 és 200 cm-es vízálláshoz tartozó vízhozamok értéke (50 cm-hez 1970: 39,0 m³/s, 2006: 68,4 m³/s, 200 cm-hez 1972: 300 m³/s, 2004: 362 m³/s), míg a sárvári vízmércénél csak az 50 cm-es vízálláshoz tartozó vízhozam értéke nőtt (1970: 73,5 m³/s, 2014: 99,4 m³/s). Az árvizek tartományában (mederkitöltő vízállás felett) is az ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre nagyobb vízhozam értékek tartoztak a szentgotthárdi vízmércénél (300 cm-hez 1975-ben 184 m³/s, 2020-ban pedig 266,6 m³/s). Ez pedig arra utal, hogy a nagyvízi meder vízlevezető képessége 1970-es évek óta nő.



23. ábra: A jellegzetes vízszintekhez (-50, 0, 50, 200 cm) és a mederkitöltő feletti vízszintekhez tartozó vízhozamok változása 1970 és 2024 között a szentgotthárdi (A), a körmen (B) és a sárvári (C) vízmércénél

Ezzel szemben a Felső-Rába szakasz közepénél található körmen vízmércénél ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre kisebb vízhozam értékek tartoznak: a 0 cm-hez 1971-ben 12,7 m³/s, míg 2023-ban 10,2 m³/s tartozott, ami pedig a meder feltöltődésére vagy szűkülésére utal. Ugyancsak kisebb vízhozam értékek tartoznak a körmen vízmérce 50 és 200 cm-es vízállásaihoz

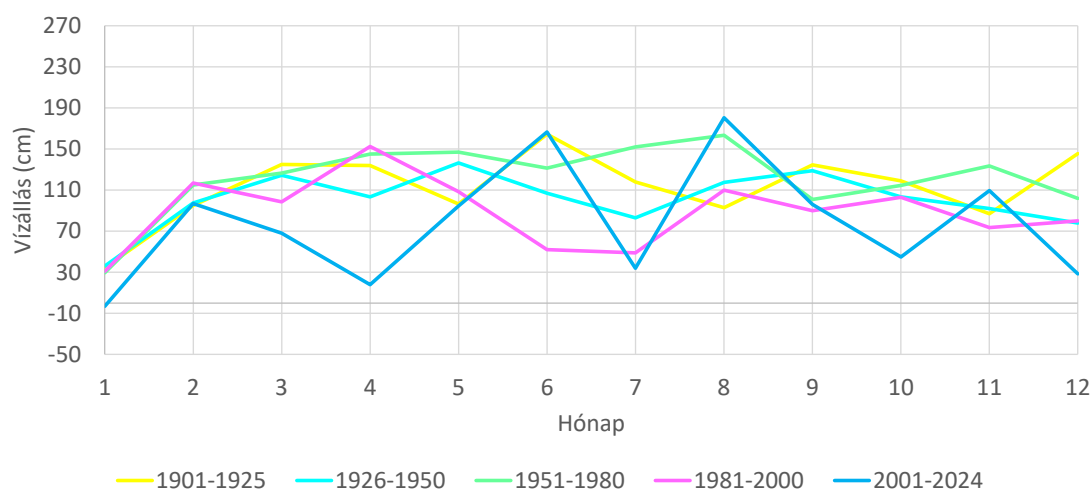
(50 cm-hez 1970-ben 34,6 m³/s, míg 2023-ben 26,2 m³/cm, 200 cm-hez 1970-ben 113,0 m³/s, míg 2023-ban 81,8 m³/s). A mederkitöltő vízállás felett is az ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre kisebb vízhozam értékek tartoztak a körmendi és ebben a tartományban a sárvári vízmércénél is (Körmend: 355 cm-hez 1977-ben 230,0 m³/s, 2023-ben már csak 154,7 m³/s; Sárvár: 340 cm-nél 1972-ben 392 m³/s, míg 2009-ben már csak 299 m³/s). Ez pedig már arra utal, hogy a nagyvízi meder vízlevezető képessége a körmendi és a sárvári vízmércénél 1970-es évek óta csökken.

5.1.1.2. Az éven belüli vízjárás hosszú távú alakulása 1901 és 2024 között

A Rába éves vízjárása a vizsgált 123 év alatt (1901.01.01–2024.04.30) lassan átalakult, amelynek kimutatására több mutatót is alkalmaztam. Első közelítésben meghatároztam az év minden egyes hónapjára a havi vízállások középértékét a fent bemutatott időszakokra lebontva.

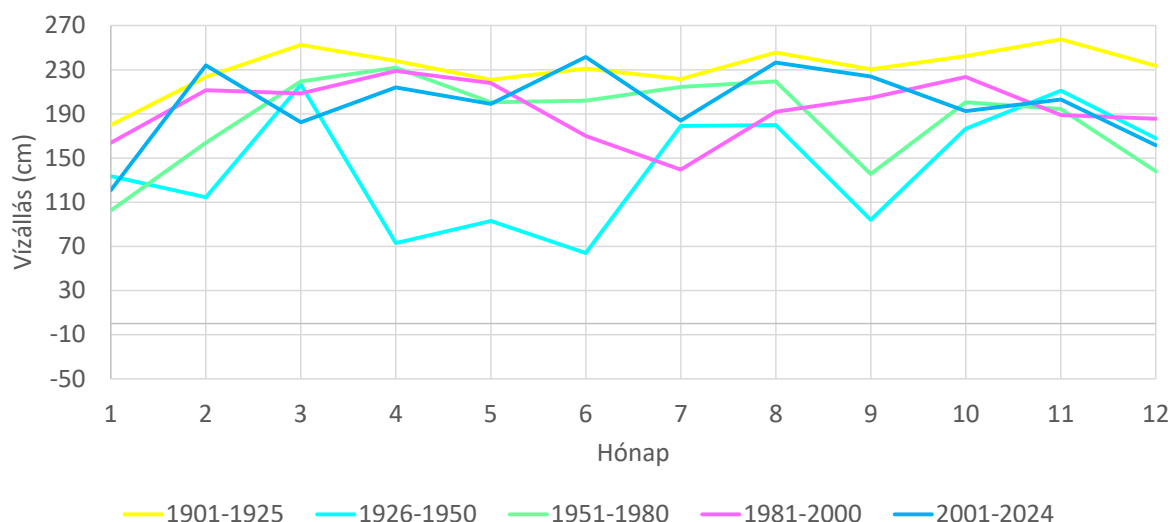
Az időszakok közepes havi vízállás értékei alapján jól látható, hogy az 1981–2000-es időszaktól kezdődően az év hónapjainak többségében jelentősen csökkennek a vízállások. Az 1901–1925-ös időszakhoz képest az 2001–2024-es időszakban a havi közepes vízállások csökkenésének mértéke Szentgotthárdnál 37–117 cm, míg Körmendnél csupán 6–72 cm. Ugyanakkor Sárvárnál csökkentek leginkább a havi közepes vízállások 20–207 cm-rel.

Azonban a hónapok között jelentős eltérések vannak. Szentgotthárdnál (24. ábra) a legkisebb mértékű a csökkenés a vizsgált 123 év alatt január-február és május-június hónapokban. Ugyanakkor itt a legnagyobb mértékben április és december hónapokban változott a vízállás, ráadásul, ennél a vízmércénél augusztusban és novemberben egy jelentős vízállás növekedés figyelhető meg a 21. században. A 2001–2024-es görbe arra utal, hogy a 21. században gyakorlatilag mindegyik hónap vízállása szélsőségesebbé vált, hiszen vagy ekkor mértem a legkisebb, vagy a legnagyobb értékeket.



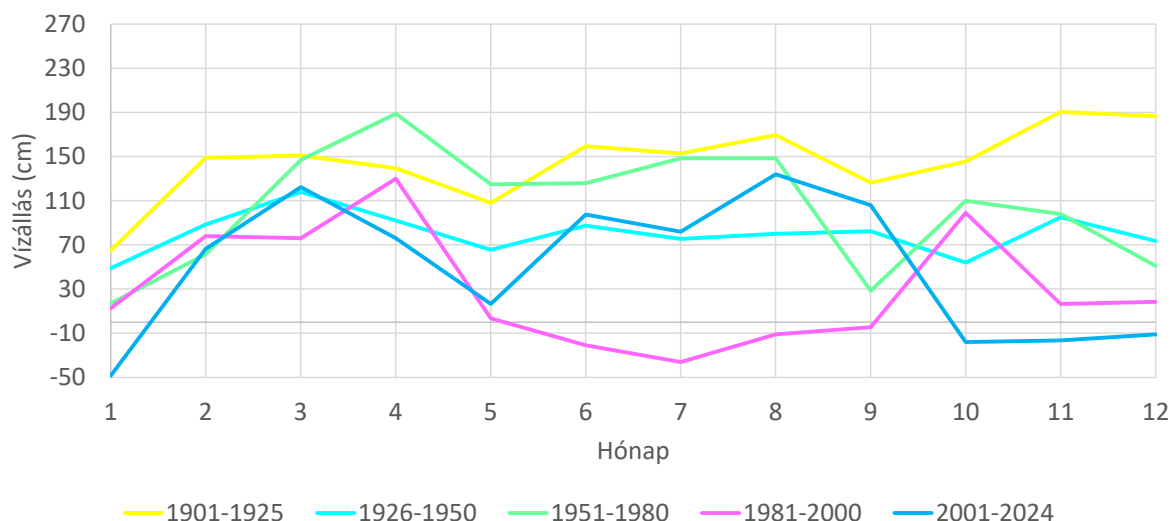
24. ábra: Az időszakok közepes havi vízállásai Szentgotthárdnál

A körmendi vízmércénél (25. ábra) a vízállások a legkisebb mértékben, jellemzően augusztus-szeptember hónapokban csökkentek, míg a legnagyobb mértékben március és december hónapokban volt jellemző. Körmendnél ki kell emelni az 1926–1950-es időszakot, amikor az április-június és a szeptember hónapok markánsan alacsonyabb vízállásúak voltak, mint a többi időszakban. Körmendnél a 21. századi adatok nem szélsőségesek.



25. ábra: Az időszakok közepes havi vízállásai Körmendnél

Sárvárnál később és hosszabb időszakban (1981-2000) május-szeptember között volt jelentős a vízállások alább szállása (26. ábra). Ugyanakkor a 21. századi adatok itt az ősztéli (október-január) időszakban mutatnak jelentős vízállás csökkenést.

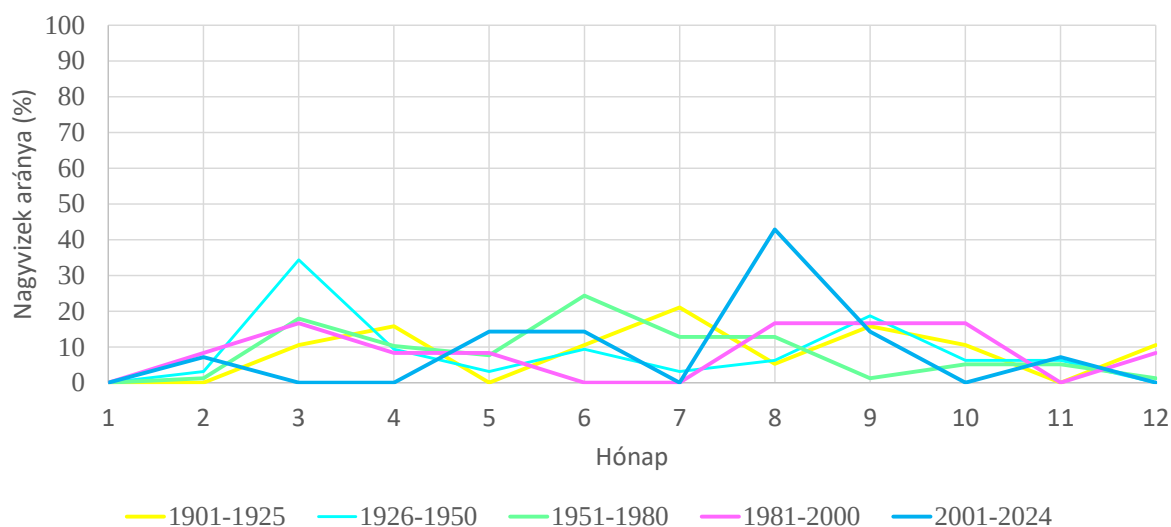


26. ábra: Az időszakok közepes havi vízállásai Sárvárnál

A következő lépésként az év minden napjára meghatároztam az adott napra a vonatkozó vízállások középértékét, majd adott hónapban kiszámítottam a kisvizes (≤ 0 cm) napok és a mederkitöltő vízállások feletti, tehát árvizes napok gyakoriságát (Szentgotthárd: ≥ 250 cm; Körmend: ≥ 350 cm; Sárvár: ≥ 300 cm). A vízjárás éves tendenciájában időszakonként, sőt vízmércénként is jelentős eltérések mutatkoznak.

A Rábán évente két nagyobb és egy kisebb árvizet (március, július, november) írtak le a korábbi kutatók (Csoma 1972, Bergmann et al. 1996), azonban az árvizek időbelisége jelentősen átalakult a vizsgált 123 év alatt.

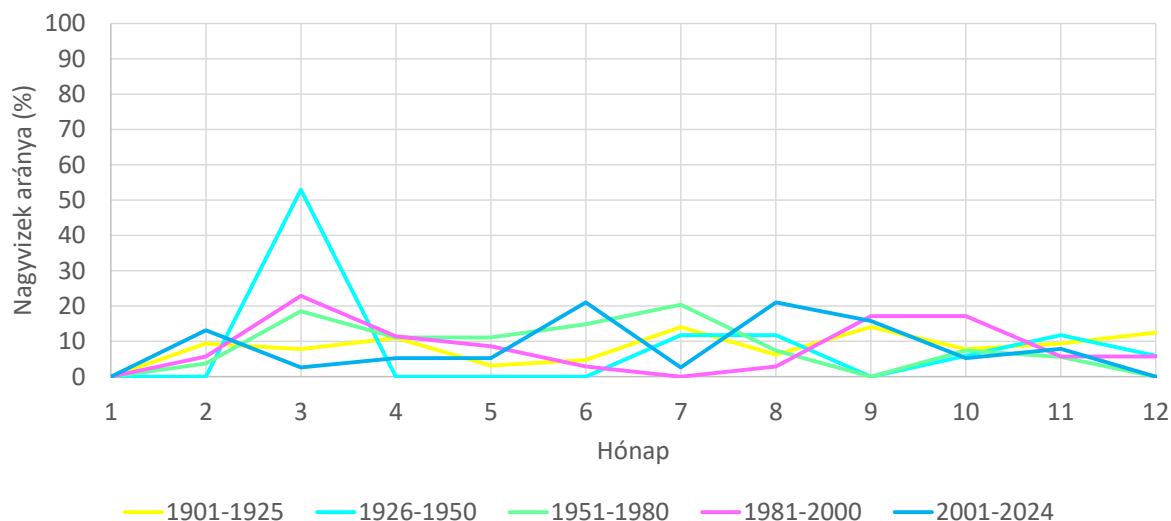
Szentgotthárdnál (27. ábra) az ártérre kilépő árhullámok az első időszakban (1901–1925) áprilisban, júliusban és szeptemberben vonultak le. Majd 1926–1950 között az év első felében az árhullámok előrébb tolódtak márciusra (ez volt a domináns árhullám) és júniusra, de a szeptemberi árhullám megmaradt. Később (1951–1980) a márciusi és júniusi árhullámok maradtak, de a kora őszi árhullám augusztusra tolódott. 1981–2000 között a márciusi árhullám megmaradt, de a kora nyári eltűnt, és hosszan elnyúló, augusztus-októberi árhullám jelent meg. Végül 2001–2024 között a korábbiaktól teljesen eltérő árhullám mintázat alakult ki. A tavaszi áradás helyett egy elnyúló árvizes időszak következett május-júniusban, illetve egy markáns augusztus-szeptemberi csúcs alakult ki.



27. ábra: A mederkitöltő feletti vízállások (≥ 250 cm) havi előfordulási gyakorisága az egyes időszakokban Szentgotthárdnál

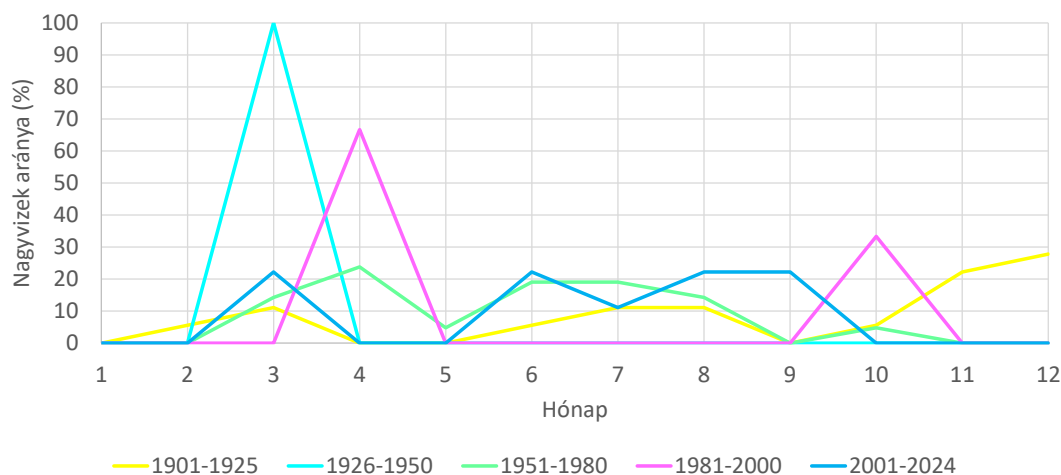
A körmendi vízmércénél (28. ábra) az első időszakban (1901–1925) között a szentgotthárdi vízmércével egyidőben (áprilisban, júliusban, szeptemberben) alakultak ki az árhullámok, amelyek hasonló gyakoriságúak voltak ezekben a hónapokban. Ugyanakkor 1926–1950 között a tavaszi árhullám márciusra tolódott (hasonlóan a Szentgotthárdon tapasztaltnak), de az év többi árhulláma későbbre tolódott (július-augusztus és november). A következő időszakban továbbra is gyakoriak

maradtak a márciusi és júliusi árhullámok, de az őszi árhullám eltűnt, akárcsak a fentebbi vízmércénél. 1981–2000-ban a márciusi árhullámok gyakoriak maradtak, és visszatértek a szeptember-októberi árhullámok is. Végül 2001–2024 között bár februárra is tolódott árvíz, de a júniusi és augusztus-szeptemberi árvizek váltak gyakorivá.



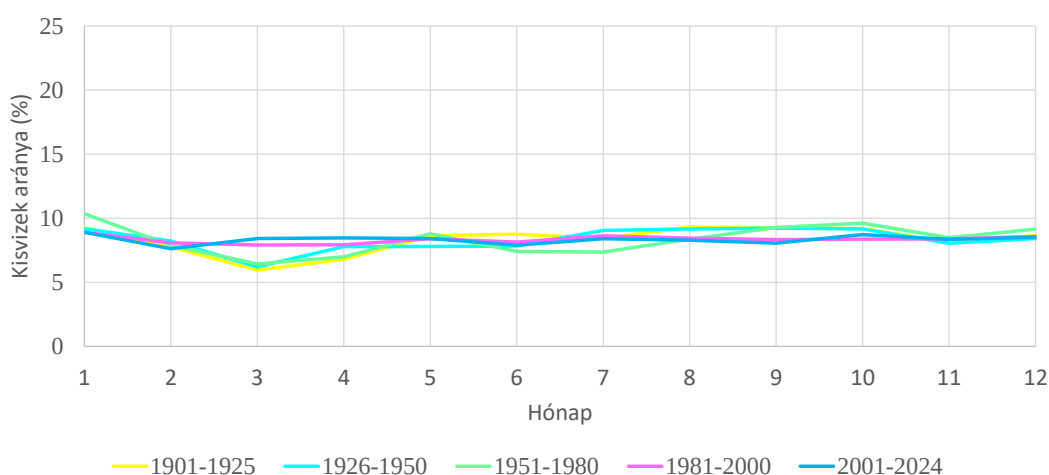
28. ábra: A mederkitöltő feletti vízállások (≥ 350 cm) havi előfordulási gyakorisága az egyes időszakokban Körmendnél

A sárvári vízmércénél (29. ábra) az árvizes napok éven belüli eloszlása hasonló mintázatot mutat, mint a Körmenden tapasztalt. Így az első időszakban (1901–1925) ugyancsak megjelent árvíz márciusban és július-augusztusban, azonban egy markánsabb november-decemberi árvizes időszak is kialakult. Majd 1926–1950 között csak márciusban volt árhullám, miközben a felsőbb vízmércéken több árvizes időszakot is tapasztaltam. Az 1951–1980 közötti időszakban itt az árhullámok időben széthúzódtak, a kora tavaszi március-áprilisra, illetve a nyári június-augusztusra. Az 1981–2000 közötti időszakban Körmendhez hasonlóan áprilisban és októberben voltak árhullámok, a többi hónap ármentes maradt. Majd 2001–2024 között is hasonló mintázat fordult elő, hiszen az árvizek márciusban, júniusban, augusztus-szeptember is gyakoriak voltak.



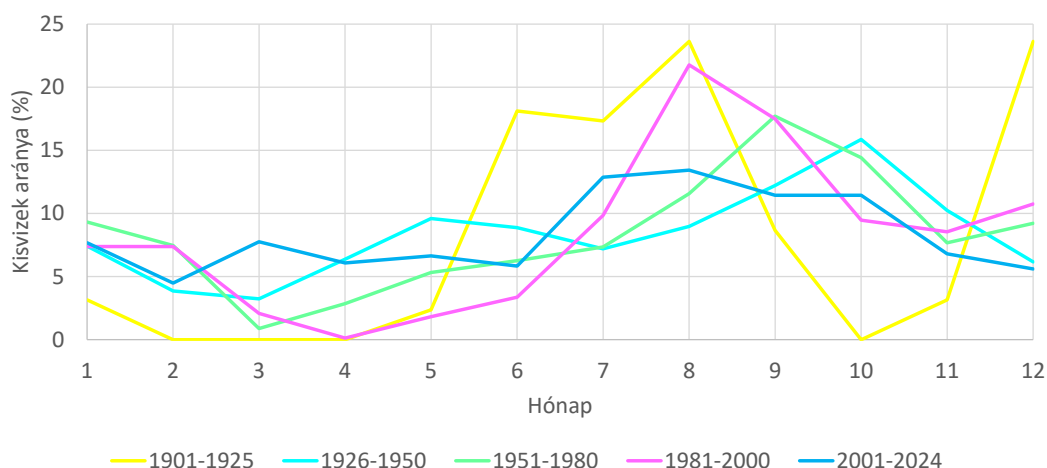
29. ábra: A mederkitöltő feletti vízállások (≥ 300 cm) havi előfordulási gyakorisága az egyes időszakokban Sárváron

A kisvizes időszakok gyakorisága szűkebb határok között változott a Felső-Rába mentén, mint az árvizeké, és a vízmércék között is nagyobb volt a hasonlóság. A szentgotthárdi vízmércénél (30. ábra) a kisvizes napok gyakoriak voltak december-januárban a teljes 123 év alatt. De 1901–1925 között egy másik kisvizes időszak is megjelent augusztustól októberig, ami később (1926–1950) már júliusban elkezdődött. Ez a kisvizes időszak 1951–1980 között őszre tolódott (szeptember-október). Majd 1981–2000 között közel azonos gyakoriságúvá váltak a kisvizek minden hónapban: gyakoriságuk megnőtt a korábban nagyobb vízállásokkal jellemzett márciusban, ugyanakkor a korábbi kisvizes időszakok már kevésbé markánsan jelentek meg a nyáron (július-augusztus). Ez tovább folytatódott 2001 és 2024 között, amikor bármely évszakban közel hasonló gyakoriságúvá váltak a kisvizek.



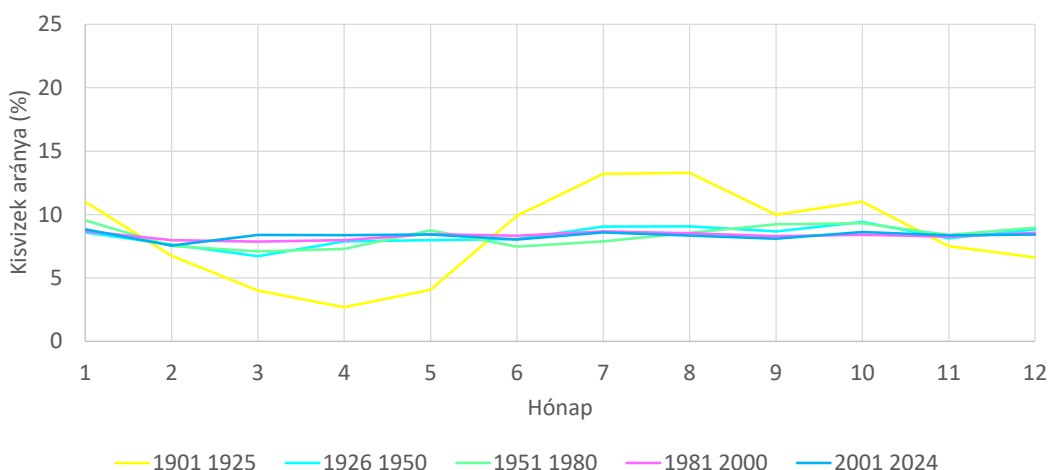
30. ábra: A kisvizes vízállások (≤ 0 cm) havi előfordulási gyakorisága az egyes időszakokban Szentgotthárdnál

A körmendi vízmércénél jóval nagyobb eltérés van a kisvizes napok gyakoriságában egy éven belül (31. ábra), mint Szentgotthárdnál. A kisvizek 1901–1925 között augusztusban és decemberben kifejezetten gyakoriak voltak, míg február–március között nem fordultak elő. A 20. század későbbi időszakában az év végi kisvizes maximum fokozatosan egyre előrébb tolódott októberről (1926–1950) egészen július-augusztus hónapokig (2001–2024), miközben a tavaszi hónapokban is egyre gyakoribbá váltak.



31. ábra: A kisvizes vízállások (≤ 0 cm) havi előfordulási gyakorisága az egyes időszakokban Körmendnél

A sárvári vízmércén (32. ábra) a kisvizek alakulása nagyon hasonló volt a felsőbb vízmércén tapasztalthoz. A kisvizek 1901–1925 között július-augusztusban és októberben kifejezetten gyakoriak voltak, míg a tavaszi időszakban alig voltak jellemzőek. Ugyanakkor később (1926–2024) jóval egyenletesebben fordultak elő, így az egyes hónapok között csak minimális különbségek voltak.



32. ábra: A kisvizes vízállások (≤ 0 cm) havi előfordulási gyakorisága az egyes időszakokban Sárvárnál

A Rába magyarországi szakaszán mindhárom vízmérce (szentgotthárdi, körmendi és sárvári) adatai alapján megfigyelhető, hogy a vízállást a tavaszi hóolvadás, a nyári esőzések és az őszi mediterrán jellegű esők egyaránt befolyásolják. Ezek tendenciájában egyértelmű változás figyelhető meg a 20. század végén és a 21. században. Míg csaknem a teljes vizsgált időszakban kora tavasszal (március) gyakoriak voltak az árvizek, addig ezek a 21. században elmaradtak vagy egy sokkal kisebb februári csúcsban jelentek meg (Körmendnél). A legnagyobb változások egyike a nyári árvizek későbbre tolódása és a kora őszi (augusztus-szeptember) vízállás maximumok gyakoribb előfordulása. Az árvizek gyakoribbá válása az augusztusi és szeptemberi hónapokban valószínűleg klimatikus okokra vezethető vissza, ugyanis ez a korábbinál hevesebb és gyakrabban előforduló nyári és kora őszi esőzésekre utalhat.

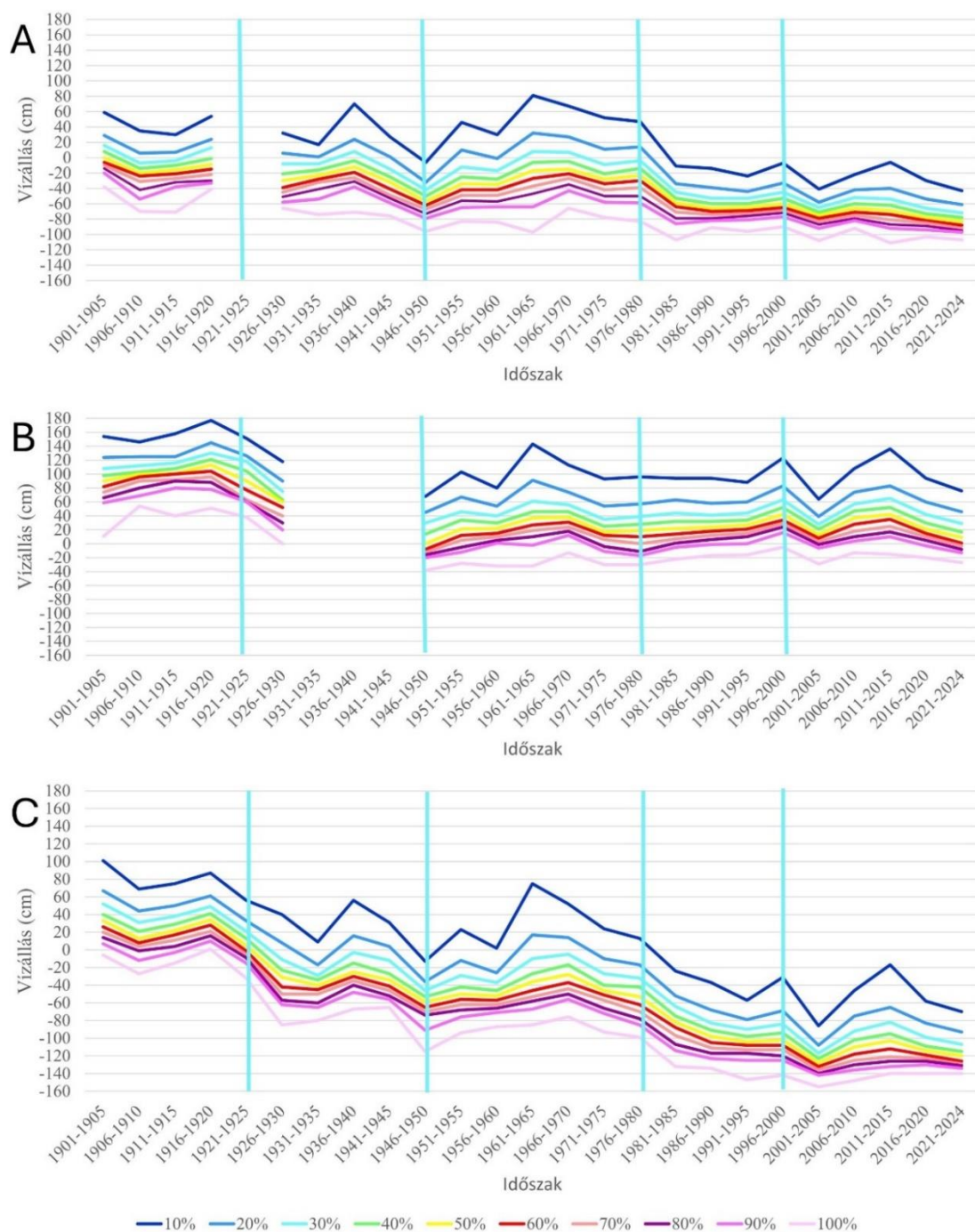
A kisvizes vízállások (≤ 0 cm) mindenütt januárban voltak gyakoriak, de a többi hónapot tekintve a kisvizek gyakoriságának éven belüli előfordulásában a szentgotthárdi és a körmendi vízmércénél jól elkülöníthető két időszak (Sárváron a vizsgált 123 év alatt alig voltak időbeli különbségek). Míg 1901 és 1980 között az év második felében gyakoriak voltak a kisvizek és márciusban ritkák, addig 1981-től 2024-ig ezek a különbségek eltűnni látszanak, és az év során minden hónapban közel hasonló gyakorisággal fordulhatnak elő. A kisvizek kitolódása a téli hónapokra a fagy okozta aprózódás és az így előkészített partomlások mértékének növekedését okozhatja, tehát a folyamat gyorsabb mederformálást eredményezhet.

5.1.1.3. Vízállás és vízhozam gyakoriságok (meghaladási valószínűség) alakulása a szentgotthárdi, körmendi és sárvári vízmércén

A vízállás és vízhozam gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbéket 1901. január 01-től 2024. április 30-ig mindhárom vízmércén (Szentgotthárd, Körmend és Sárvár) elkészítettem (33. ábra).

Az első időszak (1901–1925) adathiány miatt nem teljes, így Szentgotthárdon a változások nem egyértelműek. Mindhárom vízmércén jellemző, hogy a kezdeti csökkenés után a görbék felfele, majd csökkenésnek indultak, de a csökkenés eltérő mértékű volt. A szentgotthárdi vízmércénél a nagyobb meghaladási valószínűségű (kisebb) vízállások szintje valamelyest nagyobb mértékben csökkent, hiszen míg a 90%-os gyakoriságú (meghaladási valószínűség) vizek szintje 13 cm-rel (-20 cm-ről -33 cm-re), addig a 10%-os gyakoriságú vizeké csupán 5 cm-rel csökkent (59 cm-ről 54 cm-re). A sárvári vízmércénél a csökkenés mértéke markánsabb volt, mivel a 90%-os gyakoriságú vizek szintje 22 cm-rel, kisebb mértékben csökkent (7 cm-ről -15 cm-re), míg a 10%-os gyakoriságú vizeké 45 cm-rel (101 cm-ről 56 cm-re). Ezzel szemben körmendi vízmérce több görbéje is növekedést mutatott ebben az időszakban. A nagyobb meghaladási valószínűségű, kisebb vízállások szintje enyhén növekedett, miközben a 90%-os gyakoriságú vizek szintje 1 cm-rel (59 cm-ről 60 cm-re) nőtt,

addig a 20–40%-os gyakoriságú vízszintek jobban emelkedtek (20%: +2 cm; 30%: +10 cm; 40%: +6 cm). Ezzel szemben a 10%-os gyakoriságú vizek szintje itt is csökkent (154 cm-ről 151 cm-re).



33. ábra: Különböző gyakoriságú vízállásokhoz tartozó vízszintek (meghaladási valószínűség-görbék) a szentgotthárdi (A), a köröмени (B) és a sárvári (C) vízmércénél 1901 és 2024 között

A második időszakban (1926–1950) a gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbék mindhárom vízmércénél lejjebb csúsztak, ami kifejezettebb volt az alsó (köröмени és sárvári) vízmércénél, és kisebb mértékű volt Szentgotthárdon. Ez a folyamat az 1936–1945 közötti

évtizedben megtört, mivel ezek az évek igen csapadékosak voltak, ami a vízszintek emelkedését okozta. A teljes időszakot tekintve a 90%-os meghaladási valószínűségi görbéhez tartozó vízszint Szentgotthárdon 46 cm-rel került lejjebb, addig Körmenten 80 cm-rel és Sárváron 83 cm-rel. Míg az előző időszakban (1901–1925) a 0 cm feletti vízállást a szentgotthárdi vízmércénél az időszak 20%-ában, a körmendi vízmércénél 100%-ában és a sárvári vízmércénél 50%-ában meghaladták a vízszintek, addig ebben az időszakban ez már Szentgotthárd esetében csupán 8%-ra csökkent, míg Körmend esetében 50%-ra és Sárvár esetében pedig 7%-ra, azaz legmarkánsabban Sárváron váltak gyakoribbá a kisvizek. Az 1946–1950 közötti évek vízállás-gyakorisági görbéi mindhárom vízmércénél markánsan lefelé tolódtak.

A harmadik időszak (1951–1980) hidrológiailag jóval változatosabb volt, hiszen az időszak eleje és közepe csapadékosabb volt, melynek következtében a gyakorisági görbék is feljebb tolódtak szinte minden kategóriában. Így a 90%-os meghaladási valószínűségi görbéhez tartozó vízszint Szentgotthárdon 20 cm-rel került feljebb, addig Körmenten 3 cm-rel és Sárváron 6 cm-rel. Ugyanakkor ez az emelkedés nem volt olyan mértékű, hogy a 20. század kezdetén jellemző értékeket elérjék a görbék, amit jól jelez, hogy mindhárom vízmércén a korábban 50%-os gyakoriságú vízszintek ebben az időszakban már csak 20–30%-os gyakorisággal fordultak elő.

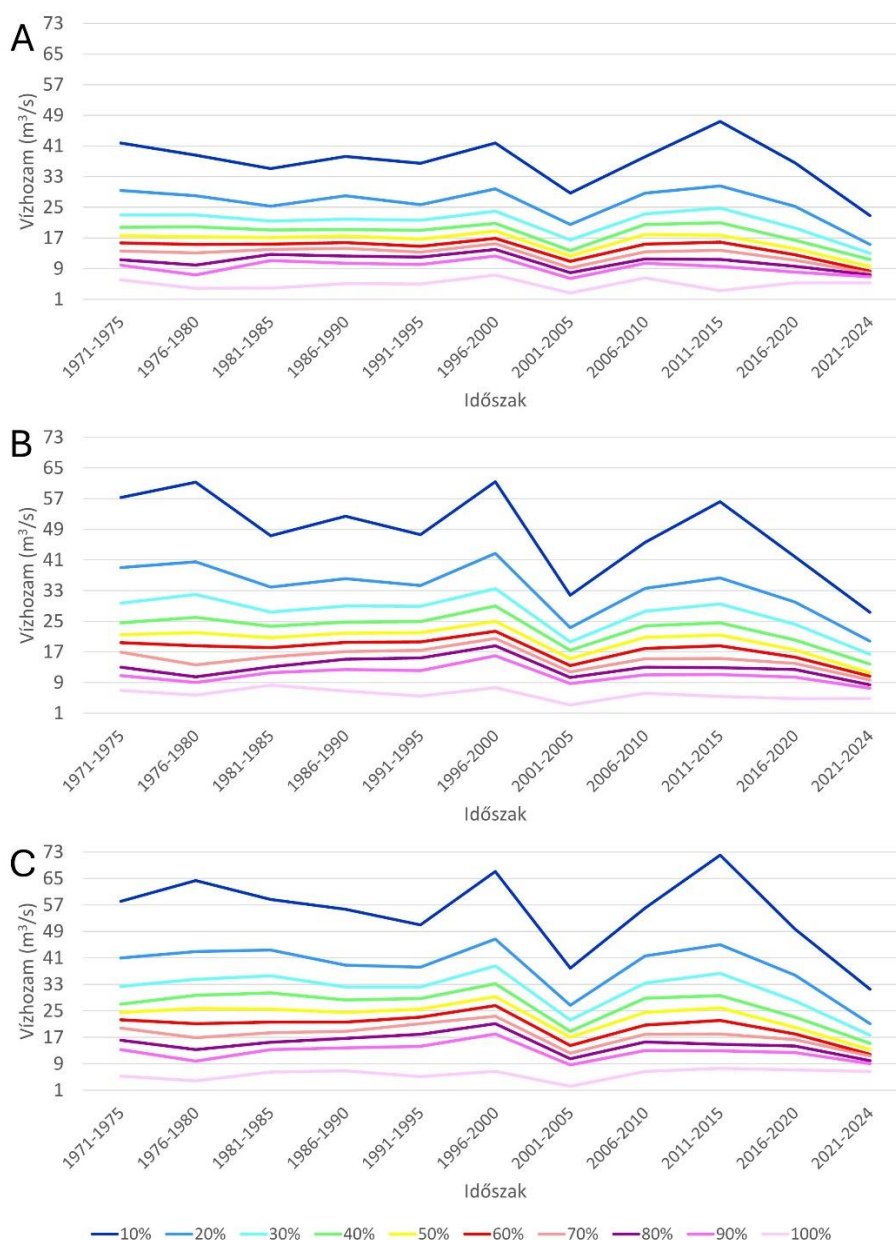
A negyedik időszakban (1981–2000) Szentgotthárdon és Sárváron a görbék hirtelen lejjebb tolódtak és egymáshoz közelebb kerültek, utalva a vízszintek hirtelen csökkenésére és egységesebbé válására. Ugyanakkor Körmenten feljebb tolódtak, bár itt is közelebb csúsztak egymáshoz. A 90%-os meghaladási valószínűségi görbéhez tartozó vízszint Szentgotthárdon 18 cm-rel került feljebb, addig Körmenten 33 cm-rel feljebb és Sárváron 40 cm-rel lejjebb. A kisvizet jelző 0 cm alatti vízállások gyakorisága tovább növekedett a szentgotthárdi (94%) és a sárvári (96%) vízmércénél, míg a körmendi vízmércénél ez csupán csak 20%-ot ért el.

