SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi és Informatikai Kar
Földtudományok Doktori Iskola
Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

A HULLÁMTÉR FELTÖLTŐDÉS FOLYAMATÁNAK VIZSGÁLATA A TISZA KÖZÉPSŐ ÉS ALSÓ SZAKASZÁN

Doktori (PhD) értekezés

Sándor Andrea

Témavezető: Dr. Kiss Tímea

Szeged

2011

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés, célkitűzések 1

2. Irodalmi előzmények 3
2.1. Az árterek feltöltődését befolyásoló tényezők 3
2.1.1. A vízgyűjtő terület és hosszabb folyószakasz szintjén ható folyamatok (input-szabályozás) 3
2.1.2. Az ártéri öblözet − kanyarulat szintjén ható (lokális) folyamatok (output-szabályozás) 7
2.2. Az árterek feltöltődésének mértéke 12
2.3. A hosszú- és rövid távú akkumuláció mérésének módszertana 17

3. A Tisza általános jellemzése 22
3.1. A Tisza futásvonalának kialakulása 22
3.2. A Tiszán véghezvitt folyószabályozási és ármentesítési munkák 23
3.3. A Tisza hidrológiai jellemzői 25

4. A mintaterületek bemutatása 30
4.1. A Közép-Tisza vidék 30
4.1.1. A nagykörűi mintaterület 31
4.1.2. A Feketevárosi-holtág mintaterülete 31
4.1.3. A szolnoki Árapasztó mintaterület 33
4.2. Az Alsó-Tisza vidék 33
4.2.1. A Mindszent-mártélyi mintaterület 34

5. Alkalmazott módszerek 36
5.1. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata 36
5.1.1. Az árvizek jellemzése 36
5.1.2. A hullámtér érdességének hosszú távú változásai 36
5.1.3. Terepi mintavétel 37
5.1.4.A laboratóriumi vizsgálatok 38
5.2. Egy árvíz okozta akkumuláció vizsgálata 40
5.2.1. Terepi mérések 40
5.2.1.1. A vízsebesség mérése 40
5.2.1.2.A növényzet sűrűségének vizsgálata 41
5.2.1.3. Az üledékvastagság mérése 43
5.3. Hullámtér vízvezető képességének számítása 43

6. Eredmények 44
6.1. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata 44
6.1.1. A vizsgált időszak (1876 -2010) árvizeinek jellemzése 44
6.1.1.1. Az éves nagyvíz alakulása 44
6.1.1.2. Az árvizes napok száma 46
6.1.2. A vizsgált területek területhasználatának változása 47
6.1.3. A hosszú távú üledék-felhalmozódás vizsgálata 53
6.1.3.1. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata Nagykörűnél 53
6.1.3.2. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata a Feketevárosi-holtágnál 58
6.1.3.3. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata Mindszent-Mártélynál 60
6.1.3.4. A három mintaterület akkumulációjának összevetése 63
6.2. A rövid távú akkumuláció vizsgálata 65
6.2.1. A vizsgált árvizek főbb jellemzői 66
6.2.2. A mintaterületek területhasználata és érdességi viszonyai 69
6.2.2.1. A mindszenti hullámtéri mintaterület növényzete és érdességi viszonyai 69

6.2.2.2. A nagykörűi hullámtéri mintaterület növényzete és érdességi viszonyai 72
6.2.2.3. A Feketevárosi-holtág hullámtéri mintaterület növényzete és érdességi viszonyai 73
6.2.2.4. A három hullámtéri terület érdességének összevetése 74
6.2.3. A vízsebesség alakulása a hullámtéren 75
6.2.3.1. A nagykörűi mintaterületen mért vízsebességek 75
6.2.3.2. A Feketevárosi-holtágnál mért vízsebességek 77
6.2.3.3. A Mindszentnél mért vízsebességek 79
6.2.3.4. A Közép- és az Alsó-Tiszán lévő mintaterületek vízsebességeinek összevetése 81
6.2.4. A rövid távú üledék-felhalmozódás vizsgálata 82
6.2.4.1. Rövid távú üledék-felhalmozódás a szolnoki Árapasztóban 82
6.2.4.2. Egy árvíz okozta üledék-felhalmozódás Nagykörűnél 83
6.2.4.2. Egy-egy árvíz okozta üledék-felhalmozódás a Feketevárosi-holtágnál 86
6.2.4.4. Egy árvíz okozta üledék-felhalmozódás Mindszentnél 90
6.2.4.4. A három mintaterület rövidtávú akkumulációjának összevetése 94
6.2.5. A hullámtér árvízvezető képességének változása 95

7. Összegzés 97
7.1. Hosszú távú akkumuláció vizsgálati eredményei 97
7.2. Rövid távú akkumuláció vizsgálati eredményei 98
7.3. Az eredmények összevetése a korábbi kutatások adataival 100
7.4. Általános eredmények 101

8. Köszönetnyilvánítás 102

9. Irodalomjegyzék 103

10. Summary 113

1. Bevezetés, célkitűzések

A vízfolyásokat és azok elválaszthatatlan részét képező ártereket szinte a Föld minden részén különböző szempontokat figyelembe véve tanulmányozzák. A társadalom szempontjából különösen azok a sűrűn lakott völgyek és árterek fontosak, amelyek árvízi kockázata nagy, tehát az ilyen folyószakaszok helyes kezelésekor (river management) nagy figyelmet kell fordítani az árterekre is. Ha a folyó ártere gátak közé szorított, téves biztonságérzetet adhat a mentett oldalon lakó népesség számára, különösen akkor, ha több nemzedékkel korábban történt az ármentesítés. A lakosság és a döntéshozók gyakran megfeledkeznek arról, hogy az ily módon összezsugorított árterek (hullámterek) a felgyorsult folyóvízi folyamatok színterei. Az árterek egyik ilyen felgyorsult folyamata az ártérfeltöltődés, amely befolyásolja a hullámterek vízvezető képességét, hiszen a feltöltődés miatt ugyanaz a vízhozam magasabb szinttel vonulhat le, tehát az árvízi kockázat nő.

Az antropogén beavatkozások előtt a vízfolyások természetes kapcsolatban állnak árterükkel, s ezt a kapcsolatot a meder és az ártér közötti szabad anyag-vándorlás (víz és hordalék) jelzi. Az alsóbb folyószakaszokon az árvizek során a folyók energiájukat elveszítve a felsőbb szakaszról szállított tápanyagban gazdag hordalékot lerakják, miközben a kanyarulatok szabadon fejlődnek. A folyó az ártér anyagát átdolgozva, ártéri formákat építve és pusztítva vándorol az allúviumán. A folyó és ártere közötti dinamikus hidraulikai kapcsolat azonban antropogén hatásra (szabályozások és ármentesítések) megváltozhat.

Ilyen drasztikus antropogén beavatkozás lehet a folyó életében (1) a mederszabályozás, mely során a túlfejlett kanyarulatokat levágják, a kanyarulatfejlődés megakadályozására kőszórásokat és sarkantyúkat építenek a mederben. Ezek egyrészt megnövelik a folyó energiáját (Károlyi 1960), másrészt megakadályozzák a folyókanyarulatok szabad vándorlását (Fiala és Kiss 2005, 2006). A szabályozásokkal egyidőben gyakran (2) árvízvédelmi töltésrendszereket is kiépítenek, ezáltal az árterületeket leszűkítve mesterséges hullámtereket hoznak létre. Ez utóbbi tevékenység megnövelheti az árvizek magasságát (Rakonczai 2000, Szlávik 2001, Kroes és Hupp 2010), mely Kroes és Hupp (2010) szerint elősegítheti a folyó bevágódását és a parteróziót, így a szállított hordalék egy része a mederanyag mobilizálódásával kerül a folyóba. Az áradások szabályozására (3) víztározók, völgyzárógátak és vízlevezető csatornák is létesülhetnek, amelyek a folyó természetes áramlási viszonyait és hordalékszállítását alakítják át (Hohensinner et al. 2004, Owens et al. 2005). A folyók víz- és hordalék hozamát ezek mellett (4) a vízgyűjtő területeken véghezvitt erdőirtás, a területhasználat megváltoztatása (Mücher et al. 1990, Owens és Walling 2002, Florsheim és Mount 2003, Gábris et al. 2004, Lovász 2005), valamint a bányászati tevékenység (Lecce és Pavlowsky 2004, Knox 2006) is befolyásolhatja.

A folyó természetes folyamatait érintő antropogén beavatkozások közvetve és közvetlenül a folyóvízi hordalék mennyiségére és felhalmozódásának tér- és időbeli változásaira is hatnak (Kesel 2003). A folyószabályozások következtében megnövekedett esés és hordalékhozam miatt (Ten Brinke et al. 1998), valamint a partbiztosítások és sarkantyúk építését követően (Károlyi 1960, Wallinga et al. 2010) a meder közelében felgyorsult az akkumuláció, hiszen ezekben az esetekben az oldalazó erózió megakadályozása miatt a nagyobb akkumulációval jellemzett partok anyaga nem mobilizálódhat. Emellett a hullámtéren lévő hídpillérek hatással vannak az áramlási viszonyokra, lokálisan eróziót és akkumulációt okozhatnak (Brown 1983). A gátépítés hatására a szállított hordalék ráadásul csak a szűkebb hullámtérre juthat ki, ami ily módon gyorsabban és durvább hordalékkal kezd feltöltődni (Gábris et al. 2002, Hudson et al. 2008).

A Kárpát-medence keleti felének vízfolyásait összegyűjtő Tiszán az utóbbi évtizedek során egyre gyakoribbá váltak az árvízi rekordokat megdöntő árhullámok, így 1998-2006 között szinte minden Tisza menti településen legalább egyszer megdőltek az évtizedek óta fennálló legnagyobb vízállás értékek (Rakonczai 2011). A vízszint emelkedés okai több területen keresendők, de részint a vízgyűjtő területen végbemenő eseményekkel, részben az egyes folyószakaszok mentén lokálisan lejátszódó antropogén és szemiantropogén folyamatokkal vannak kapcsolatban (Szlávik 2001, Somogyi 2000, Rakonczai 2000, Kozák és Rátky 1999,

Gönczy és Molnár 2004, Jakucs 1982, Félegyházi 1929, Kovács 2003), melyek külön-külön, de együtt, egymás hatását felerősítve is jelentkezhetnek.

A Tisza természetes folyamatait leginkább a 19. századi folyószabályozási és ármentesítési, illetve az ezeket követő mederrendezési munkák befolyásolták, melyek nagymértékben megzavarták a folyó természetes egyensúlyát. A gátépítések után a nagy kiterjedésű természetes árterek fluviális formálódása megszűnt, hiszen ezek a folyamatok egy folyó menti sávra, a hullámtérre korlátozódnak. A folyószabályozások egyik nemkívánatos következményeként a Tisza az áradások során szállított hordalékát ezen a szűk hullámtéren kénytelen lerakni, fokozott feltöltődést okozva, tehát a hullámtér az árvizek levezetésben egyre kisebb mértékben tud részt venni (Fiala 2002, Kovács 2003). A kisvízi mederszabályozás után a folyókanyarulatok fejlődése is lelassult vagy leállt, az oldalazó erózió leállásával pedig a hullámtér geomorfológiáját egyre inkább az üledék-felhalmozódás alakítja, amit pedig számos környezeti tényező irányít (például az árvíz hidrológiai jellegzetességei, a növényzet vagy a domborzat).

Kutatásom fő célja az, hogy minél pontosabb képet adjak a Tisza hullámterén zajló üledék-felhalmozódásról. A kutatás során az ártéri akkumulációt részben a szabályozások óta eltelt időszakban vizsgáltam (hosszabb táv), részben egy-egy árvíz levonulása után (rövidtáv). A vizsgálatok során a következő kérdésekre kerestem a választ: Milyen vastagságú hordalék rakódott le az eltérő morfológiai helyzetű képződményeken a szabályozások óta? Hogyan változott az akkumuláció mértéke térben és időben? Mely fizikai és kémiai paraméterek bizonyulnak használhatónak az üledék korának meghatározásában? Hogyan változik térben az egyes árvizek által lerakott hordalék mintázata és mennyisége? Különbözik-e ez a mintázat a különböző árvizek esetében? Fontosnak tartom annak vizsgálatát, hogy az áradások és a hullámterek területhasználata hogyan változtatja meg az akkumuláció mértékét. Végső célom annak meghatározása, hogy vajon a hullámtér árvízvezető képessége milyen mértékben változik a hullámtéri akkumuláció következtében.

A kutatást a Tisza hullámterén a Közép-Tiszán (Szolnok és Nagykörű térségében) illetve az Alsó-Tiszán (Mindszent és Mártély között) végeztem. A szabályozások óta történt üledék-felhalmozódás mértékét üledék-szelvények vizsgálatával határoztam meg, melyhez szemcseösszetétel, nehézfém- és szervesanyag-tartalom valamint mágneses szuszceptibilitás méréseket végeztem. A vizsgálatok és a jelzőrétegek alapján egymással párhuzamba állított üledék-szelvényekben megadható volt az átlagos akkumuláció üteme.

A rövid távú akkumuláció mértékét és térbeli mintázatát egy-egy árvíz levonulását követően határoztam meg, a méréseket kereszt-szelvények mentén végeztem. Az akkumuláció mértékének meghatározásával párhuzamosan megvizsgáltam az üledék-felhalmozódás mértékét befolyásoló tényezőket is. Az akkumuláció hátterében álló hidrológiai tényezők feltárásához elemeztem a tiszai vízállás-adatokat, összevetettem ezeket a lebegtetett hordalék-koncentráció adatokkal valamint a friss üledék-felhalmozódás mértékével. A domborzat szerepének meghatározásához vizsgáltam a mintaterületek geomorfológiai képződményeit, míg a területhasználat szerepének értékeléséhez feltérképeztem a mintaterületek jelenlegi növényborítottságát. Egy árvíz során vízsebesség mérést is végeztem, melyekből következtettem a hullámtér árvízvezető képességére. A hullámtér vizsgált szakaszain térképek és légifelvételek segítségével a területhasználat hosszú távú változását is nyomon követtem.

2. Irodalmi előzmények

A kutatás eredményeinek bemutatása előtt összefoglalom a hazai és nemzetközi szakirodalomban az árterek akkumulációjával kapcsolatos főbb vizsgálati eredményeket. Az irodalmi áttekintésben az akkumuláció mértékének meghatározása mellett nagy figyelmet fordítottam a vízfolyások ár- és hullámterének feltöltődét befolyásoló közvetett és közvetlen, valamint regionális és lokális okok bemutatására is. Összefoglaltam a szakirodalomban ismertetett hosszú- és rövid távú vizsgálatok eredményeit, illetve az ártér feltöltődés mértékének vizsgálati módszereit is.

2.1. Az árterek feltöltődését befolyásoló tényezők

Az ártérfeltöltődés ütemét és mintázatát számos tényező befolyásolja, ezért az akkumuláció tér- és időbeli változása meglehetősen változatos lehet (Chorley et al. 1985, Nanson és Croke 1992). Különösen igaz ez akkor, ha a természetes tényezőkön kívül figyelembe vesszük, hogy a vízgyűjtőn vagy egy-egy rövidebb folyószakasz mentén a feltöltődést az emberi tevékenység is módosíthatja.

Az árterek feltöltődését befolyásoló, a vízgyűjtő szinten ható folyamatok általában a lefolyást és a lejtőkről a mederbe jutó hordalék mennyiségét (input) befolyásolják. Közülük a legfontosabb az éghajlatváltozás, a területhasználat változása és a vízrendszert érintő folyószabályozás. Ugyanakkor vannak az árterek kisebb területeit érintő tényezők is, amelyek leginkább azt befolyásolják, hogy a szállított hordalékból mennyi és hol rakódik le (output). Ilyen, lokális szinten ható tényezők az ár- és hullámtér morfológiája, az akkumuláció helyének folyótól mért távolsága, az árvíz hordalékhozama és áramlási viszonyai, az ártér növényborítottsága, a mederben és az ártereken lévő szabályozási művek és beavatkozások (például kanyarulatok átvágása). Az alábbiakban ezeket a tényezőket tekintem át.

2.1.1. A vízgyűjtő terület és hosszabb folyószakasz szintjén ható folyamatok (input-szabályozás)

A vízgyűjtő terület természetföldrajzi adottságai, mérete, alakja, domborzata, geológiai felépítése, talaja, valamint a területhasználat jellege és az ezek által befolyásolt lefolyási viszonyok vízgyűjtőnként jelentősen változnak, ezek alapján nincs két egyforma vízgyűjtő terület. A fent említett tulajdonságok mellett a vízgyűjtőnként változó éghajlati adottságok is meghatározó szerepet játszanak annak vízrajzi arculatában és fejlődésében, valamint a vízgyűjtő területekről a mederbe jutó víz- és hordalékviszonyok alakításában.

A vízgyűjtő területen belül a vízfolyások önszabályozva egy egyensúlyi, stabil állapot felé törekszenek az erózió – hordalékszállítás – akkumuláció hármas egysége között. Azonban a valóságban ez a stabilitás sosem valósul meg maréktalanul, inkább egyensúlyhoz közeli állapot (*near-to-equilibrium*; Thorn és Welford 1994) létezhet. Egy természetesen fejlődő folyót nézve, az folyamatosan változtatja helyét, és ez a mozgás már magával vonja egy sor tényező folyamatos változását, anélkül, hogy az egyensúly megbomlása bekövetkezne. A zavaró tényezők hatására a vízfolyások megpróbálnak alkalmazkodni az új környezeti feltételekhez, esetleg korábbi állapotukat fenntartva, és igyekeznek a zavaró tényezők hatásait tompítani (Knighton 1998). A vízgyűjtő területen az erózió mértékét például befolyásolják a vízgyűjtő kőzettani adottságai, a felső termékeny talajréteg tulajdonságai, a terület növényborítottsága, a lejtőszög mértéke és a vízgyűjtő éghajlati viszonyai. Ezek közül a tényezők közül, ha csak egy is megváltozik (akár emberi hatás nélkül), már változhat az akkumuláció mértéke az alsóbb folyószakaszokon.

A vízgyűjtőt, mint egy rendszert nézve vannak hordalékforrás területek, ahol a külső erők hatására törmelék képződik, és elszállíthatóvá válik. Hordalék képződésének legfőbb területei főként a vízgyűjtő felső területén fordulnak elő, ahol a mederbe jutó hordalékot a völgyek hátra- és bevágódása, fő- és mellékvízfolyások meder szélesedése, a vízmosások fejlődése, a lejtők leöblítése és az esetleges tömegmozgások alakítják. Ugyanakkor a vízgyűjtő rendszerekben vannak hordalékcsapda területek (pl. mederben, ártéren), ahol a vízfolyások által szállított hordalék felhalmozódik, hosszabb-rövidebb időre kikerül a hordalék-szállítás folyamatából. Ezek a területek főként a folyók alsóbb szakaszain fordulnak elő az ártéren, a meanderező meder belső ívein, a

feltöltődő medrekben és a torkolatoknál (Knighton 1998, Fryirs és Brierley 2001). Fryirs és Brierley (2001) vizsgálatai szerint a vízgyűjtőről leerodálódott hordalék mennyiségének a vízgyűjtőből kijutó aránya folyónként igen változó lehet. Asselman és Wijngaarden (2002) a hollandiai Rhone és Meuse folyók hullámterének feltöltődését modellezve arra az eredményre jutott, hogy az éves lebegtetett hordalék mennyiségének 13 %-a akkumulálódik a folyók árterén.

A vízgyűjtő területet figyelembe véve a folyó menti ártereken az akkumuláció mértékét és térbeli mintázatát közvetve vagy közvetlenül befolyásolhatja (1) a vízgyűjtő terület éghajlata és növényborítottsága, valamint (2) a vízfolyáson véghezvitt folyószabályozási munkák. A továbbiakban ezeknek a tényezőknek az ár- és hullámtéri akkumulációra gyakorolt szerepét fejtem ki részletesebben.

A) A területhasználat változás hatása az árterek feltöltődésére

Az ártéri akkumuláció mértékének megváltozását gyakran befolyásolja a vízgyűjtőn zajló antropogén tevékenység, amely egyrészt magára a folyóra, másrészt annak teljes vízgyűjtőjére hatással van, s amely megváltoztatja a terület lefolyási viszonyait és a vízfolyás üledékhozamát (Kasai et al. 2005 Liébault et al. 2005). Az ár- és hullámtereken felhalmozódott üledék információt adhat a hordalék forrásterületéről (Glasby et al. 2004, Walling 2005), és az vízgyűjtő területen bekövetkezett éghajlati és területhasználatbeli változásról (Owens et al. 1999, Klimek 2002, Temmerman et al. 2003). Meg kell jegyeznem, hogy bár az egyes szerzők gyakran említik az éghajlatváltozást, mint az ártérfeltöltődés egyik befolyásoló tényezőjét, ennek szerepét azonban rendszerint fölül írja a tektonizmus, a területhasználatban bekövetkező változások vagy a természetes holtág-fejlődési sor. A holocén során az ártérfejlődés ütemében bekövetkezett változásokat hazánkban magaspartok és elhagyott medrek elemzése alapján ismerjük. Félegyházi (2008, 2010) kimutatta, hogy a száraz-hideg időszakokban lelassult az ártérfeltöltődés, míg a meleg-csapadékos időszakokban felgyorsult.

Felgyorsult ártér feltöltődést mértek a vízgyűjtőn intenzívvé váló bányászati tevékenységgel kapcsolatban (Taylor 1996, Lecce és Pavlowsky 2001, 2004, Knox 2006, Foulds és Macklin 2006), vagy a fakitermelés és erdőirtások hatására (Gomez et al. 1998, Nagy 2002, Klimek 2002, Dezső et al. 2003, Constantine et al. 2005, Bálint et al. 2001). A vízgyűjtő területen véghezvitt erdőirtások nemcsak a lefolyást növelik, hanem megváltoztatják talaj vízháztartását is, ezáltal elősegítik a hegyoldalon az eróziót (Constantine et al. 2005). Viszont Keesstra (2007) kutatásai során nem állapított meg semmilyen kapcsolatot a növényborítottság, a növény típus és az akkumuláció között.

A mezőgazdasági tevékenység többféle módon okozhat a folyó alsóbb szakaszain intenzív ártérfeltöltődést: például a földterületek feltörése kapcsán, amikor a vízgyűjtő egyes részeit mezőgazdasági művelés alá vonják (Florsheim és Mount 2003) – különösen látványos ez olyan ausztráliai vagy észak-amerikai vízgyűjtőkön, ahol az európaiak modernkori megtelepedése előtt az őshonos lakók alig alakították át környezetüket (Rustomji és Pietsch 2007, Gell et al. 2009, Hughes et al. 2010). Például Brierley és Murn (1997) kutatása szerint Ausztráliában a Cobargo vízgyűjtő az európaiak betelepülése előtt természetesen fejlődött: a felső vízgyűjtőn a vízfolyás nem volt bevágódva, az alsóbb szakaszokon mocsaras területek voltak. Az európaiak 1830 körüli betelepülését követően megváltoztatták a vízgyűjtő területhasználatát, kiterjedt erdőirtások zajlottak, a mocsarakat lecsapolták, az időszakaszos vízfolyásokat összefüggő medrekké alakították. Ennek hatására a folyó a felső vízgyűjtő területen bevágódott, a kierodált mederanyag 50%-át szállította az alsóbb folyószakaszokra, ahol a folyómederben és az ártéren halmozódott fel a lemosott anyag 65%-a. A táj átalakulása és a hozzá kapcsolódó nagy mennyiségű hordalék áthelyeződés viszonylag gyors folyamat volt, közvetlenül a zavaró hatás megjelenése után. A már megművelt vízgyűjtőkön az akkumuláció mértéke ugyancsak megnőhet az intenzívebbé váló mezőgazdaság hatására (Mücher et al. 1990, Lecce és Pavlowsky 2004, Knox 2006, Owens és Walling 2002).

A letelepedés és a települések fejlődésének hatására szintén intenzívebbé válhat a lefolyás, ami a feltöltődés felgyorsulását eredményezi (Pfister et al. 2004, Lászlóffy 1971, Kovács 2007).

Ha mesterségesen megváltoztatják a folyó hidro-morfológiai jellemzőit, az is eredményezhet intenzív akkumulációt (Hohensinner et al. 2004, Owens et al. 2005). Maga a területhasználat

változása sokkal érzékenyebbé teszi a vízgyűjtőt az éghajlatváltozásra is (Lóki et al. 2004, Foulds és Macklin 2006), így az árvizek gyakoribbá válhatnak (Pfister et al. 2004, Andó 2002, Nováky 1988), illetve az üledékhozam is megnövekedhet (Kasai et al. 2005, Orr és Carling 2006).

Ugyanakkor arra is van példa, hogy az emberi tevékenység hatására mérséklődött az ártéri üledék-felhalmozódás üteme, például a földhasználat racionális átalakításával, hatékony talajvédelmi technikák bevezetésével (Knox 1987, Benedetti 2003, Florsheim és Mount 2003, Rustomji és Pietsch 2007), vagy a mezőgazdasági művelés visszaszorulásával (Ritchie et al. 2004, Foster et al. 2007). Továbbá a vízgyűjtő terület elnéptelenedése miatt elindul a természetes beerdősödés folyamata, aminek a következményeként lassul az ártérfeltöltődés üteme (Keesstra et al. 2005). Viszont Nicholas és munkatársai (2006) modellszámításai azt mutatják, hogy bár a feltöltődés mértéke változhat, de az ártéri akkumuláció térbeli mintázatában nem hozott számottevő különbséget a vízgyűjtő terület növényborítottságának változtatása (ami tehát véleményem szerint azt mutatja, hogy ez inkább a helyi tényezők függvénye).

A vízgyűjtő területen bekövetkezett területhasználat- (és éghajlat) változás tehát hatással van a terület lefolyás viszonyaira és az ártéri feltöltődés mértékére. Ebből kiindulva és a múltban bekövetkezett változások ismerete alapján Owens és munkatársai (1999) megkísérelték előre jelezni egy lehetséges jövőbeni területhasználat és éghajlatváltozás hatásait a feltöltődésre. Céljuk egy olyan modell alkotása volt, mely segítségével kialakítható egy gazdaságilag ás ökológiailag is hatékony vízgyűjtő gazdálkodás, amely végső soron minimalizálhatja a folyó hordalékhozamát és az ártéri akkumulációt (Orr és Carling 2006).

B) Ármentesítés és folyószabályozás hatása az árterek feltöltődésére

Ma már alig találunk olyan folyót a Földön, amely folyamataiba az ember direkt vagy indirekt módon nem avatkozott volna be. A nagyvízi meder szabályozásakor a folyók kanyarulatait átvágják, valamint árvízvédelmi gátakat építenek a (megrövidített) folyószakaszok mellé azért, hogy az árvíztől mentesített területeken mezőgazdasági művelést végezzenek, településeket hozzanak létre. Ezek a beavatkozások azonban nemcsak a mederben zajló folyamatokat változtatják meg, de az ártérfeltöltődést is.

A nagyvízi mederben véghezvitt folyószabályozás rendszerint megnöveli a vízfolyás energiáját, ezáltal egyrészt a folyó bevágódik medrébe (Borsy 1972), másrészt több és durvább üledéket szállít (Pierce és King 2008, Balogh et al. 2005). Ezt a nagyobb mennyiségű hordalékot a folyó részben az elzátonyosodott mederben (Sipos 2006), részben az alsóbb folyószakaszok mentén a gátak közé szorított ártéren akkumulálja (Borsy 1972). Erre jó példát nyújt a Maros, amelynek mederszabályozásakor a vezérárkok szélesedése olyan nagy mennyiségű hordalékot eredményezett, hogy a tiszai torkolatnál maga a Tisza is erőteljesen elzátonyosodott, és a vízmélysége kisvízkor alig néhány deciméter volt (Iványi 1948). Ugyanakkor ez a Maros hullámterének gyors és erőteljes feltöltődésével is együtt járt (Kiss et al. 2011). Hasonló jelenséget írtak le Owens és munkatársai (1999) is, vizsgálataik szerint a kis- és nagyvízi folyószabályozások következtében a rögzített medrű folyószakaszokon az ártér feltöltődés felgyorsult, így a fluviális felszínfejlődést az ártér további természetes fejlődése, azaz az árvizekkor jelentkező akkumuláció biztosította.