Az ötödik időszakban (2001–2024) a gyakorisági görbék tovább közeledtek egymás felé és enyhén még lejjebb tolódtak. Jól mutatja az időszak szélsőségeségét, hogy a 10%-os előfordulási gyakoriságú vizek szintje a 20. század kezdetén még a 80–90%-os előfordulásnak felelt meg. Az alacsonyabb vízállások (0 cm alatt) gyakorisága még tovább növekedett a szentgotthárdi (97%), a körmendi (40%) és a sárvári (98%) vízmércénél.

Megállapítható, hogy 1901 és 2024 között a vízállás gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbék folyamatosan lefelé tolódtak, és az egyes vízállások előfordulási valószínűsége csaknem folyamatosan csökkent, kivételt képez az 1960–1970-es évek, amikor a magasabb vízszintek gyakoribbá váltak. Ez a csökkenés az 1980-as évek óta intenzívebbé vált, azaz a 2000-es években a 20–90%-os meghaladási valószínűségi görbék még meredekebben csökkentek. A közép- és kisvizek egyre gyakoribbá válását is mutatják a meghaladási valószínűség-görbék. Lejjebb tolódásuk

egyértelműen az egyre alacsonyabbá váló vízszintek dominanciáját jelzi. Ez véleményem szerint egyrészt a folyó bevagódását jelezheti, de a csökkenő vízhozammal is magyarázható (ipari- és lakossági célú vízkivétellel, szárazodással; Hanusin et al. 2006, Blanka 2010). Ugyanakkor az 1%-os meghaladási valószínűségi görbe egyre feljebb tolódik, ami az árvízi magasságok emelkedésére utal és a vízjáték növekedésének egyik lényeges eleme.

Tehát a 20–21. század folyamán a Rába magyarországi vizsgált szakaszán jelentősen csökkentek a vízállások. Mivel ennek háttérében a vízhozamok csökkenése is állhat, elkészítettem a vízhozam gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbéket is a rendelkezésre álló adatok alapján 1970.01.01-től 2024. április 30-ig terjedő időszakra (34. ábra).



34. ábra: Vízhozam gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbék a szentgotthárdi (A), a körmendi (B) és a sárvári (C) vízmércénél 1901 és 2024 között

A vízhozam-gyakorisági görbék alapján a legnagyobb változások a 40%-nál ritkábban előforduló vízhozamokhoz köthetők mindhárom vízmérce esetében. A $\leq 40\%$ gyakoriságú vízhozamok előfordulása 1960 és 2005 között fokozatosan csökkent, majd 2005–2015 között kismértékben emelkedett, és azóta újra csökkenésnek indult. Ugyanakkor a teljes közel 50 év alatt – hosszú távon – az adott gyakorisághoz tartozó vízhozamok tendenciózusan csökkennek.

A mederformáló vízhozamot (Szentgotthárd: 200 m³/s, Körmend: 151,9 m³/s, Sárvár: 262,4 m³/s) meghaladó vízhozamokat megvizsgálva megállapítható, hogy gyakoriságuk folyamatosan csökkent 1970–2024 között: Szentgotthárdnál 0,7%-ról 0,1%-ra, Körmendnél 2,1%-ról 0,1%-ra, míg Sárvárnál 1970 és 1990 között 0,3%-ról 0,1%-ra. Ez összességében a mederformáló vízhozamok gyakoriságának jelentős, harmadára, illetve hetedére való csökkenését jelenti. Hasonló tendenciák figyelhetők meg a közép-vízhozamot (KöQ: Szentgotthárd: 22,2 m³/s, Körmend: 28,0 m³/s, Sárvár: 31,2 m³/s) meghaladó vízhozamok előfordulásánál is, viszont itt a megfigyelt változások kisebb mértékűek, mivel míg az időszak elején gyakoriságuk 31–36% volt, addig az időszak végén már csak 23–25%. A kisvizek tartományában a legkisebb mértékű a vízhozam gyakorisági görbék lejjebb tolódása.

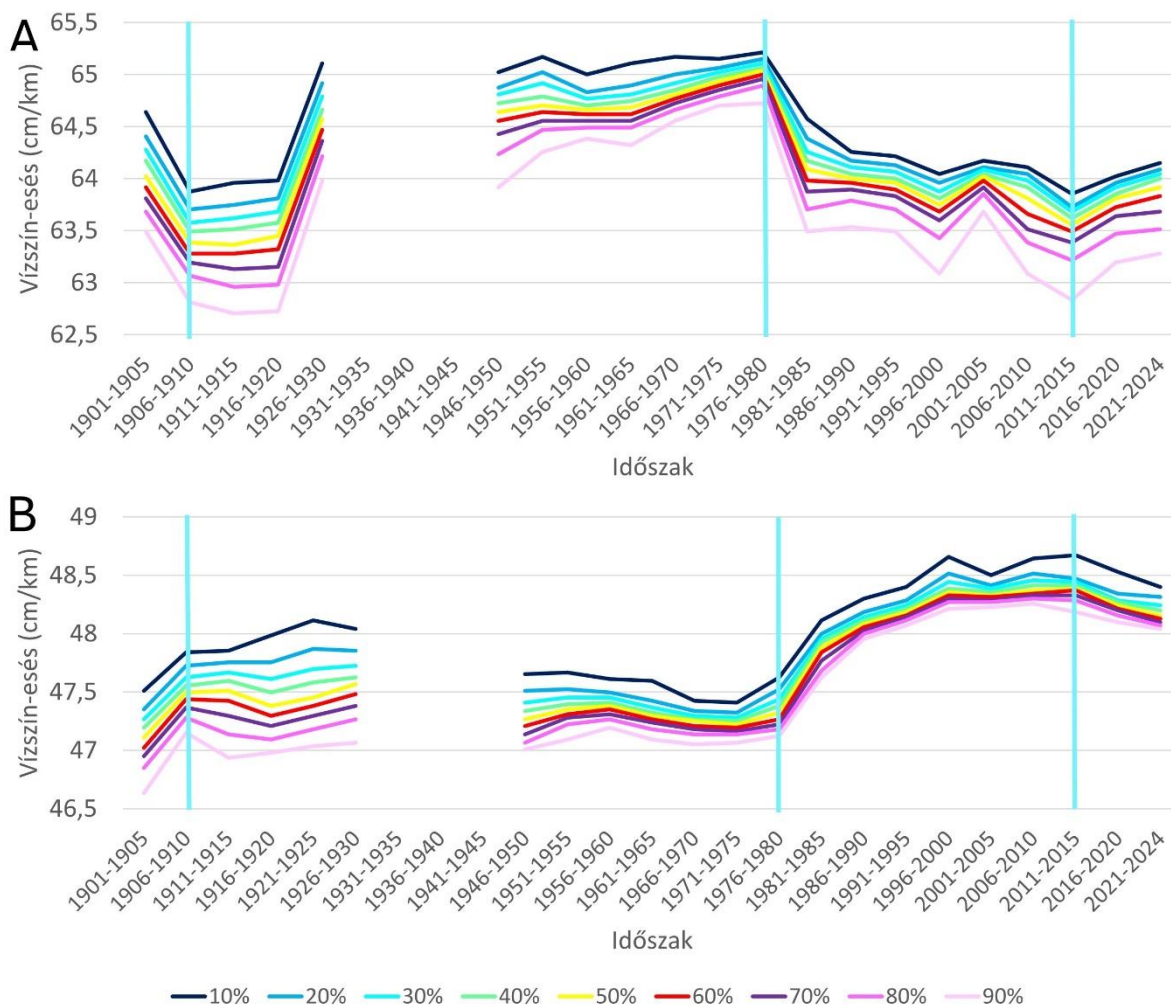
5.1.1.4. Esésviszonyok alakulása

A magyarországi Felső-Rábán a Szentgotthárd és Körmend, illetve a Körmend és Sárvár közötti szakaszokon megvizsgáltam a vízszint-esés alakulását is (35. ábra). Megállapítható, hogy míg Szentgotthárd és Körmend között a vízszint-esés 58–69,5 cm/km között, addig Körmend és Sárvár között 44,7–52,7 cm/km között változik.

Érdekes módon, a két szakasz esése nem azonos módon változott. Míg 1905 és 1910 között a Szentgotthárd–Körmend szakaszon enyhe eséscsökkenés figyelhető meg, addig Körmend–Sárvár között markáns esésnövekedés volt jellemző. Ezt mutatja az adott gyakoriságú (meghaladási valószínűség) esés-értékek növekedése. Ezt követően (1911–1980), az időszak elején egy markáns esésnövekedés után a felső szakasz esése 64,5 cm/km körül állapodott meg. Az 1960-as évek elejétől 1980-ig az egyre inkább összetartó vonalak arra utalnak, hogy a Szentgotthárd–Körmend szakaszon egyre egységessé vált az esés, és a vízrendszer egésze alkalmazkodott a megváltozott helyzethez, amelynek talán tektonikai mozgások állhatnak a háttérében. Ugyanezen időszak alatt a Körmend–Sárvár szakaszon is kezdetben nőtt az esés, majd valamikor (az adathiányos időszakban) csökkent, és beállt 47,0–47,5 cm/km-es értékre. Itt is az időszak vége felé a görbék egymáshoz közelítenek, ami egységesebbé váló esésviszonyokra utal. Majd 1981 és 2010 között a két szakaszon teljesen ellentétes változások indulnak el. A Szentgotthárd–Körmend szakaszon ismét eséscsökkenés zajlott és

helyreállt az 1910-es években jellemző esés. Ugyanakkor a Körment–Sárvár szakaszon jelentős esésnövekedés indult az 1980-as években, amit jól mutat, hogy míg az 1900-as évek elején az időszak 50%-ában az esés 47 cm/km körül volt, addig a 1980-as évektől ez már 48 cm/km-nél magasabbra emelkedett. Az 1980-as éveket követően bár lassabban, de tovább folytatódott az esésnövekedés, míg a görbék el nem érték a csúcscukat (48,3–48,7 cm/km). Bár az utóbbi 10 évben (2016–2024) csak kisebb változások történtek, de irányuk a korábbiakkal ellentétes: a felső szakaszon enyhe növekedés, míg az alsó szakaszon enyhe csökkenés jellemző.

A legnagyobb vízszint-esés Szentgotthárd és Körment között a szárazabb időszakokra volt jellemző, amikor a kisvizes vízállások miatt alapvetően a mederformák (pl. üstök, gázlók) befolyásolják az esést. Ennek megfelelően a nyári hónapokban volt itt jellemző a legnagyobb esés (>68 cm/km). Ugyanakkor Körment és Sárvár között inkább az őszi hónapokban számítottam magas esés értékeket, amikor a kisvizes időszakokra ráfutó árhullám jelentkezett a sárvári vízmércénél.

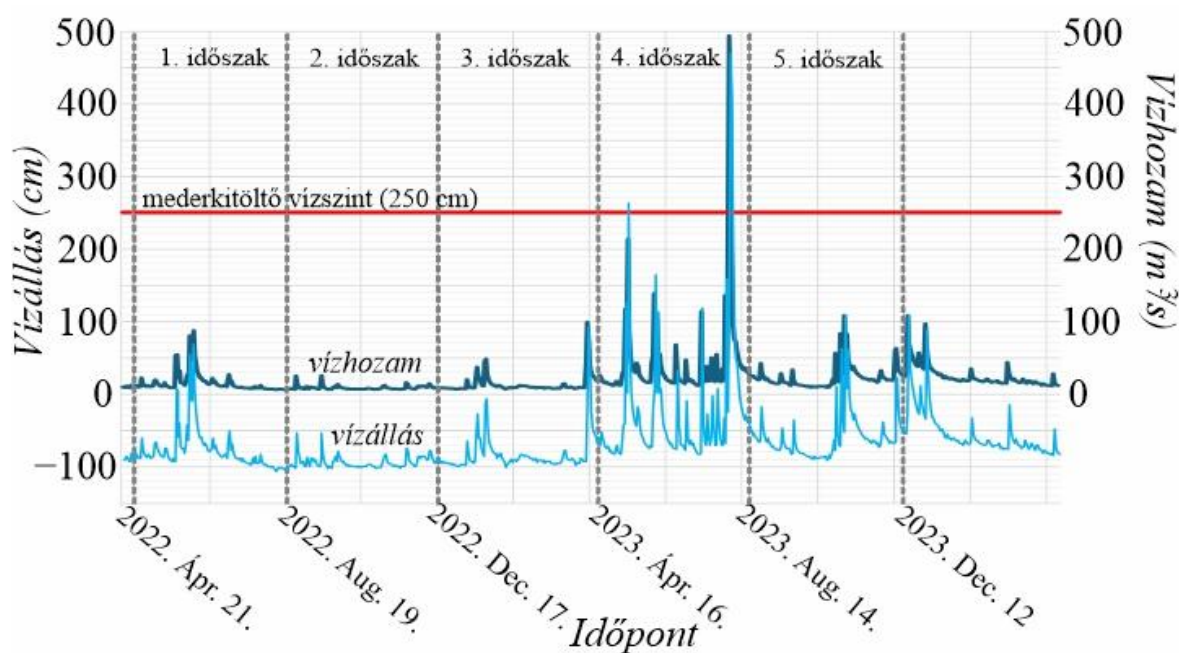


35. ábra: Szentgotthárd és Körment (A), illetve Körment és Sárvár (B) közötti szakaszokon a jellegzetes gyakoriságú vízszín-esés görbék alakulása

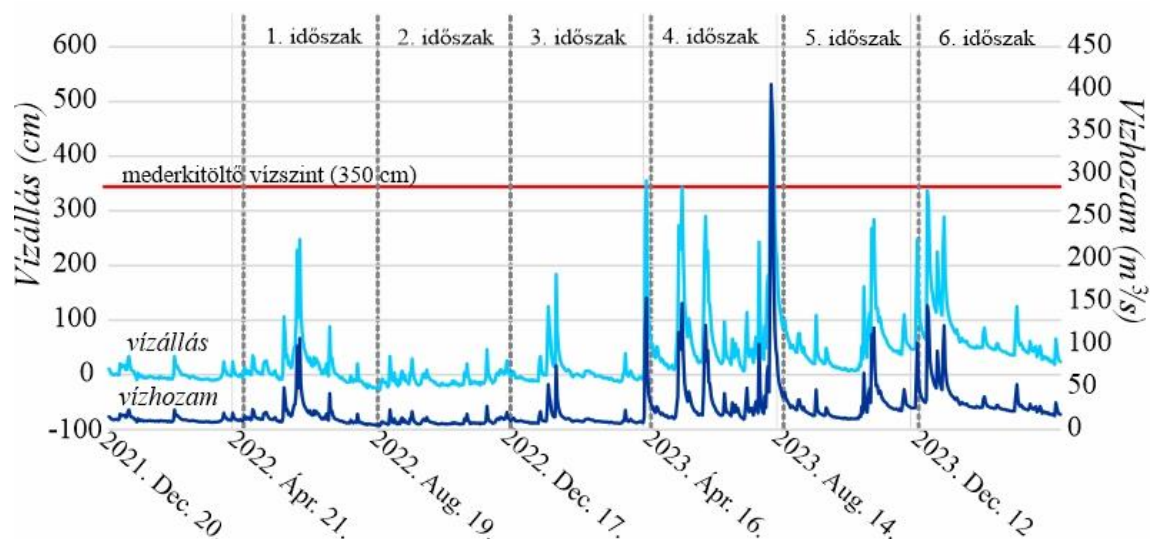
5.1.2. A vízjárás a rövid távú eróziós vizsgálatok időszakában (2022–2024)

A partelmozdulás intenzitása eltérő lehet az egyes időszakokban, amelynek hátterében hidrológiai okok állhatnak. A rövid távú parteróziós vizsgálatok eredményeinek értékeléséhez és a vízjárással való összefüggésük megállapításához szükséges a partvonal felmérések közötti időszakokra jellemző vízjárás elemzése is, ami segít megbecsülni a vízjárás, a szélsőséges hidrológiai események (pl. árvíz, kisvíz) hatását a parterózió mértékére. A vizsgált kanyarulatok egyrésze a szentgotthárdi vízmércéhez, másik részük pedig a körmendi vízmércéhez van közelebb. Ezért a továbbiakban a vízállás adatok megadásakor csak a két vízmérce adatait használom. A vízállás értékek összehasonlíthatók a korábbi fejezetekben leírt hosszútávú vízállás, vízhozam és vízszínesés adatokkal is, így megállapítható, hogy a mérések mennyire tükrözik egy hosszabb időszakban lejátszódó folyamatokat.

A partvonal-felmérések közötti hat időszak vízjárás szempontjából alapvetően különbözik (36–37. ábrák). Az első felmérést megelőző időszakban (2021.12.20. és 2022.04.22. között) kiemelkedő árvíz nem fordult elő, sőt a szentgotthárdi vízmércénél -97 – -56 cm és a körmendi vízmércénél -10 – 34 cm között változott a vízállás. Ez egy hosszan tartó kisvízes időszak volt, amit néhány apró vízszintemelkedés (Szentgotthárd: 25 cm/nap és Körmend: 36 cm/nap) tört meg.



36. ábra: A Rába napi vízszint- és vízhozam változásai Szentgotthárdnál az RTK-GPS mérések közötti időszakokban



37. ábra: A Rába napi vízszint- és vízhozam változásai Körömendnél az RTK-GPS mérések közötti időszakokban

Az első két felmérés között (2022.04.23. és 2022.08.21. között) kiemelkedő árvíz nem fordult elő. A kisvizes időszakot egy kisebb júniusi árhullám törte meg, amikor a legnagyobb vízállás Szentgotthárdnál 68 cm (2022.06.08.), Körömendnél egy nappal később pedig 248 cm volt, vízhozama pedig 87, illetve 107 m³/s volt. Az árhullám gyorsan alakult ki, hiszen az áradás sebessége 77 cm/nap (Szentgotthárd) és 143 cm/nap (Körömend) volt. Ez az árhullám a Felső-Rába mentén sehol sem érte el a mederkitöltő szintet, de jelentős mederformáló tevékenységet fejthetett ki. Az árhullám után hosszantartó kis- és középvizes időszak következett. A második felmérés -100 cm és -13 cm körüli vízállásoknál (Q: 6, illetve 8 m³/s) történt.

A harmadik felmérés előtti időszak (2022.08.22. és 2022.12.18. között) vízjárása kiegyenlített volt, mivel egy szárazabb időszakot reprezentál. Kisvíz jellemezte ezt az időszakot, amit néhány apró vízszintemelkedés (Szentgotthárd: 48 cm/nap, Körömend: 53 cm/nap) tört meg. Így a vízállás a szentgotthárdi vízmércénél -107 és -53 cm, a köröмени vízmércénél pedig -24 és 46 cm között ingadozott, míg a vízhozama pedig 5–25, illetve 5–27 m³/s között ingadozott.

A negyedik felmérés előtti időszak (2022.12.19. és 2023.04.23. között) meghatározó vonása, hogy a kisvizeket januárban egy kisebb árhullám (-6 cm és 184 cm, illetve 47,9 és 75,3 m³/s) majd április közepén egy nagyobb árhullám szakította meg. Ez utóbbi Szentgotthárdnál 92 cm-es vízállást és 98,6 m³/s vízhozamot (2023.04.15.) eredményezett, majd Körömendnél egy nappal később 355 cm-es vízállással tetőzött (2023.04.16.) vízhozama pedig 154,7 m³/s volt. Ez az árhullám gyorsan áradt (109 cm/nap és 267 cm/nap) és apadt (50 cm/nap és 189 cm/nap), és Körömendnél éppen csak meghaladta a mederkitöltő vízszintet. A negyedik partvonal felmérés az árvíz levonulása után 1 héttel történt -70 és 37 cm körüli vízállásnál (17,1–21,91 m³/s), tehát a mérés egy kisebb, éppen csak a mederből kilépő árhullám kanyarulatfejlődésre gyakorolt hatását mutatja.

Az ötödik felmérés előtti időszak (2023.04.24.– 2023.08.23.) a vízjárás szempontjából rendkívül mozgalmas volt. Ekkor ugyanis kettő, a mederkitöltő vízszintet elérő vagy meghaladó árhullám vonult le, melyek közül az egyik kiemelkedően nagy árvíz volt, hiszen 1,2–2,2 méterrel haladta meg a partél magasságát. Az első árhullám Szentgotthárdnál 2023.05.17-én tetőzött (H: 268 cm; Q: 218 m³/s), majd egy nappal később Körmendnél az árhullám (H: 345 cm; Q: 149,4 m³/s) már nem érte el a mederkitöltő vízszintet. Ez az árhullám gyorsan áradt (Szentgotthárd: 261 cm/nap és Körmend: 113 cm/nap) és apadt (Szentgotthárd: 190 cm/nap és Körmend: 114 cm/nap). Majd több, 50-250 cm magas árhullám (26,5-163,7 m³/s) is a mederben maradt, amelyeket egy nagy árvíz zárt le. Ez Szentgotthárdnál 2023.08.05-én tetőzött 478 cm-es vízállással (Q: 510,4 m³/s), ami megközelítette a korábbi LNV-t (491 cm). Körmendnél egy nappal később, ugyancsak a korábbi LNV-t (520 cm) megközelítő 505 cm-es vízállással tetőzött (Q: 415 m³/s). A vízjárás változékonysága nagyobb volt, mint az előző időszakokban (áradás sebessége: Szentgotthárd: 305 cm/nap és Körmend: 294 cm/nap, apadás sebessége Szentgotthárd: 60 cm/nap és Körmend: 23 cm/nap), ami a part eróziójában, illetve a mederbe hulló anyag tovább szállításában jelentős szerepet játszhat, ezáltal a part instabilitását tartja fenn. Az ötödik partvonal felmérés az utolsó, nagy árhullám után 17 nappal történt -56 és 49 cm körüli vízállásnál (Q: 23,5 és 25,9 m³/s).

A hatodik felmérés előtti időszakban (2023.08.24.– 2023.12.19.) – hasonlóan a második időszakhoz – nem alakult ki mederkitöltő vízállás egyik vízmércénél sem, bár kisebb árhullámok vonultak le a mederben. A vízállás a szentgotthárdi vízmércénél -91 és 109 cm között (Q: 8,5-108 m³/s), a körmendi vízmércénél 7 és 284 cm (Q: 12,27-119,5 m³/s) között változott. A levonuló árhullámok közül a legnagyobb csupán 109 és 284 cm magas volt, áradási (Szentgotthárd: 161 cm/nap és Körmend: 65 cm/nap) és apadási sebessége (Szentgotthárd: 101 cm/nap és Körmend: 111 cm/nap) közepesnek tekinthető. Az hatodik partvonal felmérés -48 és 80 cm körüli vízállásnál történt (Q: 27, illetve 36 m³/s).

A hetedik, utolsó felmérés előtti időszakban (2023.12.20.–2024.04.21.) hasonlóan az előző időszakhoz – nem alakult ki mederkitöltő vízállás egyik vízmércénél sem. Az időszakban a kisvizeket december végén egy nagyobb árhullám majd március közepén egy kisebb árhullám szakította meg, ami Szentgotthárdnál -15 cm-es vízállást és 7,36 m³/s vízhozamot ért el (2024.03.12.), majd Körmendnél egy nappal később 125 cm-es vízállással és 52,75 m³/s vízhozammal tetőzött (2024.03.13.). Az előbbi Szentgotthárdnál 109 cm-es vízállást (2023.12.24.) eredményezett, majd Körmendnél 337 cm-es vízállással tetőzött (2023.12.24.). Ez az árhullám gyorsan áradt (135 cm/nap és 261 cm/nap) és apadt (70 cm/nap és 21 cm/nap), és Körmendnél éppen csak meghaladta a mederkitöltő vízszintet. Az utolsó partvonal felmérés -83 és 24 cm körüli vízállásnál történt (Q: 11, illetve 18 m³/s).

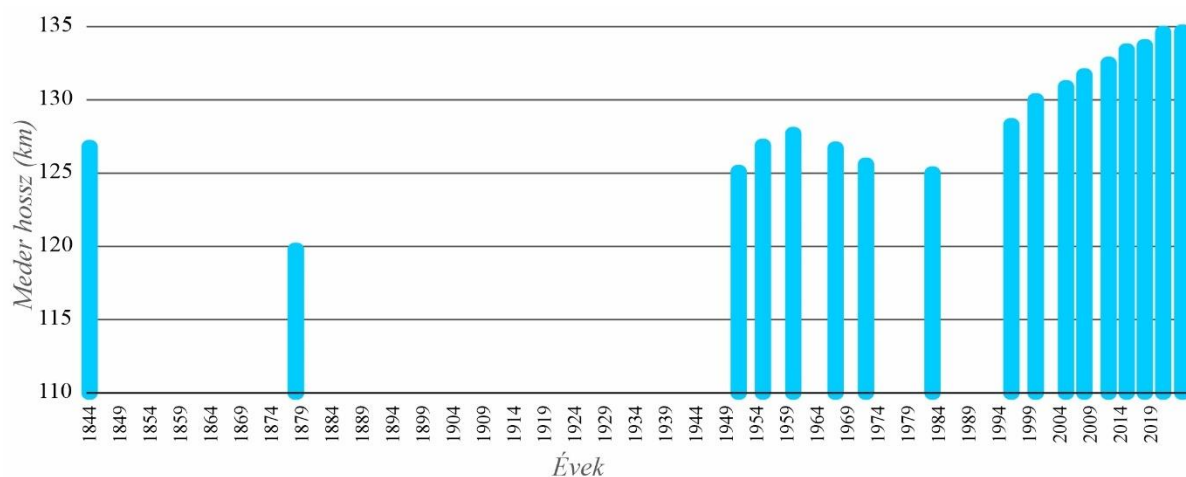
5.2. Hosszútávú morfológiai változások és parterózió a magyarországi Felső-Rába szakaszon

5.2.1. Morfometriai paraméterek hosszú távú változásai 1844 és 2022 között

A morfometriai paraméterek hosszú távú változásait a rendelkezésre álló topográfiai térképek, légifotók és ortofotók alapján vizsgáltam. A vizsgált Felső-Rába hazai szakaszán lévő kanyarulatok a második katonai felmérés (1844) óta jelentős morfometriai változásokon estek át. A változások mértéke és iránya azonban sem térben, sem időben nem volt egyenletes. A morfometriai változások bemutatásakor először a vizsgált szakasz egészét jellemző paraméterek (pl. középvonal-hossz, kanyargóssági index, mederszélesség változás, parterózió) hosszútávú változását mutatom be, majd a morfometriai jellemzők és antropogén hatások alapján azonosított egységeket.

5.2.1.1. A középvonal hosszának és a kanyargósság mértékének változásai

A Felső-Rába hazai vizsgált szakaszán a középvonal hossza jelentősen, bizonyos időszakokban ugrásszerűen változott a vizsgált időszak alatt (38. ábra). A hosszcsökkenés egyértelműen a kanyarulat lefűződésekhöz és a mesterséges kanyarulatátvágásokhoz köthető, míg a hossznövekedést az egyre kanyargósabbá váló meder indokolja.



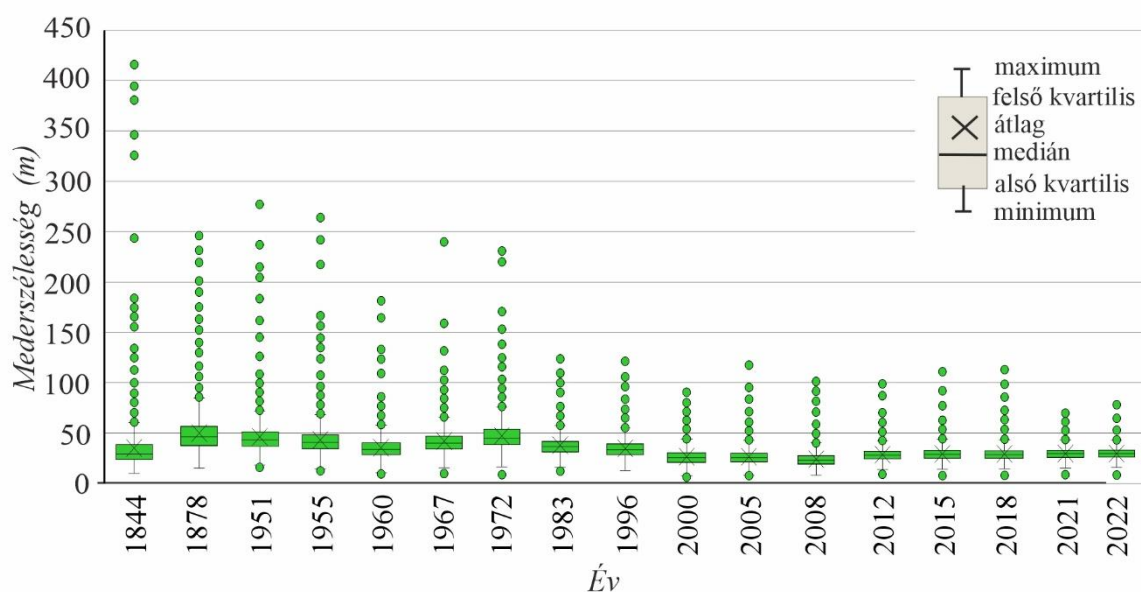
38. ábra: A magyarországi Felső-Rába-szakasz hosszának (km) változása 1844 és 2024 között

A 19. század második felében végzett kanyarulat-átvágások miatt a folyó hossza összesen 7 km-rel, azaz 5%-kal lerövidült (-206 m/év), így kanyargóssága a kiinduló állapothoz képest ($SI_{1844}=1,69$) csökkent ($SI_{1878}=1,60$). A meder eredeti hossza helyreállt 1955-ig, így a kanyargóssága is ($SI_{1955}=1,69$). Majd 1967–1981 között természetes úton is fűződtek le kanyarulatok, de több kanyarulatot is átvágtak a lokális mederszabályozások. Így az 1980-as évek elejére 24 mesterséges és

természetes kanyarulat lefüződésnek köszönhetően mintegy 2,7 km-rel, azaz 2%-kal (-117 m/év) rövidült a magyarországi Felső-Rába-szakasz. Így a meder kanyargóssága újra lecsökkent ($SI_{1983}=1,67$). Ebben az időszakban a legnagyobb hosszcsökkenést 1967 és 1972 között mértem (0,9%-kal, 220 m/év). Az 1990-es évek végétől kezdődően azonban a szakasz hossza újra növekedésnek indult (2,6%-kal, 253,2 m/év), ami a kanyarulatok egyre intenzívebb fejlődésével ($SI_{1996}=1,71$) és a kanyarulatok lefüződésének elmaradásával magyarázható. Ekkor mértem a legintenzívebb hossznövekedést is, ami 1996 és 2000 között 428 m/év volt. A folyamatok eredményeként a Felső-Rába vizsgált szakasza 2022-ben érte el eddigi legnagyobb kanyargósságát ($SI_{2022}=1,8$).

5.2.1.2. A Rába mederszélességének alakulása

A Felső-Rába vizsgált szakaszán 1844 és 2022 között az átlagos mederszélesség ($W_{\text{átl}}$) 35 m volt, de térben és időben is eltérő mértékű változások jellemezték (39. ábra). Összességében a teljes vizsgált időszak alatt a meder átlagos szélessége egyre inkább mérséklődött: bár a szűkülés nem volt egyenletes, összességében 15,4%-kal csökkent a mederszélesség 1844 és 2022 között.



39. ábra: A Felső-Rábán a mederszélesség időbeli jellemzői, illetve az egyes kanyarulatok adatai boksz-ploton ábrázolva, amely mutatja, hogy mennyire volt egységes az adott időszakban a kanyarulatok mederszélessége

A Harmadik katonai felmérés idején (1878) a meder jelentős mértékben kiszélesedett ($W_{\text{átl}}=49,8$ m) a kiinduló állapothoz képest, hiszen a szélesség 29,3%-al nőtt, azaz 0,43 m/év ütemben szélesedett a meder. Mindeközben a szakasz hossza csökkent. A következő

évtizedekben a meder fokozatosan szűkült 1960-ig, de a szűkülés üteme 1878-1960 között volt a legkisebb ($W_{\text{át}}=0,17$ m/év). Majd 1960 után újra szélesedni kezdett. Így a meder a kiinduló állapot szélességét érte el. A vizsgált szakaszon 1967 és 1972 között volt jellemző a legintenzívebb mederszélesség növekedés, melynek mértéke 1972-ig elérte a 12 métert (1,0 m/év), ami 25,4 %-os szélesség növekedést jelent. A legdinamikusabb ütemű mederszűkülési folyamat 1972 és 2008 között jellemezte a Rábát (0,64 m/év). Majd 2008 után ugyan növekedett a meder szélessége (0,6 m/év), de még így sem érte el a 19. század első felében mért értékeket. 2008 után már csupán kisebb mértékű változások (többnyire növekedés) voltak jellemzőek, de az utolsó évtizedben már a Rába szélességviszonyai alig változtak. A boksplotok is arra utalnak, hogy egységesebb szélességviszonyok jellemzik ma a Rábát, mint korábban.

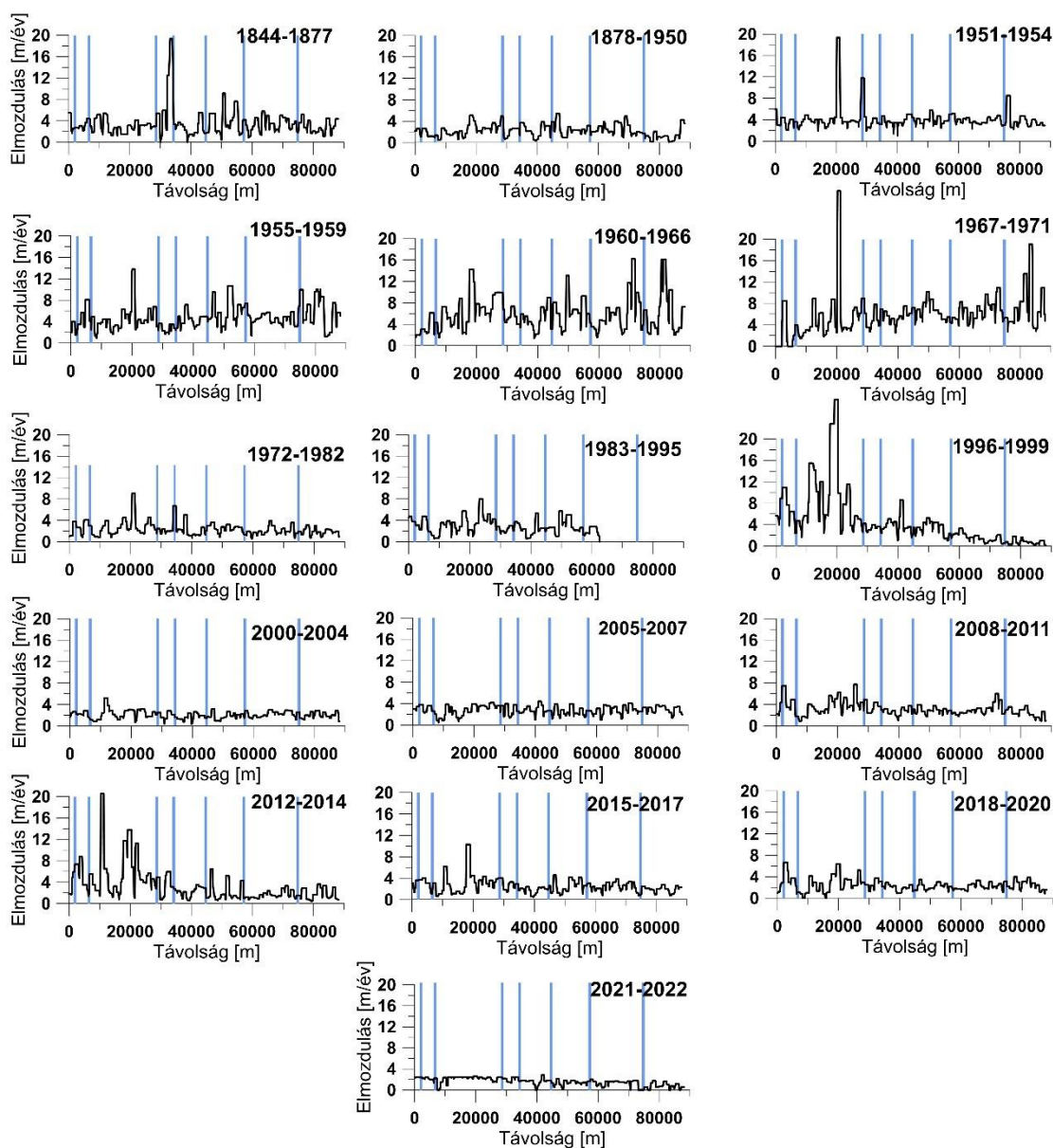
A meder szűkülése nemcsak az átlagos szélesség értékeiben, hanem a maximális szélesség alakulásában is megnyilvánult. Míg az 1844-es felmérés alapján a Felső-Rába egyes kanyarulataiban a maximális meder szélesség meghaladta a 400 métert, addig a 21. század elejére (2005) ez az érték mindössze 117,3 méterre csökkent. A legszélesebb és egyben legdinamikusabb szélesedés a kanyarulatok csúcsában jellemző, ahol nagy kiterjedésű, csupasz zátonyfelszínek vagy szigetek is kialakultak.

A vízjárás alakulása meghatározó lehet a Rába mederszűkülésében. Ha a vízszintek tovább csökkenek, akkor a meder szűkülése tartósan fennmaradhat, amelynek következtében végleg a parthoz fognak kapcsolódni a nagy kiterjedésű szigetek, így az általuk tagolt meder, továbbá az itt mérhető jelentős, maximális szélességi értékek el fognak tűnni. Ugyanakkor a szűk meder az árvizek gyakoriságát is növelheti, hiszen a keresztshelvény területe a szűkülés miatt csökkenhetett (de ennek pontos feltárására további vizsgálatokra van szükség).

5.2.1.3. A parterózió hosszútávú alakulása

Mivel a Felső-Rába vizsgált szakaszán nem végeztek hosszabb szakaszokat érintő szabályozási munkálatokat, ezért a kanyarulatok intenzív fejlődése zajlik az övzátonyok épülése és a partok eróziója révén. A folyamat eredményeként a parterózió üteme a teljes vizsgált időszakban (1844–2022) átlagosan 3,5 m/év volt. Azonban a Rába medrének laterális elmozdulása jelentős tér- és időbeli változatosságot mutatott (40. ábra). Összességében megállapítható, hogy az 1955–1959, az 1960–1966, az 1967–1971, valamint az 1996–1999 közötti időszakokban a parterózió kiemelkedően aktív volt a többi időszakhoz képest. Ezekben az időszakokban 4,9–6,1 m/év átlagos mértékű oldalirányú eltolódást mértem, míg egyes kanyarulatokban 20–29 m/év ütemű is volt a parterózió. Bár az 1967–1971 közötti időszakban a rendszer egészében magas volt a kanyarulatok elmozdulása, ez az időszak kiemelkedő, mivel voltak olyan kanyarulatok, amelyek külső íve 24–29 m/év ütemben

erodálódtak, ami jelentősen nagyobb volt, mint a többi időszak maximum értékei. Ugyanakkor ezen intenzív medereltolódási időszakokat a parterózió intenzív csökkenése követte (2,1–2,4 m/év).

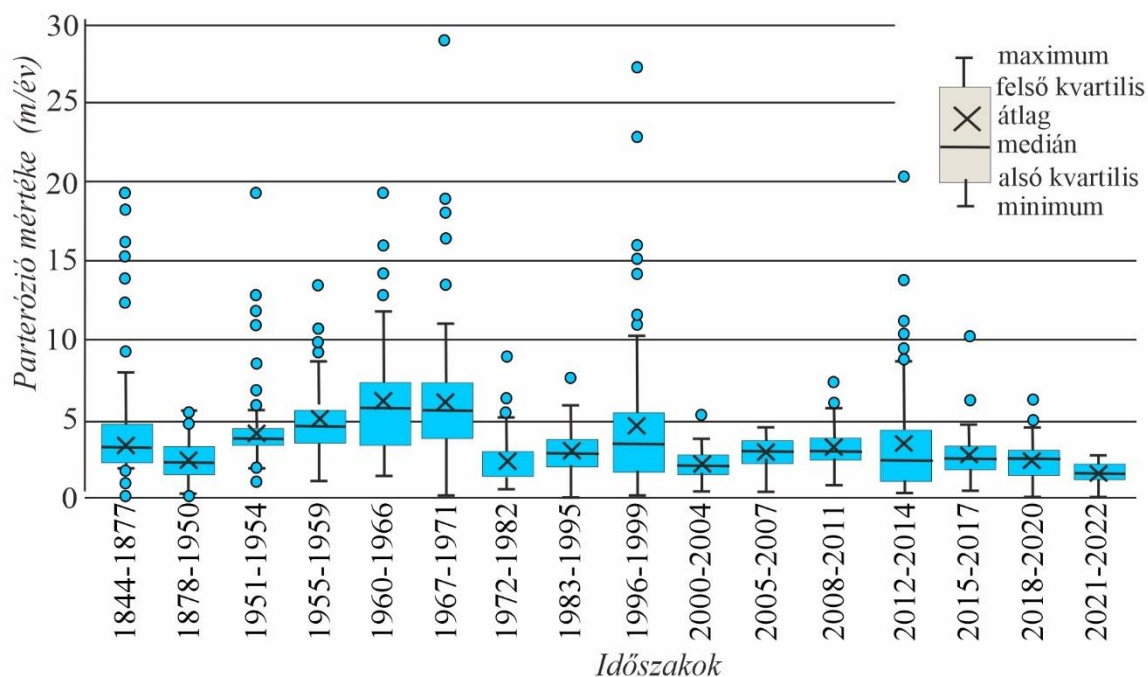


40. ábra: A laterális mederelmozdulás mértéke a vizsgált időszakokban a Felső-Rába vizsgált szakaszán. A kék sávok a becsatlakozó vízfolyások helyét jelzik. A vízszintes tengelyen a távolság az osztrák-magyar határtól való távolságot jelöli, ahol a Rába belép

A parterózió legalacsonyabb értékeit (1,6–2,8 m/év) az 1878–1950, 1972–1982, 2000–2004, 2005–2007, 2015–2017, 2018–2020 és 2021–2022 közötti időszakokban mértem. A boks-plotok azt mutatják (41. ábra), hogy ekkor maguk az egyes kanyarulatok is egységesebben mozdultak el, kiugróan magas elmozdulásokat nem mértem. Ugyanakkor 2005–2007 (2,8 m/év) között a változás

trendje már enyhe növekedésnek indult egészen 2012–2014 (3,3 m/év) közötti időszakig, majd végül egy újabb csökkenéssel zárult 2021 és 2022 között (1,6 m/év).

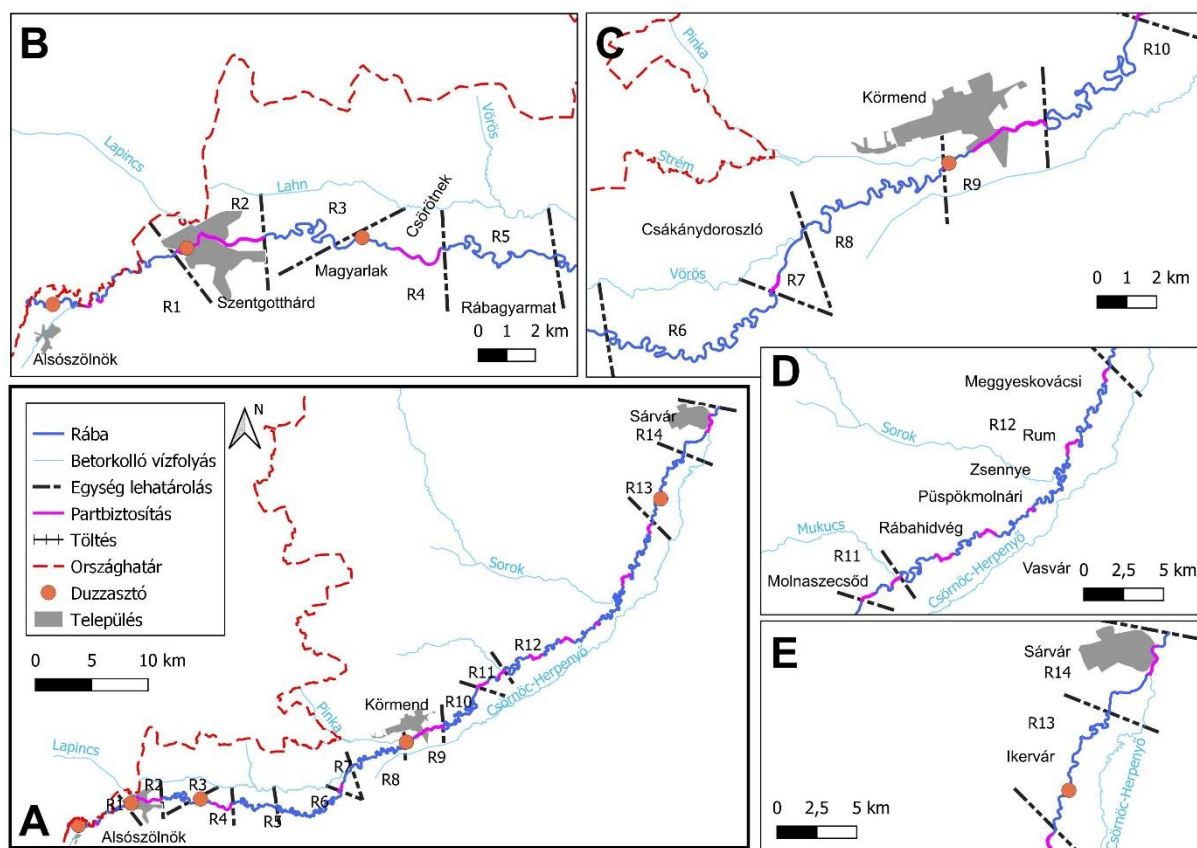
Az elmozdulás iránya is érdekes, ugyanis míg az 1844–1982 közötti időszakban a mederre a balparti elmozdulás volt inkább jellemző, addig később 1983 és 2022 között inkább a jobbparti.



41. ábra: A Felső-Rábán a laterális elmozdulás időbeli jellemzői, illetve az egyes kanyarulatok adatai boks-ploton ábrázolva, amely mutatja, hogy mennyire volt egységes az adott időszakban a kanyarulatok elmozdulása

5.2.1.4. A Felső-Rába magyarországi egységeinek lehatárolása

Az parterózió időbeli változásai és a medermorfológiát befolyásoló lokális változók (pl. völgyi korlátozottság, meder esése, árvízvédelmi töltések távolsága, partbiztosítás, korábbi kanyarulat-átmetszések, valamint betorkolló mellékfolyók) részletes elemzése alapján 14 egységet különítettem el a Felső-Rábán (42. ábra), amelyekben a kanyarulatok nagyon hasonló tulajdonságokkal rendelkeznek (4. táblázat). A vizsgált, 1844 és 2022 közötti időszakban az azonosított egységeken belül a laterális partélelmozdulás értékei is jelentős eltéréseket mutatnak (43. ábra).



42. ábra: A magyarországi Felső-Rábán azonosított egységek helyzete (A), illetve az egyes egységek részletesebb térképe (B-E)

A legelső egységben belül (**R-I**: 216,3–207,5 *flm*) a Rába az osztrák-magyar határt átlépve először 2,4 km-en magyar területen folyik, majd 4,3 km hosszan országhatárt képez, illetve azt többször keresztezi. A meder természetes állapotú, kanyarulatai csaknem teljesen szabadon fejlődnek, mivel csak néhány ponton végeztek mederrendezést (pl. Szentgotthárd–Felsőszőlőnk közötti út miatt két helyen volt partbiztosítása), illetve az egység utolsó 600 méterén van 200 m közelségben árvízvédelmi töltés. Az egységben található az 1960-ban épült Alsószőlőnki Vízerőmű. A partbiztosítás aránya csupán 5,7%, és egyetlen kanyarulatot sem vágta át. Tehát az egység teljes hosszának 87,5%-a természetes állapotú. Az egységben a meanderező meder esése 106 cm/km. A vizsgált időszakban ebben az egységben az átlagos partélelmozdulás 3,6 m/év volt. A legkisebb parterózió 1,8 m/év volt (1878–1950), illetve később is kismértékű volt (2,3 m/év) 2021 és 2022 között. A legintenzívebb erózió (10,9 m/év) 1996 és 1999 között történt. Az egység átlagos mederszélessége a vizsgált időszakban 24,1 m volt, de a meder szűkült, mivel az időszak kezdetén jellemző 25,4 méterről 21,1 m-re csökkent (16,9%-kal). Ugyanakkor a meder kanyargósabbá is vált (SI: 1,21-ről 1,7-re nőtt). Az egység túlfejlett kanyarulataira jellemző a rotációval párosuló lefelé vándorlás. A vizsgált időszakban 3 természetes kanyarulatlefűződés történt. A Rábához itt csatlakozik be hat kisebb patak.

4. táblázat: A vizsgálat során azonosított egységek jellemzői és a partél elmozdulás mértéke

Egység (fkm)	Hossz (2018) (km)	Természetesség foka	Meder esése (2023) (cm/km)	Kanyarulatok száma (db)	Partbiztosított kanyarulatok aránya (%)	Átlagos parterózió (m/év) (1844- 2022)	Legnagyobb parterózió (m/év) (1844-2022)
R-1 (216,3- 207,5)	8,8	enyhén módosított	106	40	5,7	3,6	10,96
R-2 (207,5- 203,7)	3,8	erősen módosított	132	8	95,9	2,2	7,3
R-3 (203,7- 197,9)	5,9	természetes	58	14	0	4,3	20,5
R-4 (197,9-193)	4,9	erősen módosított	90	14	44,3	2,9	12,0
R-5 (193-186,2)	6,8	természetes	76	22	0	6,1	29,0
R-6 (186,2- 173,6)	13,9	természetes	56	48	0	4,2	11,8
R-7 (173,6- 171,1)	2,5	erősen módosított	52	6	23,8	2,5	9,3
R-8 (171,1- 160,8)	10,7	természetes	46	36	0	3,5	19,4
R-9 (160,8- 156,7)	4,1	erősen módosított	73	9	76,8	2,2	12,8
R-10 (156,7- 145,2)	11,9	természetes	40	31	0	3,3	9,6
R-11 (145,2- 141,6)	3,6	erősen módosított	64	12	47,1	3,5	17,6
R-12 (141,6- 102,9)	39,2	enyhén módosított	42	125	13,0	3,2	16,2
R-13 (102,9-93,1)	10,3	enyhén módosított	93	29	0	3,2	16,1
R-14 (93,1-86,6)	6,5	erősen módosított	58	18	29,7	2,8	19,1

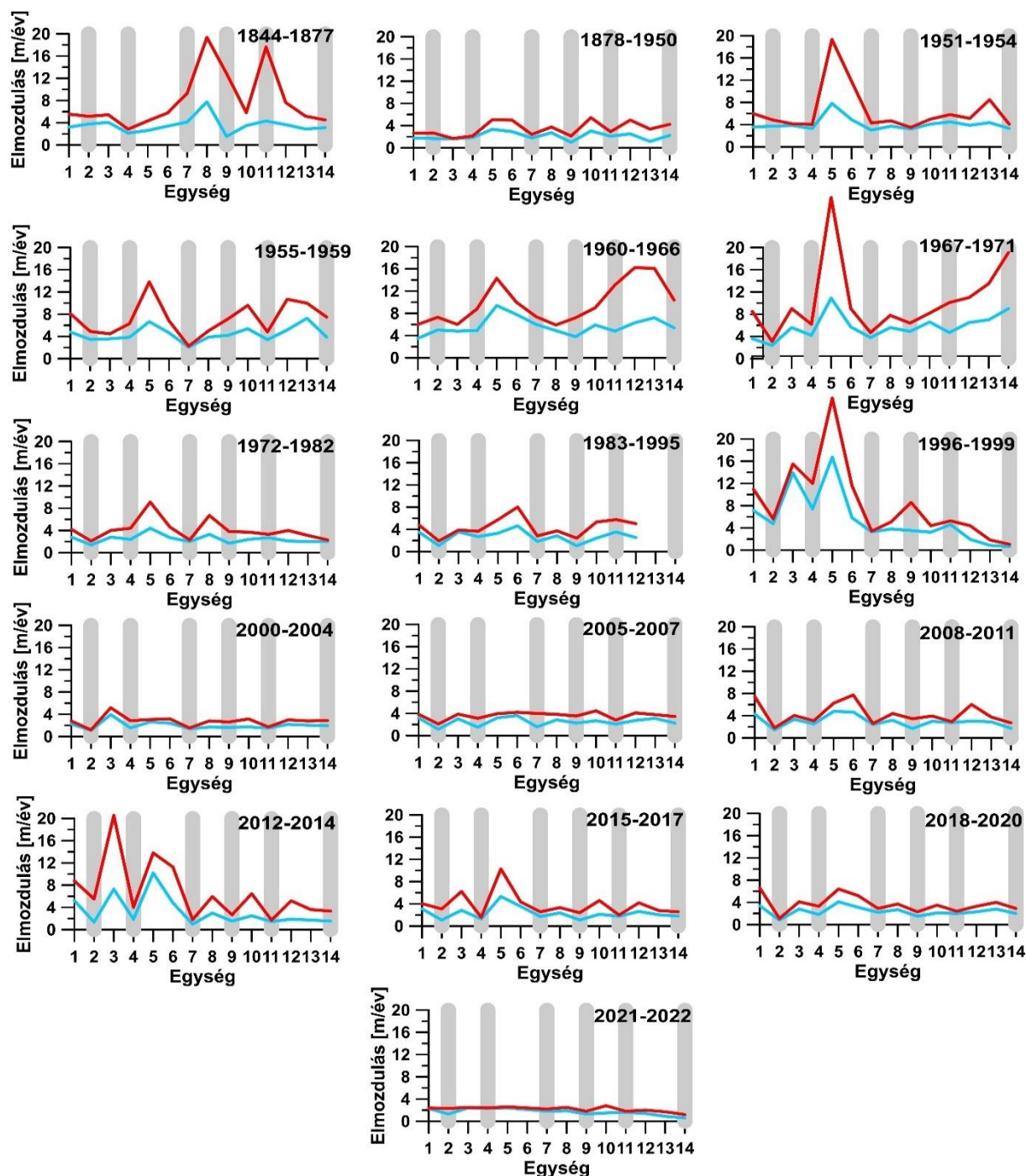
Az **R-2** (207,5– 203,7 fkm) egységet szabályozták leginkább, mivel a meder mentén árvízvédelmi töltések épültek és a mederfejlődést partbiztosítások korlátozzák a hossz 95%-a mentén. Szentgotthárdon épült a Kaszagyári Duzzasztó (1905), ahol kisvízkor a vízszint különbsége 4,5 m. A

duzzasztóteret két oldalt tölcészerűen szűkülő árvízvédelmi töltés határolja, amelyek folytatódnak a duzzasztó alatti, városi szakaszon is. Hét kanyarulatot vágta át (1977–1981), hogy az árhullámok levonulását segítsék. A Rába hazai szakaszán erre az egységre jellemző a legnagyobb meder esés (132 cm/km). Itt az átlagos parterózió 2,2 m/év volt. A legkisebb parterózió 0,8 m/év volt 2018 és 2020 között, illetve hasonlóan kismértékű volt a partél elmozdulása (1,1 m/év) 1983 és 1995, 2000 és 2004, 2015 és 2017 között. A nagy esés ellenére az egységben végzett antropogén beavatkozások megakadályozták az intenzív parteróziót. Ezért a maximális érték (1996–999: 5,6 m/év) is elmaradt az *R-1* egységhez képest. Az egység átlagos mederszélessége a vizsgált időszakban 30,5 m volt. A meder azonban folyamatosan szűkült, mivel a szélessége az időszak kezdetén jellemző 36,3 méterről 28,9 m-re csökkent (28,9%-kal). Ugyanakkor a meder kanyargóssága is mérséklődött, mivel az egység SI értéke 1,53-ról 1,19-re csökkent. A mederfejlődés szempontjából fontos, hogy ebben az egységben torkollik a Rábába annak legjelentősebb mellékfolyója, a Lapincs, és három kisebb patak is itt válik a vízrendszer részévé.

Tovább haladva egy természetes mederfejlődésű, 5,9 km hosszú egység következik (*R-3: 203,7–197,9 fkm*), ahol a Lapincs többlet vízhozama és durva hordaléka intenzíven befolyásolja a mederalakulást. Az egység 99% hosszán, csaknem teljesen szabadon fejlődő meanderekkel rendelkezik. Az egység gyakorlatilag egy 14 természetes kanyarulatból álló láncolat, amelynek mederesése (58 cm/km) kevesebb, mint felére csökkent a fentebbi egységhez képest. A vizsgált időszakban az egység átlagos partélelmozdulása 4,3 m/év volt, azaz csaknem a duplája a szomszédos felvízi egységnek. A legkisebb parterózió 1,6 m/év volt 1978 és 1950 között, illetve hasonlóan kismértékű volt (2,4 m/év) 2021 és 2022 között. Ugyanakkor a maximális parteróziót (20,5 m/év) 2012 és 2014 között mértem. Az egység átlagos mederszélessége a vizsgált időszakban 37,3 m volt. A meder itt is szűkült, mivel szélessége az időszak kezdetén jellemző 45,9 méterről 33,1 m-re csökkent (27,9%-kal). Ugyanakkor a meder kanyargósabbá is vált, mivel az egység SI értéke 1,44-ről 2,44-re nőtt. A vizsgált időszakban Máriaújfalu térségében egy kanyarulatlefűződés történt (1973–1977). A túlfejlett kanyarulatokra jellemző a rotációval párosuló lefelé vándorlás, de előfordul másodlagos (kisebb) kanyarok kialakulása is. A Rábához ebben az egységben két kisebb patak csatlakozik.

A következő intenzíven módosított Rába egységben (*R-4: 197,9–193,0 fkm*) a kanyarulatok fejlődését a közeli árvízvédelmi töltések és a Csörötnek-Magyarlakai duzzasztótól (1919) kezdve 3 km hosszán a településnél létesített partbiztosítások (44,9%) korlátozzák. A 14 db kanyarulatból álló egység teljes hosszának csupán 20,1%-a számít természetesnek. A nagy medersés (90 cm/km) miatt a vizsgált időszakban négy természetes kanyarulatlefűződés történt. Ebben az egységben az átlagos partélelmozdulás 2,9 m/év volt. A legkisebb parterózió 1,3 m/év volt (2015 és 2017 között), illetve

hasonlóan kismértékű volt (1,5 m/év) 2000 és 2007 között. Ugyanakkor a maximális értéket (12,2 m/év) 1996 és 1999 között mértem. Az egység átlagos mederszélessége a vizsgált időszakban 39,2 m volt, de a meder szűkült, mivel az időszak kezdetén jellemző 57,9 méterről 33,0 m-re csökkent (az összes egység közül a legnagyobb mértékben, 43%-kal). Mindeközben a meder kanyargóssága mérséklődött, mivel az egység SI értéke 1,36-ról 1,28-ra csökkent. A kisebb kanyarulatokra jellemző a folyásirányban lefelé vándorlás. Egy kisebb vízfolyás ebben az egységben csatlakozik a Rábához.



43. ábra: Az egységek átlagos (kék) és a maximális (piros) laterális mederelmozdulás értékei a vizsgált időszakokban (Az ábrán a szürke sávok az „Erősen módosított” szakaszokat jelölik.)

A Rába következő, partbiztosításoktól mentes egysége (**R-5**: 193,0–186,2 *fk*m) egyaránt rendelkezik szabadon fejlődő, valamint antropogén eredetű beavatkozások által bolygatott szakasszal, de összességében az egység 85%-án a meder természetes módon fejlődik. A vizsgált időszakban egy kanyarulatlefűződés történt (1967 és 1972 között), illetve Rátót és Rábagyarmat térségében hét kanyarulatot vágtak át 1978 és 1980 között és az 1990-es években. Az egységben a mederesés 76 cm/km. Az **R-5** egység volt a legintenzívebben fejlődő egység, ha a vizsgált teljes időszakot tekintjük, mivel az átlagos partélelmozdulás üteme 6,1 m/év volt. A legkisebb parterózió 2,4 m/év volt 2021 és 2022 között, illetve hasonlóan kismértékű volt (2,6 m/év) 1844 és 1877, 2000 és 2004 között. Ugyanakkor a maximális értéket (29 m/év) is ebben az egységben mértem (1967–1971). Az egység átlagos mederszélessége a vizsgált időszakban 38,7 m volt. A meder itt is szűkült, 49,4 méterről 32,0 m-re (35,2%-kal), miközben kanyargósabbá is vált, mivel az egység SI értéke 1,38-ról 1,79-re nőtt. Két kisebb mellékvízfolyás ebben az egységben csatlakozik a Rábához.

A Rába következő, hosszabb (13,9 km), kiemelkedően természetes besorolású egysége az **R-6** (186,2–173,6 *fk*m), amely szabadon kanyarog az árterén. A partbiztosítástól mentes egységben egyetlen kanyarulatot sem vágtak át a vizsgált időszak alatt. Ez tette lehetővé, hogy a 48 természetes kanyarulatból álló szakasz fennmaradjon. Itt a Rába esése tovább mérséklődik (56 cm/km). A vizsgált 178 év alatt az egység átlagos partélelmozdulása 4,2 m/év volt. Kismértékű volt a parterózió (2,1 m/év) 2021 és 2022 között, illetve 2000 és 2004 között (2,4 m/év). Ugyanakkor a maximális értéket (10,9 m/év) 1996 és 1999 között mértem. Az egység átlagos mederszélessége a vizsgált időszakban 37,4 m volt, de a mederszélesség a kiindulási állapotban jellemző 42,0 méterről 32,1 m-re csökkent (23,6%-kal). Időközben a meder kanyargósabbá is vált, mivel az egység SI értéke 1,17-ről 2,22-re nőtt. Az egység kanyarulati viszonyai változatosak, általában túlfejlett vagy átszakadás előtti kanyarulatok jellemzik, amelyek megnyúlással vagy rotációval lefelé vándorolnak. A vizsgált időszakokban négy természetes kanyarulatlefűződés történt. Öt kisebb mellékvízfolyás ebben az egységben csatlakozik a Rábához.

A rövid **R-7** (173,6–171,1 *fk*m) egység erősen módosított, mivel 1853 és 1878 között 11 kanyarulatát vágták át és a medret keresztező közúti híd alatt és felett 600 m-es szakaszon partbiztosítást (24%) építettek. Az átvágások eredményeként enyhén kanyargóssá vált a meder (SI értéke 1,57-ről 1,13-ra csökkent), amelynek esése az előző, **R-6** egységhez hasonló mértékű (52 cm/km). A vizsgált időszakban, ebben az egységben az átlagos parterózió 2,5 m/év volt. A legkisebb parteróziót a 21. században mértem: 2012-2014: 1,0 m/év, míg 2000–2004: 1,4 m/év. A leggyorsabban a meder 1844 és 1877 között vándorolt (9,3 m/év), még a kanyarulatátvágások előtti időszakban. Az egység átlagos mederszélessége 33,1 m volt. Ugyanakkor egyedi vonása, hogy a

meder kis mértékben szélesedett, mivel az időszak kezdetén jellemző 28,7 méterről 29,4 m-re nőtt (+2,4%). A Vörös-patak ebben az egységben csatlakozik a Rábához.

Az **R-8** (171,1–160,8 fkm) egység is a természetes típusba sorolható (a meder 99%-a szabadon fejlődő), mely ugyancsak szabadon kanyarog az árterén. Mindössze 2 km hosszan építettek a medertől 400–600 m távolságban árvízvédelmi töltést. Egyetlen kanyarulatot sem vágtak át az utóbbi 80 év alatt, ami lehetővé tette, hogy a 36 db természetes kanyarulat egy összefüggő láncolatot alkosson, és a meder kanyargósabbá váljon (SI értéke 1,65-ről 2,14-re nőtt). Mindehhez 46 cm/km mederesés társul. A vizsgált időszakban, ebben az egységben az átlagos partélelmozdulás 3,5 m/év volt. A legkisebb parteróziót itt is a 21. században mértem: 2000–2004: 1,7 m/év és 2021–2022: 1,9 m/év, míg a legnagyobb ütemű volt a folyamat (19,4 m/év) 1844 és 1877 között. Az egység átlagos mederszélessége a vizsgált időszakban 32,7 m volt, és ez az egység is szélesedett (hasonlóan az R-7-hez), mivel a mederszélesség az időszak kezdetén jellemző 26,1 méterről 29,2 m-re nőtt (+10,7%-kal). Az egységet általában túlfejlett vagy átszakadás előtti kanyarulatok jellemzik, amelyekre jellemző a rotációval párosuló folyásirányban lefelé vándorlás. Az egység mentén nem torkollik be mellékvízfolyás.

Az **R-9** (160,8–156,7 fkm) egység jellegét szintén az emberi beavatkozások határozták meg, mivel a fluvialis folyamatokat a partbiztosítások és árvízvédelmi töltések korlátozzák. Itt található az 1930-ban épült Körmenői Vízerőmű és duzzasztó (rőzsegát). A vízügyi adatok alapján ebben az egységben kimondottan magasnak tekinthető a partbiztosítás aránya (75,6%), ráadásul az 1844–1880 között 4 kanyarulat-átmetszést is végeztek a rőzsegát alatt. Az egység esése az R-5 egységhez hasonló mértékű (73 cm/km). A vizsgált időszakban, ebben az egységben az átlagos partélelmozdulás 2,2 m/év volt, míg a legkisebb parteróziót (1,1 m/év) 1878–1950, 1983–1995 és 2015–2017 között mértem. Ugyanakkor a maximális érték (12,8 m/év) 1844 és 1877 között volt jellemző, azaz még az antropogén beavatkozások előtt. Az egység átlagos mederszélessége 39,6 m volt, és alig változott, mivel az időszak kezdetén jellemző 33,4 méterről 33,6 m-re nőtt. Mindeközben a meder kanyargóssága mérséklődött (SI értéke 1,46-ről 1,11-re csökkent). A Rába egyik jelentős mellékvízfolyása, a Pinka itt csatlakozik a Rábához.

Ugyancsak természetes típusba sorolható az **R-10** (156,7–145,2 fkm) egység, melyben a meder szabadon kanyarog az árterén. Itt az 1880-as évektől egyetlen kanyarulatátmetszés sem történt, ami lehetővé tette, hogy 31 természetes kanyarulat láncolata fennmaradjon, így az egység szinte 100%-a természetes besorolású. A vizsgált egységek közül itt a legkisebb (40 cm/km) a mederesés. A vizsgált időszakban, ebben az egységben az átlagos partélelmozdulás 3,3 m/év volt. A legkisebb parterózió 1,5 m/év volt 2021 és 2022 között, illetve hasonlóan kismértékű volt (1,7 m/év) 2000 és 2004 között. Ugyanakkor a maximális értéket (9,6 m/év) 1955 és 1959 között mértem. Az egység

átlagos mederszélessége a vizsgált időszakban 35,8 m volt, de a meder szélesedett, mivel az időszak kezdetén jellemző 26,0 méterről 31,2 m-re nőtt (+16,7%-kal). Ugyanakkor a meder kanyargóssága a kiinduló állapothoz képest jelentősen nem változott, mivel az egység SI értéke 2,5-ről csupán csak 2,52-re nőtt. A vizsgált időszakban az egység kanyargóssága jelentős mértékben csökkent, elsősorban az 1844 és 1877 közötti időszakban bekövetkezett természetes kanyarulatlefűződés következtében, amely az egység hosszának jelentős csökkenéséhez vezetett. Ekkor az SI érték 1,4-re csökkent. Ha azonban ezt az időszakot tekintjük kiindulópontnak, akkor a kanyargósság a vizsgált időszakban jelentős mértékben nőtt. Az egység kanyarutait általában túlfejlett vagy átszakadás előtti állapot jellemzi, amelyek rotációval lefelé vándorolnak. Az egység mentén szintén nem torkollik be mellékvízfolyás.

Az **R-11** (145,2– 141,6 fkm) egység kanyarutainak fejlődését Molnashollós és Egyházhollós települések mellett partbiztosítások (47,2%) korlátozzák. A 19. század közepén több kanyarulatátmetés nyomai is láthatók, illetve Egyházhollós térségében 1972-1981 között két kanyarulatot vágtak át. A 12 db kanyarutból álló egység teljes hosszának mindössze 31%-a számít természetesnek. Az egység nagyobb medereséssel rendelkezik (64 cm/km), mint a felvízi egységek. A teljes vizsgált időszakban az egység átlagos partélelmozdulása 3,0 m/év volt. A legkisebb parterózió 1,4 m/év volt 2012 és 2014 között, és hasonlóan kismértékű volt (1,5-1,6 m/év) 2000–2004 és 2021–2022 között. A legintenzívebb partélelmozdulást (5,8 m/év) 1951 és 1954 között mértem. Itt a meder átlagos szélessége 39,3 m volt, de fokozatosan szélesedett 27,9 méterről 31,5 m-re (+11,4%-kal). Ugyanakkor a meder kanyargóssága 1,50-ről 1,32-re mérséklődött. A Rábához ebben az egységben két kisebb mellékpatak csatlakozik.

A leghosszabb egység (**R-12**) hossza 39,2 km (141,6–102,9 fkm), amely egyaránt rendelkezik szabadon fejlődő, valamint antropogén beavatkozások által bolygatott kanyarutakkal. Itt a Rába kanyarulatfejlődését a településeknél épített partbiztosítások (13,3%) korlátozzák. A vizsgált időszakban 1955 és 1960 között történt Meggyeskovácsnál kanyarulatátvágás (103,5-102,9 fkm). A Második katonai felmérés időpontjától 2000-ig több természetes kanyarulatlefűződés eredményeként számos holtág jött létre. A 125 db kanyarutból álló egység teljes hosszának 83,7%-a számít természetesnek, amelyhez 42 cm/km mederesés társul. A vizsgált időszakban az egységet 3,2 m/év átlagos parterózió jellemezte. A legkisebb parteróziót (1,4 m/év) 2021 és 2022 között mértem, míg a legnagyobb értéket (16,2 m/év) 1960 és 1966 között. A meder átlagos szélessége a vizsgált időszakban 36,6 m volt, de fokozatos szűkülés jellemezte (36,6 méterről 31,0 m-re csökkent, azaz 15,3%-kal). Ugyanakkor a meder kanyargósabbá is vált (SI: 1,85-ről 2,03-ra nőtt). Az egység kanyarulatviszonyai változatosak. Általában túlfejlett vagy átszakadás előtti kanyarutak jellemzik, amelyek folyásirányban lefelé vándorolnak, de 2000 után az egység kanyarutaitban határozott

vándorlást, vagy kanyarulatfejlődést már nem lehet felismerni. A Sorok/Perint és hat kisebb patak is itt válik a vízrendszer részévé.

A Rába következő egysége az **R-13** (102,59–93,1 fkm), amelyben ugyancsak előfordulnak szabadon fejlődő és antropogén beavatkozások által bolygatott kanyarulatok is. Az egységben található az Ikervári Vízerőmű és duzzasztó (Magyarország legrégebbi vízerőműve: 1896). 1895-ben a duzzasztómű miatt az ikervári Ella-malom rőzsegátja előtti kanyart kétszer átvágták. Majd a vízerőmű újjáépítése során átvágták (1953–1955) a duzzasztómű feletti Rába-szakasz túlfajlett kanyarulatait. A kanyarulatátvágások és lefűződés eredményeként enyhén kanyargós meder jött létre. A kanyarulatátvágások miatt a 29 db kanyarulatból álló egység teljes hosszának mindössze 84,1%-a számít természetesnek, és a meder kanyargóssága is mérséklődött (SI: 2,34-ről 1,5-ra csökkent). Az előző egységekhez képest itt jóval nagyobb az esés értéke (93 cm/km). A vizsgált időszakban itt az átlagos partélelmozdulás 3,2 m/év volt. A legkisebb parterózió 0,9 m/év volt (2021–2022), míg a maximális 16,1 m/év értéket 1960 és 1966 között mértem. Az egység átlagos mederszélessége 31,4 m volt, de a meder szűkülését mutatja, hogy a szélesség az időszak kezdetén jellemző 30,6 méterről 24,4 m-re csökkent (20,3%-kal). Az egységben a legintenzívebb kanyarulatfejlődés a 97,1–93,1 fkm között figyelhető meg: az eredetileg enyhe görbületű, Ikervár alatti kanyarulat folyamatosan alakult át egy összetett, túlfajlett többszörös kanyarulattá az 1940-es évektől 2000-ig. A Rábához ebben az egységben két kisebb mellékvíz csatlakozik.

Az utolsó egység (**R-14**: 93,1–86,6 fkm) teljes mértékben antropogén hatás alatt áll. Itt a Rába mederformálódását a közeli árvízvédelmi töltések és Sárvárnál épített partbiztosítások (29,2%) befolyásolják. Sárvár térségében a vasúti hídnál volt kanyarulatátmetés (1977–1981), illetve a közúti híd alatt és felett a Csörnőc-Herpenyő torkolatáig volt koncentrált beavatkozás. A 6,6 km hosszú, 18 db kanyarulatból álló egység 58 cm/km mederesesű. A teljes vizsgált időszakban ebben az egységben az átlagos partélelmozdulás csupán 2,8 m/év volt. A legkisebb parterózió 0,6 m/év volt (1996–1999 és 2021–2022 között), míg a legnagyobb 19,1 m/év (1967–1971). Az egység átlagos szélessége 33,9 m volt, de folyamatosan szűkült (40,5 méterről 26,8 m-re, 33,8%-kal). A meder kanyargóssága is mérséklődött (SI: 1,75-ről 1,27-re csökkent). A Csörnőc-Herpenyő és egy kisebb mellékvízfolyás is itt torkollik a mederbe.

Összességében megállapítható, hogy a "természetes" állapotú egységek (R-3, R-5, R-6, R-8, R-10) a Rába vizsgált szakaszán 50,3 km hosszan (37,3 %) jellemzőek. Ezekben az egységekben a meder azért fejlődhet természetesen, mert nincsenek a környezetükben települések. Ráadásul a völgyoldalak sem akadályozzák a kanyarulatok fejlődését, ezért esetükben mértem a legmagasabb laterális partélelmozdulást (3,3–6,1 m/év). A természetes állapotú egységek közül kiemelkedik az R-5, mivel itt 178 év alatt az elmozdulás átlagos értéke 6,1 m/év volt, és itt volt jellemző a legnagyobb változatosság az egyes kanyarulatokban mért értékek között is. Ráadásul a teljes vizsgált időszakban

az összes egységet elemezve is a maximális oldalirányú elmozdulási értéket (29 m) az *R-5* mentén mértem az 1967–1971 időszakban. Ugyancsak magas átlagos elmozdulást mértem az *R-3* (4,3 m/év) és *R-6* (4,2 m/év) egységekben is.

Az „enyhén módosított” egységekben (*R-1*, *R-12*, *R-13*), amelyek 58,8 km hosszan (43,7 %) találhatók meg a Rába mentén, a partél elmozdulása közepes mértékű volt, mivel az átlagos értékek 3,2–3,6 m/év között változtak. Ezekben az egységekben a parterózió változatosan alakult, mivel a legkisebb (0,9–1,8 m/év) és legmagasabb (7,1–7,3 m/év) ütemű parterózió között jelentős eltérések voltak az egységeken belül. Az *R-12* és *R-13* egységekben is érezhető a fentebbi egységekben történt beavatkozások hatása, ugyanis 1970-es évek végétől ezen egységekben is mérséklődött a parterózió mértéke, hasonlóan az antropogén beavatkozásokkal érintett egységekhez.

A „erősen módosított” egységekben (25,6 km hosszan, azaz a vizsgált Rába szakasz 19,0 %-án) a meder fejlődését az emberi beavatkozások jelentősen érintették (*R-2*, *R-4*, *R-7*, *R-9*, *R-11*, *R-14*). Ezért itt a medret a teljes időszakot tekintve kisebb átlagos parterózió (2,2–3,0 m/év) jellemezte. Ezen egységek kanyarulatainak jelentős részét a külső íven partbiztosítással stabilizálták az 1970-es években, illetve több kanyarulatot is átvágtak. A direkt emberi hatások előtt ezen egységek kanyarulatai is szabadon fejlődtek, és jellemző volt rájuk az intenzív oldalirányú partél elmozdulás (1844 és 1966 között: 3,1–4,5 m/év). Azonban a partbiztosításokat és a kanyarulat átvágásokat követően elenyésző mértékű oldalirányú elmozdulás történt (1967 és 2022 között: 1,5–2,5 m/év). Következésképpen a partbiztosítással stabilizált egységekben a teljes időszakra vonatkozó átlagos parterózió is jóval kisebb értékűnek adódott.

A legkanyargósabb egységek a "természetes" és "enyhén módosított" kategóriákba tartoznak, ahol a kanyargóssági index minden esetben meghaladta az 1,5-öt, ezáltal mindegyik meanderező típusúnak számít. A legnagyobb kanyargósságot az *R-3* (SI=2,40), *R-6* (SI=2,12), *R-8* (SI=2,12), *R-10* (SI=2,50) és *R-12* (SI=1,98) egységekben tapasztaltam, míg a legalacsonyabbat az „erősen módosított” egységekben. Habár meg kell említeni, hogy az "erősen módosított" egységek kanyargóssága az 1960-as évekig magasabb volt (SI=1,43–1,65), de azóta jelentősen csökkent (SI=1,11–1,32). Az *R-7* és *R-9* egységek már az 1870-es évek óta szabályozottak, így csak az 1800-as évek közepéig voltak meanderező mintázatúak, azóta medrük enyhén kanyargóssá vált.