A kisvízi folyószabályozási munkák hatására azonban akár csökkenhet is az üledék-felhalmozódás mértéke a hullámtéren. A sarkantyúkat és kőszórásokat hosszan a folyó mentén létesítik a vízsebesség növelése érdekében (Ten Brinke et al. 1998). Így a folyó a szabályozott folyószakaszon gyorsabb, hordalékszállító kapacitása nagyobb, így az akkumuláció mértéke is csökkenhet, hiszen nem csökken a vízsebesség a kritikus érték alá (Ten Brinke et al. 1998, Kroes és Hupp 2010). Azt is megfigyelték, hogy a folyóvíz a beavatkozás-mentes, természetes folyószakaszhoz érve az ártéri formákat szabadon építi és rombolja, így ezeken a szakaszokon nagyobb lesz a vízfolyás üledékhozama, és ezáltal az ártéren lerakódott üledék vastagsága is (Károlyi 1960, Kroes és Hupp 2010).

C) Hordalékhozamot befolyásoló tényezők

A vízgyűjtő felsőbb részein termelődött hordalékot a vízfolyás az alsóbb szakaszokra szállítja, tehát összeköti a vízgyűjtő hordalékforrás helyeit az üledékcsapdákkal (amelyek jelentősebb kiterjedésben az alsóbb szakaszokon találhatóak). Ez utóbbi területeken az ártéri formák kialakulásának és fejlődésének egyik legfontosabb feltétele a folyóvíz szállította hordalék mennyisége és szemcseösszetétele, melyet a vízfolyás energiája határoz meg.

Egy folyó hordalékszállító képessége a vízhozamtól és az esésviszonyoktól függ (Rónai 1959; Balogh, 1991; Báldi 1994). A hordalékszállítás öt fő típusba sorolható:

(1) oldott állapotban a kémiailag oldott anyagokat szállítja a vízfolyás;(2) lebegtetve a finomszemcséjű hordalékot (iszap és agyag); (3) ugráltatva a középszemű hordalékot főleg a mederben; (4) görgetve, csúsztatva és vonszolva a durva homokot, kavicsot és görgeteget a meder alján; (5) úsztatva a vízfolyás felszínén szállítódik a víznél a kisebb fajsúlyú uszadék.

A nagyobb szemcsék csak megnövekedett vízhozamnál lendülnek mozgásba, és tetőzéskor illetve az apadás megindulásakor le is ülepszenek (Bogárdi 1955). Ugyanakkor az iszap és agyag felszaggatása is az árvizek megnövekedett energia-viszonyaihoz, leülepedésük a kisebb vízsebességhez köthető (Bogárdi 1971).

A hordalék keletkezése és szállítása a vízerózió függvénye. A lassan kialakuló árhullámok alkalmával (például fokozatos hóolvadás idején) több lebegtetett hordalékot szállít a vízfolyás, mivel ilyenkor a víz a talajréteget jobban átitatja, ezáltal egy kisebb csapadékesemény is képes nagyobb mennyiségű finomabb szemcsét magával ragadni, illetve a tömegmozgások közül a folyások és kúszások is részt vesznek a hordaléktermelésben. Ugyanakkor heves esőzésekkor csak a felső talajréteget erodálja a lefolyó víz (Knighton 1998). (Meg kell jegyeznem, hogy a fent leírt jelenségnek lehet egy másik megközelítési módja is: a lassan kialakuló árhullámok rendszerint kora tavasszal vagy ritkán télen következnek be, amikor a felszínt alig védi növénytakaró, míg a heves esők inkább a nyári időszakra tehetők, amikor már a növényzet képes megvédeni a felszínt az eróziótól, tehát a hordalékhozam is kisebb lesz.)

Walling és munkatársai (1998ab, 2005) kutatásaik során a finomszemű hordalék útját vizsgálták egy vízrendszerben. A lebegtetett hordalékként szállítódó tápanyag és szennyezőanyagok információt adhatnak a hordalék forrásterületéről, illetve hogy medererózióból vagy a vízgyűjtő terület mely részéről származnak. Méréseik szerint a lebegtetett hordalék nemcsak az ártéren, de a mederben is lerakódhat, azonban ez a mederbeli üledék már egy éven belül újra mozgásba kerülhet. Owens és munkatársai (1999) szerint azonban ezek a pontszerű hordalékmérések csak a mintavétel időpillanatára vonatkozóan adnak információt a forrásterületről, ami Fryirs és munkatársai (2007) szerint időszakonként és árvizenként változhat. Tamási (1999) is hangsúlyozza, hogy maga a hordalékszállítás is változik, még ugyanolyan hidrológiai helyzetben is.

Árvizek során több kutató is végzett lebegtetett hordalék méréseket (például Nicholas és Walling 1996, Walling et al. 1998ab, Csépes et. al. 2003). A vizsgálatok segítségével lehetőség nyílik a hordalékhozam, a vízállás és a vízhozam időbeli kapcsolatának feltárására, a hordalék lerakódás mértékének és ütemének ismeretére (Kovács 2007). Például Csépes és munkatársai (2003) a Tisza két szelvénye közötti nagyvízi lebegőanyag tartalom különbségéből következtetnek a lerakódott üledék mennyiségére: a vizsgált 5 év átlagát figyelve a folyószakasz alsóbb szelvényében átáramlott lebegőanyag mennyisége 15%-kal (2,0 millió t) volt kevesebb a felső szelvényben mért lebegtetett hordalékhozam értékeinél. Walling és He (1998) Culm folyón történt mérései szerint a vizsgált folyószakaszon a lebegtetett hordalék közel 28%-a rakódott le. Middelkoop és Asselman (1998) vizsgálatai a holland Waal ártéren Lobithnél azt mutatták, hogy az 1993. decemberi árvíz során a becsült teljes szállított lebegtetett hordalék átlagos évi mennyiségének 7,7%-a akkumulálódott. Ezt a folyamatot modellezték Hardy és munkatársai (2000), akik a lebegőanyag-tartalom szállítási veszteségéből következtettek a lerakódott hordalék mennyiségére.

Általánosságban elfogadott, hogy ha éghajlati vagy antropogén hatásra növekszik a folyó lebegtetett hordalékhozama, akkor nagyobb lesz az ártéri akkumuláció mértéke is (Knighton 1998). Az elöntés és a hordalékhozam időbeli alakulása tehát meghatározza az ártéren lerakódott üledék vastagságát (Benedetti 2003).

Ugyanakkor arra is van bizonyíték, hogy az árvíz nagy hordalékhozama alapján várt akkumulációnak csak a töredékét mérték az ártéren (Asselman és Middelkoop 1998). A kérdés összetettségét Kovács (2007) Tiszán végzett vizsgálatai is tükrözik, ugyanis eredményei szerint azok az árhullámok, amelyek kilépnek a felső-tiszai hullámtérre, a középső és az alsó szakaszokra kevesebb hordalékot szállítanak.

Általában az áradás kezdetén a lebegtetett hordalék koncentráció igen nagy (Csépes et. al. 2003), amely legfeljebb az árhullám tetőzéséig nő. A vizsgálatok szerint eddig az időpontig a hordalék meghatározó része le is rakódik az ártereken, az apadó ágban a kiülepedés mértéke már csökken (Temmerman et al. 2003, Kovács 2007). Ezzel összhangban vannak Kiss és Fejes (2000) vizsgálati eredményei is, miszerint egy árvízkor először a homok frakció akkumulálódik a parton, amelyre egy jóval vékonyabb iszapréteg kerül.

2.1.2. Az ártéri öblözet − kanyarulat szintjén ható (lokális) folyamatok (output-szabályozás)

A lefolyást érintő természetes és antropogén hatások a teljes vízfolyásra hatással vannak, hiszen szabályozzák, hogy mennyi víz és hordalék jut a folyórendszerbe. Az akkumulációra helyi szinten ható tényezők ezzel szemben leginkább az ártéren a víz áramlási viszonyait és vízsebességét határozzák meg (Nicholas és Walling 1997, Walling és He 1998), tehát azt, hogy a folyó által szállított hordalékból mennyi csapdázódhat (output). Ennek ismerete azért fontos, mert a csapdázott hordalék jelentős térfogatot képvisel, ami a hullámterek árvízvezető szerepét rontja (Gábris et al. 2002, Kiss et al. 2002). Véleményem szerint, ha a hordalék-csapdázást felgyorsító tényezőket ismerjük, akkor lehetőség van arra, hogy ezek befolyásolásával a hullámterek vízszállító kapacitását javíthassuk.

Ebben a fejezetben tehát a feltöltődést okozó és befolyásoló helyi tényezőket veszem sorra. A hazai és nemzetközi szakirodalomban számos kutatási eredmény született az üledék-felhalmozódás mértékéről és a befolyásoló tényezőiről, melyeket sokkal gyakrabban vizsgáltak egy-egy kanyarulat és ártéri öblözet mentén, mint egy hosszabb szakaszon.

A) A meder- és ártérmorfológa hatása az árterek feltöltődésére

A folyók árterének különböző geomorfológiai képződményein lerakódott üledék mennyiségét számos kutató vizsgálta, leggyakrabban egy-egy extrém árvízi eseményhez kötve, azok sajátságait elemezve (például Kesel et al. 1974; Brown 1983; Mariott 1992; Asselman és Middelkoop 1995; Gomez et al. 1995; Walling et al. 1997; Wyzga 1999; Zhao et al. 1999; Kiss és Fejes 2000, Steiger et al. 2001a, 2003).

A mederhez közel mindig jelentős mértékű akkumuláció mérhető, akár egyenes, akár meanderező szakaszról van szó (Kiss et al. 2002, Oroszi et al. 2006), Ugyanakkor Steiger és Gurnell (2002) vizsgálatai alapján leginkább a kanyarulatok belső, domború partján jelentős az üledék-felhalmozás mértéke. Fiala (2002) vizsgálatai ezt azzal egészítik ki, hogy minél kisebb görbületi sugarú egy kanyar, annál nagyobb akadályt jelent árvíz levonulása számára. Ezért az árvíz nagyobb erővel jut ki az ártérre, így az éles kanyarulatok folyás felőli végén az akkumuláció jóval intenzívebb és szélesebb sávot érint, mint a kevésbé szűk kanyarulatok hasonló pontjain.

Ugyanakkor Károlyi (1960) szerint a kanyarulatok gyors vándorlása miatt nem tud a folyóhát és övzátony magasra épülni, mert a vízfolyás folyamatosan átdolgozza anyagát, ezért a hullámterek magassága nem növekszik. (Például Tiszaújlak és Dombrád között 100 év alatt 50-100 cm-rel csökkent a hullámtér magassága.) Áradáskor a nagyobb vízsebességű helyeken a víz el is ragadhat anyagot az ártérről, így ott kisebb negatív kimélyítések keletkeznek (Borsy 1972, Kesel 2003).

Az árterületek folyómedertől távolabbi pontjain a feltöltődés mértékét jelentősen befolyásolják a helyi magasság különbségek, amelyeknek a hatására az üledék-felhalmozódás mintázata minden folyószakaszon és ártéri öblözetben más és más (Asselman és Middelkoop 1995, Nicholas és Walling 1997). Az ártéri mélyedésekben intenzívebb az akkumuláció (Walling et al. 1998ab, Temmerman et al. 2004, Kovács 2007, Hupp et al. 2010, Kroes és Hupp 2010), mint az

átlagos magasságú részeken (Oroszi et al. 2006, Lóczy és Kiss 2008), és ezekre a helyekre finomabb szemcse-összetételű szállított anyag jut (Asselman és Middelkoop 1998). Intenzív akkumulációval jellemzett formák például az ártéren található csatornák, lecsapoló medrek vagy feltöltődőben lévő korábbi medrek (Walling et al. 1998b, Steiger és Gurnell 2002), vagy a mesterségesen kialakított kubikgödrök (Oroszi 2008). Middelkoop és Asselman (1998) vizsgálata szerint egy lokális mélyedésben akár 50-100%-kal is nagyobb mértékű lehet az akkumuláció az ártér magasabb részeihez képest.

Geerling és munkatársai (2008) is hasonló eredményre jutottak a Waal folyó mentén Hollandiában, ahol az ártér egy szakaszán 2 méter vastagságban letermelték az üledéket, majd a geomorfológiai változásokat és a növényzet betelepülését vizsgálták a területen. A legmeghatározóbb morfológiai folyamat az ártér feltöltődése volt, mely során a környezetéhez képest jóval gyorsabban töltődött fel a terület. A teljes lerakódott üledékmennyiség 41%-át két egymást követő árhullám akkumulálta.

Árvizek alkalmával nem csak a mélyedésekben, hanem az ártéri akadályok (például fatörzsek) mögött is pozitív akkumulációs formák keletkeznek (Borsy 1972), intenzívebb feltöltődést jelezve az akadály áramlási holt-terében.

Az ártéri akkumuláció mértéke idővel csökken, hiszen a magasabb területeket ritkábban önti el az árvíz és csökken az elöntés hossza is, így a mederből kilépő víz hordalékszállító képessége is lecsökken (Ten Brinke et al. 1998). Ez azt eredményezi, hogy idővel a magasság különbségek kiegyenlítődnek az ártér medertől távol eső területein, mivel csak az alacsonyabb területek kerülnek árvízkor víz alá és csak ott történik feltöltődés (Hupp et al. 2010). Szintén az ártéri formák közötti magasságkülönbségek kiegyenlítését okozza az ár- és hullámtereken folytatott mezőgazdasági művelés is (Doolitle 2006, Lóczy 2008).