A vizsgált folyószakasz mederszélességének elemzése során megállapítható, hogy a legjelentősebb változások a felsőbb szakaszon elhelyezkedő egységekben következtek be. Míg a 19. század második felében az *R-3–6* egységekben a meder átlagos szélessége 51,2–55,5 m volt, addig a 2022-re már átlagosan 32–33 méterre szűkült a meder (16,9–43,0%-kal). A Felső-Rába vizsgált alsó szakaszán nem volt ilyen jelentős mértékű a mederszélesség csökkenés az elmúlt 178 évben, mivel a meder átlagos szélessége 30,6–40,5 m-ről 24,4–31 m-re csökkent,

ami csupán 15,3–33,8%-os szűkülést jelent. Ugyanakkor a vizsgált szakasz középső egységeiben viszont, ha kis mértékben is, de a kiinduló állapothoz képest nőtt a meder szélessége. Az *R-7–11* egységekben 26,0–33,4 m-ről 29,2–33,6 m-re nőtt, ami 0,6–16,7 %-os növekedést jelent. 1967 és 1972 között szinte mindegyik egységben jelentős mederszélesedés figyelhető meg, majd ehhez az állapothoz képest minden egységben mederszűkülés jelentkezett az 1980-as évektől.

Érdekességként még az is megállapítható, hogy a parterózió irányát tekintve az emberi beavatkozások által közvetlenül érintett egységek inkább jobb part felé mozdultak el, míg a természetesen fejlődő egységek inkább balpart felé.

5.2.2. A környezeti tényezők hatása a hosszútávú parterózióra

A folyópartok eróziója összetett folyamat, melynek háttérében számos tényező kölcsönhatása áll. Közülük az egyik a vízjárás, amellyel a parterózió mértéke szorosan összefügg (Hooke 1979, Lawler 2007, Carroll et al. 2004).

A Rábán a parterózióban néhány év vagy évtized alatt jelentős változások figyelhetők meg (5.2.1. fejezet), ezért a változások okainak feltárása érdekében a vizsgálat egyik célja az volt, hogy meghatározzam, milyen összefüggés lehet a parterózió mértéke és a hidrológiai jellemzők alakulása között. A parterózióban jelentős szerepet játszhatnak az árvizek, egyrészt a közvetlen erózióval, másrészt a korábban leomlott partanyag elszállításával. Azonban a part eróziójában nemcsak az árvizes időszakoknak lehet szerepe, hanem hasonló jelentőséggel bírnak a kisvizes időszakok is. Egyrészt kisvizek idején megszűnik a meredek partfalak alátámasztása, így omlások és csuszamlások formálhatják a partot. Másrészt, télen a fagy okozta aprózódás, illetve nyáron a kiszáradás roncsolhatja a part anyagának szerkezetét, így előkészítve azt az elszállításra.

A Rába kanyarulatainak a parteróziójában megfigyelhető térbeli és időbeli eltérések okainak magyarázatára meghatároztam folyóra ható legfontosabb lokális és regionális környezeti tényezőket. Elsőként a teljes magyarországi szakaszra kiterjedő és az időbeli eltéréseket leginkább befolyásoló hidrológiai változások következményeit vizsgálom. Ezt követi a térbeli különbségeket okozó, hosszabb–rövidebb szakaszokra ható esés + antropogén hatások bemutatása.

5.2.2.1. A hosszú távú parterózió és a hidrológiai paraméterek kapcsolata

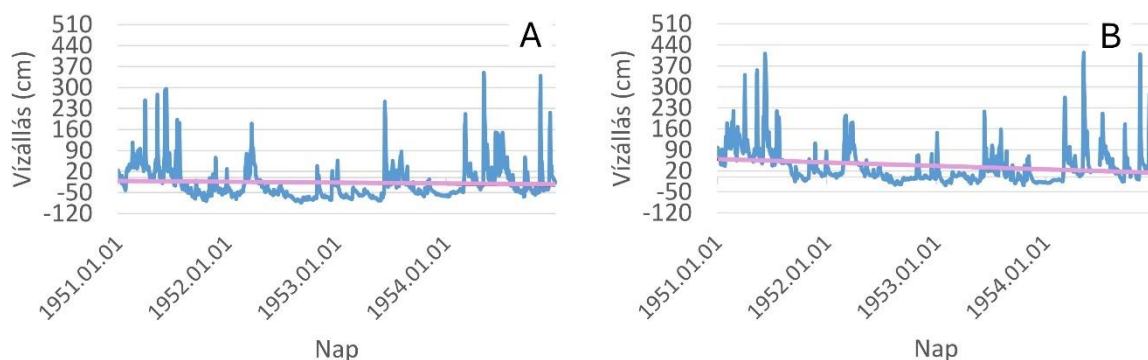
A Rába magyarországi szakaszán hidrológiai szempontból több évtizeden át fennálló egyensúlyi állapot volt jellemző 1980-ig. Erre utal, hogy 1980-ig a vízállás- és vízhozam-gyakoriságok alapján a hidrológiai paraméterek nem változtak lényegesen, de később jelentős változást mutatnak, ami a hidrológiai egyensúly felbomlására utal. Ekkortól válik el alapvetően a szentgotthárdi és a körmendi

vízmércén mért vízállások és az azokból származtatott paraméterek változásának üteme is. Ezt jelzik a csökkenő átlagos NV, KöV és KV vízállások, a csökkenő középvízi vízhozam gyakoriság, illetve az árvizek magasságának, gyakoriságának és az árvizes napok gyakoriságának növekedése (Körmend), illetve csökkenése (Szentgotthárd). A hidrológiai egyensúly felbomlása és hidrológiai paraméterek változásai jelentős hatást gyakorolhattak a folyó morfológiai sajátosságaira, így részben magyarázatul szolgálhatnak az 5.2.1.2. és az 5.2.1.3. fejezetben leírt morfológiai változásokra.

Az elsőként vizsgált térképi állomány (1844–1877) esetében a parterózió és a hidrológiai paraméterek kapcsolatának vizsgálata nem végezhető el, ugyanis erre az időszakra vonatkozóan hidrológiai adatsor nem elérhető. A következő, 1878 és 1950 közötti időszakban pedig a parterózió és a vízjárás közötti kapcsolat csak 1901 óta elemezhető, mivel ettől az évtől kezdve állnak rendelkezésre hidrológiai adatok. Ebben az időszakban több nagyobb árvíz is levonult a Rábán (1883, 1900, 1910, 1925, 1947 és 1950), így a szentgotthárdi vízmércénél összesen 51 napig (átlag: 1 nap/év), a körmendi vízmércénél pedig közel 80 napig (1,6 nap/év) volt vízborítás alatt az ártér. Vízjárását tekintve ez az időszak egyensúlyi állapotúnak tekinthető, amikor a partélelmozdulás 1,5 és 5,4 m/év között (átlag: 2,3 m/év) változott.

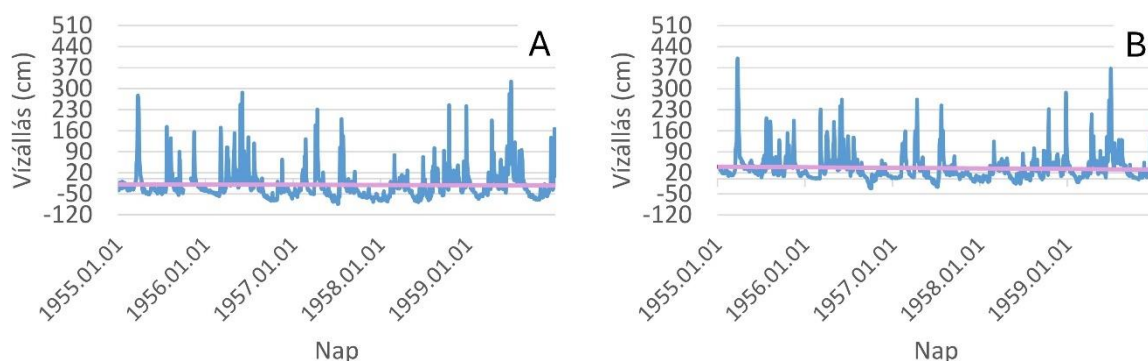
Az 1951 és 1954 közötti időszakban a meder oldalirányú elmozdulása dinamikusabbá vált (átlag: 4,1 m/év; max: 19,3 m/év). Ekkor a korábbiakhoz képest az árvizes napok száma nőtt) (44. ábra): Szentgotthárd környékén összesen 12 napig (3 nap/év), Körmend környékén 7 napig (1,8 nap/év). Az időszakban összesen 8, illetve 4 mederkitöltő vízszintet elérő vagy azt meghaladó árhullám vonult le, főként áprilistól júniusig, illetve novemberben. Kiemelendő, hogy míg 1951 első felében öt mederkitöltő vagy az ártérre kilépő árhullám vonult le, Szentgotthárdnál az utána következő két éven át, míg Körmendnél pedig mintegy 3 éven keresztül egyszer sem fordult elő mederkitöltő vízszint. Majd újra egy nagyvizes időszak következett 1954-ben, amikor két árhullám vonult le. A kisvizek (≤ 0 cm) a szentgotthárdi vízmércénél (1077 nap, 269,3 nap/év) az időszak 73,8%-ban, míg a körmendi vízmércénél (444 nap, 111 nap/év) 30,4%-ában voltak jellemzőek. Az előző időszakhoz képest a vízállás-gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbék (34. ábra) feljebb tolódtak minden kategóriában mindkét vízmércénél. Az előző időszakhoz képest a Szentgotthárd és Körmend között, illetve Körmend és Sárvár között is a vízszint-esés növekedett minden kategóriában.

Tehát, az időszak elején gyakori mederkitöltő vízállások megteremthették a feltételeit az intenzív parterózióknak, nagy valószínűséggel elszállították a partok aljánál felhalmozódott korábbi leomlott vagy becsúszott partanyagot, mélyíthették a medret. Ugyanakkor a hosszú kisvizes időszakban felerősödtek a partomlások, aminek az anyagát a következő nagyvizes időszak szállíthatta el. Az intenzív anyagmozgatást az esés növekedése is elősegíthette.



44. ábra: Napi vízállások alakulása a szentgotthárdi (A) és a köröмени (B) vízmércénél 1951 és 1954 között

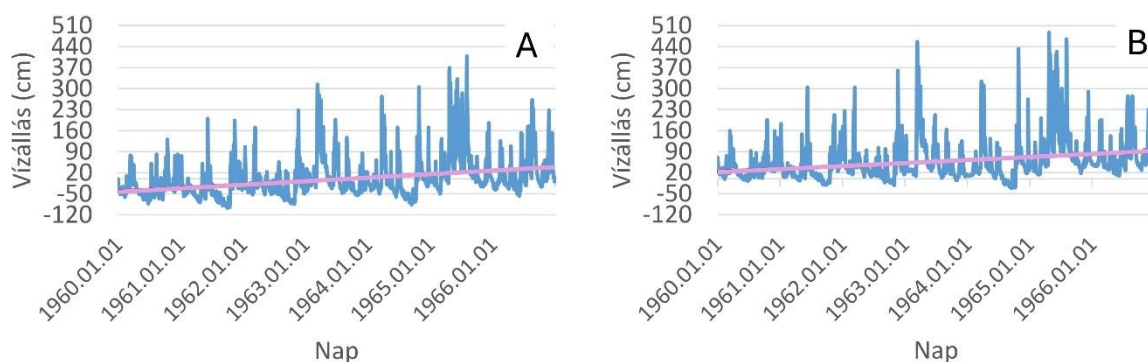
A következő hasonló hosszúságú időszakban (1955–1959) az átlagos meder elmozdulás mértéke nőtt (4,9 m/év), de szűkebb határok között (2,07–6,66 m/év) változott, azaz a meder vándorlása egységesebbé vált. Ekkor az árvizes napok száma (Szentgotthárd: 1,8 nap/év, Körömend: 1 nap/év) csökkent az előző időszakhoz képest, és márciusban és június-július között voltak jellemzőek. Szentgotthárdnál hétszer haladta meg a mederkitöltő vízszintet a Rába (és négyszer megközelítette), míg Körömendnél csak ötször (45. ábra). Ezek csaknem minden évben előfordultak, nem tömörültek olyan jellegzetes nagyvizes időszakokba, mint korábban. A kisvizes szintje csökkent, így a kisvizes (≤ 0 cm) napok száma az előző időszakhoz képest növekedett: a szentgotthárdi vízmércénél az időszak 79,7%-ban (1455 nap, átlagosan: 291 nap/év) fordultak elő kisvizek, míg a köröмени vízmércénél csupán az időszak 8,1%-ban fordultak elő, mivel csökkent a számuk (148 nap, átlag: 29,6 nap/év). Az előző időszakhoz képest a vízállás gyakorisági görbék lejjebb tolódtak a 10–50%-os kategóriában mindkét vízmércénél. A szentgotthárdi és a köröмени vízmércék között a vízszint-esés csökkent a 10–60%-os kategóriában és minden kategóriában Körömend-Sárvár között.



45. ábra: Napi vízállások alakulása a szentgotthárdi (A) és a köröмени (B) vízmércénél 1955 és 1959 között

Az előző, helyenként intenzív mederelmozdulású, de átlagában mérsékeltőbb oldalazó eróziójú időszakot egy olyan váltotta fel, amikor az elmozdulás egyenletesebbé vált. Bár kevesebb árvíz volt, de a mederkitöltő vízállások csaknem ugyanolyan gyakoriak voltak, mint korábban, ráadásul időben egyenletesebben követték egymást az árhullámok és a kisvizek. Ez tehette lehetővé, hogy a meder is egyégesen formálódjon.

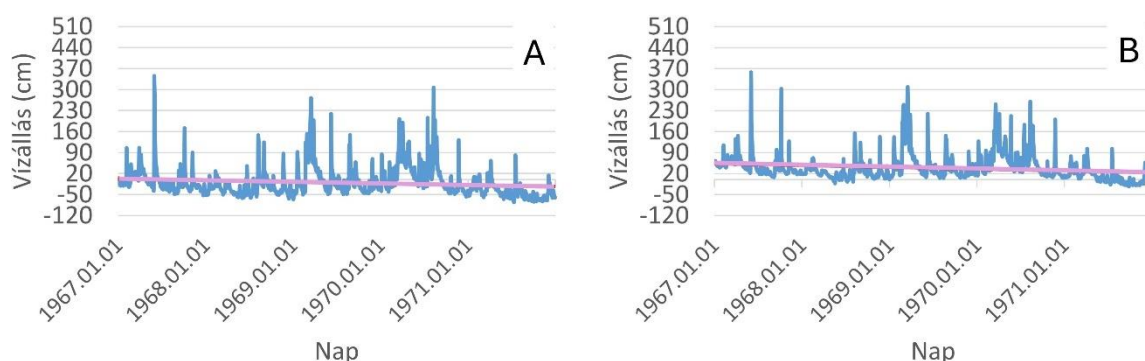
1960–1966 közötti időszakban mértem a legnagyobb átlagos laterális elmozdulást (6,1 m/év), bár a legnagyobb értékek (16,2 m/év) nem érték el a korábbi csúcst. Az árvizek szempontjából is ez volt a legintenzívebb időszak, hiszen Szentgotthárdnál 4,3 nap/év, Körmendnél pedig 3,7 nap/év volt az ártéri vízborítás átlagos hossza (46. ábra). Az árhullámok fokozatosan váltak egyre magasabbá az időszakban, így az időszak első két évében Körmenden, az első három évében pedig Szentgotthárdon nem alakult ki mederkitöltő vízszint. Majd 1963-tól Szentgotthárdnál 30 alkalommal, míg 1962-től Körmendnél 26 alkalommal vonult le mederkitöltő vagy annál magasabb árhullám. Érdekes módon, az árhullámok időszaka kitolódott március-augusztusra, és új elemként jelentek meg az október-novemberi nagyvizek. A 20. század legnagyobb vízállását 1965 áprilisában mérték (Szentgotthárd: 408 cm, Körmend: 487 cm). A kisvizek szintje mindkét vízmércén emelkedett, míg a kisvizes (≤ 0 cm) napok száma Szentgotthárdnál csökkent. Így Szentgotthárdnál már csak az időszak 65,7%-ában fordultak elő (1679 nap, 239,9 nap/év), míg Körmenden 8,6%-ában voltak jellemzők (221 nap, 31,6 nap/év). Az előző időszakhoz képest a vízállás gyakorisági görbék feljebb tolódtak minden kategóriában mindkét helyen. Szentgotthárd és Körmend között az esés értékek emelkedtek, míg Körmend–Sárvár között csökkentek, kivéve az éves legkisebb vízhez tartozó értékek, amelyek nőttek.



46. ábra: Napi vízállások alakulása a szentgotthárdi (A) és a körmendi (B) vízmércénél 1960 és 1966 között

Tehát az extrém magas árvíz, az egymást követő, nagyszámú mederkitöltő vízszintet elérő árhullám elősegítették a Felső-Rába egészében az intenzív mederformálódást. Ugyanakkor a kisvizek szintje nőtt, tehát munkavégző képességük is, amit tovább erősített, hogy a felső szakaszon az esés nőtt. Emiatt a parterózió is növekedett, hiszen az árvizek levezetéséhez a medernek tágulnia kellett.

1967–1971 között ugyanakkora, igen magas átlagos elmozdulást mértem, mint az előző időszakban (6,1 m/év), viszont a maximális elmozdulás ebben az intervallumban jóval magasabb volt, sőt a vizsgált időszakban ekkor volt a legnagyobb (29 m/év). Az árvizes napok átlagos száma csökkent az előző időszakhoz képest (Szentgotthárd: 1,2 nap/év, Körmend 0,2 nap/év). Az időszakban majdnem minden évben (kivéve 1968-ban) meghaladta a mederkitöltő vízszintet a vízállás, Szentgotthárdnál 6 alkalommal, míg Körmendnél 1 alkalommal (47. ábra). Az árvizek az előző időszakhoz hasonlóan március, június és augusztusban vonultak le. Több olyan év előfordult (1967, 1969 és 1970), amikor a kisvizek szintje emelkedett, de összességében a kisvizes (≤ 0 cm) napok száma az előző időszakhoz képest kis mértékben nőtt mindkét vízmércénél. Szentgotthárdnál (268,4 nap/év) az időszak 73,5%-ában fordultak elő kisvizek, míg Körmendnél (36,8 nap/év) 10%-ában voltak jellemzőek. Az előző időszakhoz képest a vízállás gyakorisági görbék lejjebb tolódtak minden kategóriában mindkét vízmércénél. Szentgotthárd és Körmend között az esés értékek az előző időszakhoz képest emelkedtek, míg Körmend–Sárvár között csökkentek, kivétel a legkisebb vízhez tartozó 100%-os értékek, ott növekedés figyelhető meg.

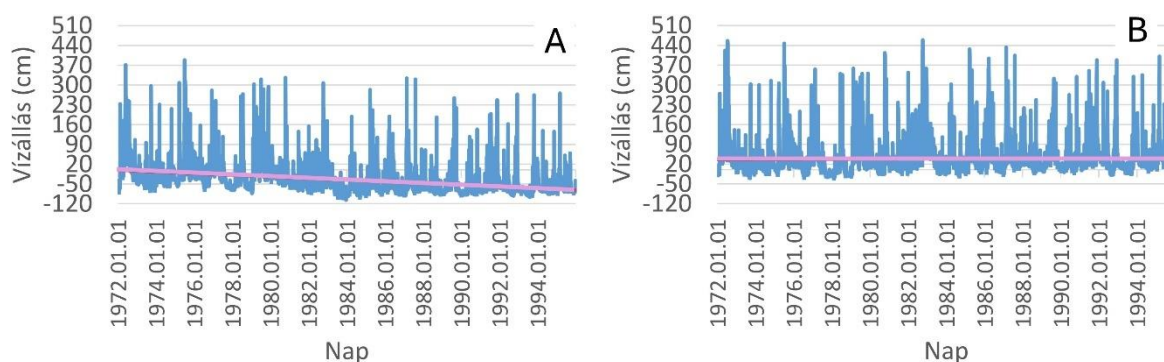


47. ábra: Napi vízállások alakulása a szentgotthárdi (A) és a körmendi (B) vízmércénél 1967 és 1971 között

Ez az időszak jó példa arra, hogy a korábbi, intenzív mederformálási időszak tovább fennmaradhat, és több év kell ahhoz, mire a rendszer visszaáll eredeti állapotába. Ebben az időszakban ugyanis a nagyvizek gyakorisága vagy magassága nem indokolja a magas parteróziós rátát. Tehát ez egy hosszabb ciklus lezárásának tekinthető, amikor a parterózió átlaga és a legnagyobb erózió mértéke is fokozatosan egyre nőtt. Ezt eredetileg a mederkitöltő vízszintet megközelítő vagy azt meghaladó árhullámok indították el, majd az extrém árvíz (1965) jelentette a legnagyobb „zavaró hatást”. Az árhullámok hatására a parterózió fokozatosan felerősödött, és a mederbe omló anyag elszállítódott, amit a felső szakasz növekvő esése is segített. Eközben a kisvizes időszakok lehetővé tették a partok tömegmozgásos formálódását is, ugyanakkor mivel a kisvizek szintje enyhén emelkedett, a nagyobb

esés miatt ilyenkor is lehetett anyagszállítás a mederben. Tehát a meder kitágult, hogy alkalmazkodjon a nagyvizek levezetéséhez.

1972– 1982 és 1983– 1995 közötti hosszabb időszakban az átlagos partélelmozdulás mérséklődött (1972–1982: átlag: 2,4 m/év; max: 9,1 m/év, 1983–1995: átlag: 3 m/év; max: 8 m/év), és közel olyan mértékűvé vált, mint a 20. század első felében, a kiinduló állapotban volt. Mindez annak ellenére történt, hogy az árvizes napok száma növekedett az előző időszakhoz képest (Szentgotthárd: 1,25 nap/év, Körmend: 1,5 nap/év), és csaknem Szentgotthárdnál 30-szor fordult elő mederkitöltő vízállás, míg Körmenden 37 alkalommal (48. ábra). Ennek hátterében az áll, hogy több kanyarulatátmetaszt is végeztek Szentgotthárd alatt, illetve a Lapincot szabályozták 1977-1981 között. Az árvizek éven belüli mintázata megváltozott, mivel jellemzően február-március, május-december hónapokban fordultak elő. Az időszakban több árvíz-mentes év is volt (1974, 1981, 1983–1984, 1988, 1990, 1994). A kisvizes (≤ 0 cm) napok száma mindkét vízmércénél nőtt az előző időszakhoz képest, Szentgotthárdnál az időszak 85,2%-ában, (311,1 nap/év), míg Körmenden az időszak 18%-ában (65,6 nap/év) volt jellemző. Az előző időszakhoz képest a vízállás gyakorisági görbék továbbra is lejjebb tolódtak. Szentgotthárd és Körmend között az esés értékek csökkentek, míg Körmend-Sárvár között esésnövekedés figyelhető meg.

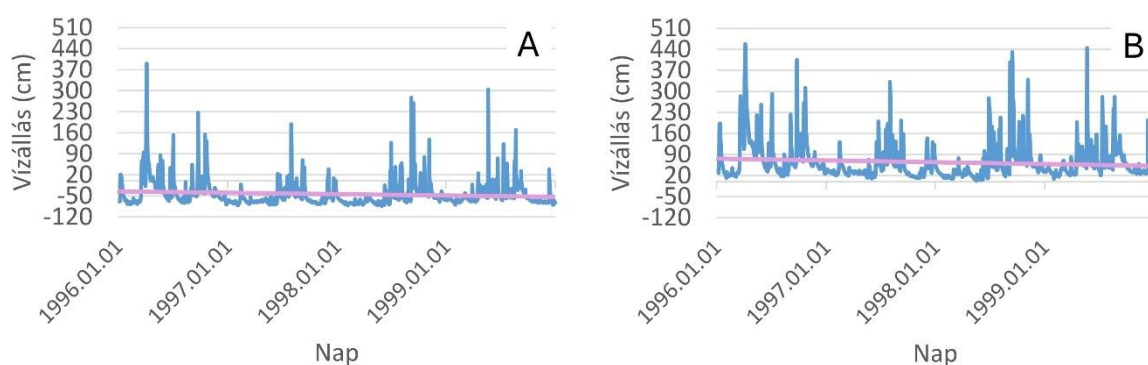


48. ábra: Napi vízállás változása a szentgotthárdi (A) és a körmendi (B) vízmércénél 1972 és 1995 között

Az egymás után rendszeresen bekövetkező árvizek és mederkitöltő vízszintek ellenére nem mutatható ki intenzív oldal irányú partélelmozdulás. Ez részben magyarázható azzal, hogy ekkortájt lokális mederszabályozási munkákat (1977–1981) végeztek, hogy az 1965 és 1967-eshez hasonló árhullámok pusztítását mérsékeljék. Illetve az is magyarázhatja a parterózió mérséklődését, hogy a korábbi, intenzív mederformálású időszakokban a meder kitágult. Azonban most egy „pihenő időszak” (*relaxation time*) következett, amikor a meder már nem tágult tovább, hiszen korábban elérte a nagyvizek levezetéséhez szükséges paramétereket. Ezt segítette, hogy a nagy árhullámok

elmaradtak, az esés a felső szakaszon mérséklődött, és a kis munkavégző képességű kisvizek egyre hosszabbra nyúltak.

A következő időszakban (1996–1999) a partélelmozdulás mértéke jelentősen nőtt az előző időszakban mért elmozduláshoz képest (átlag: 4,6 m/év; max: 27,4 m/év). Az árvizes napok száma az előző időszakhoz képest a körmendi vízmércénél enyhén emelkedett (Szentgotthárd: 1 nap/év, Körmend: 3 nap/év; 49. ábra). Mederkitöltő vízszintet meghaladó vízállás csaknem minden évben (kivéve 1997) előfordult, Szentgotthárdon négyszer, míg Körmenden tizenkétszer, illetve további egy, illetve két árhullám mederkitöltő vízszint közelében tetőzött. Az árvizek április-május időszakban és szeptemberben vonultak le. A kisvizes (≤ 0 cm) napok száma a szentgotthárdi vízmércénél kis mértékben csökkent (90,4%; 330 nap/év), míg a körmendinél jelentősen csökkent (0 nap/év). Az előző időszakhoz képest a vízállás gyakorisági görbék feljebb tolódtak minden kategóriában mindkét vízmércénél. A korábbiakhoz képest megváltozott az esés-változás térbelisége, mivel Szentgotthárd és Körmend között az esés csökkent, míg Körmend és Sárvár között tovább nőtt.

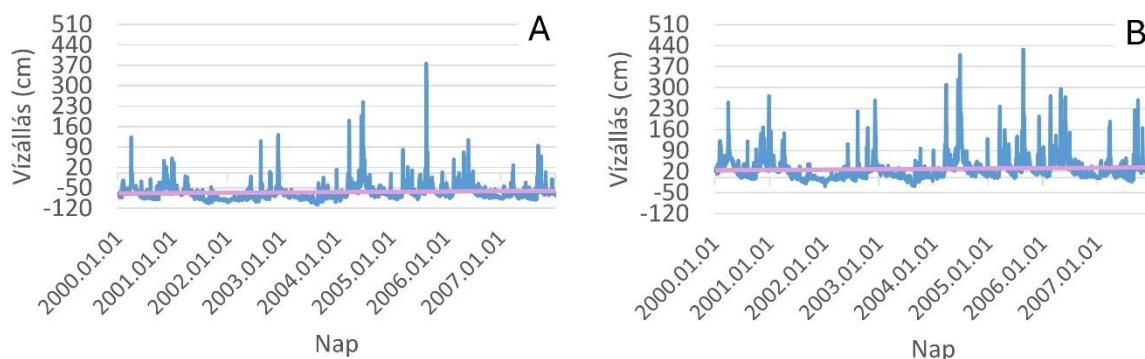


49. ábra: Napi vízállások alakulása a szentgotthárdi (A) és a körmendi (B) vízmércénél 1996 és 1999 között

Ez az időszak a pareróziót tekintve hasonlít az 1951–1954-es időszakhoz. Ugyanakkor korábban a hasonló meder elmozdulás háttérében hosszabb árvizek, több mederkitöltő árhullám, és más kisvizes viszonyok álltak. De 1996 és 1999 között már szabályozottabbá volt a Felső-Rába, ami miatt egyes kanyarulatok és szakaszok pareróziója leállt. Az alattuk lévő, természetesen fejlődő egységekben azonban a lokálisan megnövekedett vízsebesség miatt felerősödhetett a partok eróziója, amit a magasabb kis- és közepes vízállások elősegíthettek.

A parerózió minden korábbinál kisebbé vált 2000 és 2007 között (2000–2004: átlag: 2,1 m/év; max: 5,2 m/év; 2005–2008: átlag: 2,8 m/év; max: 4,5 m/év). Az árvizes napok száma jelentősen csökkent (Szentgotthárd: 0,3 nap/év, Körmend: 0,5 nap/év), és csak két olyan év volt (2004 és 2005), amikor egyáltalán előfordult mederkitöltő vízállás (50. ábra). Az árvizek júniusban és augusztusban fordultak elő. Az időszak első éveiben (2000–2003) kimondottan kisvizek fordultak elő, így a kisvizes

(≤ 0 cm) időszak hossza Szentgotthárdnál már 97,2% volt (354,6 nap/év), míg Körmendnél 17,8% (65,1 nap/év). Az előző időszakhoz képest a vízállás gyakorisági görbék jelentősen lejjebb tolódtak minden kategóriában, mindkét vízmércénél. Ugyanakkor Szentgotthárd és Körmend között az esés értékek az előző időszakhoz képest emelkedtek, míg Körmend és Sárvár között csökkentek, kivéve az éves legkisebb vízszintekhez tartozó (100%) értékek, amelyek nőttek.



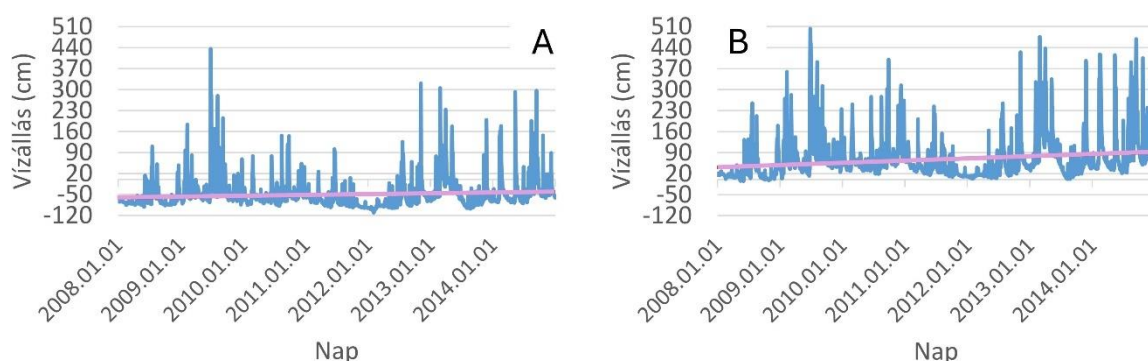
50. ábra: Napi vízállás változása a szentgotthárdi (A) és a körmendi (B) vízmércénél 2000 és 2007 között

Az árhullámok hiánya magyarázza a laterális mederelmozdulás jelentős mértékű csökkenését. De ebben szerepet játszhat még az is, hogy az előző években viszonylag dinamikus formálódott a meder, ami után egy pihenő szakasz következik, hasonlóan az 1972–1982-es időszakhoz.

A partél elmozdulása felgyorsult a 2008–2011 és a 2012–2014 közötti időszakokban (2008–2011: átlag: 3,3 m/év; max: 7,7 m/év, 2012–2014: átlag: 3,3 m/év; max: 20,5 m/év). Az árvizes napok száma enyhén nőtt az előző időszakhoz képest (Szentgotthárd: 1,1 nap/év, Körmend: 4 nap/év), és mederkitöltő vízszintet Szentgotthárdon nyolcszor, Körmenden huszonnyolcszor ért el a Rába (51. ábra). A vízjárás szempontjából 2009 kiemelkedő évnak számított, mivel rekordmagas vízállás alakult ki (Szentgotthárd: 491 cm, Körmend: 520 cm) és több árhullám is levonult. Az árvizek jellemzően februárban, május–novemberi időszakban vonultak le. A kisvizes (≤ 0 cm) napok száma tovább csökkent mindkét vízmércénél, Szentgotthárdnál (331 nap/év) az időszak már csak 90,7%-ában, illetve Körmendnél (2,9 nap/év) csak 0,8%-ában fordultak elő. Az előző időszakhoz képest az összes vízállás gyakorisági görbe feljebb tolódott. Szentgotthárd és Körmend között az esés értékek tovább csökkentek, de Körmend–Sárvár között növekedni kezdtek.

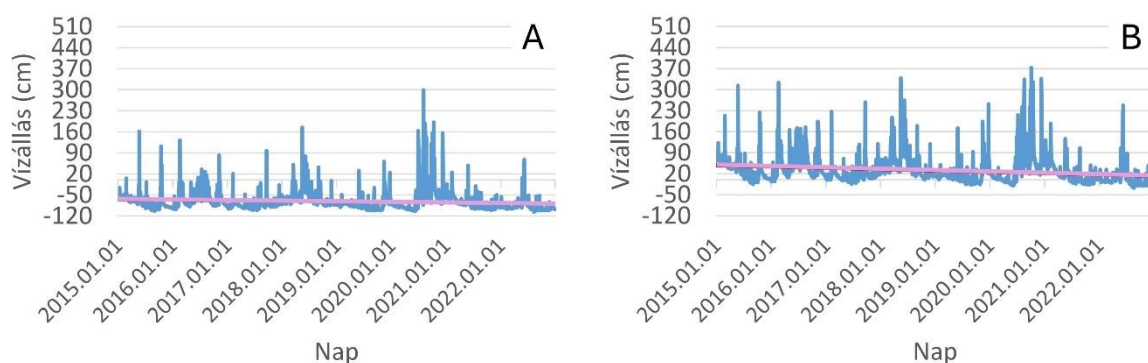
A lassan növekedésnek induló partelmozdulás hátterében állhat az 2009-es, új LNV rekordot felállító árvíz, illetve az abban az évben egymást követő, jellemzően a mederben maradó árhullámok, illetve a közepes vízállások gyakoribbá válása. Ezek az árhullámok – hasonlóan az 1951–1954 és 1996–1999 időszakokban tapasztalthoz – elszállították a partok aljánál felhalmozódott korábbi omladékokat, mélyíthették a medret, és így növelték az oldalirányú elmozdulást. Igaz, az átlagos

partelmozdulás csak enyhén nőtt, hiszen ezek az árhullámok nem tartottak sokáig, és a hosszú kisvizes időszakok sem segítették az intenzív parteróziót.



51. ábra: Napi vízállás változása a szentgotthárdi (A) és a köröмени (B) vízmércénél 2008 és 2014 között

A vizsgált időszak végén, 2015 és 2022 között, az előző időszakhoz képest alacsonyabb volt a partélelmozdulás (2015–2017: átlag: 2,6 m/év; max: 10,3 m/év, 2018–2020: átlag: 2,5 m/év; max: 6,6 m/év, 2021–2022: átlag: 1,6 m/év; max: 2,8 m/év). A vízállás csak egyetlen egyszer érte el a mederkitöltő vízszintet mindkét vízmércénél: Szentgotthárdon 2020 augusztusában, míg Körömeden 2020 októberében (52. ábra). A kisvizes (≤ 0 cm) napok száma növekedett, a szentgotthárdi vízmércénél (354,8 nap/év) az időszak 97,2%-ában, a köröмени vízmércénél (84,5 nap/év) 23,2%-ában fordultak elő. Az előző időszakhoz képest a vízállás gyakorisági görbék lejjebb tolódtak minden kategóriában. Új elemként jelent meg, hogy Szentgotthárd és Körömend között az esés emelkedett, míg Körömend-Sárvár között csökkent.

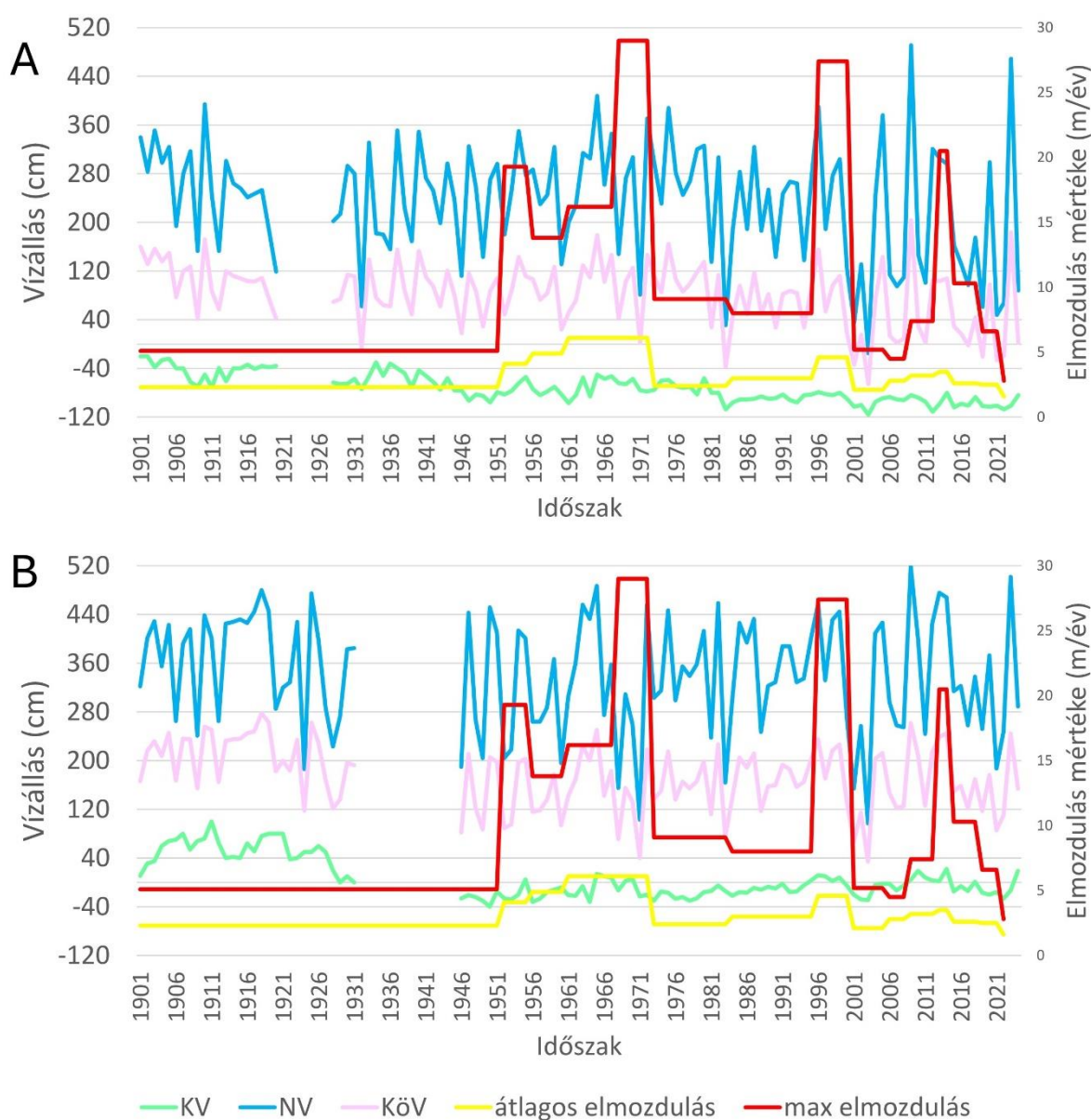


52. ábra: Napi vízállás változása a szentgotthárdi (A) és a köröмени (B) vízmércénél 2015 és 2022 között

Tehát az utóbbi évtizedben egyre lassúbbá válik a meder oldalirányú elmozdulása. Ennek hátterében pedig az egyre inkább elmaradó, illetve rövidülő árvizek, a mederkitöltő vizek ritkábbá válása áll. Ugyanekkor a kisvizek egyre hosszabb időszakokat urálnak. Bár a felső szakaszon az esés

enyhén nő, de még mindig rosszabb esés viszonyok jellemzőek, mint a 20. század korábbi évtizedeiben. Így bár a kisvizek megteremtik a feltételeit a partok intenzív tömegmozgásos fejlődésének, de a partok alján felhalmozódó törmelék nem tud elszállítódni a nagyobb árhullámok elmaradása miatt, illetve a meder sem mélyülhet ki a partok előtt.

A parteróziós vizsgálatok eredményét összevetve az időszakokra jellemző vízjárással megállapítható (53. ábra), hogy az árvizeknek kiemelt szerepe van, hiszen mindegyik időszakban különösen nagymértékű partélelmozdulás zajlott akkor, amikor kiemelkedő árvizek fordultak elő a folyón. Azonban az árvízet követő kis- és középvizes időszakban is számottevő erózió történt az aktívabban fejlődő kanyarulatokban. Ezt mutatja a hosszútávú parterózió és néhány hidrológiai paraméter korrelációs mátrixa is (5. táblázat).

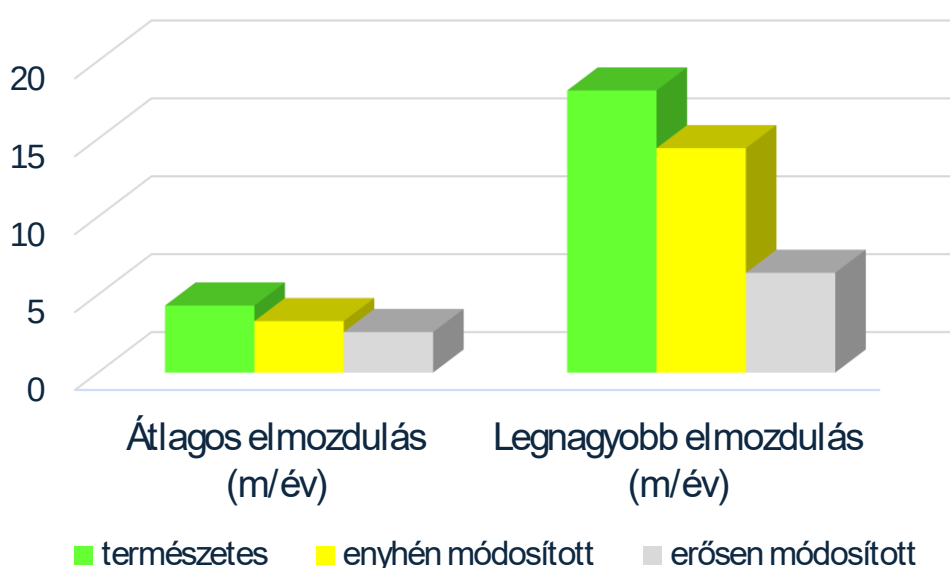


53. ábra: A parterózió és a vízjárás közötti kapcsolat

5. táblázat: Korrelációs mátrix a hosszú távú (1844-2022) parterózió mértéke és a nagyvizes-kisvizes időszakok között

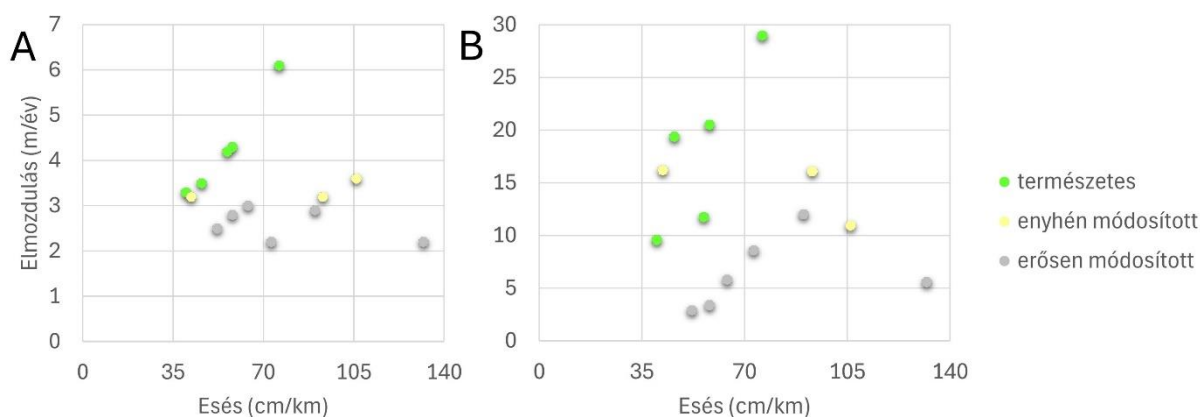
	Legnagyobb elmozdulás mértéke	Átlagos elmozdulás mértéke	Minimális elmozdulás mértéke	Árvizes napok száma	Mederkitöltő feletti árhullámok száma	Kisvizes napok száma (nap/év)
Legnagyobb elmozdulás mértéke	1					
Átlagos elmozdulás mértéke	0,788848	1				
Minimális elmozdulás mértéke	0,093697	0,473252	1			
Árvizes napok száma az időszakban (nap/év)	0,252245	0,524488	0,664256	1		
Mederkitöltő feletti árhullámok száma az időszakban	0,417448	0,704861	0,732955	0,930318	1	
Kisvizes napok száma az időszakban (nap/év)	-0,60288	-0,82471	-0,56998	-0,82297	-0,88489	1

A mérések alapján az is megállapítható, hogy parterózió mértéke a vizsgált szakaszon nem volt egységes (54. ábra). Ugyanis ugyanazon időszakban egymáshoz közeli kanyarulatokban is rendkívül eltérő mértékű partelmozdulás történt. Ez arra utalhat, hogy a kanyarulatok fejlődésének mértékét a vízjárás és a lokális tényezők (partanyag, kanyarulat-fejlettség) kanyarulatonként eltérő módon befolyásolják.



54. ábra: Az átlagos és legnagyobb elmozdulás értékei a „természetes”, az „enyhén módosított” és az „erősen módosított” egységekben

A parterózió mértéke szoros összefüggést mutatott az egységek természetességi fokával (54. ábra). A természetes állapotú egységekben volt a legnagyobb a parterózió mértéke (átlag 4,3 m/év), míg az emberi beavatkozás mértékének növekedésével (enyhén, majd erősen módosított szakaszok) a parterózió mértéke csökkent (átlagosan 3,3 m/év, illetve 2,6 m/év). Ennek oka, hogy a partvédelmi munkák elsődleges célja éppen a parterózió mérséklése, hiszen minél több emberi beavatkozás éri a folyót, annál kevésbé tud szabadon kanyarogni és pusztítani a partot. A nagyobb mederesés a fejlettebb kanyarulatok kialakulásának kedvez, ami fokozza a parteróziót (55. ábra). A vizsgált szakaszon a nagyobb mederesésű egységekben (főként az „erősen módosított” egységekben) a duzzasztók és a korábbi partvédelmi beavatkozások hatékonyan csökkentették a parteróziót, még akkor is, ha a természetes folyamatok ezt egyébként elősegítenék. A Felső-Rába vizsgált szakaszán, a közepes mederesésű egységekben (50-90 cm/km), ahol a kanyarulatok fejlettebbek, a parterózió általában intenzívebb, mivel ezek egybeesnek a „természetes” egységekkel. Az enyhén módosított egységekben (pl. R-1 és R-13) a nagyobb mederesés ellenére a duzzasztók és a korábbi kanyarulatátvágások mérsékeltek a parterózió mértékét.



55. ábra: Az átlagos (A) és legnagyobb elmozdulás (B) és a völgy-esés kapcsolata a Felső-Rába magyarországi szakaszán

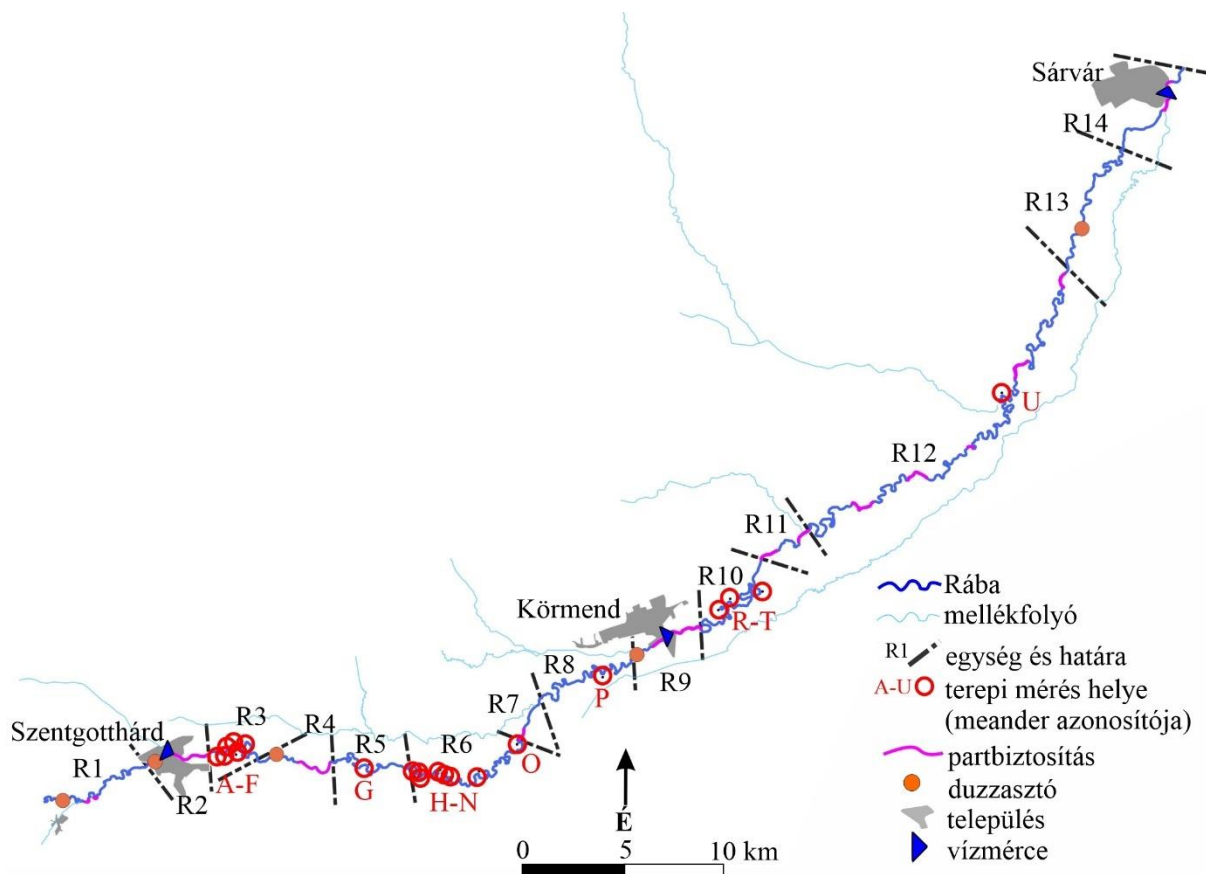
5.3. Rövid távú parterózió a magyarországi Felső-Rába kiválasztott kanyarulatai mentén

A rövid távú laterális erózió helyszíni vizsgálata lehetővé teszi a kanyarulatfejlődés főbb részfolyamatainak az előzőnél részletesebb vizsgálatát. Az időben sűrűn megismételt terepi mérések által azonosíthatók a partélelmozdulás pontosabb hidrológiai háttere, és az egyedi kanyarulat szintjén ható helyi környezeti tényezők szerepe is. A két éves időszakban (2022.04.23. – 2024.04.21.) vizsgált partélelmozdulás bemutatásakor először a kanyarulatokban mért oldalirányú elmozdulás mértékét

mutatom be, majd a vízjárás és partélelmozdulás mértékének a kapcsolatát elemzem, illetve összevetem az adatokat a hosszabb távon jellemző partélelmozdulás mértékével. Végezetül az egyedi kanyarulat szintjén ható helyi környezeti tényezők szerepét elemzem.

5.3.1. Önálló kanyarulatok rövidtávú partelmozdulásának mértéke 2022 és 2024 között

A rövid távú laterális erózió vizsgálatához hét település összesen 20 kanyarulatának külső ívén történt a partvonal felmérése (56. ábra). A Máriaújfalu melletti 6 kanyar a R-3 egységhez, a Rábagyarmat környékén található 5 kanyar az R-5–6 egységhez, Hegyhátszentmárton melletti 3 és Csákánydoroszlónál lévő 1 kanyar az R-6 egységhez, Horvátnádálja térségében lévő 1 kanyar az R-8 egységhez, Magyarszecsődnél található 3 kanyar az R-10 egységhez, míg Zsenyénél az 1 kanyar R-12 egységhez tartozik.

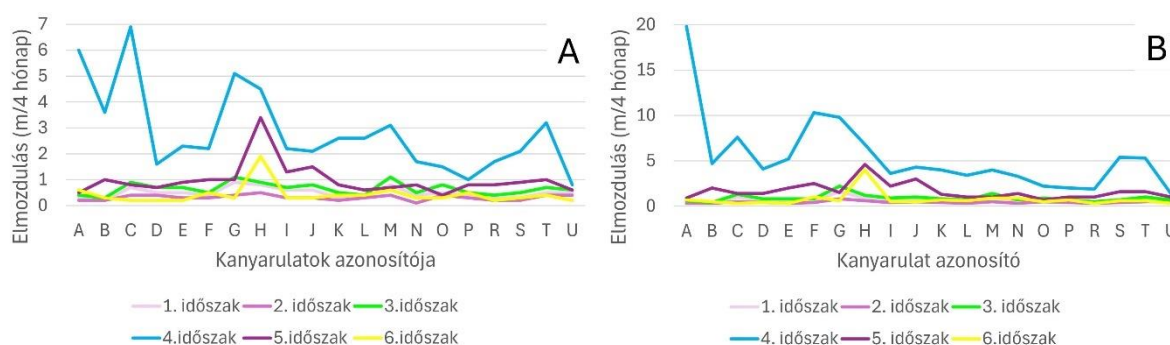


56. ábra: Az RTK-GPS által felmért kanyarulatok elhelyezkedése (A-U)

Az időszakban átlagos parterózió 2,8 m/év volt, ami megegyezik az előző időszakban (2015–2022) mért hosszú távú átlaggal. Az egy éven belüli többszöri mérés azonban segít rávilágítani a parterózió időszakos ingadozásaira és az irányító hidrológiai folyamatokra. A terepi parteróziós vizsgálatok azt mutatják, hogy az oldalirányú partélelmozdulás mértéke a kanyarulatokban nagymértékben különbözik (57. ábra).

A) Kanyarulatok vándorlása a máriaújfalui mintaterületen

A folyásirányban legfelső máriaújfalui mintaterületen a vizsgálat teljes időtartama alatt az egyes kanyarulatokban mért maximális partélelmozdulás 0,4 m és 19,8 m között változott. A máriaújfalui kanyarulatokban az első három időszakban (2022.04.23.–2023.04.23.) az elmozdulás átlagos mértéke hasonló volt a kanyarulatok többségében (**A**: 0,3–0,6 m; **B**: 0,2–0,3 m; **D**: 0,4–0,7 m; **E**: 0,3–0,8 m és **F**: 0,4–0,8 m). Itt ki kell emelni a **C** kanyarulatot, amely mentén a szomszédos kanyarulatokhoz képest magasabb partélelmozdulást (0,5–1,3 m) mértem. Majd a negyedik időszakban (2023.04.24.–2023.08.23.) mértem mindegyik kanyarulatnál a legnagyobb partélelmozdulást. Ennek a mértéke a legnagyobb az **A** kanyarulatban volt (19,8 m), de a többi kanyarulatban is közel egy nagyságrenddel felgyorsult a parterózió (**B**: 4,7 m; **C**: 7,6 m; **D**: 4,1 m; **E**: 5,2 m és **F**: 10,3 m). Majd az ötödik időszakban (2023.08.24.–2023.12.19.) minden kanyarulatban számottevően csökkent az erózió mértéke (**A**: 0,9 m; **B**: 2 m, **C-D**: 1,4 m; **E**: 2 m és **F**: 2,5 m), de még mindig két-háromszorosa volt annak, mint amit a méréssorozat kezdetén mértem. A hatodik időszakban (2023.12.20.–2024.04.21.) az elmozdulás tovább lassult, de még most is enyhén meghaladta az első három időszakban mért átlagos értékeket (**A**: 0,7 m; **B**: 0,5 m; **C-E**: 0,3–0,4 m és **F**: 1 m).



57. ábra: Az átlagos (A) és a maximális (B) parterózió az egyes kanyarulatoknál az RTK-GPS felmérések időszakában

B) Kanyarulatok vándorlása a rábagyarmati mintaterületen

A rábagyarmati felső két (**G** és **H**) kanyarulat gyorsabban fejlődött, mint az itt található többi vizsgált kanyar (**I**, **J** és **K**). Az első időszakban a legnagyobb mértékű elmozdulás (1,6 m) a **G** kanyarulatban volt, míg a **H** kanyarulatban 0,9 m. A második időszakban a teljes partélelmozdulás mértéke csökkent (**G**: 0,8 m és **H**: 0,6 m), majd a harmadik időszakban újra megnőtt (**G**: 2,2 m és **H**: 1,2 m). A máriaújfalui kanyarulatokhoz hasonlóan itt is a negyedik időszakban volt a legnagyobb partélelmozdulást (**G**: 9,8 m és **H**: 6,8 m). Az ötödik időszakban a két kanyarulat parteróziója már

eltérő sebességűvé vált, míg a **G** kanyarulatban maximális partélelmozdulás 1,5 m volt, addig a **H** kanyarulatban ennek a háromszorosát mértem (4,6 m). A hatodik időszakban mindkét kanyarulat esetében tovább csökkent a parterózió mértéke az előző időszakhoz képest (**G**: 0,6 m), viszont a **H** kanyarulatot jellemezte az időszakban a legnagyobb elmozdulás (4 m).

A másik három rábagyarmati kanyarulat (**I**, **J** és **K**) hasonlóan változott a vizsgált időintervallumokban. Az első időszakban 0,6–0,8 m között volt a parterózió mértéke. Majd a második időszakban csökkent a partélelmozdulás mértéke, így a legnagyobb elmozdulás értéke volt ugyanakkora, mint az előző időszak átlagos partélelmozdulása (0,4–0,5 m). Mindhárom kanyarulatnál megfigyelhető, hogy a harmadik időszakban az erózió sebessége megduplázódott (**I**: 0,9 m, **J**: 1 m, **K**: 0,8 m), majd – hasonlóan a többi kanyarulathoz – a negyedik időszakban mértem a legnagyobb partéleróziót (**I**: 3,6 m, **J**: 4,3 m, **K**: 4 m). Az ötödik időszakban viszont csökkent (**I**: 2,2 m, **J**: 3 m, **K**: 1,3 m), a hatodik időszakban pedig tovább mérséklődött a parterózió (**I**: 0,5 m, **J**: 0,5 m, **K**: 0,7 m).

C) Kanyarulatok vándorlása a hegyhátszentmártoni mintaterületen

A Hegyhátszentmárton határában található három kanyarulat (**L–N**) közül az **M** kanyarulat fejlődött a legintenzívebben. Az **M** kanyarulat a vizsgálat kezdetén 1 m-es maximális elmozdulást mutatott, majd a partélelmozdulás mértéke a felére csökkent (0,5 m), végül a harmadik időszakban a parterózió sebessége megháromszorozódott (1,4 m). Ehhez képest a lassabban fejlődő **L** és **N** kanyarulatokban a parterózió mértéke hasonló módon alakult (az első időszakban 0,5 m és 0,6 m, míg a másodikban 0,3 m). A harmadik időszakban a partjaik elmozdulása (0,7 m) kismértékben nőtt az előző időszakokhoz képest. A negyedik időszakban viszont mindhárom kanyarulatnál jelentős parterózió zajlott (**L**: 3,4 m, **M**: 4 m, **N**: 3,3 m).

Az ötödik időszakban mindhárom kanyarulatban jelentősen csökkent a parterózió a negyedik időszakhoz képest. Az **L** és **M** kanyarulatokban hasonlóan alakult (1 m), ugyanakkor az **N** kanyarulatban valamivel nagyobb elmozdulás értékeket mértem (1,4 m). A hatodik időszakban az **M** kanyarulatban hasonló mértékű erózió figyelhető meg, mint korábban (0,9 m). Ezzel szemben az **L** és **N** kanyarulatokban egy kismértékű csökkenés tapasztalható (**L**: 0,6 m, **N**: 0,9 m).

D) Kanyarulatok vándorlása a csákánydoroszlói és horvátnádajai mintaterületen

A folyásirányban következő két kanyarulat közül az első Csákánydoroszlónál (**O**), a második pedig Horvátnádajja (**P**) térségében található. Az **O** kanyarulatnál a parterózió mértéke az első három időszakban kismértékben meghaladta **P** kanyarulatban mért értékeket (**O**: 0,7 m és 0,5 m; **P**: 0,5 m és 0,4 m). A negyedik időszakban hasonlóan növekedett mindkét kanyarulat partélelmozdulásának

mértéke (**O**: 2,2 m; **P**: 2 m). Azonban az ötödik és hatodik időszakban a parterózió mértéke a **P** kanyarulatban növekedett az első három időszakhoz képest (5. időszak: 1 m; 6. időszak: 0,8 m), meghaladva az **O** kanyarulatban mért erózió mértékét (5. időszak: 0,7 m; 6. időszak: 0,5 m).

E) Kanyarulatok vándorlása a magyarszezsődi mintaterületen

A magyarszezsődi **R**, **S** és **T** kanyarulatokban az első három időszakban viszonylag kismértékű volt a kanyarulatvándorlás. Mindhárom kanyarulatban első időszakhoz (0,4-0,7 m) képest a második időszakban (0,3-0,5 m) kismértékű csökkenés, majd a harmadik időszakban (0,5-0,7 m) enyhe növekedés figyelhető meg. A negyedik időszakban azonban ezeknél a kanyarulatoknál is számottevő parterózió zajlott, az **R** kanyarulatnál 1,9 m, az **S** kanyarulatnál 5,4 m és a **T** kanyarulatnál 5,3 m. Az ötödik időszakban viszont elkezdett csökkenni a parteltolódás mértéke (**R**: 1 m, **S**: 1,6 m, **T**: 1,6 m), majd a hatodik időszakban a csökkenés tovább folytatódott (**R**: 0,3 m, **S**: 0,6 m, **T**: 0,6 m).

F) Kanyarulat vándorlása a zsennyei mintaterületen

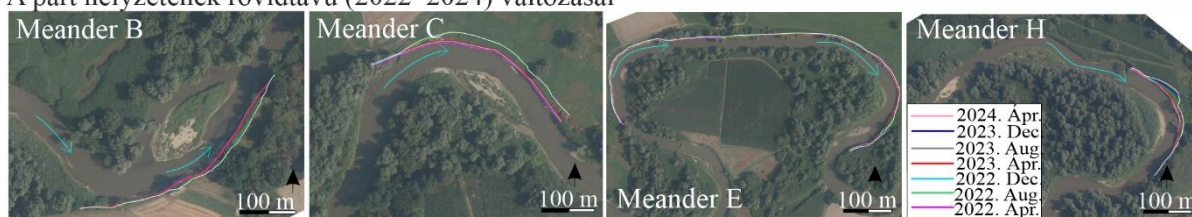
A folyásirányban utolsó kanyarulat (**U**) Zsennyénél található. Hasonlóan a magyarszezsődi kanyarulatokhoz, az **U** kanyarulatban is a második időszakban mértem a legkisebb partélelmozdulást, 0,5 m-t, míg az első és harmadik időszakban hasonló volt a parterózió mértéke 0,7 m és 0,6 m. A negyedik időszakban az **U** kanyarulat partélelmozdulásának mértéke (1,4 m, ami 0,8 m/4 hónap) az összes többi vizsgált kanyarulathoz képest nem mutatott jelentős növekedést. Az ötödik időszakban csökkent a parterózió mértéke (1 m), a hatodik időszakban pedig tovább mérséklődött (0,3 m).

Összességében megállapítható, hogy a parterózió csak a 4. időszakban mutatott jellegzetes folyásiránybeli trendet, amikor az átlagos és a maximális parterózió mértéke is csökkent a folyásirányban lefelé, és csak két helyen, az intenzívebben elmozduló kanyarulatok mentén (**F–H** és **S–T**) tört meg. Azonban a többi időszakban ez a folyásiránybeli trend nem volt nyilvánvaló, a parterózió mértéke magasabb volt néhány helyen (**C**, **G** és **M**), de térbeli tendencia nélkül.

A kanyarulatoknál eltérő volt a legnagyobb elmozdulású partél helyzete (58. ábra). Több kanyarulatban (pl. **C**, **D**, **G**) is a legnagyobb mértékű partélelmozdulás a kanyarulat csúcspontjánál és attól folyásirányban lefelé volt jellemző és ezek a kanyarulatok a kanyarulatok klasszikus vándorlási mintázatát mutatták. Ugyanakkor vannak olyan kanyarulatok (pl. **A**, **B** és **J**), ahol egy mederközepi zátony vagy sziget elhelyezkedése befolyásolja a parteróziót. Ebben az esetben a sodorvonalat a mederközepi forma a kanyar különböző pontjain a partvonalhoz nyomja, így ott a part eróziós értékei szélsőségesen megnőnek, és a kanyarulat lassú morfológiai torzulását okozzák. Vannak olyan esetek is, amikor a kanyarulatok (**A**, **B** és **E**) fejlődésük során elértek egy magaspartot vagy teraszt. Ezeken a helyeken a magas partok lassítják a partél oldalirányú elmozdulását, azaz a parteróziót. Ennek

háttérben az áll, hogy minél magasabb a part, annál több anyag juthat a mederbe tömegmozgásos folyamatok révén. A part aljánál felhalmozódó törmelékkúp pedig mindaddig akadályozza a parteróziót, amíg a törmeléket a folyó el nem szállítja. A Rába mentén előfordul néhány összetett kanyarulat is (*F, H, I, K, L, M, N, O, P, R, S, T* és *U*). Ezek egy korábbi, nagyobb kanyarulat feldarabolódására utalnak, amit a vízjárás módosulása okozhat. A csökkenő vízhozam miatt az áramlás nem tudja a tág kanyarulatot fenntartani, kisebb spirális áramlás alakul ki, ami az eredeti partvonal több helyén bontja meg a partot és fokozza a parteróziót. A folyamat eredményeként kisebb, másodlagos kanyarulatok jönnek létre. Ez a kanyarulatfejlődési típus a leggyakoribb a Felső-Rába hazai szakaszán, összhangban a megfigyelt hidrológiai változásokkal.

A part helyzetének rövidtávú (2022–2024) változásai



A part helyzetének hosszútávú (1951–2022) változásai



58. ábra. A partvonal helyzetének rövid távú (2022–2024) változásai a kiválasztott kanyarulatoknál (A) és annak hosszú távú (1951–2022) változásai (B). A **B** kanyarulat olyan kanyart ábrázol, ahol egy sziget elhelyezkedése befolyásolja a part erózióját. A **C** kanyarulat a klasszikus vándorlási mintázatot mutatja. Az **E** meandertől északra egy teraszperem található; így a meander fejlődése korlátozott. A **H** kanyarulaton másodlagos kanyarulatok alakulnak ki.

5.3.2. A rövidtávú parterózió és a vízjárás kapcsolata

A parterózió mértékének (6. táblázat) és a hidrológiai viszonyok (36–37. ábra) összevetése azt mutatja, hogy a nagyobb árhullámok idején az erózió üteme többszöröse volt a többi időszakban mért partélelmozdulásnak. A terepi méréseket megelőzően egy négyhónapos kisvízi időszak volt jellemző.

Az első (2022.04.23–2022.08.21.) és a második vizsgált időszakban (2022.08.22–2022.12.18.) mederkitöltő vízszintet meghaladó árhullám nem alakult ki, csak egy-két kisebb árhullám vonult le a Rábán. Az első időszakban, amikor kis- és középvizek egyaránt előfordultak, a maximális partélelmozdulás mértéke 0,3–1,6 m (0,2–0,9 m/4 hónap) között változott. A második időszakban, amikor már csak kisvizek voltak jellemzőek a parterózió maximális értékei 0,3–0,8 m-re (0,1–0,5 m/4 hónap) csökkentek.

6. táblázat: A Rába vizsgált szakaszának egyes kanyarulataiban a parterózió mértéke (m/4 hónap) a RTK-GPS mérései alapján

Felmérés időszaka	1. időszak	2. időszak	3. időszak	4. időszak	5. időszak	6. időszak
	2022. Ápr–Aug.	2022. Aug–Dec.	2022. Dec – 2023. Ápr.	2023. Ápr–Aug.	2023. Aug–Dec.	2023. Dec – 2024. Ápr.
átlagos elmozdulás	0,5 ± 0,2	0,3 ± 0,1	0,7 ± 0,2	2,8 ± 1,6	1,0 ± 0,6	0,4 ± 0,4
átlagos maximális elmozdulás (kanyarulatok azonosítója)	0,9 (G)	0,5 (H)	1,1 (G)	6,9 (C)	3,4 (H)	1,9 (H)
maximális elmozdulás	1,6 (G)	0,8 (G)	2,2 (G)	19,8 (A)	4,6 (H)	4,0 (H)
a 0,8 m/4hónapnál nagyobb parterózióval rendelkező kanyarulatok száma	2	0	5	20	14	1

A harmadik időszakban (2022.12.19–2023.04.23.) egy kisebb és egy nagyobb árhullám vonult le a folyón, a nagyobb árhullám Körmenátnél éppen csak túllépte a mederkitöltő vízszintet. Ebben az időszakban így a mederből kilépő árhullám kanyarulatfejlődésre gyakorolt hatása értékelhető, hiszen az előző időszakhoz képest növekedett a partélelmozdulás mértéke (0,4–2,2 m, ami 0,3–1,1 m/4 hónapot jelent).

A negyedik időszakban (2023.04.24–2023.08.23.) a Rábán egymás után több árhullám és egy rendkívüli árvíz is levonult. Hatásukra a kanyarulatokban a partelmozdulás sebessége többszörösen meghaladta az előző időszakokban mért értékeket (1,4– 19,8 m, ami 0,8– 6,9 m/4 hónap). Valószínűsíthető, hogy az időszak elején és közepén érkező árhullámok elszállíthatták a korábban a mederbe hullott törmeléket, amely az előző kis- és középvizes időszakok során halmozódott fel. Így az időszak végén levonult rendkívüli árvíz jelentős hatást gyakorolhatott a parterózió mértékére, hiszen a korábbi árhullámok előkészítették a lehetőségét az intenzív partpusztításnak.

Az ötödik időszakban (2023.08.24–2023.12.19.) a vízállás nem haladta meg a mederkitöltő vízszintet egyik vízmércénél sem, hasonlóan az első időszakhoz, de néhány kisebb árhullám ekkor is levonult a Rábán. Bár a vízjárás hasonló volt az első időszakhoz képest, a parterózió mértéke jelentősen magasabb volt (0,7–4,6 m, ami 0,4–3,4 m/4 hónapot jelent). Feltételezhető, hogy az előző időszakban lezajlott rendkívüli árvíz hatása még érezhető volt ekkor is, és hosszabb időszak kell ahhoz, hogy a meredek partoldalak ellankásodjanak, és a tömegmozgások mértéke csökkenjen.

A hatodik, utolsó időszakban (2023. december 20–2024. április 21.) az időszak elején több kisebb árhullám is levonult a Rábán. Ezek közül volt olyan, amelyik megközelítette a mederkitöltő vízszintet a körmenáti vízmércénél. A szentgotthárdi vízmércénél az időszak második felében már a kis- és középvizek voltak jellemzőek, a körmenáti vízmércénél ezzel szemben a kisvizek elmaradtak. A partélelmozdulás mértéke az ötödik időszakhoz képest csökkent, de az első három időszakhoz képest, amikor főként a kis- és középvizek voltak jellemzőek, a parterózió mértéke magas volt (0,3–4 m, ami 0,2–1,9 m/4 hónapot).

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 partélelmozdulás zajlott a negyedik időszakban, amikor egy nagy árvíz vonult le a folyón. Ekkor a legaktívabban fejlődő **A** kanyarulat esetében 19,8 m partélelmozdulás zajlott a rendkívüli árvíz következtében. Azonban az árvízét követő kis- és középvizes időszakban (5. és 6. időszak) is számottevő erózió történt az aktívabban fejlődő kanyarulatokban, hiszen a korábbi árvíz elmoshatta a partélról leomló anyagot a mederből és a medret helyenként kimélyíthette ott, ahol a partnak szorult a sodorvonal. Így ezeken a helyeken a mély üstök és a meredek oldalak az árvizek utáni időszakokban is lehetővé tették az intenzív partformálódást. Azonban ennek mértéke folyamatosan lassult, ahogy az omlások és csuszamlások miatt egyre több anyag halmozódott fel az üstökben, és így egyre kevésbé voltak adottak a domborzati feltételek a tömegmozgásokhoz. Végül a kisvizes időszakokban a parterózió mérséklődött.

5.3.3. Lokálisan ható tényezők hatása a parterózióra

A parterózió mértéke nem csak az egyes időszakokban volt nagymértékben különböző, hanem térben is, mivel a folyó egy rövidebb szakaszán belül is tapasztalható eltérés a kanyarulatok között. Mind a rövid-, mind a hosszútávú eróziós méréseim során azt tapasztaltam, hogy ugyanazon időszakban egymáshoz közeli kanyarulatokban is eltérő mértékű lehetett a partélelmozdulás. Ez arra utal, hogy a kanyarulatok fejlődésének mértékét a helyi tényezők (pl. a partanyag, a part magassága, a part növényzete, a kanyarulatfejlettség és a mederesés) kanyarulatonként eltérő módon befolyásolhatják.

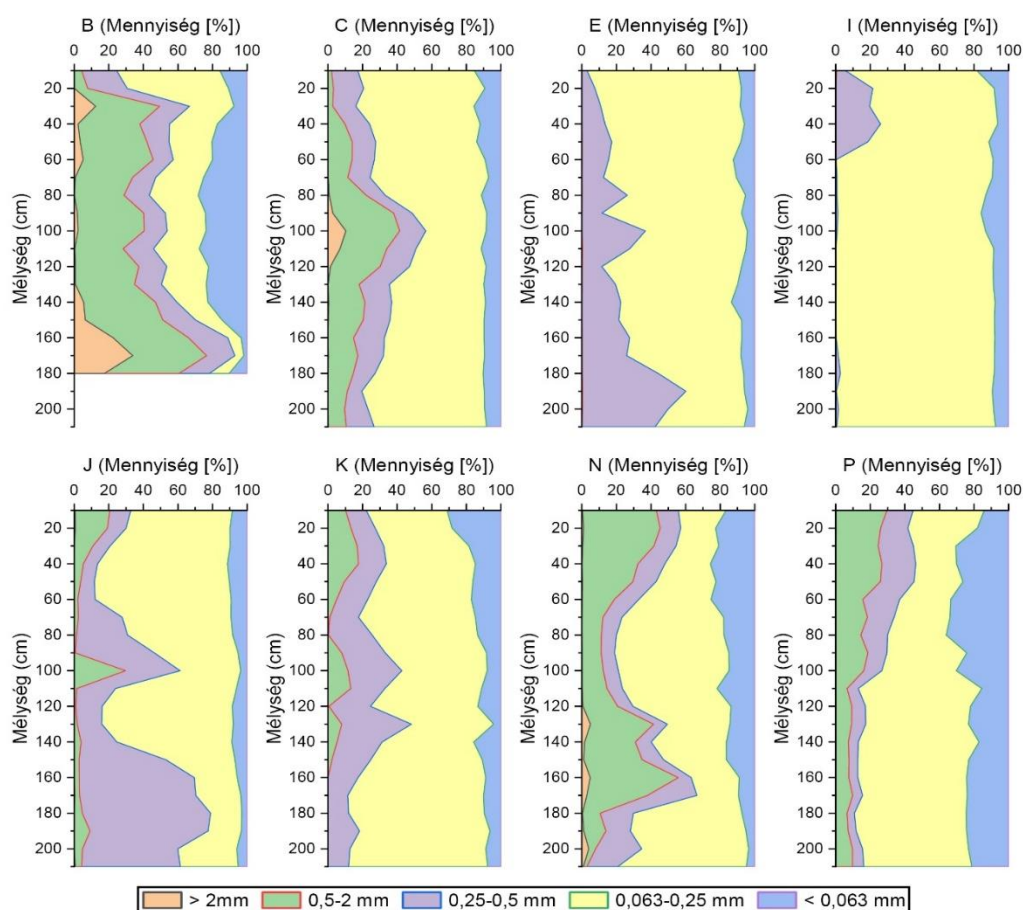
A vizsgált kanyarulatok nagy részén a kanyarulat külső ívén lágyszárú növényekből álló gyepek jellemzőek, bár van olyan hely is, ahol a kanyarulat homorú partjének egy részét (**F**) vagy teljes egészét (**U**) fásszárú növényzet borítja. Ezeken a szakaszokon a parterózió mértéke a legintenzívebb fejlődési időszakban (4. időszak) is rendkívül alacsony volt, átlagosan mindössze 0,1–0,3 m/4 hónap.

A part magassága csupán néhány helyen okozhat a különbségeket, mivel csak az **A B** és **E** kanyarulatok rendelkeznek magasparti szakaszokkal. A part magassága a kanyarulatokban hasonló (-50 cm-es vízálláshoz viszonyítva 2–3 m). Hasonlóan a fásszárú növényekkel borított partszakaszokhoz, itt is a parterózió mértéke a legintenzívebb fejlődési időszakban (4. időszak) is rendkívül alacsony volt, átlagosan mindössze 0,2–0,3 m/4 hónap.

A meder lokális esés-különbségére vonatkozólag nem állnak rendelkezésre a kanyarulatok szintjére lebontva adatok. A legnagyobb eséssel a rábagyarmati folyószakasz rendelkezik, az itt található kanyarulatok (**G-K**) partélelmozdulása viszont, hosszú-, és rövidtávon is meghaladta a többi kanyarulatnál tapasztalhatót (átlag_{max}: 5,0–5,3 m/év).

A partelmozdulás szempontjából a partfal szemcseösszetétele meghatározó lehet, és 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 partél anyagában a fűrasszelvények aljáig (tehát a -50 cm körüli vízszintig) az egyes szemcsefrakciók aránya hogyan viszonyul a tapasztalt partélelmozdulási értékekhez.