Az árterek feltöltődésének kitüntetett helyei a morotvák, amelyeket a kanyarulat átvágások és az árvízvédelmi töltések megépítését követően a mentett oldalon és a hullámtereken is megtalálhatunk (Pálfai 2001). Ez utóbbiak az árvizek során tápanyagban és hordalékban gazdag vízutánpótlást kapnak, így a feltöltődésük intenzívebb a töltésen kívüli holtágaknál, amelyek csupán autochton szerves üledékkel töltődnek fel (Somogyi 2000, Félegyházi 2008, Hudson et al. 2008). Egyes hullámtéri holtágakban az elmúlt száz év során gyorsuló ütemű feltöltődést állapítottak meg (Oroszi és Kiss 2004), míg máshol ez a folyamat lelassult az utóbbi évtizedekben (Braun et al. 2003). Az okokat feltehetőleg a feltöltődést befolyásoló tényezők között kell keresni. Mindenesetre a morotva-tavak a legrövidebb életű tavak éppen az intenzív hordalék-utánpótlás miatt (Félegyházi 2008).

Az árvízlevonulás szempontjából nagy jelentősége van az ártér magasságának. Egy alacsonyabb ártérnek komoly szerepe lehet az árvízlevezetésben (Károlyi 1960), különösen egy több km széles ártéri terület esetében (Nagy et al. 2001). Mivel azonban az alacsonyabb térszínek gyorsabban töltődnek fel, véleményem szerint az ilyen ártéri felszíneknek romlik leggyorsabban a vízvezető képessége.

B) A medertől mért távolság és az ártérszélesség hatása az árterek feltöltődésére

Az ártéri üledék-felhalmozódás ütemét a töltések által határolt terület morfológiája mellett befolyásolja a folyótól mért távolság is, lokális szinten ez a két meghatározó térbeli tényező alakítja leginkább az akkumuláció mintázatát (Mariott 1992, Asselman és Middelkoop 1995, Gábris et al. 2002).

A folyómederben és közvetlen környezetében halmozódik fel a legtöbb üledék (Somogyi 1974, Károlyi 1960), amit tovább erősíthetnek a mederben lévő partbiztosítások és sarkantyúk (Brown 1983, Wallinga et al. 2010). Geográfus és mérnök berkekben közvetlen a parton épülő (és pusztuló) formák elnevezése eltérő (Károlyi 1960, Nagy et al. 2001, Gábris et al. 2002, Lóczy és Kiss 2008). Jelen dolgozatban az övzátony fogalmat a folyókanyarulat domború partján épülő, a nagyvízi mederben lévő üledék sorokra alkalmazom, melyek a mederkitöltő vízhozamot meg nem haladó vízszállításkor épülnek. (Borsy (1972) ezeket a formákat „parabola alakú felhalmozódásnak” nevezi.) A folyókanyarulat homorú partján és az egyenes folyószakaszok mentén árvizekkor épülő

parti lerakódást folyóhátnak vagy parti hátnak nevezik, de használatos még a parti zátony és a parti gát elnevezés is. Én a továbbiakban ezt a formát folyóhátként fogom hívni.

Az árvizek során a különböző mélységű és eltérő sebességviszonyokkal rendelkező meder és ártér között kialakuló örvénylő mozgások hatására a folyóvíz a part közeli sávban rakja le hordalékát, ezért az egyes árvízi események után itt a legnagyobb az üledékvastagság mértéke (Borsy 1972, Ritchie et al. 1975, Kiss és Fejes 2000, Martin 2000, Kiss et al. 2002 Temmerman et al. 2004, Geelring et al. 2008). Károlyi (1960) szerint, azokon a folyószakaszokon a legmagasabb a folyóhát, ahol nincs oldalazó erózió, illetve átvágás sem történt, így a folyómeder hosszabb ideje viszonylag változatlan helyen van, és a többszöri árvíz hatására a part közeli sáv akár 2 m-rel is a környezete fölé emelkedhet. Kovács (2007) szerint, a Tiszán, azokon a folyó szakaszokon, ahol a kisvízi mederszabályozás következtében a meder oldalirányban nem tud elmozdulni, ott a folyóhát növekedési üteme jelentősebb. A növekvő part menti üledék-felhalmozódás egyre jobban elzárja a főmedret a hullámtéri medertől, ezzel csökkentve annak vízszállító képességét.

A mederből kilépő, turbulensen áramló víz a folyóháton először a legdurvább szemcse-összetételű hordalékot rakja le (Mariott 1992, Cazanacli és Smith 1998, Middelkoop és Asselman 1998, Steiger és Gurnell 2002, Carroll et al. 2004). Ez a vastagabb, főleg homokos üledékréteg egy viszonylag szűk sávban halmozódik fel a folyó mentén (Steiger et al. 2001b, Szlávik 2001, Kiss et al. 2002, Brooks 2005), és szabályosan követi a folyó medrét (Oroszi 2008). Egyes kutatók ennek a sávnak a szélességét 10-20 m-ben (Zhao et al. 1999, Kiss et al. 2002), mások 50-80 m-ben (Szlávik 2001, Hudson és Heitmuller 2003, Oroszi 2008) határozzák meg. Ezek az értékek változhatnak egyazon folyószakaszon két különböző árvíz során is (Kiss et al. 2002, Benedetti 2003, Oroszi 2009). Wyzga és Ciszewski (2010) vizsgálatai szerint, ha az ártéri kereszt-szelvény keskeny, akkor kisebb az üledék vastagságbeli és szemcse-összetételbeli különbség a part menti és a parttól távolabbi területek között.

Ha több kanyarulaton keresztül vizsgáljuk a feltöltődést, akkor megállapítható, hogy a legnagyobb akkumuláció a legerősebben vándorló kanyarulatok alatt található, mivel az erős parterózió hatására sok üledék termelődik, amit a folyóvíz elszállít, és a spirális áramlások hatására az alsóbb szakasz mentén rakódik le az ártéren (Károlyi 1960, Kroes és Hupp 2010). A legnagyobb üledék-felhalmozódás nem a folyókanyarulatok csúcspontjában, hanem attól folyásirányban lentebb figyelhető meg, a belső íven (Middelkoop és Asselman 1998, Fiala 2002, Kiss et al. 2002).

A folyótól távolodva exponenciálisan csökken az akkumuláció mértéke (Borsy 1972, Ritchie et al. 1975, Pizzuto 1987, Asselman és Middelkoop 1998, Steiger et al. 2001b, Brooks 2005), az árvízvédelmi töltések lábánál már csak hártyavékony üledék rakódik le (Borsy 1972, Kiss és Fejes 2000, Fiala 2002, Wyzga 1999). Oroszi és munkatársai (2006) vizsgálatai azt mutatják, hogy ez a tendencia a Maros esetében a folyótól 300 m-ig volt megfigyelhető, ettől távolabb, viszont az üledék vastagságot befolyásoló egyéb tényezők (morfológia és növényzet sűrűség) módosították az üledék-felhalmozódás mértékét.

A folyótól távolodva nem csak az üledék vastagsága csökken, hanem annak szemcse-összetétele is finomodik, főleg az iszap és agyag frakció válik egyre jellemzőbbé (Borsy 1972, Mariott 1992, Cazanacli és Smith 1998, Middelkoop és Asselman 1998, Zhao et al. 1999 Kovács 2007). Wyzga és Ciszewski (2010) vizsgálta a lerakódott hordalék nehézfém koncentrációjának változását is. Meglepő módon a nehézfém-koncentráció mérési eredmények egymásnak ellentmondó trendeket mutattak. Előfordult olyan is, hogy a folyóháton alacsony volt és a medertől távolodva növekedett a nehézfém koncentráció, de ennek ellentettje is megfigyelhető volt.

Az ártér szélessége és a feltöltődés üteme közötti kapcsolat nem egyértelmű. Károlyi (1960) tiszai ártérre vonatkozó adatai szerint a szélesség és a feltöltődés között negatív korreláció van, míg Gábris és munkatársai (2002) valamint Hudson és munkatársai (2008) pozitív kapcsolatot állapított meg. Ugyanakkor Kiss és munkatársai (2011) a Maros magyarországi szakaszán a feltöltődést vizsgálva arra a következtetésre jutottak, hogy egyáltalán nincs kapcsolat az ártér szélessége és a feltöltődés mértéke között, mert az egyéb tényezők (pl. esés változása, növényzet, domborzat) felülírják ezt a hatást.

C) Az ártér területhasználata és a növényborítottság hatása az árterek feltöltődésére

A morfológia és a folyótól való távolság által meghatározott ártéri akkumuláció mintázatát az ártéri terület növényborítottsága, beépítettsége és területhasználata is módosítja (Török 2000, Steiger és Gurnell 2002, Rátky és Farkas 2003, Brooks 2005, Werner et al. 2005), ugyanis a vízsebesség erős kapcsolatban áll a táj diverzitásával (Geerling 2008), ami az akkumuláció mértékére is hatással van.

A növényzet típusa, sűrűsége és szintjei az ár- és hullámtér vízszállító képességét befolyásolják (Zellei és Sziebert 2003). Ez Rátky és Farkas (2003) szerint szerepet játszik az ár- és hullámtér érdességi vagy simasági tényezőjének meghatározásában is. Számításaik alapján az ártéri növényzet több mint 65%-ban lehet felelős az érdességért, ez az érték elérheti a 95%-ot is egy sima felületű és akadálymentes ártér esetében. A növényborítottság nem csak az ártér vízszállítására, hanem az akkumuláció mértékére is hatással lehet.

Az ártéri növényzet sűrűsége és jellege sok helyen emberi hatásra megváltozott (Steiger et al. 2001a) ami az ártér érdességére és így a vízáramlás sebességére is hatással van (Brooks 2005, Corenblit et al. 2007, Geerling 2008). A sűrű növényzet csökkenti a vízsebességet, befolyásolja a vízmélységet és a vízáramlási viszonyokat (Corenblit et al. 2007), tehát pozitív hatása van az üledék-felhalmozódásra.

Geerling és munkatársai (2008) a kutatásuk során azt tapasztalták, hogy a mezőgazdasági művelés alatt álló ártéren kisebb az akkumuláció mértéke, mint az erdővel borított területen. Azonban meg kell jegyeznem, hogy tapasztalataim szerint a fás szárú növényekkel borított területen belül sem egyforma az érdesség, nem azonosak az áramlásviszonyok, így az akkumuláció mintázata sem. A vízsebességet befolyásoló érdesség szempontjából fontos ismerni, hogy árvízkor teljesen ellepi-e a víz a növényzetet vagy csak részben (Rátky és Farkas 2003, Wilson 2007).

Sűrű aljnövényzetű erdőben sokszorosára növekszik az ártér feltöltődés üteme, különösen a part mentén (Károlyi 1960). Az ártéri folyópart menti ligeterdők a part stabilizálását is szolgálhatják (Gurnell 2007); viszont a part menti sűrű aljnövényzetű erdős sáv és a parterózió ellen telepített sövények az üledék-felhalmozódását növelik (Doolitle 2006, Gurnell 2007), így még jobban kihangsúlyozva a part menti geomorfológiai formákat (Steiger és Gurnell 2002). A part menti erdősávval elősegített partstabilizálás kisvizeknél csuszamlásokat generálhat, nagyvizeknél pedig üledék-felhalmozódást eredményez (Doolitle 2006).

Doolitle (2006) szerint az ártér lehet mezőgazdaságilag hasznosított terület, de a folyamatos antropogén hatásra a terület geomorfológiailag instabil környezetté válhat, ahol a víz- és széleróziós a felszínt továbbformálja (Károlyi 1960), így módosulhat a vízsebesség és az üledék-felhalmozódás.

Az ár- és hullámtér érdességét, és ezáltal az üledék-felhalmozódást befolyásolják a közvetlen vagy közvetetett antropogén hatások, melyek lehetnek:

(1) özön növények betelepülése (Tickner et al. 2001), amelyek elterjedésében szerepe lehet az embernek. Például a gyalogakácot a Maros mentén a parterózió megakadályozása miatt telepítették be a 19. században (Oroszi 2009);

(2) az árvízkor a folyón levonuló (természetes és antropogén eredetű) uszadékfák, melyek fennakadnak az ártéren (Gurnell és Gregory 1995);

(3) a tuskóprizmák, mely az árterek erdőgazdasági művelésének „melléktermékei" és az azokon felnőtt rendkívül sűrű faállomány (Czeglédi 2003);

(4) nyári gátak rendszere (Kozák és Rátky 1999), melyek megváltoztatják a terület hidrológiai és morfológiai folyamatait, erőteljesen lecsökkentve a teljes ártér vízvezető képességét a közepes árvizek magasságáig; valamint

(5) az ártéren létesített üdülési, szórakozási és idegenforgalmi létesítmények (Török 2000).

A modellszámításokban, amelyek főként az ártér és a meder vízszállító képességének vizsgálatára szolgálnak, figyelembe veszik a növényzetet, mint hatótényezőt (Helmiö 2002, Kovács és Váriné 2003, Corenblit et al. 2007, Geerling 2008). Kovács és Váriné (2003) modell-kísérletek alapján megállapították, hogy az ártér karbantartásával (azaz a sűrű növényzet megritkításával) csökkenthetők lennének az árvízszintek. Egy jó vízszállító ártér akár hatszor annyi vizet tud levezetni, mint egy ugyanolyan széles, de rossz vízvezető képességű ártér, ahol (nyári gátak és) sűrű

aljnövényzettel rendelkező telepített erdők találhatók (Kozák és Rátky 1999). Török (2000) és Bakonyi (2003) is fontosnak tartja az ártér növényborítottságának csökkentését, míg Kozák és Rátky (1999) bokroktól mentes erdőket javasol az ártéren kialakítandó vízvezető sávokba.