Megvizsgáltam, hogy a rövidtávú parterózió mértéke és a partanyag szemcseösszetétele között van-e kapcsolat. A kanyarulatokban az *O*, *P* és *U* kanyarulatok kivételével mindegyiknél jellemző, hogy a fűrasszelvényben felfelé haladva az iszap-agyag tartalom növekszik. A partanyag szemcseösszetételét megvizsgálva (59.ábra) az állapítható meg, hogy az iszaposabb-agyagosabb kanyarulatoknál mind rövid-, mind hosszú távon kis partelmozdulás értékek tartoztak ($1,75 \pm 0,42$ m/év). A kanyarok nagy részének partanyaga azonban nagy homoktartalmú (80-90%), s ezeknél a kanyarulatoknál a partélelmozdulás értékek erősen szóródtak ($3,0 \pm 2,16$ m/év).



59. ábra: Szemcseösszetétel változása a máriaiújfalui (B, C, E), a rábagyarmati (I, J, K), a hegyhátszentmártoni (N) és horvátnádalfjai (P) kanyarulatokban

A minták nagy homoktartalma miatt az összesített homoktartalom helyett megvizsgáltam külön a finom-, a közép- és a durvahomok arányának és a partelmozdulásnak a kapcsolatát. A

legjobb kapcsolat a fúrásszelvények aljának közép- és durvahomok tartalma és a partelmozdulás mértéke között adódott. A közép- és durvaszemű-homok arányának növekedésével ugyanis a parterózió mértéke mind rövid, mind hosszútávon növekedett. Az egyetlen kanyarulat, amelyik eltérő, a *N* kanyarulat, ennek fejlődése azonban a másodlagos kanyarulatok kialakulását követően lelassult, s ez magyarázhatja, hogy a nagyobb durvahomok tartalom ellenére a parterózió kisebb mértékű volt.

A *G* és *J* kanyarulatban a durvahomok tartalom nem számít olyan magasnak, azonban már megnövekedett a kavicsos üledékek részaránya a partfalak alsó szintjében. Az ilyen jellegű partfáltípusoknál egy áradás nagyobb mennyiségű üledéket képes kimosni a partfalak aljából, majd a felette elhelyezkedő, kötöttebb agyagos üledék összefüggő tömböket alkotva omlik be a mederbe, ezzel együtt nagyobb laterális mederelmozdulást okozva.

A könnyen mozgatható, durva homokos esetleg kavicsos rétegek csaknem mindegyik kanyarulatnál különböző mélységben vannak. Ebből az következik, hogy ezeket a szinteket eltérő kisebb-nagyobb árhullámok különböző gyakoriságúak. Azaz míg az egyik kanyarulatban a mélyebben lévő, könnyen erodálódó rétegek gyorsabban kimosódhatnak a gyakrabban ezt a szintet elérő árhullámok miatt, addig más kanyarulatokban a magasabban elhelyezkedő rétegek kimosódása sokkal több időt vehet igénybe. Az emberi hatások, a növényzet és a kanyarulat morfológia miatt a partok ezen különbségei is magyarázzák, hogy ugyanazon hidrológiai helyzetekre az egyes kanyarulatok parteróziója eltérő módon reagál.

6. Következtetések

6.1. Rába vízjárásának átalakulása

A Felső-Rába vizsgált szakaszán három vízmérce található, Szentgotthárdon, Körmenten és Sárváron. A hidrológiai adataik elemzése alapján megállapítottam, hogy adatsoraik jelentősen különböznek egymástól, így csak egyik vagy másik adatsor felhasználása a Rába egészének jellemzésére jelentős hibák forrása lehet. A vízállások azt mutatják, hogy a felső és alsó vízmércénél a meder bevágódása jellemző, míg a középső, körmendi vízmércénél inkább a feltöltődés. Ezt alátámasztja Bergmann et al. (1996) kutatásai is, amelyek szerint Szentgotthárdnál a Rába bevágódása 50–100 cm mértékű. Ez a bevágódás indulhatott a felsőbb (ausztriai) szakasról, de jelezheti azt is, hogy neotektonikai hatás alatt áll a terület (ezek tisztázásához további vizsgálatok szükségesek). Nagy valószínűséggel a kierodált anyag okozhatja a meder feltöltődését a középső (Körment) szakaszon. Ugyanakkor Sárvárnál a Rába bevágódása a folyó alsó szakaszának szabályozásával hozható összefüggésbe. Mivel az Alsó-Rábát a szabályozások során jelentősen módosították partbiztosításokkal és kanyarulatátvágásokkal, ezek a beavatkozások a vízsebesség növelése révén a meder bevágódásához vezettek. A bevágódás pedig folyásiránynak felfelé is hat, amit a vízmérce vízállásadatai is tükröznek.

Korábban Csoma (1972) évente két nagyobb és egy kisebb árvizet (március, július és november) írt le a Rábán. Ehhez képest Szentgotthárdon az 1950–1980-es évek adatainak elemzése azt mutatja, hogy a márciusi és júniusi árhullámokhoz egy késő nyári, augusztusi árhullám csatlakozott. Ugyanakkor a Rába vízjárása az 1980-as évek után fokozatosan átalakult. Bár 1981–2000 között a márciusi árhullám megmaradt, de a kora nyári eltűnt, és az őszi árhullámok egy hosszabban elnyúló időszakban (augusztus-október) jelentek meg. A 21. században már a korábbiaktól teljesen eltérő árhullám mintázat alakult ki, mivel a tavaszi árhullám helyett egy elnyúló árvizes időszak következett május-júniusban, illetve egy markáns augusztus-szeptemberi csúcs alakult ki. Az intenzív évközi változékonyság valószínűleg klimatikus okokra vezethető vissza (Zabolotnia et al. 2022), ugyanis ez a korábbinál hevesebb és gyakrabban előforduló nyári és kora őszi esőzésekre utal.

A vízállás gyakorisági (meghaladási valószínűség) görbék megmutatták, hogy egyes vízállások előfordulási valószínűsége csaknem folyamatosan csökkent a vizsgált teljes időszakban. Egyedüli kivételként az 1960–1970-es évek emelhetők ki, amikor a magasabb vízszintek gyakoribbá váltak. Ez a csökkenés az 1980-as évek óta intenzívebbé vált, azaz a 2000-es években a 20–90%-os meghaladási valószínűségi görbék még meredekebben csökkentek. A görbék a közép- és kisvizek

egyre gyakoribbá válását mutatják, mivel lejjebb tolódásuk egyértelműen az egyre alacsonyabbá váló vízszintek dominanciáját jelzi. Ez, véleményem szerint a folyó bevágódását jelzi, hiszen ugyanazon vízszintekhez egyre nagyobb vízhozamok tartoznak.

Az árhullámok magassága trendszerű csökkenést jelez, ami jó egyezést mutat Blöschl et al. (2019) adataival, miszerint a Rába mentén árvízi vízhozam kb. 5–10%-kal csökkent. Ugyanakkor, a hevesebb nyári árvizek levonulását részben magyarázza a kelet alpi kisebb vízgyűjtőkön az enyhe vízhozam emelkedés (Blöschl et al. 2019), illetve a szélsőséges csapadékmennyiséget adó esőzések (Czigány et al. 2010).

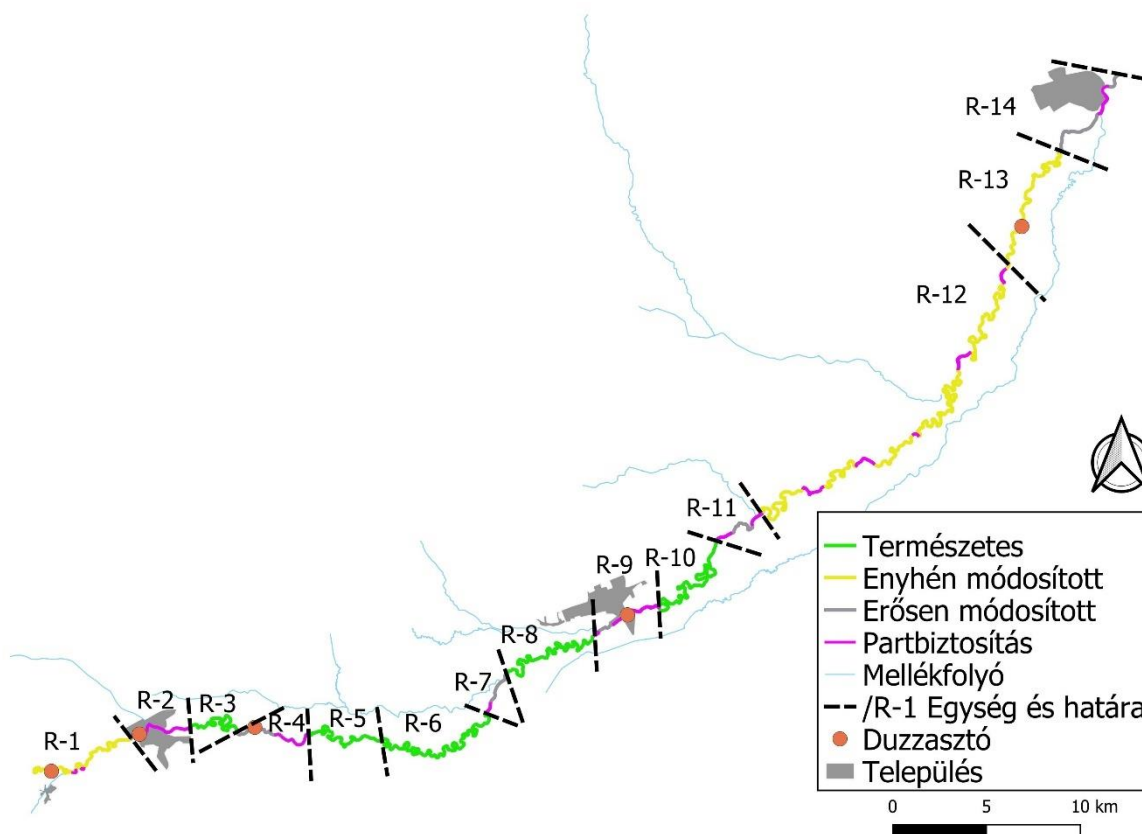
A kisvizek hossza drasztikusan növekedett, hiszen míg 1950–1980 között egy éven belül a napok 65–81%-át jellemezték, addig 2001–20024 között már 91–96%-ot. Ez a meder bevágódását jelzi (Morisawa 1985, Schumm 1985), hiszen ugyanazon vízszintekhez tartozó vízhozamok közel megduplázódtak.

Ugyanakkor a kisvizek hozama is csökkent: az 1981–2000 közötti években az évi legkisebb vízhozamok átlagosan még $8.2 \pm 2 \text{ m}^3/\text{s}$ voltak, majd ez fokozatosan csökkent $6.7 \pm 3 \text{ m}^3/\text{s}$ -ra (2001–2015), végül $6.5 \pm 1.9 \text{ m}^3/\text{s}$ -re (2016–2024). Ráadásul a 21. század végére (RCP4.5 és RCP8.5 klímaváltozási forgatókönyv) az aszályos időszakok gyakoribbá válását jelzik előre (Kis et al. 2023), ami tovább növeli a kisvizes időszakok hosszát és gyakoriságát. Hasonló, egyre szélsőségesebbé váló vízjárást számos folyón megfigyeltek (Madej 1995, Wyzga 2007, Gilvear et al. 2000, Feng et al. 2011, Kiss és Blanka 2012, Kiss et al. 2013, Ma et al. 2014, Nabih et al. 2021, Zabolotnia et al. 2022).

A magyarországi Felső-Rábán, míg Szentgotthárd és Körmend között a vízszint-esés 58–69,5 cm/km, addig Körmend és Sárvár között 44,7–52,7 cm/km között alakul. A két szakasz esése azonban nem azonos módon változott. Míg az 1960-as évek elejétől 1980-ig a Szentgotthárd és Körmend közötti szakaszon egyre nőtt a Rába esése, addig Körmend és Sárvár között az esés alig változott, de mindkét helyen egységesebbé vált. Az esés-változás hátterében talán tektonikai mozgások állnak, vagy a felső szakasz bevágódása. Majd 1981 és 2010 között a két szakaszon teljesen ellentétes változások indulnak el. A Szentgotthárd–Körmend szakaszon eséscsökkenés zajlott, ugyanakkor a Körmend–Sárvár szakaszon jelentős esésnövekedés indult. A nagyobb vízszint-esés Szentgotthárd és Körmend között a szárazabb időszakokra volt jellemző, amikor a kisvizes vízállások miatt alapvetően a mederformák (pl. üstök, gázlók) befolyásolják az esést. Ennek megfelelően a nyári hónapokban volt itt jellemző a legnagyobb esés ($>68 \text{ cm/km}$). Ugyanakkor Körmend és Sárvár között inkább az őszi hónapokban számítottam magas esés értékeket, amikor a kisvizes időszakra ráfutó árhullám jelentkezett a sárvári vízmércénél.

6.2. A vizsgált Rába szakaszon azonosított egységek

A Felső-Rába hazai szakaszának fejlődését egyes szakaszokon alapvetően befolyásolták az 1977 és 1981 között megvalósult lokális mederszabályozási beavatkozások. Az emberi hatás mértéke és a kanyarulatvándorlás alapján a vizsgált szakaszt 14 egységre osztottam, amelyeket három csoportba soroltam (60. ábra).



60. ábra: A Rába egységei, amelyek természeti és antropogén hatások alapján három osztályba sorolhatók

Mivel nem az egész szakaszt érintő, azaz nem átfogó mederrendezés valósult meg, ezért az antropogén hatás közvetlenül nem vagy legfeljebb térben és időben limitáltan érvényesült a "természetes" és "enyhén módosított" egységek fejlődése során. Azonban a szabályozatlan egységek és kanyarulatok sem fejlődhettek teljesen emberi hatástól mentesen, mivel ezek az egységek olyan hosszabb egységek között helyezkednek el, melyeket fokozott mértékű mérnöki beavatkozásokkal módosítottak. Tehát az ottani átvágások vagy kanyarulatbiztosítások itt is hathatnak a tőlük alvízi irányba elhelyezkedő szakaszokon az esés és a sebesség növekedése, vagy a hordalékháztartás módosulása miatt.

6.3. A Rába mederparamétereinek hosszútávú változásai

A) A középvonal hosszának változása és az oldalirányú elmozdulás

A Felső-Rába vizsgált szakaszán a középvonal hossza ugrásszerűen változott, mivel a meder természetesen fejlődik. Jelentős hosszrövidülést és kanyargósság csökkenést okoztak a természetes kanyarulat lefűződés és a mesterséges kanyarulatátvágások az 1844– 1878 és 1967– 1972 időszakokban. Ugyanakkor, mivel a meder fejlődését csak bizonyos helyeken és rövidebb egységekben befolyásolják a mérnöki létesítmények, így jelentős volt a kanyarulatfejlődés, ami hossznövekedést eredményezett. A legintenzívebb középvonal hossz-növekedés az 1996 és 2000 közötti időszakban volt jellemző (428 m/év). Ebben az időszakban hosszabb árvizek, több mederkitöltő árhullám volt jellemző. Bár a Felső-Rábán már ekkor is voltak lokális szabályozási munkák, de a természetesen fejlődő egységekben a megnövekedett vízsebesség miatt felerősödhetett a partok eróziója, ami a hossznövekedést elősegíthette. Hasonló, természetes dinamikájú mederfejlődés már viszonylag kevés folyón lehetséges, de ilyen mederdinamikát írt le Blanka (2010) a Hernádon, Lóczy (2011) a Kaposon és Bertalan et al. (2015) a Sajón.

Ugyanakkor a középvonal hosszának alakulása a vizsgált egységekben igen különböző volt, mivel voltak olyan, természetesen fejlődő egységek (pl. az *R-6*, *R-8* és *R-10*), amelyek mentén középvonal hossznövekedése kimagaslóan magas volt, ami a kanyargósság növekedésével magyarázható, amit a kanyargóssági index növekedése is mutat.

B) Kanyargósság (SI) alakulása

A kanyargóssági index (SI) értékeiben is megmutatkozik az emberi beavatkozások mértéke (Timár 2003, Ortega et al. 2014, Sapkale et al. 2016). A 19. század végi szabályozáskor végzett átvágások a kanyargóssági index jelentős csökkenését eredményezték a teljes vizsgált szakaszon 1878-ig. A beavatkozások eredményeképpen 6%-kal rövidült a folyó hossza az 1844-ben mért értékhez képest, így kanyargóssága is csökkent ($SI_{1844}=1,69$ míg $SI_{1878}=1,60$). Jelentős csökkenés a kanyargóssági indexben 1960 és 1983 között is kimutatható, amikor 24 mesterséges és természetes kanyarulatlefűződésnek köszönhetően mintegy 2%-kal rövidült a magyarországi Felső-Rába-szakasz, így a meder kanyargóssága újra csökkent 1,70-ről 1,67-re. Hasonló, kanyargósság csökkenést tapasztalt Kiss et al. (2008) a Tiszán, Sipos és Kiss (2004) a Maroson.

A vizsgált szakaszon egység-szinten is kimutatható volt az antropogén beavatkozás, ami a kanyargóssági index jelentős csökkenését eredményezte. Így az "erősen módosított" egységekben a legkisebb a kanyargósság ($SI_{\text{atl}}: 1,12-1,33$), majd ez a paraméter fokozatosan növekedett a "enyhén

módosított" ($SI_{\text{átl}}: 1,54-1,85$), illetve "természetes" egységek esetén ($SI_{\text{átl}}: 1,72-2,29$). Az antropogén hatás alatt álló egységek (pl. *R-2*, *R-7*, *R-11* és *R-14*) meanderező medermintázatból átalakultak enyhén kanyargó medermintázatúvá, így kanyargóssági indexük átlagosan 22,4%-kal csökkent. Ugyanakkor a "természetes" és "enyhén módosított" egységek közül egyesek fokozatosan egyre inkább kanyargóssá váltak, hiszen a meanderfejlődésnek nem szabott határt a mederrendezés. Így enyhén kanyargóból meanderező típusúvá fejlődhettek, ugyanis a kanyargóssági indexük növekedett (pl. *R-1*: 1,16-ról 1,62-re; *R-5* 1,14-ről 1,7-re, és *R-6* 1,35-ről 2,12-re). Ezek a pozitív irányú kanyarulatfejlődési értékek egyértelműen jelzik, hogy az emberi beavatkozások által csak alig bolygatott vagy azokat teljes mértékben nélkülöző egységek mentén fokozatos kanyarulatfejlődés tapasztalható, ahogyan azt hasonló jellegű európai folyók esetén is feltárták más kutatások (Keesstra et al. 2005, Blanka és Kiss 2011, Dragicevic et al. 2017, Bertalan et al. 2019).

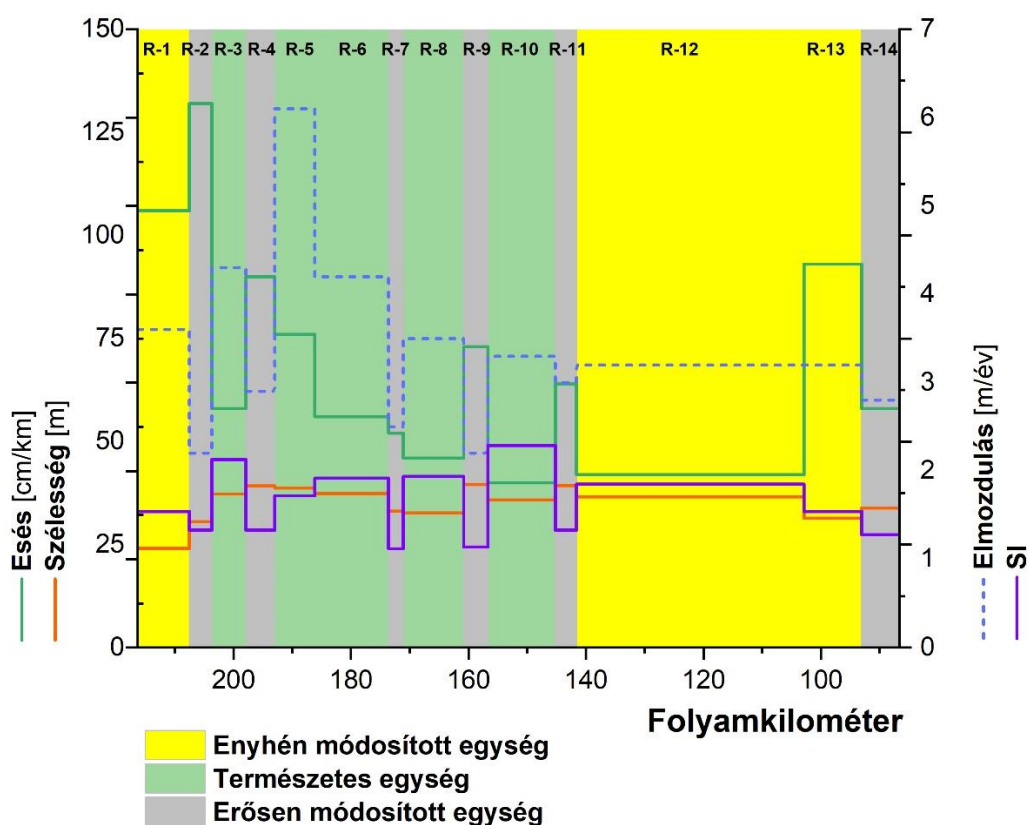
C) Mederszélesség alakulása

A Felső-Rába magyarországi vizsgált szakaszán a hidrológiai paraméterek átalakulása a morfológia jelentős változásával járt együtt. A vízállás-vízhozam kapcsolat elemzése azt mutatja, hogy azonos kisvízi szintekhez egyre nagyobb vízhozamok társulnak (Szentgotthárdon és Sárváron), ami a meder bevágódására utal. Ennek következményeként a korábban kialakult övzátonyok a középvízi szintet meghaladó magasságba kerültek, lehetővé téve a növényzet megtelepedését, szigetek és új ártéri terüetek kialakulását. A hidrológiai változások végső soron a meder szűkülését eredményezték, ami a mederszelvény területének csökkenésével jár együtt (a szelvények elemzése egy jövőbeli kutatás célja lehet). A bevágódással párhuzamosan azonban a nagyvízi meder is szűkült, csökkentve a vízszállító képességét. Ezt a folyamatot a mederszélesség csökkenése, valamint a mederkitöltő vízszinthez tartozó egyre kisebb vízhozam értékek is alátámasztják, amelyek a mederszelvény területének csökkenését jelzik.

A mederszélesség csökkenése mellett a Rába szélességviszonyai egységesebbé váltak. Míg 1967 és 1972 közötti időszakban a mederszélesség nagyfokú változatosságot mutatott, a kanyarulatok csúcsában kiszélesedve, addig azóta jelentős mértékű szűkülés következett be. A legnagyobb mértékű szélességcsökkenés 2000 és 2008 közötti időszakban volt tapasztalható ($-0,9$ m/év), különösen az „erősen módosított” (*R-2*, *R-4*, *R-14*) egységek esetében. De megfigyelhető, hogy közvetlen ezen egységek után folyásirányban lefelé elhelyezkedő természetesen fejlődő egységekben (*R-3*, *R-5*) is jelentősen (27,9–35,2%-kal) csökkent a meder szélessége a 19. század közepén mért állapophoz képest. A mederszűküléssel együtt a mederszélesség változatossága is csökkent, mivel a mederszélesség a kanyarulatok csúcsában és az inflexiós szakaszok között egyöntetűbbé vált. Míg a 19. és 20.

században a maximális mederszélesség 126–416 m között változott, adig a 21. században ez már 76–113 méterre csökkent. Ez a változás összefüggésben van a kiterjedt zátonyfelszíneken megtelepedett növényzettel, amely stabilizálja a medret és csökkenti a morfológiai változékonyságot. Hasonló jellegű mederszűkülés más folyókon is megfigyelhető, például a Hernádon (Blanka 2010), a Dráván (Kiss et al. 2011), a Sajón (Bertalan 2019), illetve a Pilcomayo folyón Dél-Amerikában (Crosato et al. 2022). Ez a jelenség a vízfolyásokon egyrészt az antropogén hatásokra adott természetes reakciónak tekinthető, de a klímaváltozásra adott válasz is lehet.

A Felső-Rába hazai szakaszán végzett vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a hidrológiai rendszer átalakulása jelentős hatással van a folyó morfológiájára. A meder esése és bevágódása, a mederszélesség változása, a parterózió mértéke és a partok növényzete egymással szorosan összefüggenek (61. ábra), amit azonban az emberi hatások jelentősen felülírhatnak.



61. ábra: Horizontális medermorfometriai mutatók, a parterózió és a meder-esés térbeli változékonysága a Felső-Rába hosszvénnyé mentén (R: egységek)

A folyamatok következtében egyrészt módosulhat a meder vízszállító képessége, amely az árvízveszélyt befolyásolja, illetve a hordalékháztartás. Ez utóbbi pedig alapvetően befolyásolja nem csupán a mederben és az ártéren zajló akkumulációs folyamatokat, de a folyó ökoszisztémájának jelentős átalakulásához is vezethetnek.

6.4. A Rába parteróziójának értékelése

A) A parerózió tér- és időbelisége

A vizsgált Felső-Rába kanyarulatai mentén az elmúlt 178 év alatt (1844–2022) jelentős parteróziót mértem. A változások mértéke és iránya azonban sem térben, sem időben nem volt egyenletes. Jelentős különbségek tapasztalhatók a vizsgált szakaszon a különböző időszakok között, illetve a lehatárolt egységek között és az egységeken belül is.

A Rába partjainak eróziója kiemelkedően gyors volt az 1955–1959, az 1960–1966, 1967–1971, valamint az 1996–1999 közötti időszakokban. Az ekkor mért oldalirányú eltolódás (átlag: 4,9–6,1 m/év) jóval meghaladja a vizsgált teljes időszakban (1844–2024) mért átlagos oldalirányú elmozdulást (3,5 m/év). A lehatárolt egységek pareróziójának legnagyobb értékei is igen magasak voltak, különösen a természetesen fejlődő R-5 egységben, ahol az elmozdulás maximális értéke 27,5–29 m/év volt, és itt jelentkezett a legnagyobb változatosság az egyes kanyarulatokban mért értékek között is. A Felső-Rába medrét jellemző átlagos mederelmozdulás magasabb értékű, mint amit a Kárpát-medence vízrendszeréhez tartozó folyók mentén tapasztaltak. A szlovákiai Tapoly és Ondava mentén ez az érték 0,8–1,5 m/év, valamint 1,15–1,45 m/év között alakult (Rusnák et al. 2014, 2016), míg a Sajó magyarországi szakaszán 5–7 m/év elmozdulást is mértek (Bertalan 2019).

A parterózió a "természetes" egységekben volt a legnagyobb (átl: 4,3 m/év), ami némileg mérséklődött az "enyhén módosított" egységekben (átl: 3,3 m/év) és minimálisra csökkent az emberi hatás által „erősen módosított” egységekben (átl: 2,6 m/év). Ezek a különbségek abból erednek, hogy a partbiztosítások elsődleges célja a parterózió megakadályozása. Tehát minél kisebb mértékű emberi hatás nélkül fejlődik egy egység, akkor azonos feltételek mellett annál nagyobb a parterózió üteme.

Másrészt, a közepes mederesése (0,5–0,9 m/km) kedvező feltételeket teremt a fejlettebb (nagyobb SI) kanyarulatok kialakulásának (Schumm 1986). Mivel a Rába vizsgált szakaszán a mederesés leginkább ebbe az intervallumba esik, ezért ahol a feltételek adottak, ott intenzív parterózió lehet jellemző. Ezt a hatást tovább erősíti, hogy a Rába árterét már többször átdolgozta a folyó. Így, ha egyes kanyarulatok olyan területen kezdenek fejlődni, amelyeket néhány évtizeddel korábban már átforgatott a Rába, ott a parterózió is felgyorsul, hiszen a laza üledékek megteremtik a feltételét a gyors kanyarulatvándorlásnak.

A pareróziót fokozhatja a mellékfolyók által szállított víz- és hordaléktöbblet, ami fokozza a főfolyó munkavégző képességét a torkolat alatti szakaszon. A vizsgált Rába szakasz mentén a legnagyobb mellékfolyó a Lapincs, amely az R-3 egységben a parterózió felerősödését okozza a szabadon fejlődő kanyarulatok külső ívén.

A kanyarulatoknál eltérő volt a legnagyobb elmozdulású partél helyzete. Az legtöbb kanyarulatban a legnagyobb mértékű partélelmozdulás a kanyarulat csúcspontjánál és attól folyásirányban lefelé volt jellemző. Ez megfelel a kanyarulatfejlődés általános menetének (Morisawa 1985, Knighton 1998, Blanka 2010, Bertalan 2019), hiszen a centrifugális erő a partnak nyomja a sodorvonalat, ami a víztömeg tehetetlensége miatt a kanyarulat tengelyétől folyásirányban lefelé kerül legközelebb a parthoz. Így itt tudja kifejteni a legnagyobb mértékű eróziót, ami a kanyarulatok fokozatos lefelé vándorlását eredményezi.

Ugyanakkor voltak olyan kanyarulatok is, ahol a helyi geomorfológiai viszonyok miatt a leggyorsabban hátráló pontok helyzete másképp alakult. Például a **J** és **T** kanyarulatoknál a kanyarulat csúcspontjától folyásirányban felfelé pusztult leginkább a part. A **T** kanyarulatnál erre az lehet a magyarázat, hogy az előző kanyarulat nyakánál egy sarlólapos átvezeti a magasabb vizeket egyenesen a **T** kanyarulat felső harmadához. Ráadásul mindkét kanyarban nagyméretű oldal- és középszátonyok alakultak ki, amelyek amellet, hogy a mederszélességet igen változóvá teszik, a parteróziót is fokozzák a partnak irányított sodorvonallal. Hasonló módon, a **J** kanyarulatban is a zátonyok miatt vezetődik a partnak a sodorvonal.

Voltak olyan kanyarulatok is, amelyek eredetileg nagyméretűek voltak, de egyre inkább kisebb kanyarulatokra tagolódtak (pl. **F**, **H**, **K**, **T**). Itt az oldalzátonyok a part újabb pontjaihoz irányítják a sodorvonalat, fokozva ott a parterózió mértékét. Az **O** kanyarulatban jelentős mértékű parterózió a kanyarulat alsó és felső szakaszán is zajlott, miközben a kanyarulat csúcsánál gyakorlatilag nem történt partélelmozdulás, vagyis két csúcspontúvá fejlődése figyelhető meg. Tehát itt is a nagyobb kanyarulat lassan több kisebb kanyarulattá alakul át. Ez kapcsolatban állhat a kisvizek tartósságának jelentős növekedésével: a kanyarulatok mérete a vízhozammal arányos (Schumm 1977), és mivel növekszik a kisvizes vízhozamok aránya, ez a kanyarulatok feldarabolódását és másodlagos kanyarulatok kialakulását eredményezi. Hasonló jelenséget tapasztaltak a víztározók megépítése alatti szakaszokon, ahol a vízhozam csökkenése miatt fejlődhetnek ki másodlagos kanyarulatok (Kiss és Blanka 2012, García-Martínez és Rinaldi 2022).

A vizsgált kanyarulatok között eltérés van abban is, hogy a kanyarulatok fejlődését milyen mértékben nehezíti a magaspart jelenléte. A kanyarulatok többsége szabadon fejlődik, míg az **A**, **B** és **E** kanyarulatok szorított meanderek, mivel ezek nekifutnak a meder mentén húzódó magaspartnak, illetve teraszoknak. Ez is befolyásolja fejlődésüket, hiszen, ott, ahol a magaspartot eléri, alakjuk egyrészt torzul, másrészt a parterózió során sokkal több anyagot kell a Rábának elszállítania. Hasonló jelenséget a Dráva magaspartjai mentén is leírtak (Andrási 2015, Kiss és Andrási 2015).

A kanyarulatfejlődést tovább befolyásolja, a közelmúlt ártérfejlődése. Például az **A** és **F** kanyarulatok bizonyos pontjai olyan területen kezdtek fejlődni, amelyeket néhány évtizeddel

korábban már átforgatott a Rába, és a korábbi kanyarulatok övzátónysoraiba nőnek bele. Így a laza, alig tömörödött üledékek teremtik meg a feltételét a gyors kanyarulatvándorlásnak.

B) A vízjárás és a parterózió kapcsolata

A rövidtávú parterózió adatait összehasonlítottam a kanyarulatokban hosszabb távon jellemző partélelmozdulással, hogy értékelhetővé váljon, hogy az elmúlt két évben megfigyelt parterózió mennyire illeszkedik a hosszú távú adatsorhoz. Megállapítható, hogy az erózió mértéke rövid- és hosszútávon is jelentős eltéréseket mutat a kanyarulatok között, ugyanakkor egy-egy kanyarulatban belül ugyanott volt a legnagyobb mértékű a parterózió.

A rövidtávú vizsgált időszak első évében (2022.április – 2023.április), amikor főként a kis- és középvizek voltak jellemzőek szinte minden kanyarulatban nagyobb volt a partélelmozdulás mértéke a hosszú távú átlagértéknél (2000–2007 és 2015–2022), míg három kanyarulatban (**B**, **K** és **T**) hasonló értéket mértem. A rövidtávú vizsgált időszak második évében (2023.április – 2024.április) több kisebb, a mederben levonuló árhullám és egy nagy árvíz vonult le a Rábán. Ezt összevettem olyan időszakok mederformálásával, amikor hasonló nagy árvizek vonultak le (1961–1966, 1996–1999 és 2008–2011). A rövidtávú parteróziós mérési eredmények mindegyik kanyarulatban meghaladták a hosszabb távon megfigyelhető átlagos erózió mértékét. Azonban legnagyobb (**A**, **C**, **G**, **H**, **M** és **T**) és a legkisebb (**U**) mértékű partélelmozdulás rövid- és hosszú távon is ugyanazokban a kanyarulatokban jelentkezett.

A rövidtávú felmérések előnye, hogy rámutattak arra, hogy 1) a kanyarulatvándorlás mértéke egy éven belül nem egyenletes; illetve 2) a kisvizes időszakokban is jelentkezik parterózió a partomlások következtében, de kisebb mértékű, mint a nagyobb árvizek idején.

A rövidtávú, terepi parteróziós mérések lehetővé tették, hogy időben jobb felbontásban (4 havonta) vizsgáljam a hidrológia és parterózió kapcsolatát. Ez alapján megállapítható, hogy nem csupán a mederkitöltő vagy afeletti árhullámokhoz kapcsolódik parterózió, hanem gyakorlatilag bármilyen vízállásnál előfordul, csak különböző mértékben. A kisvizes időszakokban, amikor a kisvíz szintjéhez képest 50–150 cm magas árhullámok futnak le a Rába medrében, a parterózió átlagos mértéke <1 m/4 hónap. A kis- és közepes vizek mederformáló képessége nem ismeretlen a hidrológiában (Foerst és Rüther 2018, McGregor 2019), hiszen a mederfenék egyenetlenségei miatt lokálisan nő a vízszintesítésük és vízsebességük, ami lehetővé teszi a hordalékszállítását. Másrészt a tartós kisvizek arányaiban meghatározhatják egy vízfolyás hidrológiáját, és így bár kis mértékben, de hozzájárulhatnak a mederbe jutó hordalék elszállításához (Kiss és Sipos 2007).

Ugyanakkor, az egymást követő nagyobb (200–400 cm) árhullámok a jelentős parteróziót fejthetnek ki a meder teljes hosszán. Így a Rábán a gyakoribb árhullámokhoz átlagosan: 2,8 m/4 hónap

(azaz 8,4 m/év) erózió köthető, míg egyes kiemelt eróziójú partszakaszokon 10–19 m/4 hónap (azaz 30–58 m/év). Ennek háttérében az áll, hogy mederkitöltő vagy árvízi vízállások teremtik meg a legjobb feltételeket az intenzív parterózióknak (Gutiérrez et al. 1998, Gilvear et al. 2000, Page et al. 2005, Gautier et al. 2006, Gorczyca et al. 2013, Dixon et al. 2018). Ezek a gyorsan áradó és apadó, nagy sebességű árhullámok nagy munkavégző képességűek. Így elszállítják a partok aljánál felhalmozódott korábbi leomlott vagy becsúszott partanyagot, mélyítik a medret, illetve közvetlenül erodálhatják a partot (Szalai et al. 2013, Kiss és Blanka 2012, Kiss és András 2015, Foerst és Rütther 2018).

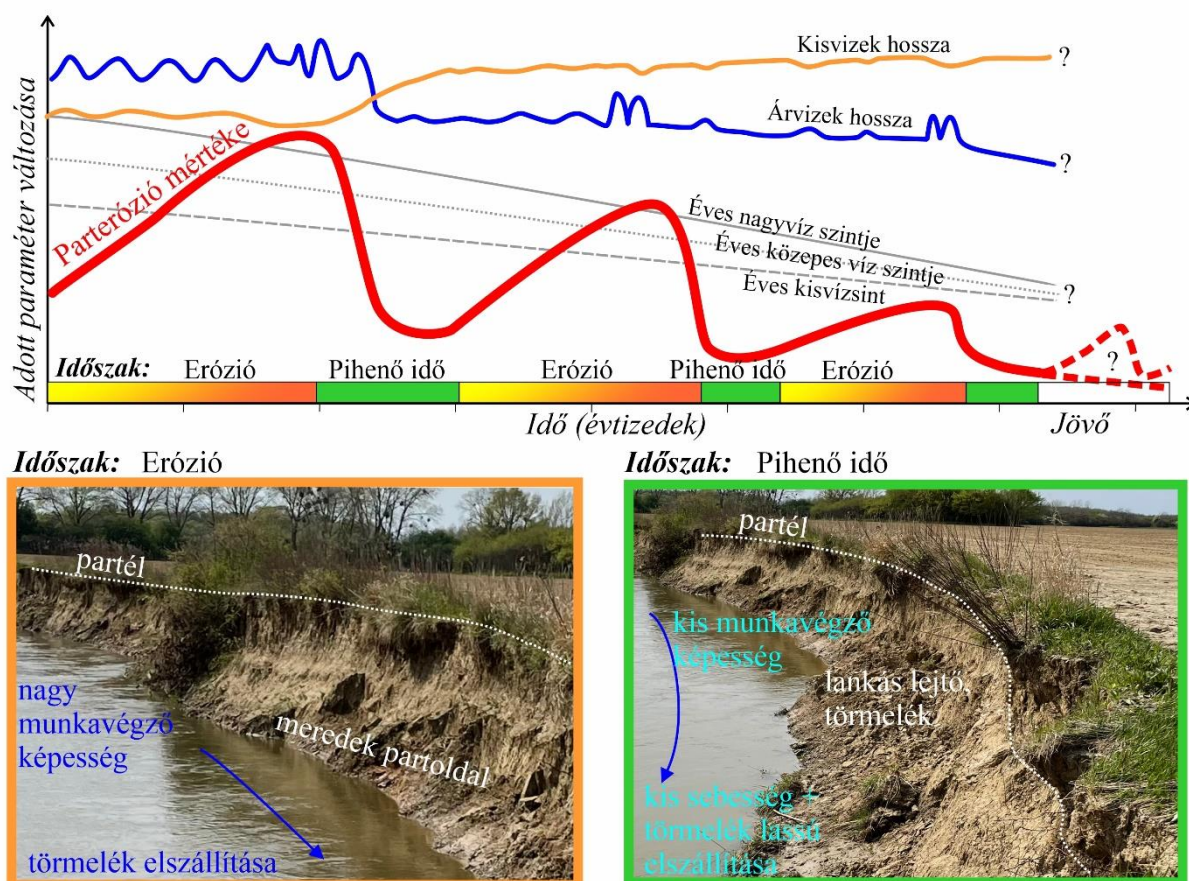
A vízjárás változásának fontos eleme a vízjárás éven belüli átalakulása (Foerst és Rütther 2018, Gkias et al. 2022). A Rábán a kora tavaszi árvizek elmaradtak, ugyanakkor árhullámok jelentek meg a nyáron és kora ősszel. Az erodálódó partok mentén elsősorban legelők és szántók húzódnak, így az itt növekvő lágyszárúak a gyökereikkel csak a vegetációs időszakban stabilizálhatják a partokat (Szalai et al. 2013, Gkias et al. 2022). Tehát amíg nincsenek kifejlődve, addig ez a partstabilizáló hatás nem érvényesülhet. Ezért fontos az árvizek éven belüli eltolódása, hiszen a 20. század második felében, a kora tavaszi árvizek idején kevésbé stabilizálhatta a Rába partjait a gyenge növényzet, így a parterózió is nagyobb mértékű volt, mint az elmúlt évtizedben. Jelenleg ugyanis az árvizek június–szeptemberi időszakra tolódtak, amikor a partok mentén sűrű növényzet alakul ki, ami a partokat jelentősen stabilizálhatja. A növényzet szerepének pontos értékeléséhez azonban további vizsgálatokra van szükség.

A vízjárás változása a medret alakító folyamatok térbeliségét is befolyásolja. A rövidtávú vizsgálataim bebizonyították, hogy a hossz-szelvény menti parterózió csak nagyobb árhullámok idején mutat folyásiránybeli változást. Ekkor, az esés fokozatos csökkenésének megfelelően a folyásirányban lejjebb lévő kanyarulatokban egyre kisebb mértékű a parterózió. Ugyanakkor, kisvizekkor ez a folyásiránybeli trend nem érvényesül, hiszen az egyre csökkenő esés hatásait felülírhatják lokálisan ható tényezők (pl. eltérő partanyag, növényzet).

C) A vízjárás és a parterózió kapcsolata: koncepcionális modell

A 20. század közepén (1951–1972) fokozatosan erősödő parteróziót mértem. Ebben az időszakban gyakoriak voltak a mederkitöltő vagy afeletti vízállások, amelyek egyenletes időközönként követték egymást. Ráadásul 1965-ben minden korábbi rekordot megdöntő, extrém magas árvíz vonult le. Ugyanakkor a kisvizek szintje nőtt, tehát munkavégző képességük is. Azonban az utolsó öt évben (1967–1972) a nagyvizek gyakorisága vagy magassága már nem indokolta a magas parteróziós ütemet. Koncepcionális modellem szerint (62. ábra) ebben az időszakban a mederkitöltő vízállások

megteremtették a feltételeit az intenzív parterózióknak (Page et al. 2005, Gautier et al. 2006). Mivel az 1950-es évek második felében időben egyenletesen követték egymást az árhullámok és a kisvizek, így a Rába is erőteljes laterális eróziót fejtett ki, hiszen az árvizek levezetéséhez a medernek tágulnia kellett. Azonban az időszak vége felé (1967–1972) az intenzív mederformálás annak ellenére fennmaradt, hogy ezt a hidrológia már nem indokolta. Ez mutatja, hogy több év kell ahhoz (relaxation time: pihenő idő), mire a rendszer morfológiai válasza az árvizekre vagy azok elmaradására befejeződik (Brunsden 2001). Tehát ez egy hosszabb ciklus lezárásának tekinthető, amit eredetileg a mederkitöltő vízszintet megközelítő vagy azt meghaladó árhullámok indítottak el, majd az extrém árvíz (1965) jelentette a legnagyobb „zavaró hatást”. Az árhullámok hatására a parterózió fokozatosan felerősödött, és a mederbe omló anyag elszállítódott, amit a szakasz nagy esése (65 cm/km) is segített. Eközben a kisvizes időszakok lehetővé tették a partok tömegmozgásos formálódását is, ugyanakkor mivel a kisvizek szintje enyhén emelkedett, a nagyobb esés miatt ilyenkor is lehetett anyagszállítás a mederben. Tehát a meder kitágult, hogy alkalmazkodjon a nagyvizek levezetéséhez.



62. ábra: A hidrológiai változások által irányított csökkenő parterózió koncepcionális modellje

A meder kitágulása miatt a következő időszak (1972–1996) relaxációs időszaknak tekinthető (Kiss és Blanka 2012, Brunsden 2001). Ekkor az egymás után rendszeresen bekövetkező mederkitöltő vízszintek ellenére nem mutatható ki intenzív parterózió. Ez részben magyarázható az ekkortájt végzett mederszabályozási munkákkal (1977–1981), amelyek célja az volt, hogy az 1965-öshöz hasonló árhullámok pusztítását mérsékeljék. Az is magyarázhatja a parterózió mérséklődését, hogy a korábbi, intenzív mederformálású időszakokban a meder kitágult, és már alig tágult tovább, hiszen korábban elérte a nagyvizek levezetéséhez szükséges paramétereket. Ráadásul az időszak végére a nagy árhullámok elmaradtak és a kis munkavégző képességű kisvizek egyre hosszabbra nyúltak, ami szintén a parterózió mérséklődéséhez vezetett.

A parteróziós ciklus újrakezdődött 1996 és 2000 között, de kisebb magnitúdóval. A közepesen intenzív parterózió hátterében az állhat, hogy ekkor már szabályozottabb volt a Felső-Rába, ami miatt egyes kanyarulatok és szakaszok laterális eróziója leállt. Azonban az alattuk lévő, természetesen fejlődő egységekben a lokálisan megnövekedett vízsebesség miatt felerősödhetett a partok eróziója, amit a magasabb kis- és közepes vízállások elősegíthettek. Ezt az eróziós ciklust is egy kismértékű partelmozdulásos időszak (2000–2008) zárta le, ami egy pihenő (relaxációs) időszaknak tekinthető, ami összefüggésben van azzal is, hogy ekkor az árhullámok és mederkitöltő vízszintek csaknem teljesen hiányoztak.

Az utolsó, harmadik parteróziós ciklusban (2008–2012) ismét lassan növekedésnek indult a partelmozdulás, de már korántsem vált olyan intenzívvé, mint a korábbi ciklusokban. A fokozott parterózió hátterében állhat az 2009-es, új árvízi rekordot felállító árvíz és az évben egymást követő, jellemzően a mederben maradó árhullámok. Ezek az árhullámok – hasonlóan az 1951–1954 és 1996–1999 időszakokban tapasztaltnak – elszállították a partok aljánál felhalmozódott korábbi omladékot, mélyíthették a medret, és így növelték az oldalirányú elmozdulást. Igaz, az átlagos partelmozdulás csak enyhén nőtt, hiszen ezek az árhullámok nem tartottak sokáig, és a hosszú kisvizes időszakok sem segítették az intenzív parteróziót.

Az elmúlt évtized (2012–2024) egyrészt tekinthető a harmadik eróziós ciklus lezárásának (pihenő idő), másrészt akár egy teljesen új fejlődési irány kezdetének is. Ekkor egyre lassúbbá vált a parterózió. Ennek hátterében pedig az egyre inkább elmaradó, illetve rövidülő árvizek és mederkitöltő vizek állnak, miközben a kisvizek egyre hosszabb időszakokat uralnak. Így bár a kisvizek megteremtik a domborzati feltételeit a partok tömegmozgásos, intenzív fejlődésének, de a partok alján felhalmozódó törmelék nem tud elszállítódni a nagyobb árhullámok elmaradása miatt, illetve a meder sem mélyülhet ki a partok előtt.

Az új fejlődési fázist az indokolja, hogy a terepi mérések szerint a kanyarulatok alakja is lassan megváltozik. Néhány nagyméretű, szabadon fejlődő kanyarulatban megfigyelhető a kanyarulat lassú

felszabdálódása kisebb kanyarulatokká, és másodlagos kanyarulatok létrejötte. Ez egyértelműen a kisvizek gyakoribbá válásával magyarázható (Kiss és Blanka 2012), hiszen a mederben az áramlási viszonyok tartósan megváltoznak (Schumm 1977, Lane és Richards1997). Hasonló jelenséget tapasztaltak a víztározók megépítése alatti szakaszokon, ahol a vízhozam csökkenése miatt fejlődhetnek ki másodlagos kanyarulatok (Kiss és Blanka 2012, García-Martínez és Rinaldi 2022).

7. Összegzés

A kutatás feltárta, hogy a hazai Felső-Rába kanyarulatai mentén jelentős a parterózió. Egyes kanyarulatok partja akár 20–29 m/év ütemmel is erodálódott, ami jelentős kanyarulatfejlődést és gyors ártér-átdolgozást jelez. Ez nem azt jelenti, hogy egy-egy területen folyamatosan jelentős volt a parterózió, hiszen az intenzíven formálódó időszakok (pl. 1960-as évek) közé olyan időszakok ékelődtek (pl. 1970-es évek), amikor partélelmozdulás a rendszer egészében lelassult. A folyamatot bonyolítják a térben váltakozó lokális mederszabályozások és a szabadon fejlődő kanyarulatok.

A vizsgált Rába-szakasz átalakuló parteróziója és mederfejlődése klasszikus példája az olyan vízfolyásoknak, amelyeknél a vízjárás a klímaváltozás hatására egyre szélsőségesebbé válik és a kisvizek uralkodóvá válnak. A nyárra és kora őszire áttevődő árhullámok hevesen vonulnak le, mivel a kelet-alpi részvízgyűjtőkön a heves esők nagyobb vízhozamokat eredményeznek. Ugyanakkor az éven belül egyre uralkodóbbá váltak a kisvizek. Bár a parterózió ciklikus időbeli mintázatot mutat, a parterózió amplitudója egyre mérséklődik. Ez egyrészt magyarázható az egyre gyakoribbá váló kisvizek kis munkavégző képességével, az árhullámok ritkábbá válásával, és a partokat stabilizáló növényzet növekvő szerepével.

A korábbi évtizedekben a legnagyobb gond a Rába szabadon fejlődő kanyarulatai mentén a parterózió volt, mivel az intenzív medervándorlás miatt több helyen veszélybe került az infrastruktúra. Ezért több ponton vagy átvágták a kanyarulatokat, vagy partbiztosítással látták el. Ugyanakkor a kutatás bebizonyította, hogy a parterózió fokozatosan mérséklődik, így nagy volumenű beavatkozásokra valószínűleg nem, vagy alig lesz szükség, illetve kevésbé drasztikus parterózió elleni védelem (pl. tuskógát a kő partbiztosítás helyett) is elegendő lehet.

A „természetes” módon fejlődő egységek megoldási javaslatok alapjául szolgálhatnak (referenciaként) a Felső-Rába hatékony és fenntartható mederrendezési és ártér-gazdálkodási terveinek kidolgozásában. A javarészt szabadon fejlődő ("természetes" és "enyhén módosított") partok megőrzése a természetes kanyarulatfejlődés és hordalékháztartás fenntartása szempontjából fontos. A mesterségesen módosított („erősen módosított”) egységek esetében a beavatkozások következményeit mérlegelni kell. A partbiztosítás egy adott szakaszon meder szűküléséhez vezethet, ami a víz áramlási sebességének növekedését és az árvízveszély fokozódását eredményezheti. Ezen okok miatt a mesterségesen módosított partszakaszokon további beavatkozásokra lehet szükség a meder szűkülésének megelőzése és az árvízvédelem javítása érdekében.

A parterózió bár továbbra is jelen van, de a mérsékelt üteme felveti annak a kérdését, hogy hogyan hat a hordalékháztartásra, illetve közvetve hogyan hat a partokat élőhelyül használó állatok számára.

8. Summary

Lateral erosion is a basic process governing the channel dynamics of meandering rivers. Free or partially regulated meanders can have significant lateral erosion of up to several metres per year. Bank erosion contributes to the dynamic meander development of rivers, the maintenance of alluvial sediment household, and the reworking of floodplains. At the same time, depending on its spatiality and intensity, bank erosion can cause severe damage to agricultural lands or infrastructure. The Hungarian section of the Upper Rába/Raab River offers an excellent opportunity to study the spatial and temporal changes in bank erosion and meander development. The high slope of the Rába River accelerates the fluvial processes, which allows for significant changes in bank erosion rate, channel migration, meander shape and meander development within a short time.

The main objective of the research was to measure the rate of bank erosion and sinuosity changes of the channel, and to reveal their influencing factors (highlighting the impact of hydrology and engineering works). The Hungarian reach of the Upper Rába (216.3-86.6 rkm) was selected as a study area. In the first step of the study, those hydrological parameters were calculated and analysed, which are relevant for bank erosion. Then, the morphometric parameters of the channel (i.e., reach length, sinuosity and channel width) and the rate of bank erosion were calculated based on 17 maps, aerial photographs and orthophotos taken at different dates. The spatial data sources were processed using QGIS software (3.28/Firenze).

The hydrological conditions in the Hungarian reach of the Upper Rába changed fundamentally between 1901 and 2024, which was divided into periods. The Hungarian section of the Rába was in hydrological equilibrium until 1980, but later the hydrological parameters changed significantly, indicating a hydrological dis-equilibrium. The bends of the studied reach eroded intensively between 1844 and 2022 (mean bank erosion rate: 3.5 m/y; max: 29 m/y). However, the bank erosion was not uniform, as there are significant differences between periods and channel segments (units). The channel development of some sections of the studied Upper Rába was significantly influenced by local engineering works implemented between 1977 and 1981. Based on the degree of human impact and channel development, the studied section of the Rába was divided into 14 units. The position of the bank with the highest bank erosion varied in the bends. In most of the bends, the greatest bank erosion took place downstream of the bend apex. The bank material of the studied meanders is highly variable; therefore, the bank erosion of the bends varies even under the same hydrological conditions. Bank erosion is a periodic process, but due to changes in environmental factors, the rate of bank erosion gradually decreased during the studied period (1844–2024).

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik segítettek doktori munkámat és ezzel hozzájárultak a doktori disszertációm elkészítéséhez.

Köszönettel tartozom Dr. Kolláth Zoltán Sámuel témavezetőmnek, hogy a doktori képzésem útján végigkísért. Legnagyobb hálával tartozom konzulensemnek, Dr. Kiss Tímeának, aki szakmai iránymutatásával, végtelen türelmével és támogatásával segített abban, hogy ez a munka létrejöjjön. Tanácsai és iránymutatásai nélkülözhetetlenek voltak számomra. Hálás vagyok a fluviális-geomorfológiai kutatások iránti szenvedélyének átadásáért. Segítségével nemcsak a tudásom gyarapodott, hanem olyan kutatói szemléletet is átvettem, amely egész pályám során inspiráló lesz.

Köszönettel tartozom az ELTE Savariai Egyetemi Központ Földrajzi Tanszék tanszékvezetőjének, Dr. Lenner Tibornak a folyamatos támogatásáért és biztatásáért. Dr. Tóth Gábornak köszönöm, hogy végig egyengette utamat a kutatás során. Dr. Kovács Gábornak pedig hálás vagyok a módszertan kidolgozásában nyújtott értékes segítségéért. Köszönöm Zentai Zoltánnak az inspiráló szakmai beszélgetéseket és ötleteket. Hálás vagyok az ELTE-SEK földrajz szakos hallgatóinak, akik a digitalizálásban nyújtott segítségükkel hozzájárultak a munka sikeréhez.

Köszönettel tartozom a Környezettudományi Doktori iskolának, hogy doktori tanulmányaimat elvégezhettem. Külön köszönettel tartozom a doktori iskola vezetőjének, Dr. Turányi Tamásnak és a doktori iskola programvezetőjének, Dr. Szalai Zoltánnak, akik mindig támogatók és segítőkészek voltak a Doktori Iskolához kapcsolódó ügyek intézésében.

Nardai Károlynak köszönöm a terepi felmérések során nyújtott segítségét. Szaktudása és tapasztalata nagyban megkönnyítette a terepi munkát. Hálásan köszönöm Dr. Mitre Zoltánnak, hogy a programok és szoftverek útvesztőjében segített eligazodni. Köszönettel tartozom Kolman Flórának az üledékminták laboratóriumi feldolgozásában nyújtott segítségéért. Hálával tartozom Tamics Beatrixnek a segítő munkájáért.

Hálás vagyok a Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóságnak és munkatársainak a rendelkezésemre bocsájtott értékes vízügyi adatokért, amelyek nélkül ez a kutatás nem valósulhatott volna meg. Különösképpen Dr. Engi Zsuzsannának és Gyalog Gábornak köszönöm, hogy hozzájuk bármikor fordulhattam kérdéseimmel. Hálával tartozom Csákvári Kristófnak és munkahelyének a HM Hadtörténeti Intézet és Múzeum Térképtárának egyes katonai térképek kutatási célra való rendelkezésemre bocsátásáért.

Végül, de nem utolsó sorban, szeretném megköszönni családomnak és barátaimnak, hogy mindig számíthattam rájuk és bízottak a doktori disszertációm megírásában. Külön köszönöm férjemnek, Péternek, és kislányomnak Catherinenek, hogy végig mellettem álltak és támogattak a nehéz pillanatokban.

A FÖMI 2012-es ortofotóknak és a harmadik katonai felmérés georeferált állományának a beszerzését az ELTE BDPK 2021-es Intézeti Kiválósági Keret biztosította. A FÖMI 2021 és 2022-es ortofotóknak beszerzését az ELTE BDPK 2023-as Intézeti Kiválósági Keret biztosította.

Felhasznált irodalom

- Abernethy, B., Rutherford, I.D. (1998). Where along a river's length will vegetation most effectively stabilise stream banks? *Geomorphology*, 23, 55-75.
- Ackers, P., Charlton, F.G. (1970). Meander geometry arising from varying flows. *J. 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.
- Ádám, L. (1975). *A Kisalföld és a Nyugat magyarországi peremvidék*. Magyarország tájféldrajza III. Akadémiai kiadó. 232-240.
- Ádám, L., Károlyi, Z., & Somogyi, S. (1975). Szerk.: Nyugat Magyarország vízrajza, Magyarország tájféldrajza III. Akadémiai kiadó. 228-230.
- Alabyan, A., M., & Chalov, R. S. (1998). Types of river channel patterns and their natural controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 23/5, 467-474.
- Andrási, G. (2015). *A Dráva horvát-magyar szakaszán a vízjárás és a mederdinamika vizsgálata*. (PhD disszertáció). Szegedi Tudományegyetem, Szeged
- Bagnold, R.A. (1960). Some aspects of the Shape of River Meanders. *USGS Prof. Papers* 282-E. 135-144.
- Baki, A.B.M., & Gan, T.Y. (2012). Riverbank migration and island dynamics of the braided Jamuna River of the Ganges - Brahmaputra basin using multi-temporal Landsat images. *Quaternary International* 263, 148- 161. DOI:10.1016/j.quaint.2012.03.016
- Balla, Z. (2009). A Coriolis-erő hatása folyókra a magyar szakirodalomban. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007*, 79-84.
- Balogh, K., Ebner, F., Ravasz, Cs., Herrmann- Lobitzer, H., & Solti, G. (1994). K/Ar- Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands — *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn*, Teil 2. Wien. 55-72.
- Belward, A.S., & Skoien, J.O., (2015). Who Launched What, When and Why; Trends in Global Land-Cover Observation Capacity from Civilian Earth Observation Satellites. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 103, 115- 128. DOI:10.1016/j.isprsjprs.2014.03.009
- Bendeffy, L. (1965). A magyar-medence mélyszerkezetének balkáni, dinár és kelet-alpi vonatkozásai *Földt. Ért.*, 387-419.
- Bendeffy, L. (1970). A Duna magyarországi felső szakaszának, valamint a Rába vízrendszerének tektonikai elemei. *Általános Földtani Szemle*, 9-27.
- Bendeffy, L. (1972). A Rába geomorfológiája. *Vízrajzi Atlasz Sorozat 14*. Rába 1 Hidrográfia, geomorfológia, VITUKI, Budapest. 15-22.
- Bergmann, H., Kollmann, W., Vasvári, V., Ambrózy, P., Domokos, M., Goda, L., Laczay, I., Neppel, F., & Szilágyi, E. (1996). *Hydrologische Monographie des Einzugsgebietes der Oberen Raab - A Felső-Rába vízgyűjtőjének hidrológiai monográfiája*. Graz-Budapest: Schriftenreihe zur Wasserwirtschaft, Band 23. 257p.
- Bertalan, L. (2019). *A horizontális mederdinamikában bekövetkezett változások geomorfológiai, hidrológiai és ökológiai összefüggései a Sajó hazai szakaszán* (PhD disszertáció). Debreceni Egyetem, Debrecen

- Bertalan, L., & Szabó, G., (2015). Lateral erosion monitoring along a southern section of Sajó (Slaná) River, in: Kiřizová, A. (szerk.), *Detailed Aerial Mapping and Flood Impact Monitoring in the V4 Region*. Univerzita Komenskeho, Bratislava, 4 p. DOI:10.13140/RG.2.1.1034.2160
- Bertalan, L., Szabó, G., & Szabó, S., (2016). Soil degradation induced by lateral erosion of a nonregulated alluvial river (Sajó River, Hungary), in: Zapletalová, J.; Kirchner, K. (Ed.), *Aktuální Environmentální Hrozby a Jejich Impakt v Krajině (Current Environmental Threats and Their Impact in the Landscape Brno)*. (pp. 8-9). Sborník Abstraktu Z Mezinárodního Workshopu. Ústav geoniky AV ČR, ISBN:978-80-86407-65-4
- Bertalan, L., Rodrigo-Comino, J., Surian, N., Šulc Michalková, M., Kovács, Z., Szabó, S. (2019). Detailed assessment of spatial and temporal variations in river channel changes and meander evolution as a preliminary work for effective floodplain management. The example of Sajó River, Hungary. *Journal of Environmental Management*, 248, 109277. DOI:10.1016/j.jenvman.2019.109277
- Biszak, S., Timár, G., Molnár, G., Jankó, A. (2007). Digitized maps of the Habsburg Empire - The third military survey, 1869-1887, 1:25000. DVD. Arcanum Adatbázis Kiadó.
- Blanka, V. (2010). *Kanyarulatfejlődés dinamikájának vizsgálata természeti és antropogén hatások tükrében*. (PhD disszertáció). Szegedi Tudományegyetem, Szeged.
- Blanka, V., Sipos, Gy., & Kiss, T. (2006). Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadvány
- Blanka, V., & Kiss, T. (2008). A kanyarulatfejlődés jellegének és mértékének vizsgálata a Hernád Alsódobsza feletti szakaszán, 1937 és 2002 között. *Geographia generalis et specialis: Tanulmányok Kádár László születésének 100. évfordulójára*, Debrecen, 147-154.
- Blanka, V., & Kiss T. (2011). Effect of different water stages on bank erosion, case study on River Hernád, Hungary. *Carpathian Journal of Earth and Environment* 6/2, 101-108.
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R.A., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., et al. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573, 108–111. DOI:10.1038/s41586-019-1495-6.
- Bodoncz, L. (2005). Javaslat Vas megye új, botanikai szempontú tájfelosztására. *Vasi Szemle* 59 (3), 358-376.
- Bogárdi, J. (1942). Vízfolyások hordalékmérései, *Hidrológiai Közöny* 22/ 7-12, 264-276.
- Bogárdi, J. (1971). *Vízfolyások hordalékszállítás*. Akadémiai Kiadó, Budapest. 837 p.
- Bokor, P. (1989). Vas megye természetföldrajzi tájbeosztása. *Vasi Szemle* 43 (1), 26-46.
- Brandt, S.A. (2000). Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40. 375–401. DOI:10.1016/S0341-8162(00)00093-X
- Brice, J.C. (1974). Evolution of Meander Loops. *Geological 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.-RD-78-162, Washington, DC, 194 p.
- Bridge, J.S. (2003): *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Blackwell, Oxford. 491 p.
- Brierley, G.J. & Fryirs, K.A. (2005). *Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework*. Malden: Blackwell Publishing. p. 398. ISBN 9780470751367
- Brookes, A. (1985). River channelization: traditional engineering methods, physical consequences and alternative practices. *Progress in Physical Geography* 9(1), 44-75.

- 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.
- Brooks, G.R. (2005). Overbank deposition along the concave side of the Red River meanders, Manitoba, and its geomorphic significance. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1617-1632. DOI:10.1002/esp.1219
- Brunsdon, D., (2001). A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena* 42. 99-123. DOI:10.1016/S0341-8162(00)00134-X
- Carroll, R., W., H., Warwick, J.J., James, A., I., & Miller, J.R., (2004). Modeling erosion and overbank deposition during extreme flood conditions on the Carson River, Nevada. *J. Hydrology* 297, 1- 21. DOI:10.1016/j.jhydrol.2004.04.012
- Carson, M.A. (1984). Observations on the meandering-braided river transition. Canterbury Plains, New Zealand. *New Zealand Geographer* 40, 89-99.
- Chang, H.H. (1988). On the cause of river meandering. In.: White, W.R. (szerk): *International Conference on river regime*. Wallingford, UK: Hydraulics Research. 83-93.
- Chen D., & Tang C. (2012). Evaluating secondary flows in the evolution of sine-generated meanders. *Geomorphology* 163-164, 37-44. DOI:10.1016/j.geomorph.2012.04.010
- Cholnoky, J. (1907). A Tiszameder helyváltozásai. *Földrajzi Közlemények* 35, 383-445.
- Cholnoky, J. (1925). A folyóvölgyekről. *Matematikai és Természettudományi Értesítő* 42. 101- 108.
- Colomina, L., & Molina, P. (2014). Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 92, 79-97. DOI:10.1016/j.isprsjprs.2014.02.013
- Constantine, J.A., Pasternack, G.B., & Johnson, M.L. (2005). Logging effects on sediment flux observed in a pollen-based record of overbank deposition in a northern California catchment. *Earth Surf. Process. Landforms* 30, 813-821.
- Cook, K.L. (2017). An evaluation of the effectiveness of flow-cost UA Vs and structure from motion for geomorphic change detection. *Geomorphology* 278, 195-208. DOI:10.1016/j.geomorph.2016. 11.009
- Crosato, A., Griseti-Vázquez, A., Bregoli, F., Franca, M.J. (2022). Adaptation of river channels to a wetter or drier climate: Insights from the Lower Pilcomayo River, South America. *Journal of Hydrology*, Vol. 612, 1-14. DOI:10.1016/j.jhydrol.2022.128254
- Crowder, D.W., Knapp, H.V. (2005). Effective discharge recurrence intervals of Illinois streams. *Geomorphology* 64. 167–184. DOI:10.1016/j.geomorph.2004.06.006
- Czigány, Sz., Pirkhoffer, E., Balassa, B., Bugya, T., Bötkös, T., Gyenizse, P., Nagyvárad, L., Lóczy, D., & Geresdi, I. (2010). Villámárvíz, mint természeti veszélyforrás a Dél-Dunántúlon. *Földrajzi Közlemények* 134. 281-298.
- Cserkés-Nagy, Á., Toth, T., Vajk, Ö. Sztanó, O. (2010). Erosional scours and meander development in response to river engineering: Middle Tisza region, Hungary. *Proceedings of The Geologists Association, PROC GEOL ASSOC*, 121, 238-247. DOI:10.1016/j.pgeola.2009.12.002.
- Csoma, J. (1972). A Rába hidrográfiája. *Vízrajzi Atlasz Sorozat 14*. Rába 1 Hidrográfia, geomorfológia, 8-15. VITUKI, Budapest.
- Csoma, J. (1973): *A korszerű folyószabályozás alapelvei és módszerei*. VITUKI, Budapest. 156 p.

- Dade, W.B. (2000). Grain size, sediment transport and alluvial channel pattern. *Geomorphology* 35, 119–126. DOI:10.1016/S0169-555X(00)00030-1
- Daniel, J.F. (1971). *Channel movement of meandering Indiana streams: physiographic and hydraulic studies of rivers*, US Geol. Survey Prof. Paper 732-A. 23 p.
- Das, A.K., Sah, R.K., & Hazarika, N., (2012). Bankline change and the facets of riverine hazards in the floodplain of Subansiri-Ranganadi Doab, Brahmaputra Valley, India. *Nat. Hazards* 64, 1015–1028. DOI:10.1007/s11069-012-0283-5
- Dikau, R., & Schrott, L. (1999). The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC): main objectives and results. *Geomorphology* 30, 1–12.
- Dixon, S.J., Sear, D.A., Odoni, N.A., Sykes, T., & Lane, S.N., (2016). The effects of river restoration on catchment scale flood risk and flood hydrology. *Earth Surf. Process. Landforms* 41, 997–1008. DOI:10.1002/esp.3919
- Dixon, S.J., Smith, G.H.S., Best, J.L., Nicholas, A.P., Bull, J.M., Vardy, M.E., Sarker, M.H., & Goodbred S. (2018). The planform mobility of river channel confluences: insights from analysis of remotely sensed imagery. *Earth-Sci. Rev.*, 176, 1–18. DOI:10.1016/j.earscirev.2017.09.009
- Downs, P.W., & Gregory, K.J. (1993). The sensitivity of river channels in the landscape system. In: Thomas, D.S.G., Allison, R.J. (szerk.) *Landscape sensitivity*. Wiley, Chichester. 15–30.
- Downs, P.W., & Gregory, K.J., (2014). *River channel management. Towards sustainable Catchment Hydrosystems*. Arnold, London. p. 408. DOI: 10.4324/9780203770344
- Dövényi, Z. (2010). *Magyarország kistájainak katasztere*. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. Budapest. 386–390.
- Dragicevic, S., Pripuzić, M., Zivković, N., Novković, L., Kostadinov, S., Langović, M., Milojković, B., & Cvorović, Z. (2017). Spatial and temporal variability of bank erosion during the period 1930–2016: Case study-Kolubara River Basin (Serbia). *Water* 9. DOI:10.3390/w9100748
- Falus, I., Ollé, J. (2008). *Az empirikus kutatások gyakorlata*. Nemzeti Tankönyvkiadó Zrt, Budapest. 341 p. ISBN9639228
- Fehérváry I., & Kiss T. (2021). Riparian Vegetation Density Mapping of an Extremely Densely Vegetated Confined Floodplain. *Hydrology* (2306-5338): 8(4), 176. DOI:10.3390/hydrology8040176
- Feng, X., Zhang, & G., Yin, X. (2011). Hydrological responses to climate change in Nenjiang River basin, Northeastern China. *Water Resources Management* 25, 677–689.
- Fergus, T. (1997). Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. *Regulated Rivers: Research & Management*. 13, 449–461.
- Fergusson, R.I. (1987). Hydraulic and sedimentary control of channel pattern. In: Richards K.S. (Edt): *River Channels: Environment and Process*. Blackwell, Oxford. 129–158
- Félegyházi, E., Kiss, T., Szabó, J., (2009). *Természetföldrajzi gyakorlatok*. Debreceni Egyetemi Kiadó. Debrecen. 172 p.
- Fiala, K., & Kiss, T. (2006). A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán. II. *Hidrológiai Közöny* 86/5, 13–17.
- Flannigan, M.D., Stocks, B.J., & Wotton, B.M. (2000). Climate change and forest fires. *Science of the Total Environment* 262, 221–229. DOI:10.1016/S0048-9697(00)00524-6
- Flügel, H.W., & Neubauer, F.R. (1984). *Geologische Karte der Steiermark — 1:200 000* Geologischen Bundesanstalt. Wien.

- Foerst, M., & Rüther, N. (2018). Bank Retreat and Streambank Morphology of a Meandering River during Summer and Single Flood Events in Northern Norway. *Hydrology*, 5, 68. DOI:10.3390/hydrology5040068.
- Friedkin, J.F. (1945). *A laboratory study of the meandering of alluvial rivers*. US Waterways experiment station, Vicksburg, Miss. 40 p.
- Gábris, Gy. (1986). Alföldi folyóink holocén vízhozama. *Alföldi tanulmányok* 10, 35-52.
- Gábris, Gy. (1995). The latest results of the paleo-hydrological researches. *Földrajzi Értesítő*, 44/1-2, 101-109.
- Gábris, Gy. (2003). Övzátöny vagy parti hát? *Földrajzi Közlemények* 51, 1-13.
- Gábris, Gy., Félegyházi, E., Nagy, B., & Ruszkiczay Zs. (2001). A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. I. MFK CD-kiadvány, Szeged, 1-10.
- Gábris, Gy., & Nádor, A. (2007). Long-term fluvial archives in Hungary: Response of the Danube and Tisza Rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 22-24, 2758-2782. DOI:10.1016/j.quascirev.2007.06.030
- 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.
- Galli, L. (1963). A középszakasz-jellegű vízfolyások kialakulása és rendezése. *Hidrológiai Közöny* 1963/5, 368–377.
- García-Martínez, B., & Rinaldi, M. (2022). Changes in meander geometry over the last 250 years along the lower Guadalquivir River (southern Spain) in response to hydrological and human factors. *Geomorphology*, 410. DOI:10.1016/j.geomorph.2022.108284
- Garde, R.J. (2006). *River Morphology*. New Delhi: New Age International (P) Ltd, 479 p.
- Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Roulet, M., Fuertes, O., Guyot, J.L., Darozzes, J., & Bourrel, L. (2006). Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surf. Processes and Landforms* 32, 230-248. DOI:10.1002/esp.1394
- Geerling, G.W., Kater, E., van den Brink, C., Baptist, M.J., Regas, A.M.J., & Smits, A.J.M. (2008). Nature rehabilitation by floodplain excavation: The hydraulic effect of 16 years of sedimentation and vegetation succession along the Waal River, NL. *Geomorphology* 99, 317-328. DOI:10.1016/j.geomorph.2007.11.011
- Gilvear, D.J. (1999). Fluvial geomorphology and river engineering: future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. *Geomorphology* 31, 229-245.
- Gilvear, D., Winterbottom, S., & Sichingabula, H. (2000). Character of channel planform change and meander development: Luangwa River, Zambia. *Earth Surf. Process. Landforms* 25, 421-436.
- Gkias, G.T., Koutalakis, P.D., Kasapidis, I.K., Iakovoglou, V., & Zaimis, G.N. (2022). Monitoring and Quantifying the Fluvio-Geomorphological Changes in a Torrent Channel Using Images from Unmanned Aerial Vehicles. *Hydrology*, 9, 184. DOI:10.3390/hydrology9100184
- Gorczyca, E., Krzemien, K., Wronska-Walach, D., & Sobucki, M. (2013). *Channel changes due to extreme rainfalls in the Polish carpathians*. In: Lóczy D. (szerk.), Geomorphological impacts of extreme weather. Wellington, Springer. 23-37. DOI: 10.1007/978-94-007-6301-2_2
- Gordon, E., & Meentemeyer, R.K. (2006). Effects of dam operation and land use on stream channel morphology and riparian vegetation. *Geomorphology* 82, 412-429. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.06.001

- Graf, W.L. (1999). Dam nation: a geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts. *Water Resources Research* 35/4, 1305-1311.
- Gringorten, I.I. (1963). A plotting rule for extreme probability paper. *J. Geophys. Res.*, 68, 813–814. DOI:10.1029/JZ068i003p00813.
- Gupta, A. (2008). *Large Rivers: geomorphology and management*. Chichester, Wiley, 712 p.
- Gurnell, A.M. (1997). Channel change on the River Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers: Research and Management*, 13, 13-26.
- Gurnell, A.M., Bertoldi, W., & Corenblit, D. (2012). Changing river channels: The roles of hydrological processes, plants and pioneer fluvial landforms in humid temperate, mixed load, gravel bed rivers. *Earth-Science Reviews* 111, 129-141. DOI:10.1016/j.earscirev.2011.11.005
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., & Sancho, C. (1998). Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin. *Geomorphology* 22, 265-283.
- Habersack, H., Hein, T., Stanica, A., Liska, I., Mair, R., Jäger, E., Hauer, C., & Bradley, C., (2016). Challenges of river basin management: Current status of, and prospects for, the River Danube from a river engineering perspective. *Sci. Total Environ.* 543, 828-845. DOI:10.1016/j.scitotenv.2015.10.123
- 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)
- Harvey, M.D., (1989). Meanderbelt Dynamics of the Sacramento River. Proceedings, California Riparian Systems Conference, *USDA Forest Service General Technical Report PSW-110*, 54-61.
- Harvey, A.M. (2007). Geomorphic instability and change. Introduction: Implications of temporal and spatial scales. *Geomorphology* 84, 153-158. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.03.008
- Haque, S.E., Nahar, N., Chowdhury, N.N., Sayanno, T.K., Haque, S. (2024). Geomorphological changes of river Surma due to climate change. *Int. J. Energy Water Res.*, DOI:10.1007/s42108-023-00275-8.
- Hegedűs, Á. (2007). Tükörcserepek a térképtörténetből: A gyors helyesbítés (1950-52), *Tájékozt.* 25(2). 38-39.
- Hernes, P., & Kiss, T. (2013). A Tisza meder partfalának vizsgálata: késő-pleisztocén és holocén folyóvízi folyamatok az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai Közlemény* 93, 13-19.
- 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. & Nanson, G.C. (1975). The Character of Channel Migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada. *Geological Soc. of Am. Bull.* 86, 487-494.
- Hickin, E.J. (1978). Hydraulic factors controlling channel migration, in: Davidson-Amott, R., Nickling, W. (szerk.), *Research in Fluvial Geomorphology, Proceedings Fifth Guelph Symposium on Geomorphology*. 59-66.
- 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. *J. 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. (1995). River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology* 14, 235-253.
- Hooke, J.M. (1997). Styles of Channel Change. In: Thorne, C.R., Hey, R.D., Newson, M.D. (szerk.), *Applied Fluvial Geomorph. for Engin. and Management*. Wiley, Chichester. 237-268
- Hooke, J.M. (2007). Complexity, self-organisation and variation in behaviour in meandering rivers. *Geomorphology* 91, 236-258. DOI:10.1016/j.geomorph.2007.04.021
- Hooke, J.M. (2008). Temporal variations in fluvial processes on an active meandering river over a 20-year period. *Geomorphology* 100, 3-13. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.04.034
- 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 Int. Association of Sedimentologists no. 6*. Blackwell, Oxford. 121-132
- Hudson, P.F., & Kesel, R.H. (2000). Channel migration and meander-bend curvature in the Lower Mississippi River prior to major human modification. *Geology* 28, 531-534. DOI: 10.1130/0091-7613(2000)28<531:CMAMCI>2.0.CO;2
- Hughes, D.J. (1977). Rates of erosion on meander arcs, In: Gregory K.J. (szerk.) *River Channel Changes*. Chichester: Wiley. 193-205.
- Ibáñez, A., Díaz, E., Ollero, A., Acín, V., & Granada, D. (2013). Channel response to multiple damming in a meandering river, middle and lower Aragón River (Spain). *Hydrobiologia* 712, 5-23. DOI:10.1007/s10750-013-1490-0
- Illés, L., & Konecsny, K. (2000). Az erdő hidrológiai hatása az árvizek kialakulására a Felső-Tisza vízgyűjtőjében. *Vízügyi közlemények*. 82/2. 167-198.
- Izsák, T. (2012). *A katasztrofális árvizek természeti és antropogén tényezőinek vizsgálata Kárpátalján*. (PhD disszertáció), PTE FDI, Pécs
- Jankó, A. (2007). *Magyarország katonai felmérései 1763-1950*. Argumentum Kiadó, Budapest. 196.
- Jiongxin, X. (1996). Channel pattern change downstream from a reservoir: An example of wandering braided rivers. *Geomorphology* 15/2, 147-158.
- Kakas, J. (szerk.) (1967). *Magyarország éghajlati atlasza*. Budapest: Akadémiai Kiadó.
- Karancsi, Z. (2010). Agriculture: Deforestation. In: Szabó, J., Dávid, L., Lóczy, D. (szerk.) *Anthropogenic Geomorphology*. Springer, Dordrecht. DOI:10.1007/978-90-481-3058-0_8
- Kádár, L. (1954). Az eróziós folyamatok dialektikája. *Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből*, 18, 1-20.
- Károlyi, Z. (1962). Hordaléklerakódás az eringi INN-ERŐMŰ duzzasztó terében. *Vízügyi közlemények* 44/2, 336-339.
- Károlyi, Z. (1965). Magyarországi folyókon végzett szabályozási munkák értékelése. *VITUKI összefoglaló jelentés*. Budapest
- Károlyi, Z. & Somogyi, S. (1975). A Győri-medence vízrajza (Felszíni vízfolyások). In: Ádám L., Marosi, S. (szerk.), *Magyarország tájféldrajza. A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi peremvidék*. Budapest: Akadémiai Kiadó. 98-115.
- Károssy, Cs. (1989). Vas megye éghajlati sajátosságai az ötvenéves törzsértékek alapján (1901-1950). *Vasi Szemle*. XLIII. évf. 1. sz., 48-64.