Az érdességre gyakorolt hatás mellett az ár- és hullámtér növényborítottsága és a beépítettsége gyakorlatilag a térfogat csökkentésével is csökkenti az átfolyási szelvényt (Török 2000, Steiger és Gurnell 2002, Kovács 2003, Rátky és Farkas 2003, Werner et al. 2005,). Ezért Károlyi (1960) azt javasolta, hogy az árvíz megfelelő levezetéshez nemcsak a medernek, hanem az a mellett futó több száz méteres sávnak is akadályoktól és növényzettől mentesnek kellene lennie.

D) Kanyarulatok átvágásának és szabályozási művek építésének hatása az árterek feltöltődésére

A kisvízi és nagyvízi folyószabályozási munkák megváltoztatják a hidrológiai és üledékképződési folyamatokat a folyó és ártér együttes rendszerében. A lecsökkentett szélességű ártér és a part menti kőszórások növelik a folyó durvább szemcse-összetételű hordalék szállító képességét, és így csökkentik a finomabb szemcse-összetételű hordalék akkumulációját az ártéren (Ten Brinke et al. 1998).

Egy-egy kanyarulatot vizsgálva a medrek kiegyenesítését követő bevágódás csökkentheti a feltöltődés ütemét, ugyanis hatására az ártér viszonylag magasabb helyzetbe kerül, így az elöntések hossza és gyakorisága csökken, és csak a nagyobb áradásokkor jut hordalék az ártérre (Wyzga 2001).

Az ártéren létesített nyári gátak szintén hatással vannak az üledék-felhalmozódásra, mivel a mögöttük levő ártéri területen csökkentik az árvízi elöntés hosszát, ugyanakkor a nyárigát és a folyó között a kisebb árvizek is feltöltő tevékenységet fejthetnek ki. Ezek a kisebb töltések az alacsonyabb árvizektől megvédik az ártér távolabbi területeit, így oda csak a legnagyobb árvizek juthatnak el (Middelkoop és Asselman 1998). Magyarországon azért készültek a nyári gátak, hogy az ártéri földbirtokosok ezekkel megvédjék terményeiket a nagyobb áradásoktól (Károlyi 1960). A keresztgátak a mederre merőlegesen épültek (Kovács 2007), így ezek tovább módosíthatják az áramlásviszonyokat az ártéri területeken, és ezáltal befolyásolják a feltöltődést is. A nyári gátak hatására a meder beágyazódik, illetve csökken az ártéren áramló víz sebessége Károlyi 1960), ami hatással van a feltöltődésre. A nyári gátak barrierként viselkednek, ezért a folyótól távolodva az üledék–vastagság exponenciális csökkenő trendjét megtörik, mögöttük az agyag és a szervesanyag-tartalom viszonylag magas, ugyanakkor kevés homokot tartalmaz az üledék (Middelkoop és Asselman 1998).

Az ár- és hullámtereken gyakoriak az egykori folyómederben futó vízelvezető csatornák, amelyek mentén nagyobb ütemű akkumuláció mérhető (Walling et al. 1998b), ugyanis itt a vízvezetésben a mesterségesen létrehozott csatornák is részt vesznek, így bennük illetve a partjaikon a szállított hordalék akkumulálódhat.

E) A helyi áramlási viszonyok és az árvíz hidrológiai jellemzőinek hatása az árterek feltöltődésére

Az ártéri akkumulációra hatással vannak a helyi áramlási viszonyok (Borsy 1972, Walling és He 1998), amelyet a korábban említett tényezők, például a domborzat vagy a területhasználat is módosíthat (Werner et al. 2005). Az ártereken az üledék mintázata utal a hordalékszállítás folyamatára, például ahol több áramlási irány találkozik, ott ezek kioltják egymást, a vízsebesség lecsökken, így a legtöbb üledék ezekben az áramlási holt-terekben halmozódhat fel (Borsy 1972, Hupp et al. 2010). Árvízkor turbulens áramlások keletkeznek a meder szélén, ezek hatására a durvább szemű hordalék is kijuthat a mederből az ártérre, ahol a lelassult víz hordalékkal telítetté válik, és a parton akkumulációt eredményez (Ten Brinke et al. 1998). A nagyobb szemcseméretű hordalék a folyóhátakon rakódik le nagy vízhozamnál (Asselman és Middelkoop 1998), a homokmozgást a közeli sodorvonalhoz kapcsolódó örvénylő mozgások idézik elő, ezért nem jelentős a homok szállítása a folyóháton át az ártérre (Ten Brinke et al. 1998). Nagyon nagy

vízhozamnál viszont csökken az üledékképződés, ugyanis a víz sebessége meghaladja a finomszemcsés hordalék lerakódásához szükséges kritikus sebességet (Asselman és Middelkoop 1998).

Az ártéri akkumuláció mintázata függ az áradás nagyságától, vízhozamától és az árhullám alakjától (Asselman és Middelkoop 1998, Asselman és Wijngaarden 2002). A kisebb árhullámok kevesebb üledéket szállítanak és a friss üledék-felhalmozódás is kisebb lesz (Steiger és Gurnell 2002, Kroes és Hupp 2010), főleg agyag és iszap rakódik le az ártér alacsonyabban fekvő területein (Asselman és Middelkoop 1998). A nagyobb vízhozamú árvizek hatására a part mentén a legnagyobb az akkumuláció mértéke és az ártér belseje felé haladva exponenciálisan csökken. Olyan nagy árvíz után, amelyik lassan vonul le, a két mintázat kombinálódik (Asselman és Middelkoop 1998). A magasabb ártereket csak a nagyobb árvizek érik el, így ezeken a hordalék csak ritkán akkumulálódik (Oroszi 2008), és a feltöltődés mértéke ezeken a magasabban fekvő területeken az áradás nagyságával arányosan nő (Asselman és Middelkoop 1998). Ugyanakkor az alacsonyabb fekvésű ártéri területeken az akkumuláció mértéke csökken, vagy nem változik az árvíz szintjének növekedésével (Asselman és Middelkoop 1998). Lovász (2005) vizsgálatai szerint a Tiszán a medermélyülés következtében egyre rövidebb az ártér elöntésének időtartama, ami az üledék-felhalmozódás mértékét csökkenti.

Az ártér szélessége befolyásolja a nagyvízi meder vízszállító képességét, ugyanis a szélesebb ártereken a szétterülő árhullám vize jóval kisebb sebességgel áramlik, mint a főmederben, bár nagyobb a részesedése a vízszállításban (Wyzga 1999, Nagy et al. 2001, Sziebert és Zellei 2001, Helmiö 2002, Wyzga és Ciszewski 2010). Tehát a különböző szélességű ártéri szelvényekben eltérő a vízsebesség (Wyzga és Ciszewski 2010), ugyanakkor egy szelvényen belül sem egyforma az áramlás sebessége. Zellei és Sziebert (2003) vizsgálatai azt mutatják, hogy a töltés (gyeppel borított) előterében a vízszint emelkedésével csökken az érdesség és nő a vízsebesség, míg a kubikgödröknél, az ártér belső területén és az övzátonyon ennél jóval kisebb vízsebesség jellemző. A vízhozam növekedésével nő a sebesség az ártéren is (Wyzga 1999), a teljes keresztszelvény vízszállítása javítható az ártér érdességének csökkentésével (Rátky és Farkas 2003), ami az ártérfeltöltődését is csökkentheti.

Az árvíz magassága kevésbé, sokkal inkább a folyó üledékhozama befolyásolja az akkumuláció mértékét. Kiss és munkatársai (2002) a Tiszán levonult árhullámokat követően vizsgálták a frissen lerakódott üledék vastagságát. A 2000. évi nagy árvíz után jelentős akkumulációt mértek a parton, míg a rákövetkező évben, a tarpai gátszakadást okozó 2001-es árvíz után alig rakódott le hordalék az ártéren. A második évben az árvíz alacsony lebegtetett hordalékhozammal rendelkezett, s ez összhangban áll Kovács (2007) hordalékhozam elemzéseivel.

Összegezve a fentieket, kiemelendőnek tartom, hogy az ártér feltöltődésére ható tényezők két nagy csoportba sorolhatók. A vízgyűjtő egészén ható tényezők a rendszerbe jutó hordalék mennyiségét (input) határozzák meg, míg az árterek jellegzetességei a kiülepedést (output) befolyásolják. A két tényező közötti átmeneti csoportot képviselheti a folyó hordalékszállítása. Mint láttuk, az akkumulációt befolyásoló tényezők − tehát az ártérfeltöltődés mértéke is − térben és időben is jelentősen változnak. Ebből eredhet az, hogy nincs két egyforma akkumulációs mintázat ugyanazon helyen két egymást követő árvíz esetében sem (Kiss et al. 2002), de ugyanazon folyó két különböző folyószakaszán sem. Ha a fluviális rendszerben egyetlen tényező módosul, akár a vízgyűjtő területen, akár egy folyószakasz mentén, máris változik az ártérre kikerülő hordalék vastagsága és szemcseösszetétele, ezért az sem lehet meglepő, hogy a kutatók egymásnak ellentmondó vizsgálati eredményeket kaptak.

2.2. Az árterek feltöltődésének mértéke

Az ártéri üledék-felhalmozódás mértékét az utóbbi évtizedekben számos helyen meghatározták, szinte minden kontinensen történtek mérések. A kutatások során általában kétféle megközelítést alkalmaztak, vagy az utóbbi évszázadok során vizsgálták az ártéri akkumuláció ütemének időbeli változásait és okait (2.1. táblázat), vagy egy-egy árvizet követően a lerakódott

hordalék térbeli mintázatát és az azt befolyásoló tényezőket elemezték (2.2. táblázat). A hosszú távú (100-150 évet felölelő) mérések szerint a legtöbb esetben a feltöltődés üteme felgyorsult az emberi tevékenység hatására, általában egy nagyságrenddel növekedve (például Knox 1987, Benedetti 2003, Florsheim és Mount 2003, Owens et al. 2005 Mizugaki et al. 2006). Az egy-egy árvíz által okozott akkumulációt vizsgálva pedig általános az a következtetés, hogy a partok mentén jóval több anyag halmozódik fel, illetve hogy a különböző árvizek még ugyanazon helyen is eltérő vastagságú üledéket halmoznak fel (például Wyzga 1999, Benedetti 2003, Brooks 2005).

2.1. táblázat: Néhány hosszú távú ártér-feltöltődésre vonatkozó hazai és nemzetközi adat (A Tiszára vonatkozó méréseket az 2.3. táblázat tartalmazza.)

	Szerző	*Folyó, ország*	*Módszer*	*Vizsgált időszak*	*Feltöltődés üteme*	*Emberi tevékenység hatása*
Európa	Schweitzer (2001)	Körös, H	üledék profil	Folyószabályozás óta	160-180 cm	Szabályozások hatására gyorsuló ütem
	Botlik (2005)	Maros, H	DDM	Gátépítések óta (1886-)	Torkolatnál és hordalékkúp peremen: 1,3-1,6 cm/év, A kettő közötti szakaszon: 0,8-1,2 cm/év	-
	Oroszi (2009)	Maros, H	marker rétegek, pollen, nehézfém	Folyószabályozás óta (1846-)	Holtág: 1,3-2,4 cm/év Ártér: 0,2-0,6 cm/év	Utóbbi 40-50 évben gyorsuló feltöltődés
	Collins et al. (1997)	Exe, Severn, GB	^{137}Cs	1963-tól	0,91 cm/év 0,61 cm/év	-
	Nicholas és Walling (1997)	River Culm, GB	^{137}Cs és modellezés	kb. 35 év és egy-egy árvíz	1−16 mm/év	-
	Walling et al. (1998ab)	Ouse, Wharfe, GB	^{137}Cs	1954/63 óta	0,23−0,52 cm/év	-
	Owens et al. (1999)	River Ouse, GB	^{137}Cs, ^{210}Pb, kémiai elemek, mágneses tulajdonságok	20 sz.	0,11−1,04 g/cm^2/év	Nem mutatható ki, egyenletes a feltöltődés
	Hardy et al. (2000)	River Culm, GB	^{137}Cs és modellezés	kb. 35 év és egy-egy árvíz	5,2−8 mm/év	-
	Owens és Walling (2002)	River Tweed, GB	^{137}Cs, ^{210}Pb	20 sz.	1,9−5,9 kg/m^2/év	Erdőirtás és a gyepek feltörése, szántóvá alakítása (20 sz. elején) megnövelte a feltöltődés ütemét.
	Provansal et al. (2010)	Rhone, F	^{137}Cs, ^{241}Am, dendro-kronológa	1950-es évek óta	40−230 mm/év	Növekvő üledék-felhalmozódás, részben a folyószabályzás miatt
	Geerling et al. (2008)	River Waal, NL	GPS, 2D hidraulikus modell	1988-2004	átlag 3,7 cm/év	Mesterségesen létrehozott alacsonyabb ártér felszínen gyors feltöltődés
	Wallinga et al. (2010)	River Waal, NL	OSL	17. sz. óta	5−11 mm/év	Gyorsabb ártérfeltöltődés a helyi partbiztosítások, sarkantyúk és erőtelepítés hatására
	Klimek (2002)	Opava és Osobłoga, Pl	^{14}C és fémek	Középkor óta	8 mm/év	-
	Iglesias et al. (2007)	San Simón öböl, E	^{137}Cs, ^{210}Pb	1963 óta	3,1-6,2 mm/év	20. sz. második felétől intenzívebb akkumuláció

	Szerző	*Folyó, ország*	*Módszer*	*Vizsgált időszak*	*Feltöltődés üteme*	*Emberi tevékenység hatása*
	Keesstra (2007)	Dragonja SLO	^{137}Cs	1960-as évek óta	4,1−19,6 mm/év	A vízgyűjtő vissza erdősülése után egy nagyságrenddel lassult a feltöltődés
Észak-Amerika	Ritchie et al. (1975)	Mississippi, USA	^{137}Cs	1960-1969	0,9-6,5 cm/év	-
	Knox (1987, 2006)	Mississippi, USA	fémek, ^{137}Cs és ^{14}C	1820 óta	0,2−50 mm/év	Egy nagyságrenddel gyorsabb feltöltődés a bányászat és mezőgazdaság hatására, mint a hosszú távú átlag
	Hupp és Simon (1991)	Nyugat Tennessee folyói, USA	dendro-kronológa	20 sz.	0−59 mm/év	Szabályozások
	Benedetti (2003)	Mississippi, USA	^{137}Cs	1954 óta és egy-egy árvíz	10 mm/év	Egy nagyságrenddel gyorsabbá vált a feltöltődés a mezőgazdaság hatására
	Daniels (2003)	Muddy és Bush Rivers, NE, USA	^{14}C	késő holocén	0,2−200 mm/év	-
	Florsheim és Mount (2003)	River Cosumnes CA, USA	üledék-vizsgálat	elmúlt 1000 év	3−25 mm/év	1849 és 1920 között emberi tevékenység hatására hirtelen felgyorsuló feltöltődés
	Lecce és Pavlowsky (2004)	Blue River, WI, USA	fém markerek	19. sz. elejétől	0,5−15,8 mm/év	Egy nagyságrenddel gyorsabb feltöltődés az intenzív bányászat idején
	Ritchie et al. (2004)	Stemple Creek, CA, USA	^{137}Cs	1964-2002 1954-1964	0,26-1,84 cm/év 0,31-3,5 cm/év	Területhasználat változása miatt csökkent az akkumuláció (1950-es évektől, csökkent a művelt terület és nőtt a legelők területe a vízgyűjtőn)
	Soster et al. (2007)	Soda Butte Creek és Yellowstone River, USA	^{137}Cs és ^{210}Pb	1950-es évektől	0,0 −0,17 g/cm^2/év	-
	Kroes és Hupp (2010)	Pocomoke River, USA	Üledékek, ^{137}Cs dendrogeo-morfológia	1998-2002, 1963-2006, 1898-1998	0,6-3,6 mm/év, 0,24-7,4 mm/év, -11,9-1,7 mm/év	Folyószabályozás az 1900 évek közepén
Ausztrália és Óceánia, Ázsia	Rustomji és Pietsch (2007)	Lake Burragorang vízgyűjtő, AUS	üledék-vizsgálat, OSL, modellezés	19. sz. elejétől	0,06−16,4 mm/év	Az 1820-as évektől megkezdődő mezőgazdasági tevékenység hatására megnőtt a feltöltődés mértéke
	Gell et al. (2009)	Murrumbid-gee Murray, AUS	OSL, ^{210}Pb, ^{137}Cs, ^{14}C invazív pollenek, mágneses szuszceptibilitás	n.a.	1,7−30 mm/év	Az európaiak megtelepedése után megduplázódott a feltöltődési ütem, és 80-szorosára nőtt a késő holocén átlaghoz viszonyítva

	Szerző	*Folyó, ország*	*Módszer*	*Vizsgált időszak*	*Feltöltődés üteme*	*Emberi tevékenység hatása*
Ausztrália és Óceánia, Ázsia	Hughes et al. (2010)	Theresa Creek, ALIA	OSL és ^{137}Cs	19. sz. elejétől	0,9−4,0 mm/év	Az európaiak letelepedését követően (kb. 1850 után) 3-4-szeresére nőtt a felhalmozódás üteme
	Gomez et al. (1998)	Waipaoa, NZ	üledék-vizsgálat	1948 óta	6−18 mm/h	Erdőirtás a felső vízgyűjtőn a 19. sz. végén 20. sz. elején nőtt a lebegtetett hordalék hozam.
	Terry et al. (2002)	Wainimala River, Fiji	^{137}Cs	kb. 45 év, 1954 óta	3,2 cm/év	-
	Terry et al. (2006)	Falefa River, Szamoa	^{137}Cs	1963 óta	4 cm/év	-
	Mizugaki et al. (2006)	Kushiro Mire, J	^{137}Cs, ^{210}Pb, dendrológia	1981-2000 1975-1981 1939-1975	2 cm/év 8,9 cm/év 0,14 cm/év	Területhasználat változása és folyószabályozás hatására gyorsuló ütem

2.2. táblázat: Az egyes áradások során bekövetkező ártérfeltöltődés mértéke

Szerző	*Folyó, ország*	*Módszer*	*Vizsgált árvíz*	*Feltöltődés helye és mértéke*
Borsy (1972)	Szamos, H	terepi megfigyelés	1970	Folyópart: 20-30 cm
Oroszi et al. (2006)	Maros, H	terepi felmérés	2005.	Holtág partja: max. 15 cm
Oroszi (2008)	Maros, H	terepi felmérés	2006.	Folyópart: max. 11-26 cm, átlagosan 1,8-2,2 cm
Wyzga (1999)	Skawa, Skawinka, Visztula, PL	üledékgyűjtés, vízsebesség becslés, vízhozam mérés	1997. július	Folyópart: 6-30 cm Folyóhát: 15-20 cm Gátaknál: 0- 0,5 cm
Keesstra (2007)	Dragonja, SLO	terepi mérés, műfű	2001 - 2003	Átlagosan: 0-1,6 cm/év
Asselman és Middelkoop (1995)	Rhine, Meuse, NL	üledékcsapda, műfű	1993. január	Átlagosan: 0,47-0,82 mm
Mariott (1992)	Severn, GB	üledékminta gyűjtés	1990. január - február	Folyópart: 15 cm
Zhao et al. (1999)	River Severn, GB	terepi mérés árvíz után	1998. január	Folyópart: 0,7 cm
Ten Brinke (1998)	Waal, IJssel, NL	terepi vizsgálatok és távérzékelés	1993/94 1995	Átlagosan: 0,8-5,1 cm Átlagosan: 0,4-6,2 cm
Hooke és Mant (2000)	Guadalentin, E	terepi mérés és DEM	1997. szeptember	Átlagos maximum: 20-30 cm
Kesel et al. (1974)	Mississippi, LA, USA	terepi felmérés	1973. április - június	Átlagosan: 1,1-53 cm
Gomez et al. (1997)	Mississippi, USA	terepi vizsgálatok, távérzékelés	1993 nyara	Átlagosan: 0,1 – 0,4 cm
Miller et al. (1999)	Carson River, Nevada, USA	terepi vizsgálatok	1997. január	Átlagosan: 30 cm (0-45 cm) Növényborítottságtól és a folyótávolságtól függően
Benedetti (2003)	Mississippi, WI, USA	terepi mérés, mintagyűjtés	1993 és 1997 2001	Alacsonyan fekvő területen: 1,5-6 cm (második méréskor a fele) Ártéren: 3-15 cm Új folyóhát épült: 50 cm Szigeten: 1-35 cm
Pierce és King (2008)	Hatchie River, TEN, USA	terepi mérés évente egyszer	2002-2005	Üledékdugóknál: max 79,5 cm, Gázlóknál: max 32 cm, Szabályozatlan ártéri szakaszon: max 1,65 cm

Szerző	*Folyó, ország*	*Módszer*	*Vizsgált árvíz*	*Feltöltődés helye és mértéke*
Brooks (2005)	Red River MT, CAN	terepi mérések	1999	Övzátonyon: 21 cm Part menti 30 m széles sávban: 3-21 cm Parttól 30-50 m-re: 0-5 cm Parttól 50-70 m-re: 0-2 cm

Hazai folyóink esetében viszonylag kevés adattal rendelkezünk egy-egy áradás hullámteret feltöltő hatásával kapcsolatban, bár ez fontos szerepet játszhat az árvizek magasságnövekedésében. Az utóbbi évtizedben főként a Tisza kutatása került előtérbe a Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztése kapcsán. Az ártéri akkumuláció mértékére irányuló vizsgálatok eredményei nehezen összehasonlíthatók (2.3. táblázat), hiszen még ugyanazon folyó más-más szakaszain is eltérő az ártér feltöltődését meghatározó paraméterek egymáshoz viszonyított aránya (pl. elöntés időtartama, áramlási viszonyok, az áradás energiaviszonyai, a szállított üledék mennyisége és minősége, az ártér geomorfológiai viszonyai és szélessége, növényzet szerepe).

2.3. táblázat: A Tisza hullámterén az ártérfeltöltődés mértéke a 19. századi szabályozási munkákat követően

Szerző	*Terület*	*Módszer*	*Időszak*	*Az ártérfeltöltődés teljes mennyisége (és üteme)*
Károlyi (1960)	Tisza hazai szakasza	VO-szelvények[1]	1838-1957	szűk hullámtéren: 0,8-1.6 m (0,6-1,3 cm/év) széles hullámtéren: 0,2-0,5 m (0,1-0,4 cm/év)
Jakucs (1982)	Alföldre érkező folyók	számítások		hullámtéren átlagosan 1,25 cm
Keller és Marsovszki (1992)	Tisza alsó szakasza	na	na	övzátonyon 30 cm/árvíz
Kiss és Fejes (2000)	Mindszent	friss üledék mérése	1998, 1999	parton: 30-100 cm hullámtéren: 1 cm
Nagy et al. (2001)	Szolnok	üledék-vizsgálatok	folyószab. óta	folyóhát: 10-45 cm/áradás
Schweitzer (2001)	Kisköre alatti szakasz	na	1976-1983	átlag 30 cm a hullámtéren
Szlávik (2001)	Közép- és Alsó-Tisza	VO-szelvények	1976-1983	folyópart mentén: 0,35 m (5 cm/év) övzátonyon, folyóháton: 0,70 m (10 cm/év) hullámtér átlagosan 1 cm/év
Gábris et al. (2002)	Tiszadob	DDM	1846-1983	hullámtéren: 0,15-0,59 m (0,1-0,4 cm/év)
Kiss et al. (2002)	Mindszent	friss üledék mérése	2000, 2001	övzátonyon: 30 cm hullámtéren: 0,1-0,5 cm 2001-ben méréshatár alatt
Schweitzer et al. (2002)	Szolnok	üledék-vizsgálatok	folyószab. óta	övzátonyon, folyóhát 10 cm/nagyárvíz
Braun et al. (2003)	Szolnok	szemcseösszetétel, elemkoncentráció, ^{137}Cs	1916 óta	övzátonyon (2-3 cm/év)
Gönczy és Molnár (2004)	Feketeardó Tiszaszirma-Sásvár (Kárpátalja)	friss üledék mérése üledékfogóval	2002	part mentén, folyóháton: 5,81- 6,81kg hullámtéren: 1,53-0,29 kg töltés lábánál: 0-0,17 kg
Balogh et al. (2005)	Vezseny	szabályozások előtti eltemetett paleotalaj	1857-2005	hullámtéren: 0,4-0,75 m (0,2-0,5 cm/év) övzátonyon: 1,70-1,83 m (1,1-1,2 cm/év) holtágban: 1,5 m felett (1,0 cm/év felett)

[1] A Vízrajzi Osztály által 1890-ben létesített térképezési alappont hálózat.

Szerző	*Terület*	*Módszer*	*Időszak*	*Az ártérfeltöltődés teljes mennyisége (és üteme)*
Vass (2007)	Felső-Tisza Tarpai gátszakadás	friss üledék	2001	part közelében 150 mm gát lábánál <1 mm mentett oldalon sarlómedrekben 20-25 mm
Félegyházi (2008)	Gulács	pollen, C^{14}	1980-2003	magasparton: 5 cm/év
Szabó et al. (2008)	Gulács	nehézfém markerek	1946-2008	hullámtéren: 0,58-0,60 m (0,9-1 cm/év)
Dezső et al. (2009)	Gulács	^{137}Cs	1986-2006	folyóparton 30-32 cm (1,5-1,6 cm/év)
Vass et al. (2009b)	Felső-Tisza	DDM, szintezés, keresztszelvény	1856-1968	hullámtéren 0,2-1,1 m (0,2-1 cm/év)

Az ártéri akkumuláció mértékének ismerete kulcsfontosságú elem az árvizek hidrológiai vizsgálatához és az árvízi előrejelzéshez. Mivel a feltöltődés jelentős mértékben képes csökkenteni az árterek, és különösen a mesterségesen leszűkített hullámterek vízszállító képességét (Keesstra 2007, Hudson et al. 2008), gyakorlatilag az ártérfeltöltődés ütemével kellene a gátakat magasítani. Gábris és munkatársai (2002) valamint Kiss és munkatársai (2002) számításai szerint a Tisza hullámterének kereszt-szelvény területe (tehát a vízszállító képessége) a szabályozások óta 5-16 %-kal csökkent a feltöltődés hatására, s ez igen fontos szerepet játszott az 1998 és 2006 között levonuló árvizek többször rekordot döntő vízszintjében (Lóczy és Kiss 2008).

A nemzetközi mérnöki gyakorlatban leginkább a hosszabb-rövidebb mederszakaszok helyes kezelésére és helyreállítására törekednek, és ezért a legtöbb tanulmány magával a mederrel foglalkozik (Downs és Gregory 2004, Gregory et al. 2008,). Ugyanakkor Pierce és King (2008) kiemelik, hogy árvizekkor a fluviális folyamtok egy része az ártereken zajlik, s ezek érinthetik leginkább a társadalmat, ezért az árterekkel, és különösen a feltöltődésük mértékével is kiemelten kell foglalkozni. Célszerű lenne tehát egy-egy folyó ugyanazon szakaszán ugyanazzal a módszerrel, hosszabb időszakot felölelve vizsgálni az egyes árvízi események során az ártéren lerakódott hordalék vastagságát.

2.3. A hosszú- és rövid távú akkumuláció mérésének módszertana

Az ártéri akkumuláció mértékének megállapítására különböző mérésekkel születtek eredmények mind a hazai mind a nemzetközi szakirodalomban. Számos olyan fizikai és kémiai módszer létezik, amely az üledékvizsgálat során annak mennyiségi és minőségi paramétereinek meghatározásával segíti a folyóvízi folyamatok, köztük az ártérfeltöltődés megismerését. Ebben a hagyományos módszerek mellett az utóbbi években egyre nagyobb teret kap a térinformatika alkalmazása (légifelvételek használata, domborzatmodellek készítése, kiértékelése) és a hidrológiai folyamatok modellezése (Hardy et al. 2000, Temmernman et al. 2004). Ebben a fejezetben a hosszú- és rövid távú (egy áradás okozta) ártérfeltöltődés vizsgálatának módszereit mutatom be a szakirodalom alapján.