- Keesstra, S.D., van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van Dam, O., de Gier, J., Pleizier, I.D., (2005). Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land-use changes. *Geomorphology* 69, 197- 207. DOI:10.1016/j.geomorph.2005.01.004
- 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. 362 p.
- Kellerhals, R., Church, M., & Bray, D.I. (1976). Classification and analysis of river processes. *Journal of the Hydraulics Division*, Proceedings of the Am. Soc. Of Civil Eng. Vol. 102(7), 813-829.
- Kessler, A.C., Gupta, S.C., & Brown, M.K. (2013). Assessment of river bank erosion in Southern Minnesota rivers post European settlement. *Geomorphology* 201, 312-322. DOI:10.1016/j.geomorph.2013.07.006
- Kirkby, M.J., & Morgan, R.P.C. (1980). *Soil Erosion*. Wiley, Chichester. 1-316.
- Kis, A., Szabó, P., & Pongrácz, R. (2023). Spatial and temporal analysis of drought-related climate indices for Hungary for 1971–2100. *Hungarian Geographical Bulletin* 72, 223-238. DOI:10.15201/hungeobull.72.3.2
- Kiss, T. (2014). *Fluviális folyamatok antropogén hatásra megváltozó dinamikája: egyensúly és érzékenység vizsgálata folyóvízi környezetben*. (MTA Akadémia nagydoktori dolgozat), SZTE.
- Kiss, T., Sipos, Gy., & Fiala, K. (2002). Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. *Vízügyi Közlemények* 84, 456-472.
- Kiss, T., Sipos Gy., Oroszi, V., & Barta, K. (2004). Üledékfelhalmozódás mértékének vizsgálata a Maros és az Alsó-Tisza hullámterén. *II. Magyar Földrajzi Konferencia* (CD kiadvány), Szeged, 1-22.
- Kiss, T. & Blanka, V. (2006). Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. *Hidrológiai Közlöny* 86/4., 19-22.
- Kiss, T., & Sipos, Gy. (2007). Braid-scale geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. *Geomorphology* 84, 209-221. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.01.041
- 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., Andrási, G., Hernesz, P. (2011). Morphological alternation of the Dráva as the result of human impact. *AGD Landscape & Environment* 5/2, 58-75.
- Kiss, T., & Blanka, V. (2012). River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology* 175(15), 115-125. DOI:10.1016/j.geomorph.2012.07.003
- Kiss, T., Sipos, Gy., Blanka, V., Sümeghy B., Andrási, G., Hernesz, P., & Benyhe, B. (2012). Egyensúly és érzékenység, küszöbérték és agressziós hullám: a folyó, mint tájalkotó elem rendszeralapú értelmezése. In: Farsang A. – Mucsi L. – Keveiné B. I. (szerk.). *Táj – Érték, Lépték Változás*. 107-119.
- Kiss, T., Blanka, V., Andrási, G., & Hernesz, P. (2013). Extreme Weather and the Rivers of Hungary: Rates of Bank Retreat. In: Lóczy D. (szerk.) *Geomorphological Impacts of Extreme Weather: Case studies from central and eastern Europe*. Wellington, Springer. 83-99. DOI: 10.1007/978-94-007-6301-2_6

- Kiss T., & Andrási G. (2015). Kanyarulatfejlődés sajátosságai és antropogén hatások vizsgálata két Drávai kanyarulat példáján. *Tájökológiai Lapok* 13/1, 73-88.
- Kiss, T., & Balogh, M. (2015). Characteristics of Point-Bar Development under the Influence of a Dam: Case Study on the Dráva River at Sigetec, Croatia. *J. Environ. Geogr.* 8, 23-30. DOI:10.1515/jengeo-2015-0003
- Kiss, T., Nagy, Z., & Balogh, M. (2017). Floodplain level development induced by human activity - case study in the lower Maros/Mures river, Romania and Hungary. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*: 12(1): 83-93. ISSN 1842-4090
- Kiss, T., Amissah, G.J., & Fiala, K. (2019). Bank Processes and Revetment Erosion of a Large Lowland River: Case Study of the Lower Tisza River, Hungary. *Water* 11, DOI:10.3390/w11061313.
- Kiss, T., Nagy, J., Fehérváry, I., & Vaszkó, Cs. (2019). (Mis)management of floodplain vegetation: The effect of invasive species on vegetation roughness and flood levels. *Science of the Total Environment*, 686. 931-945. DOI:10.1016/j.scitotenv.2019.06.006
- Kiss, T., Sipos, Gy., & Vass, R. (2022). Alluvial ridge development and structure: Case study on the Upper Tisza, Hungary. *Geographica Pannonica* 26(3), 230-240, DOI:10.5937/gp26-38365
- Kiss, T., Tóth, M., Török, G.T., Sipos, G. (2024). Reconstruction of a long-term, reach-scale sediment budget using lateral channel movement data as a proxy: A case study on the lowland section of the Tisza River, Hungary. *Hydrology* 11, 67. DOI:10.3390/hydrology11050067
- Knighon, D. (1998): *Fluvial forms and processes. A new perspective*. Arnold, London. 400 p. DOI:10.4324/9780203784662
- Knox, J.C. (1987). Historical Valley Floor Sedimentation in the Upper Mississippi Valley. *Annals Ass. of American Geographers* 77, 224-244.
- Knox, J.C. (1993). Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. *Nature* 361, 430-432.
- Knox, J.C. (1999). Long-term episodic changes in magnitudes and frequencies of floods in the upper Mississippi River valley. In: Brown, A.G., Quine, T.A., (szerk.), *Fluvial Processes and Environmental Change*. Chichester, Wiley. 255-282
- Kocsis, K. (főszerk.) (2018). *Magyarország Nemzeti Atlasza – Természeti környezet*. Budapest: MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, 187 p.
- Kocsis, R., Pongrácz, I., Hatvani, G., Magyar, N., Anda, A., & Kovács-Székely, I. (2024). Seasonal trends in the Early Twentieth Century Warming (ETCW) in a centennial instrumental temperature record from Central Europe. *Hungarian Geographical Bulletin* 73, 3-16. DOI:10.15201/hungeobull.73.1.1
- Komura, S., & Simons, D.B. (1967). River bed degradation below dams, Proceedings of the American Society of Civil Engineers. *Journal of the Hydraulics Division* 93, 1–14.
- Kondolf, G.M. (1997). Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management* 21/4,. 533-551.
- Kondolf, G.M., Piégay, H., & Landon, N. (2002). Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments. *Geomorphology* 45, 35-51. DOI:10.1016/S0169-555X(01)00188-X
- Konecsny, K. (2000). Az országhatáron túli tájtalakítás hatása az Alföld vízviszonyaira. In: Pálfai I. (szerk.): *A víz szerepe és jelentősége az Alföldön*. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 6. 27-45.

- Konsoer, K.M., Rhoads, B.L., Best, J.L., Langendoen, E.J., Abad, J.D., Parsons, D.R., & Garcia, M.H. (2016). Three-dimensional flow structure and bed morphology in large elongate meander loops with different outer bank roughness characteristics. *Water Resour. Res.* 52, 9621-9641. DOI:10.1002/2016WR019040
- Konsoer, K., Rhoads, B., Best, J., Langendoen, E., Ursic, M., Abad, J., & Garcia, M. (2017). Length scales and statistical characteristics of outer bank roughness for large elongate meander bends: The influence of bank material properties, floodplain vegetation and flow inundation. *Earth Surf. Process. Landforms* 42, 2024-2037. DOI:10.1002/esp.4169
- Kovács, S. (2003). A hullámtér árvízlevezető képességének javítása. *Az árvízkezelés kihívásai a XXI. században (CD kiadvány)*, 8/2. 1-10.
- Kovács, G. (2010) The advantages of using the second military survey maps in fluvial studies. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 45(1), 64–70. DOI:10.1556/ageod.45.2010.1.10
- Kovács, G., Pusztai-Eredics, A., & Varga, N. (2024a). Településfejlődési vizsgálatokhoz (is) használható topográfiai adatforrások Magyarországon: 1950 előtti topográfiai térképművek. *Településföldrajzi Tanulmányok* 13(1), 224-237.
- Kovács, G., Pusztai-Eredics, A., & Varga, N. (2024b). Településfejlődési vizsgálatokhoz (is) használható topográfiai adatforrások Magyarországon: 1950 utáni topográfiai térképművek In: Horváthné Molnár K, Füzfa B (szerk.), *Teremtő tudomány*. Szombathely: Savaria University Press. 80-94.
- Körössy, L. (1963). Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. *Földtani Közlöny*, 153-172.
- Krebs, G., Camhy, D., & Muschalla, D. (2021). Hydro-Meteorological Trends in an Austrian Low-Mountain Catchment. *Climate*, 9, 122. DOI:10.3390/cli9080122
- Lacay, I. (1972a). A Rába szabályozása és kanyarulati viszonyai. *Vízrajzi Atlasz Sorozat 14. Rába. I. Hidrográfia, geomorfológia*. Közzéteszi a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Budapest. 24-30.
- Lacay, I. (1972b). A Rába vízgyűjtője és vízrendszere. *Vízrajzi Atlasz Sorozat 14. Rába I Hidrográfia, geomorfológia*. Közzéteszi a Vízgazdálkodási tudományos Kutató Intézet, Budapest. 4-8.
- Lacay, I. (1982). A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények*. 64.2., 235-254.
- Lagasse, P.F., Zevenbergen, L.W., Spitz, W.J., & Thorne, C.R. (2004). Methodology for Predicting Channel Migration - National Cooperative Highway Research Program, *Project 24-16 Report*. 145.
- Langbein, W.B. & Leopold, L.B. (1966). River Meanders – Theory of Minimum Variance. *U.S. Geological Survey Professional Paper 422-H*, 1-18.
- Lane, S.N., & Richards, K.S. (1997). Linking river channel form and process: time, space and causality revisited. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 249-260.
- Láng, S. (1950). Geomorfológiai tanulmányok a Rába-völgyben, *Hidrológiai közlöny*, 267-276. és 462-472.
- Lányi, J. (1960). A magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. *Geofizikai Közlemények*, 219-240.

- 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. (2007). Advances in the continuous monitoring of erosion and deposition dynamics: Developments and applications of the new PEEP-3T system. *Geomorphology* 93. 17–39. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.12.016
- 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. pp. 137-173
- Le Coz, J., Šulc Michalková, M., Hauet, A., Dramais, G., Holubová, K., Piégay, H., Paquier, A., & Čomaj, M. (2010). Morphodynamics of the exit of a cutoff meander: experimental findings from field and laboratory studies. *Earth Surface Processes and Landforms* 35(3), 249-261. DOI:10.1002/esp.1896
- Leeder, M., Bridges, P. (1975). Flow separation in meander bends. *Nature* 253, 338-339.
- Lehotsky, M., Frandofer, M., Novotny, J., Rusnak, M., & Szmanda, J.B. (2013). Geomorphic/sedimentary responses of rivers to floods: case studies from Slovakia. In: Lóczy D. (Ed.), *Geomorphological impacts of extreme weather*. Wellington, Springer. 37-53 DOI: 10.1007/978-94-007-6301-2_3
- 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 p.
- Leopold, L.B., & Bull, W.B. (1979). Base Level, Aggradation and Grade. *American Philosophical Society Proceedings*, 123/3, 68-202.
- Lewin, J. (1977). Channel Pattern Changes. In: Gregory, K.J. (szerk.), *River Channel Changes*. Wiley, Chichester. 167-184.
- Lofthouse, C., & Robert, A. (2008). Riffle-Pool Sequences and Meander Morphology. *Geomorphology* 99, 214-223. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.11.002
- Lóczy, D. (2001). Geomorfológiai, tájökölógiai és természetvédelmi megfigyelések a Dunaártér 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*. Wiley, Chichester. 235-260. DOI:10.1002/9780470723722.ch12
- Lóczy, D. (2011). *A Kapos árterének hidromorfológiai és tájökölógiai értékelése*. (MTA doktori értekezés). Pécsi Tudományegyetem, Pécs.
- Lóczy, D., Kis, É., & Schweitzer, F. (2009). Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary. *Geomorphology* 113., 200–209. DOI:10.1016/j.geomorph.2009.03.013
- Ma, F., Ye, A., Gong, W., Mao, Y., Miao, C., & Di, Z. (2014). An estimate of human and natural contributions to flood changes of the Huai River. *Global and Planetary Change* 119, 39-50. DOI:10.1016/j.gloplacha.2014.05.003
- Madej, M.A. (1995). Changes in channel-stored sediment, Redwood Creek, Northwestern California, 1947-1980. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 43 p.

- 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. DOI: 10.1130/0091-7613(2003)031<0569:SAODRA>2.0.CO;2
- Magyar, I. (2010). *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben*. Szeged: GeoLittera Kiadó-SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, 140 p.
- Malik, I. (2005). Rates of lateral channel migration along the Mala Panew River (southern Poland) based on dating riparian trees and Coarse Woody Debris. *Dendrochronologia* 23, 29-38. DOI:10.1016/j.dendro.2005.07.004
- Manfreda, S., McCabe, F.M., Miller, E.P., Lucas, R., Pajuelo Madrigal, V., Mallinis, G., Ben Dor, E., Helman, D., Estes, L., Ciraolo, G., Müllerová, J., Tauro, F., de Lima, L.M., de Lima, L.J., Maltese, A., Frances, F., Caylor, K., Kohv, M., Perks, M., Ruiz-Pérez, G., Su, Z., Vico, G., & Toth, B., (2018). On the Use of Unmanned Aerial Systems for Environmental Monitoring. *Remote Sensing* 10(4), 641. DOI: 10.3390/rs10040641
- Marosi, S., & Somogyi, S. (1990). Rába-völgy, Magyarország kistájainak katasztere, I. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, 427-432.
- Marple, R. T., & Talwani, P. (1993). Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. *Geology* 21, 651-654.
- 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.
- Mastermann, R. & Throne, C.R. (1994). Analytical approach to predicting vegetation effects on flow resistance. In: Kirkby, M.J. (szerk.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*. BGRG Special Publication Series. Wiley, Chichester. 201-218.
- McCabe, M.F., Rodell, M., Alsdorf, D.E., Miralles, D.G., Uijlenhoet, R., Wagner, W., Lucieer, A., Houborg, R., Verhoest, N.E.C., Franz, T.E., Shi, J., Gao, H., & Wood, E.F. (2017). The future of Earth observation in hydrology. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 3879-3914. DOI:10.5194/hess-21-3879-2017
- McGrane, S.J. (2016). Impacts of urbanisation on hydrological and water quality dynamics, and urban water management: a review. *Hydrol. Sci. J.* 61, 2295-2311. DOI: 10.1080/02626667.2015.1128084
- McGregor, G.R. (2019). Climate and Rivers. *River Research and Applications* 35, 1119-1140. DOI:10.1002/rra.3508
- Mezősi, G. (2011). *Magyarország természetföldrajza*. Budapest: Akadémiai Kiadó, 393 p.
- 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*. Berlin: Springer, 522 p.
- Michalková, M., Piégay, H., Kondolf, G.M., & Greco, S.E. (2011). Lateral erosion of the Sacramento River, California (1942-1999), and responses of channel and floodplain lake to human influences. *Earth Surf. Process. Landforms* 36, 257- 272. DOI:10.1002/esp.2106
- Micheli, E.R., & Kirchner, J. W. (2002). Effects of Wet Meadow Riparian Vegetation on Streambank Erosion. 2. Measurements of Vegetated Bank Strength and Consequences for Failure Mechanics. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 687-697. DOI:10.1002/esp.340

- Mike, K. (1972). A Rába vízgyűjtője és vízrendszere. *Vízrajzi Atlasz Sorozat 14. Rába I Hidrográfia, geomorfológia*. VITUKI, Budapest. 4-8.
- Mike, K. (1987). Adatok a mederformák kölcsönhatásainak ismeretéhez. *Vízügyi közlemények* 69/1, 125-133.
- Mike, K. (1991). *Magyarország ősvízrajza és felszíni vizeinek története*. Budapest: AQUA Kiadó, 697 p.
- Mirijovsky, J., Sulc Michalková, M., Petyniak, O., Macka, Z., & Trizna, M. (2015). Spatial-temporal evolution of the unique preserved meandering system in central Europe - The Morava River near Litovel. *Catena* 127, 300-311. DOI: 10.1016/j.catena.2014.12.006
- Mondal, S., & Patel, P.P. (2018). Examining the utility of river restoration approaches for flood mitigation and channel stability enhancement: a recent review. *Environ. Earth Sci.* 77, 195. DOI:10.1007/s12665-018-7381-y
- Morisawa, M. (1985). *Rivers: form and process*. London: Longman, 222 p.
- Munka, C., Cruz, G., & Caffera, R.M. (2007). Long term variation in rainfall erosivity in Uruguay: a preliminary Fournier approach. *GeoJournal* 70, 257-262. DOI: 10.1007/s10708-008-9139-7
- Murray, AB., & Paola C. (2003). Modelling the effect of vegetation on channel pattern in bedload rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 131-143. DOI: 10.1002/esp.428
- Mücher, H.J., Slotboom R.T., & ten Veen, W.J. (1990). Palynology and micro-morphology of a man-made soil. A reconstruction of the agricultural history since late-medieval times of the Posteles in the Netherlands. *Catena* 17, 55-67.
- Nabih, S., Tzoraki, O., Zanis, P., Tsikerdekis, T., Akritidis, D., Kontogeorgos, I., Benaabidate, L. (2021). Alteration of the Ecohydrological Status of the Intermittent Flow Rivers and Ephemeral Streams due to the Climate Change Impact (Case Study: Tsiknias River). *Hydrology*, 8, 43. DOI:10.3390/hydrology8010043.
- Nagy, B. (2002). A felszínfejlődés késő-pleisztocén-holocén jellegzetességei a Sajó-Hernád hordalékkúpon. *Földtani Közlöny* 132, 93-100.
- Nagy, J., & Kiss, T. (2016). Hydrological and Morphological Changes of the Lower Danube Near Mohács, Hungary. *Journal of Environ. Geography*, 9, 1-2. DOI:10.1515/jengeo-2016-0001
- Nagy, J., Kiss, T., Fiala, K. (2018). Hullámtérfeltöltődés vizsgálata az Alsó-Tisza mentén II. Folyóhátak (parti hátak) feltöltődését befolyásoló tényezők, *Hidrológiai Közlöny*, 98/1, 33-39.
- Nagy, J., & Kiss, T. (2020). Point-bar Development Under Human Impact: Case Study on the Lower Tisza River, Hungary. *Geographica Pannonica* 24,(1), 1-12. DOI:10.5937/gp24-23011
- Nanson, G.C. & Hickin, E.J. (1983): Channel migration and incision on the Beatton River. *Journal of Hydraulic Engineering* 109., 327-337.
- Nardi L., Rinaldi M., & Solari L. (2012). An experimental investigation on mass failures occurring in a riverbank composed of sandy gravel. *Geomorphology* 163-164, 56-69. DOI:10.1016/j.geomorph.2011.08.006
- Nicoll, T.J., & Hickin, E.J. (2010). Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies. *Geomorphology* 116, 37-47. DOI:10.1016/j.geomorph.2009.10.005
- Nováky, B. (1988). Az évi lefolyás változékonyságának függése az éghajlati elemektől. *Hidrológiai Közlöny* 68/6, 313-319.

- Ondruch, J., Máčka, Z. (2015). Response of lateral channel dynamics of a lowland meandering river to engineering-derived adjustments - An example of the Morava River (Czech Republic). *Open Geosci.* 7, 588- 605. DOI: 10.1515/geo-2015-0047
- Orfeo, O., & Stevaux, J. (2002). Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). *Geomorphology* 44, 309–322. DOI:10.1016/S0169-555X(01)00180-5
- Oroszi, V., & Kiss, T. (2004). Folyószabályozás hatására felgyorsult hullmátér-feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. *A II. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa.* Szeged
- Ortega, J.A., Razola, L., Garzón, G. (2014). Recent human impacts and change in dynamics and morphology of ephemeral rivers. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 713-730. DOI:10.5194/nhess-14-713-2014
- Ouchi, S. (1985). Response of alluvial rivers to slow active tectonic movements. *Geol. Soc of Am. Bull.* 96., 504-515.
- Owens, P.N., & Walling, D.E. (2002). Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the River Tweed, Scotland, over the last 100 years: the impact of climate and land use change. *Earth Surf. Process. Landforms* 27, 403-423. DOI: 10.1002/esp.327
- Page, K., Read, A., Frazier, P., & Mount, N. (2005). The effect of altered flow regime on the frequency and duration of bankfull discharge: Murrumbidgee River, Australia. *River Res. Applic.* 21, 567-578. DOI: 10.1002/rra.828
- Petrovszki, J. (2013). *A Pannon-medence meanderező vízfolyásainak kanyarfejltség elemzése – neotektonikai és folyódinamikai következtetések.* (PhD disszertáció). Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- Pécsi, M. (1980). Erosion by water. In Halasi-Kun GJ (ed). *Pollution and Water Resources Columbia University Seminar Series 13/2*, Pergamon Press. 131-153.
- Pfister, L., Kwadijk, J., Musy, A., Bronstert, A., & Hoffmann, L. (2004). Climate cahnge, land use change and runoff prediction in the Rhine-Meuse basins. *River Research and Applications* 20, 229-241. DOI:10.1002/rra.775
- Phillips, J.D. (1992). Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution? *Geomorphology* 5, 219-229.
- Pinter, N.C. (1996). *Active tectonics*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ, 338 p.
- 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. Washington: American Geophysical Union, Washington. pp. 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. DOI:10.13031/2013.20242
- Pusztai-Eredics, A., Varga, N., & Kovács, G. (2024). Településfejlődési vizsgálatokhoz (is) használható topográfiai adatforrások Magyarországon: modern topográfiai és térinformatikai adatforrások. *Savaria Természettudományi és Sporttudományi Közlemények* (2630-9653): 21, 49-70.
- Radoane, M., Obreja, F., Cristea, I., & Mihailă, D. (2013). Changes in the channel-bed level of the eastern Carpathian rivers: Climatic vs. human control over the last 50 years. *Geomorphology* 193, 91-111. DOI:10.1016/j.geomorph.2013.04.008

- Rasheed, N.J., Al-Khafaji, A.S., & Alwan, I.A. (2023). Investigation of rivers planform change in a semi-arid region of high vulnerability to climate change: A case study of Tigris River and its tributaries in Iraq. *Regional Studies in Marine Science* 68, 2352-4855. DOI: 10.1016/j.rsma.2023.103233.
- Rátky, I., & Farkas, P. (2003). A növényzet hatása a hullámtér vízzállító képességére. *Vízügyi Közl.* 85/2, 246-264.
- Rhoads, B.L., & Welford, M.R. (1991). Initiation of river meandering. *Progress in Physical Geography* 15/2., 127–156.
- Rinaldi, M., Wyżga, B., & Surian, N. (2005). Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Research and Applications* 21/7, 805-828. DOI:10.1002/rra.884
- Rodrigo-Comino, J., Senciales, J.M., Sillero-Medina, J.A., Gyasi-Agyei, Y., RuizSinoga, J.D., & Ries, J.B., (2019). Analysis of Weather-Type-Induced Soil Erosion in Cultivated and Poorly Managed Abandoned Sioping Vineyards in the Axarquía Region (Málaga, Spain). *Air, Soil Water Res.* 12, 1178622119839403. DOI: 10.1177/1178622119839403
- 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 streams. *Catena* 22, 169–199.
- Rózsa, P. (2006). Az ember felszínformáló tevékenységének mennyiségi és minőségi értékelése – antropogén geomorfológiai szintézis In: Szabó J., Dávid L. (szerk.) *Antropogén geomorfológia*. Debrecen, Magyarország, Kossuth Egyetemi Kiadó, 291-313.
- Rusnák, M., & Lehotsky, M. (2014). Time-facused investigation of river channel morphological changes due to extreme floods. *Zeitschrift für Geomorphol.* 58, 251-266. DOI:10.1127/0372-8854/2013/0124
- Rusnák, M., Lehotsky, M., & Kidová, A. (2016). Channel migration inferred from aerial photographs, its timing and environmental consequences as responses to floods: A case study of the meandering Topla River, Slovak Carpathians. *Moravian Geographical Reports* 24, 32-43. DOI:10.1515/mgr-2016-0015
- Rusnák, M., Sládek, J., Pacina, J., & Kidová, A. (2018). Monitoring of avulsion channel evolution and river morphology changes using UAV photogrammetry: Case study of the gravel bed Ondava River in Outer Western Carpathians. *Area* 51(3), 549-560. DOI:10.1111/area.12508
- 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.
- Rust, B.R. (1978). A classification of alluvial channel systems. In Fluvial Sedimentology, Miall AD (ed). *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 5, 187–198.
- Rustomji, P., & Pietsch, T. (2007). Alluvial sedimentation rates from southeastern Australia indicate post-European settlement landscape recovery. *Geomorphology* 90, 73-90. DOI:10.1016/j.geomorph.2007.01.009
- Sakalowsky, P.P. (1974). Theories of Stream Meander Causation: A Review and Analysis. *Earth-Science Reviews* 10., 121-138.
- Sapkale, J.B., Kadam, Y.U., Jadhav, I.A., & Kamble, S.S., (2016). River in Planform and Variation in Sinuosity Index: A Study of Dhamni River, Kolhapur (Maharashtra), India. *Int. J. Sci. Eng. Res.* 7, 863-867. ISSN 2229-5518

- Sándor, A. (2011). *A hullámtér-feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán.* (PhD értekezés), SZTE TFGT.
- Sándor, A., & Kiss, T. (2006). A hullámtéri üledék felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai Közlöny* 86/2, 58-62.
- Scheffer, V. (1965). A Keleti-Alpok határterületének regionális geofizikai áttekintése. *Földtani Közlöny*, 5-21.
- Schneider, C., Laize, C.L.R., Acreman, M.C., & Flörke, M. (2013). How will climate change modify river flow regimes in Europe? *Hydrology and Earth system Sciences*, 17, 325–339. DOI: 10.5194/hess-17-325-2013
- Schumm, S.A. (1977). *The Fluvial System*. New York, Wiley, 338 p.
- Schumm, S.A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Ann. Rev. Earth Planet Science* 13., 5-27.
- Schumm, S.A. (1986). Alluvial River Response to Active Tectonics. In: *Active Tectonics. Studies in Geophysics*. Washington D.C.: National Academy Press. 80-94.
- Schumm, S.A., & Lichty, R.W. (1963). Channel widening and floodplain construction along Cimarron River, in south-western Kansas, *USGS Prof. Paper* 352D, 71-88.
- Schumm, S.A., & Lichty, R.W. (1965). Time, space and casuality in geomorphology. *American Journal of Science*.263., 110-119.
- Schumm, S.A., & Khan, H.R. (1972). Experimental Study of Channel Pattern. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 83., 1755-1770.
- Schweitzer, F. (2009). Strategy or Disaster: Flood prevention related issues and actions in the Tisza River Basin. *Hungarian Geographical Bulletin* 58, 3-17.
- 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. DOI:10.1002/esp.325
- 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. DOI:10.1016/j.geomorph.2003.07.003
- Sipos, Gy. (2006). *A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán.* (PhD értekezés) Szegedi Tudományegyetem, Szeged.
- Sipos, Gy., & Kiss, T. (2004). Evaluation of morphological stability on the lower reaches of River Maros, Hungary. *Geomorphologia Slovaca*,4/1: 52-62.
- Sipos, Gy., Kiss, T., & Fiala, K. (2007). Morphological alterations due to channelization along the Lower Tisza and Maros Rivers (Hungary). *Geographica Fisica e Dinamica Quaternaria*, 30, 239-247.
- Sipos, Gy., Blanka-Végi, V., Ardelean, F., Onaca, A., Ladányi, Z., Rácz, A., & Urdea, P. (2022). Humannature relationship and public perception of environmental hazards along the Maros/Mureş River (Hungary and Romania). *Geographica Pannonica*, 26(3). 297-307. DOI:10.5937/gp26-39657
- 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. (1974). Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782-1950 közötti térképfelvételek tükrében. *Földrajzi Értesítő* 23/1., 27-36.
- Starkel, L. (2002). Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International* 91/1, 25-32. DOI:10.1016/S1040-6182(01)00099-4
- Stegaroiu, P. (1999). Vízilétesítmények hatása folyók vízjárására. *Hidrológiai közlöny* 79/1, 19-22.
- Steiger, J., & Gumell, A.M. (2002). Spatial hydrogeomorphological influences on sediment and nutrient deposition in riparian zones: observations from the Garonne River, France. *Geomorphology* 49, 1-23. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00144-7
- Steiger, J., Tabacchi, E., Dufour, S., Corenblit, D., Peiry, J.L. (2005). Hydrogeomorphic processes affecting riparian habitat within alluvial channel-floodplain river systems: a review for the temperate zone. *River Research and Applications* 21, 719-737.
- 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 regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes Landforms* 24., 1135–1151.
- Surian, N., & Rinaldi, M. (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50, 307-326. DOI:10.1016/S0169-555X(02)00219-2
- Szabó, J. (1998). A Cserhát-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, J., & Dávid, L. (szerk.) (2006). *Antropogén geomorfológia*. Debrecen: Kossuth Egyetemi Kiadó, Debreceni Egyetem, 318 p.
- Szabó, Z., Tóth, C.A., Tomor, T., & Szabó, S. (2017). Airborne LiDAR point cloud in mapping of fluvial forms: a case study of a Hungarian floodplain. *GIScience Remote Sens.* 54, 862- 880. DOI:10.1080/15481603.2017.1339987
- Szádeczky-Kardoss, E. (1973). Kárpát-pannon terület szubdukciós övezetei, *Földtani Közlöny*, 103. 224-244
- Szalai, Z., Balogh, J., & Jakab, G. (2013). Riverbank erosion in Hungary – with an outlook on environmental consequences. *Hungarian Geographical Bulletin* 62, 233-245.
- Teleki, G. (1936). Adatok Litér és környékének sztratiográfiájához és tektonikájához. *A Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve* 32, 61 p.
- Thomas, M.F. (2001). Landscape sensitivity in time and space, an introduction. *Catena* 42, 83-98. DOI:10.1016/S0341-8162(00)00133-8
- Thompson, D.M. (2005). Changes in pool size in response to a reduction in discharge: a flume experiment. *River Research and Applications* 22, 343-351. DOI:10.1002/rra.898
- 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*. (pp. 227-271). Chichester: Wiley.
- Thorne, C.R., & Abt, S.R. (1993). Analysis of riverbank instability due to toe scour and lateral erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 18/9, 835-843.

- 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.
- Timár, G. (2003). Controls on sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. *Quaternary Science Review* 22, 2199-2207. DOI:10.1016/S0277-3791(03)00145-8
- Timár, G. (2005). Az alluviális folyók alaktípusai és a típusok kialakulásának feltételei. Irodalmi áttekintés és gyakorlati következtetések. *Hidrológiai Közlöny* 85/1., 1-10.
- Timár, G., & Molnár, G. (2003). A második katonai felmérés térképeinek közelítő vetületi és alapfelületi leírása a térinformatikai alkalmazások számára. *Geod. és Kartog.* 55(5): 27-31.
- Timár G., & Telbisz T. (2005). A meanderező folyók mederváltozása és az alakváltozás sebessége. *Hidrológiai közlöny* 85/5, 48-54.
- Timár, G., Molnár, G., Székely, B., Biszak, S., Varga, J., & Jankó, A. (2006). Digitized maps of the Habsburg Empire: The map sheets of the second military survey and their georeferenced version. DVD. Arcanum Adatbázis Kiadó.
- Tiron, Duțu L., Provansal, M., Le Coz, J., & Duțu, F. (2014). Contrasted sediment processes and morphological adjustments in three successive cutoff meanders of the Danube delta. *Geomorphology* 204/1, 154-164. DOI:10.1016/j.geomorph.2013.07.035
- Twidale, C.R. (1966). Late cainozoic activity of the selwyn upwarp, northwest queensland. *Journal of the Geological Society of Australia*, 13(2), 491-494.
- Uber, M., Haller, M., Brendel, C., Hillebrand, G., & Hoffmann, T. (2024). Past, present and future rainfall erosivity in central Europe based on convection-permitting climate simulations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 28, 87-102. DOI:10.5194/hess-28-87-2024
- UNECE (2011). Second Assessment of Transboundary Rivers, Lakes and Groundwaters IV/5: Drainage basin of the Black Sea. Available online: https://unece.org/DAM/env/water/publications/assessment/English/I_PartIV_Chapter5_En.pdf (accessed on 25 July 2024).
- Usher, M.B. (2001). Landscape sensitivity: from theory to practice. *Catena* 42, 375-383. DOI: 10.1016/S0341-8162(00)00148-X
- Vagács, G. (1999). Téves nézetek az első katonai felméréssel kapcsolatban. *Geodézia és Kartográfia* 51(10): 23-28.
- Van De Wiel, M.J., Coulthard, T.J., Macklin, M.G., & Lewin, J. (2011). Modelling the response of river systems to environmental change: progress, problems and prospects for palaeo-environmental reconstructions. *Earth-Science Reviews* 104/1-3, 167-185. DOI:10.1016/j.earscirev.2010.10.004
- Vandenbergh, J., de Moor, J.J.W., & Spanjaard, G. (2012). Natural change and human impact in a present-day fluvial catchment: The Geul River, Southern Netherlands. *Geomorphology* 159-190, 1-14. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.12.034
- Veress, M. (1989). Vas megye fejlődéstörténetének vázlata, *Vasi szemle*. 1989/ 1. szám, 4-19.
- VKKI (2010). 1-3 Rába alegység Vízügyi-gazdálkodási terv. Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóság, Szombathely, 245 p. Available online: http://www2.vizeink.hu/files3/1_3_Raba.pdf (accessed on 24 July 2024).
- Walling, D.E., & He, Q. (1998). The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. *Geomorphology* 24, 209-223.

- 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.
- Wekerle, T., Pessoa Filho, J.B., Costa, L.E.V.L., & Trabasso, L.G. (2017). Status and Trends of Smallsats and Their Launch Vehicles-An Up-to-Date Review. *J. Aerosp. Technol. Manag.* 9, 269- 286. DOI:10.5028/jatm.v9i3.853
- Werner, M.G.F., Hunter, N.M., & Bates, P.D. (2005). Identifiability of distributed floodplain roughness values in flood extent estimation. *Journal of Hydrology* 314, 139-157. DOI:10.1016/j.jhydrol.2005.03.012
- Werritty, A., & Leys, K.F., (2001). The sensitivity of Scottish rivers and upland valley floors to recent environmental change. *Catena* 42, 251-273. DOI:10.1016/S0341-8162(00)00140-5
- Whitten, D.G.A., & Brooks, J.R.V. (1972). *Dictionnary of Geology*. Penguin Books, London, 516 p.
- Williams, G.P. & Wolman, M.G. (1984). Downstream effects of dams on alluvial rivers. *US Geological Survey Professional Paper*, 1286. 94 p.
- Williams, B.S., D' Amico, E., Kastens, J.H., Thorp, J.H., Flotemersch, J.E., & Thoms, M.C. (2013). Automated riverine landscape characterization: GIS-based tools for watershed-scale research, assessment, and management. *Environ. Monit. Assess.* 185, 7485- 7499. DOI: 10.1007/s10661-013-3114-6
- 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. DOI: 10.1086/345922
- 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*. Chichester: Wiley. 659-681.
- Wohl, E.E., Vincent, K.R., & Merritts, D.J (1993). Pool and riffle characteristics in relation to channel gradient. *Geomorphology* 6. 99-110.
- Wolman, M.G. (1959). Factors influencing erosion and cohesive river bank. *American Journal of Science* 257, 204–216.
- Wootton, J.T., Parker, M.S., & Power, M.E. (1996). Effects of disturbance on river food webs. *Science* 273 (5281), 1558– 1561.
- 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. DOI: 10.1002/esp.1252
- Wyzga, B. (2007). A review on channel incision in the Polish Carpathian rivers during the 20th century. *Developments in Earth Surface Processes* 11, 525-553. DOI:10.1016/S0928-2025(07)11142-1
- Xia, J., Li, X., Li, T., Zhang, X., & Zong, Q. (2014). Response of reach-scale bankfull channel geometry to the altered flow and sediment regime in the lower Yellow River. *Geomorphology* 213, 255-265. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.01.017
- Xu, J. (1990). An experimental study of complex response in river channel adjustment downstream from a reservoir. *Earth Surface Processes and Landforms* 15., 45-53.
- Xu, J. (1996). Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. *Geomorphology* 17., 351-359.

- Xu, J. (2004). Double-thresholds in scour–fill processes and some implications in channel adjustment. *Geomorphology* 57, 321–330. DOI: 10.1016/S0169-555X(03)00163-6
- Xu, D., Bai, Y., Ma, J., & Tan, Y. (2011). Numerical investigation of long-term planform dynamics and stability of river meandering on fluvial floodplains. *Geomorphology* 132/3-4, 195-207. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.05.009
- Yang, C.T. (1971). Formation of riffles and pools. *Water Resources Research* 7., 1567-1574.
- Yousefi, S., Mirzaee, S., Keesstra, S., Surian, N., Pourghasemi, H.R., Zakizadeh, H.R., & Tabibian, S. (2018). Effects of an extreme flood on river morphology (case study: Karoon River, Iran). *Geomorphology* 304, 30-39. DOI:10.1016/j.geomorph.2017.12.034
- Zabolotnia, T., Parajka, J., Gorbachova, L., Széles, B., Blöschl, G., Aksiuk, O., Tong, R., & Komma, J. (2022). Fluctuations of Winter Floods in Small Austrian and Ukrainian Catchments. *Hydrology*, 9, 38. DOI:10.3390/hydrology9020038
- Zanoni, L., Gurnell, A., Drake, N. & Surian, N., (2008). Island dynamics in a braided river from analysis of historical maps and air photographs. *River Research and Applications* 24/8, 1141-1159. DOI: 10.1002/rra.1086
- Zellei, L., & Sziebert, J. (2003). Árvízi áramlásmérések tapasztalatai a Tiszán. In: Szilávik L. (szerk.): Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001. évi ár- és belvizekről. *Vízügyi Közlemények különszám 4*, 133-144.
- Zentai, Z. (2000). *A Rába-völgy természetföldrajza. A Rába és a Rába mente*. Szombathely: B. K. L. Kiadó, 4-8.
- Zinke, L. (2020). Plants hold back rivers. *Nat Rev Earth Environ* 1, 8. DOI:10.1038/s43017-019-0016-3
- Znamenskaya, NS. (2001). Channel Processes and Factors Governing Them. *Water Res.* 28, 649–655.