Az akkumuláció mértékének számszerűsítéséhez leggyakrabban alkalmazott módszerek használatához, azaz az üledék fizikai és kémiai paramétereinek vizsgálatához elengedhetetlen a jól kiválasztott mintaterületen a mintavétel helyének és sűrűségének helyes meghatározása, szem előtt tartva a kutatás céljait. Mind a hosszú-, mind a rövid távú akkumuláció mértékének meghatározásához leggyakrabban alkalmazott módszer a pontmintavétel. A hosszú távú vizsgálatok esetében egy mintaterületről egy vagy – legtöbb esetben – több kutatóárokból vagy fúrásból előre meghatározott mélységközönként üledékmintákat gyűjtenek be. A szakirodalom szerint igen eltérő mélységközönként történnek mintavételek, egy üledék profilból általában 1-5 cm-ként vesznek mintákat a kutatók (Ritchie et al. 2004, Walling 2005, Iglesias et al. 2007, Szabó et al. 2008, 2010, Kroes és Hupp 2010). Martin (2000) a németországi Lahn folyó mentén 38 mintavételi pontot jelölt ki és a nehézfém vizsgálatokat 10 cm-ként vett mintákon végezte el. Véleményem szerint ez a mintavétel már nem reprezentatív, hiszen a mintavétel intervalluma sokszorosan meghaladja a

feltöltődés éves-évtizedes ütemét, és az üledékben a nehézfém koncentráció maximumok „elkenődnek”, így azok markerrétegként való alkalmazhatósága korlátozottá válik.

Az üledék profilban ismert korú markerrétegek beazonosítása segítheti az akkumuláció mértékének meghatározását. A jelzőréteg kijelölése történhet (1) hirtelen éles szemcse-összetételbeli változás, (2) radioaktív izotópok, (3) nehézfémtartalom, (4) mágneses tulajdonságok, (5) pollenek, (6) ismert korú eltemetett talajok és (7) mesterséges felszínek segítségével (Chan et al. 2001, Kiss et al. 2004, Balogh et al. 2005, Geerling et al. 2008, Szabó et al. 2008, Gell et al. 2009, Félegyházi 2010).

Az ártéri üledék fizikai paramétereinek változása információt ad a vízgyűjtő területen bekövetkezett változásokról. Legfőképp az emberi tevékenység hatására a vízgyűjtő felső részén történt olyan változásokról, melyek módosítják az hordalékképződés − szállítás − felhalmozódás folyamatát, amelynek eredményeként megváltozik az ártéri üledékek szemcseösszetétele. Ilyen antropogén beavatkozás lehet az ember megtelepedése, az erdőirtás vagy a mezőgazdasági tevékenység, amelyek megnövekedett eróziót eredményeznek és az ártéren az addigi finomszemcsés üledék durvább, homokosabb összetételűvé válik (Lecce és Pavlowsky 2004). A vízgyűjtő területen a mezőgazdasági művelés felhagyása (Foster et al. 2007) és a beerdősödés az ártéri üledékképződésben ezzel ellentétes hatást eredményezhet, azaz a finomabb szemcse-összetételű üledék akkumulálódhat az ártéren, vagy üledékhiány keletkezhet (Keesstra et al. 2005). A vízgyűjtő területen bekövetkezett változások mellett a folyószabályozások hatására a megnövekedett energiájú folyó szállította hordalék szemcsösszetétele is durvábbá válhat, és ez a változás megfigyelhető lesz az ártér jellegzetes területein (levágott folyókanyarulatok és az új vezérárok mentén) akkumulálódott üledék mennyiségi és minőségi paramétereinek alakulásában is (Braun et al. 2003, Oroszi és Kiss 2004, Balogh et al. 2005). A hosszú távú üledékképződés mértékének vizsgálatakor a szemcse-összetételbeli változást gyakran együtt elemzik a nehézfém- és radioaktív izotóptartalommal (Taylor 1996, Walling és He 1997, Iglesias et al. 2007).

A radioaktív izotópok közül az üledék korának meghatározására főleg a rövid felezési idejűek alkalmasak, például a cézium-137 izotóp, melynek felezési ideje 30,17 év és az ólom-210 izotóp 22,2 év felezési idővel. A ^{137}Cs mesterséges radionukleid, a nukleáris fegyverek légköri tesztelésekor került először a környezetbe az 1950-es években, és az északi féltekén kiülepedése egészen az 1970-es évek elejéig megfigyelhető volt. Nagy mennyiségű ^{137}Cs került a légkörbe az 1986-ban bekövetkezett csernobili atomerőmű-baleset során, amely szintén megjelenik az üledék profilban, főként az európai mintaterületeken. Az üledéksorban megtalálható cézium egyrészt származhat a légköri kiülepedésből, amely az akkori felszínre került majd eltemetődött, másrészt kerülhet a felső vízgyűjtő felszínéről erózió által mobilizált, majd az ártérre áthalmozódott hordalékkal. Ez utóbbi koncentrációja az üledékben már nem éri el azt az értéket, ami a természetes kiülepedéskor adódott. A magasabb ^{137}Cs koncentrációt mutató üledékrétegek eltemetődésének kora tehát ismert, amiből következtethetünk az ártéri akkumuláció mértékére (Stokes és Walling 2003).

A ^{137}Cs izotóp mellett az ^{210}Pb mérése ad alternatív lehetőséget az eltemetett ártéri üledék korának és az akkumuláció mértékének meghatározására. Az ólom-210 izotóp az urán-238 természetes bomlásából, valamint a radon-222 és a rádium-226 bomlása során kerül a légkörbe, majd onnan nedves kiülepedéssel a felszínre. A ^{210}Pb kiülepedés folyamatosnak tekinthető, tehát a bomlási időt figyelembe véve az üledék profilban egy exponenciális csökkenés figyelhető meg, így következtetni lehet az üledék korára és az akkumuláció mértékére (Stokes és Walling 2003). Iglesias és munkatársai (2007) kutatása azt mutatja, hogy a ^{210}Pb és ^{137}Cs más radionukleidekkel együtt a szerves anyagban gazdag, finomszemcsés üledékekben dúsul fel.

Számos kutató sikeresen alkalmazza a radioaktív izotópokat marker rétegek beazonosítására és a feltöltődés mértékének meghatározására ártéri üledékben (Walling et al. 1998ab, Owens et al. 1999, Braun et al. 2003, Ritchie et al. 2004,Terry et al. 2006, Soster et al. 2007, Gell et al. 2009, Dezső et al. 2009), folyótorkolatoknál (Iglesias et al. 2007) és tavak üledékeiben (Winter et al. 2001).

A radiokarbon kormeghatározást főként az ártéren található elhagyott folyómedrek, holtágak és lápok üledékeiben alkalmazzák a feltöltődés mértékének meghatározására. A radiokarbon

vizsgálat a 100-150 éves ártéri üledék korának megállapításakor pontatlan eredményeket ad, de az idősebb üledékek korának megadására már alkalmas (Knox 1987, 2006, Daniels 2003, Félegyházi 2008, Gell et al. 2009). Eltemetett ártéri talajok ^{14}C datálásánál gondot jelent, hogy a recens gyökerek átszövik a talajt, valamint a kicsapódott karbonátok is módosítják az eltemetett üledék korát (Mahaney és Terasmae 1988).

Az ártéri holtágak lefűződésének kora és feltöltődésük mértéke a radiokarbon kormeghatározás mellett pollenanalitikai vizsgálatokkal is meghatározható Félegyházi (2008, 2010). Oroszi és Kiss (2004) kutatásaik során ismert időpontban megjelent özönnövények pollenjeivel határozták meg a 19. századi folyószabályozásokat követő holtágakban a feltöltődés mértékét.

Az ártéri üledék-felhalmozódás mértékének meghatározásához a nehézfém szennyeződéseket, mint markerrétegeket alkalmazzák a nemzetközi (Taylor 1996, Martin 2000, Knox 2006, Iglesias et al. 2007) és a hazai kutatások során (Braun et al. 2003, Szabó et al. 2008, 2010). Főként az ismert időpontban antropogén hatásra megjelenő, a természetes eredetű nehézfémtartalomnál magasabb nehézfém-koncentrációjú üledékek szolgálhatnak jelzőrétegként az üledékprofilban. Az antropogén hatásra feldúsuló nehézfémek (pl. Pb, Cu, Zn) a folyó felső vízgyűjtő területén működő bányászat, ipari tevékenység következtében kerülhetnek az ártéri üledékbe (Taylor 1996, Knox 2006). Mivel a bánya működésének illetve az esetleges szennyeződésnek az ideje ismert, ezért az üledék profilban a nehézfém markerréteg kora is beazonosítható, így az akkumuláció mértékére is következtetni lehet. A vas és alumínium a mezőgazdaság fellendülését követően, a foszfor, a réz és a cink a folyóba ömlő szennyvíz hatására, az ólom pedig az ipari forradalmat követően van jelen nagyobb mennyiségben az ártéri üledékben (Iglesias et al. 2007). A nehézfémek közül markerrétegként a legtöbbet alkalmazott elem az ólom (Braun et al. 2003, Taylor 1996), mivel ez a nehézfém − a rézzel együtt − a többi nehézfémtől eltérően kevésbé mobilis az üledékrétegben a közeg kémhatásának változása ellenére is (Alloway 1999).

A kutatók a fent ismertetett módszerek mellett az üledék mágneses tulajdonságai közül a mágneses szuszceptibilitás értéket (χ) is alkalmazzák az akkumuláció mértékének megadására. A mágneses szuszceptibilitás az üledékben jelenlevő mágneses tulajdonságú ásványok jelenlétét mutatja és szorosan korrelál az üledékek fizikai és kémiai paramétereivel (Oldfield 1991). Az értékét befolyásolhatják a különböző antropogén szennyeződések is (Yu és Oldfield 1993, Magiera et al. 2006). A mérés segítségével az eltérő tulajdonságú, más területről érkező üledékek azonosíthatók a kutatási szelvényekben (King et al. 1982, Walden et al. 1997). A fent említett vizsgálatok (^{137}Cs, ^{210}Pb) és a mágneses szuszceptibilitás együttesen pontosabb eredményt adhatnak a vizsgálat során (Hutchinson 1995), hiszen Georgeaud és munkatársai (1997) valamint Chan és munkatársai (2001) vizsgálatai alapján az üledékek nehézfém koncentrációja (különösen a Pb, Zn, Cd, Cu és Cr) és a mágneses tulajdonságai között pozitív korreláció mutatható ki.

A röntgensugaras mérés (XRF) a minták elemi összetételéről ad információt. Az antropogén beavatkozások és szennyeződések azonosítására használják (Osán et al. 2002, Braun et al. 2003), valamint az üledék eredetéről is felvilágosítást adhat (Miguel et al. 2005).

Az ártéri folyamatok vizsgálata során a geomorfológiai kutatások között a dendro-geomorfológia, azaz a fák korának és az eltemetett gyökerek mélységének vizsgálata is alkalmazható módszer. Az adott mélységben található járnok-gyökerek kora megadja az eltemetődésének idejét, ezáltal a különböző korú gyökerekből az eltemetődés ütemét lehet meghatározni, ami megegyezik az akkumuláció mértékével (Hupp és Bornette 2003, Kiss és Sipos 2009). A kutatók az ártérfeltöltődés vizsgálata során ezt a geomorfológiai módszert egyéb vizsgálati módszerekkel együtt alkalmazzák (Mizugaki et al. 2006, Kroes és Hupp 2010, Provansal et al. 2010). A hazai kutatók a folyóvízi folyamatok vizsgálatában a dendro-geomorfológiát a szigetvándorlás (Sipos 2006) és az övzátony-fejlődés vizsgálata során (Blanka és Kiss 2006) alkalmazzák.

Az OSL (optically stimulated luminescence) kormeghatározás olyan módszere, amely során meghatározzák azt az időtartamot, amióta az üledékben lévő kvarc és földpát szemcsék napfénytől elzárva vannak. Ez a módszer igen széles időskálában képes a kormeghatározásra, viszont folyóvízi

üledékeknél viszonylag nagy pontatlanság jellemzi, ezért főként más módszerekkel együtt alkalmazzák az ártéri akkumuláció mértékének meghatározásában (Gell et al. 2009, Hughes et al. 2010). Wallinga és munkatársai (2010) az OSL kormeghatározás eredményeit összevetették más módszerekkel, és megállapították, hogy ez a módszer a ^{137}Cs méréshez hasonló eredményeket adott.

Az üledék fizikai és kémiai paramétereinek vizsgálata nélkül határozta meg az akkumuláció mértékét több hazai kutató is (Gábris et. al. 2002, Botlik 2005, Vass et al. 2009b, Kiss et al. 2011), a térinformatika adta lehetőségeket kihasználva. Egy adott állapotról (időpontban) készített térképet alapul véve digitális domborzatmodellt készítettek, amelynek segítségével a szabályozások óta a hullámtéren felhalmozódott üledék vastagságát adták meg, amihez felhasználták a szabályozott, gátak közé szorított folyó hullámtere és a mentett oldal közötti szintkülönbséget. Károlyi (1960) keresztszelvények mentén a felmért árvízvédelmi töltésen belüli hullámtér és a mentett oldal közötti magasságkülönbség alapján adta meg a folyószabályozások óta történt hullámtér feltöltődés mértékét. Gomez és munkatársai (1998) szintén keresztszelvényeket használt egy aktívan fejlődő kanyarulat elmozdulásának feltérképezésére, és a különböző időpontokban készített felmérések egymásra szerkesztésével az ártér magasodása is számszerűsíthetővé vált.

A hosszú távú akkumuláció mértékének megállapítására a fent említett módszerek önmagukban vagy kombinálva is alkalmazhatók. Egyre több olyan kutatási eredménnyel lehet találkozni a szakirodalomban, ahol több vizsgálati módszert alkalmaznak egymás mellett (Owens et al. 1999, Gell et al. 2009). Vannak kutatások, ahol a különböző módszerek megerősítették egymás vizsgálati eredményeit (Wallinga et al. 2010), de léteznek olyanok is, ahol az alkalmazott módszerek más-más eredményt adtak (Provansal et al. 2010). Véleményem szerint az üledék-felhalmozódás mértékének meghatározására célszerű több vizsgálati módszert is alkalmazni, így az egyes mérési módszerekből eredő hibák mérsékelhetők, így pontosabb adatot kaphatunk.

Itt említem meg azt a módszert, amely közvetlenül nem az akkumuláció mértékének meghatározására, hanem az ártér feltöltődésének mértékét befolyásoló területhasználat változás feltérképezésére szolgál, és számos kutató alkalmazza vizsgálatai során (Steiger et al. 2001a, Temmerman et al. 2003, Kasai et al. 2005, Oroszi és Kiss 2006, Provansal et al. 2010). Mind a vízgyűjtő terület, mind az ár- és hullámtér területhasználatának, növényborítottságának és a terület geomorfológiájának változása is nyomon követhető ezzel a módszerrel. A különböző történelmi korokban készült térképek egymásra illesztése térinformatikai szoftverek segítségével történik. A vízgyűjtő területen akár természetes, akár antropogén hatásra bekövetkező növényborítottság változás befolyásolja az erózió mértékét és így a szállított hordalék mennyiségét is. Az ártér morfológiájában és növényborítottságában történt változás módosíthatja a terület vízvezető képességét és az elöntés gyakoriságát is (Steiger et al. 2001a). Az ártéren zajló folyamatok megértéséhez fontos a vízgyűjtő terület és a folyó több évszázados fejlődéstörténetének ismerete, amint azt Somogyi (1974) is hangsúlyozta.

A hosszú távú ártéri üledék-felhalmozódás mértékének megadása mellett az egy-egy áradás során lerakódott üledék mennyiségének meghatározására is számos példa van (Kiss és Fejes 2000, Hooke és Mant 2000, Kiss et al. 2002, Steiger és Gurnell 2002, Benedetti 2003, Brooks 2005, Oroszi et al. 2006, Vass 2007, Oroszi 2008). A rövid távú akkumuláció mértékének meghatározása több módszerrel is történhet: (1) az árvízi eseményt követő felméréssel, (2) természetes és mesterséges jelzőrétegek figyelembevételével, (3) eróziós tűk és (4) üledékcsapda segítségével, valamint (5) a lerakódott üledék mennyiségére következtetni lehet a hordalékszállítási veszteségből is (Kiss és Fejes 2000, Hooke és Mant 2000, Steiger et al. 2001a, Csépes et al. 2003, Steiger et al. 2003).

Az áradás utáni terepi felmérés - mindennemű előkészület nélkül - akkor sikeres, ha a korábban akkumulálódott üledék szerkezete és/vagy színe eltér a frissen lerakódott üledékétől (Kiss és Fejes 2000, Vass 2007). Az áradást megelőzően feltérképezett természetes és az előre kihelyezett mesterséges jelzőrétegek segíthetik az akkumuláció vastagságának meghatározását. Természetes jelzőrétegként alkalmazzák az eltemetett lágyszárú növényeket vagy az ősszel keletkező avarréteget is (Oroszi et al. 2006). Mesterséges jelzőrétegként az ártéren vörös homokot, tégla port, szénport, földpátot alkalmaznak, viszont ezek az anyagok az áradás alkalmával az áramlási viszonyoktól

függően elszállítódhatnak vagy keveredhetnek a friss üledékkel (Steiger et al. 2003). Az árvíz levonulását követően a frissen lerakódott üledék alját ez a marker réteg adja. Fontos, az olyan jelző réteg kiválasztása, melyet az áramlások nem tudnak mobilizálni, ellenkező esetben a mérés pontatlan lesz (Steiger et al. 2003).

A mintaterületre az áradást megelőzően kihelyezett eróziós tűkkel nemcsak az erózió mértéke, hanem adott esetben a tű eltemetett hosszából az akkumuláció nagysága is meg adható. Ennek a módszernek nagy előnye, hogy olcsón kivitelezhető és egyszerű a használata, viszont a helyi áramlási viszonyokat befolyásolhatja, így módosulhat a lerakódott üledék vastagsága is (Steiger et al. 2003).

Az egy árvíz által lerakott ártéri üledék mennyiségének meghatározására nagyon változatos üledékcsapdákat használnak a kutatók. A talaj felszínére helyezett furnérlemez tábla, a nehezebb égetett agyag korongok és a műfű is megtalálható az akkumuláció mérésére szolgáló üledékcsapdák között (Asselman és Middelkoop 1998, Steiger et al. 2001b, Steiger és Gurnell 2002, Steiger et al. 2003). A mesterségesen előállított érdességű felszínekkel a természetes körülményeket próbálják szimulálni. Az ismert felszíni kiterjedésű üledékcsapda lehetőséget ad arra, hogy megadjuk az adott ponton a lerakódott hordalék térfogatát, súlyát, illetve az üledék fizikai és kémiai paramétereit (Steiger et al. 2003). Az üledékcsapdát elhelyezhetik a talaj felszínén, vagy a fölött bizonyos magasságban, például Vass és munkatársai (2009a) az ártéren mintavételi pontonként két szintben, a felszíntől 10 és 40 cm magasságban helyezett el üledékcsapdákat.

Asselman és Middelkoop (1995) az ülepedést a mintaterületen szabályos rendben elhelyezett mesterséges gyepszőnyeggel mérték, amelyek üledékcsapdaként való alkalmazása sikeresnek bizonyult az üledék mennyiségének és a lerakódás térbeli mintázatának megállapítására. Az alkalmazott interpolációs módszer segítségével a mintaterületekről üledék-felhalmozódási rasztertérképet kaptak.

A GIS módszereket alkalmazva nagy kiterjedésű elöntött területek üledék-felhalmozódása is megadható a légifelvételek (pl. Landsat 5 TM) adatai és a terepi mérések során mért üledék vastagság alapján (Gomez et al. 1997, Ten Brinke et al. 1998). Hooke és Mant (2000) ArcInfo felhasználásával különbségtérképet szerkesztett egy áradás előtti és utáni felszín magasságviszonyai alapján, amelyen jól láthatók a mintaterület akkumulációs és eróziós helyei.

A lebegtetett hordalékhozam mérése a folyó egy adott szakaszán lerakódott finomszemcsés üledék meghatározására alkalmas módszer. A vízfolyás két adott pontján mért hordalékhozam különbsége adja meg az adott folyószakaszon lerakódott üledék mennyiségét (Csépes et al. 2003). A friss üledék mennyiségének meghatározására ez egy közelítő értéket ad, nagyon pontatlan módszer, mert a parterózió során a folyóba került hordalék módosíthatja a fent meghatározott értéket, illetve a hordalék a mederben és a parton is lerakódik, ahonnan könnyen ismételten mobilizálódhat. Ezt a módszert más módszerekkel együtt szokták alkalmazni (Steiger et al. 2003, Walling és He 1998).

Mint a fejezetben bemutattam, a hosszú- és rövid távú akkumuláció vizsgálatára számos vizsgálati módszer áll rendelkezésünkre. A megfelelő módszer(ek) kiválasztásához szükséges ismerni azok használhatóságát, megbízhatóságát, pontosságát és költségeit is. (A kutatásaim során a fent bemutatott módszerek közül főként azokat alkalmaztam, melyek a Szegedi Tudományegyetem Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszékén rendelkezésre álltak.)

3. A Tisza általános jellemzése

A Tisza hullámterén jelenleg zajló folyamatok vizsgálatához elengedhetetlen a futásvonal és az árterek földtörténeti fejlődésének ismertetése, a vízrendszer általános jellemzése és a főbb hidrológiai tulajdonságok bemutatása. Ebben a fejezetben célom főleg az Alsó- és a Közép-Tisza rövid bemutatása, ahol a mintaterületek is találhatók.

3.1. A Tisza futásvonalának kialakulása

A negyedidőszakban az Alföld felszínfejlődését a Duna, a Tisza és mellékfolyóik munkája, illetve a tektonikus mozgások határozták meg (Borsy 1989, Mike 1991). A vízhálózat csak ekkor kezdhetett kialakulni, mert korábban a Pannon-medencét közel 8 millió éven keresztül a Pannon-tó foglalta el, amely legelőször a Dunántúlon és az Alföld északi részén töltődött fel (Borsy 1982). A Dél-Alföldön a Csongrád-Szentes-Makó-Szeged térségében lévő süllyedék irányította a folyók futásirányát, amely a negyedidőszakban a legmélyebb és legjobban süllyedő terület volt (Borsy 1989). A Duna a negyedidőszak elején a tektonikus mozgások hatására a Visegrádi-szoroson át a Csongrád-Szeged irányba folyt, a többi ideérkező folyóval együtt folyamatosan feltöltve a dél-alföldi Pannon-tavat. A Tisza a Nyírség felől a Körösök medencéjén keresztül Csongrád irányába tartott, ahol a Dunába ömlött (Borsy 1982). Ebbe az irányba tartottak az Északi-középhegységből lefutó folyók is (Zagyva, Sajó, Hernád), melyek a középhegység lábánál egy szélesen elterülő, főleg durva szemű hordalékból álló hordalékkúp-síkságot építettek (Félegyházi et al. 2003).

A negyedidőszaki üledékek eltérő vastagsága és a kutatófúrásokkal feltárt fosszilis talajok azt mutatják, hogy az akkumuláció sem térben, sem időben nem volt folyamatos (Frisnyák 1988, Borsy 1989). A változó vastagságú folyóvízi üledékeket egyes helyeken tavi és mocsári üledékek borították be, míg másutt futóhomok rétegek tanúsítják a terület ármentessé válását. A negyedidőszaki üledéksor vastagsága az Alföld nem süllyedő felszínein megközelítőleg 40-50 m, ami 1,7-2,1 cm/1000 év feltöltődési ütemnek felel meg (Jakucs 1982). Ugyanakkor a gyorsabban süllyedő területeken több száz méter is lehet az üledék vastagsága. A Dél-Alföldön akár 500-700 m-t is elérte a felhalmozott üledék vastagsága, ami 21-29,1 cm/1000 év akkumulációs rátának felel meg, míg a Dél-Jászság területén a negyedidőszaki üledék-felhalmozódás 300-400 m vastagú, ami 12,5-16,6 cm/1000 év feltöltődési ütemet jelent (Borsy 1982). Az intenzív feltöltődést elősegítette az interglaciálisok csapadékosabb klímája is, amikor a nagy vízhozamú folyók nagymennyiségű hordalékot szállítottak (Mike 1991). A folyók fő futásiránya a würm glaciálisig nem változott jelentősen, bár a tektonikus mozgások hatására medrüket gyakran változtatták (Borsy 1989).

A würm elején a Szegedi-süllyedék erősebb süllyedése miatt a Duna folyásiránya fokozatosan dél felé tolódott, a Tisza és a Szamos – elhagyva a nyírségi hordalékkúpot – a mai Ér-völgy környékére került, ahol egy széles és mély völgyet dolgozott ki. A Duna a würm közepén a kalocsai-bajai-zombori süllyedék hatására fokozatosan nyugati irányba, a mai helyére vándorolt. A Tisza mintegy 26-28 ezer éve a Bodrogköz és a Beregi-síkság erőteljesebb süllyedése miatt elhagyta az Ér-völgyet és a Nyírséget északi irányból kerülte meg, majd Tiszalök tájékán délnek fordult és a Hajdúhát nyugati részén, az egész Hortobágy területét bejárva folyt a Dél-alföldi süllyedék irányába. A Tisza futásvonalának áttevődésével a mellékfolyóinak futása is megváltozott (Borsy 1989, Borsy et al. 1989). A Sajó és a Hernád már nem haladt át a Hortobágyon, hanem a Borsodi-ártéren torkollott a Tiszába, ezzel a Berettyó-Körös vidék elvesztette hidrográfiai központi jellegét. A Szamos még néhány ezer évig az Ér-völgyben folyt, majd mintegy 14-16 ezer évvel ezelőtt csatlakozott a Tiszához a Beregi-síkságon (Frisnyák 1988, Borsy 1989). A würm közepén a Dél-Jászság területének süllyedése a Cserhátból és Mátrából eredő Zagyvát és Tarnát vonzotta magához (Borsy 1982), miközben az Alföld délkeleti részén a Maros építette hordalékkúpját (Somogyi 2000).

A holocén folyamán a Tisza mellékfolyóival együtt többször − bár nem a korábbi mértékben − változtatta futását (Somogyi 2000), ezt bizonyítják a Bodrogközben található elhagyott medrek (Félegyházi et al. 2003), az itteni 40-50 m vastagság pleisztocén üledékhiány, a Szatmár-Beregi-síkságon látható kanyarulat nyomok (Mike 1991), illetve a közép-tiszai medermintázat típusok (Gábris et al. 2001). A Tisza mai futásirányát a szubboreális fázisban vette fel, ugyanis

ekkor tovább süllyedt a Dél-Jászsági és a Dél-Hevesi síkság. A folyó a késő glaciálistól kezdve − az eróziobázis süllyedése miatt − a Szeged és Szentes közötti szakaszon kisebb mértékben bevágódott alluviális síkságába, amely később kiterjedt Szentes-Szolnok szakaszra is (Pécsi 1969, Gábris 1985). A holocén második felében már nem épültek tovább a hordalékkúpok, sőt a folyók oldalazó eróziós tevékenysége miatt csökkent a hordalékkúpok kiterjedése (Borsy 1982). A meanderező Tisza teljesen átforgatta az árterének anyagát, a bevágódás eredményeként jött létre a magas és alacsony ártereket elválasztó magaspart (Gábris 1985). Már az atlantikus fázistól kezdve nagy területű mocsarak, lápok keletkeztek az alacsonyártéren, amelyeket csak a szabályozások során szüntettek meg (Frisnyák 1988). A folyó egykori kanyarulatainak fejlődéséről tanúskodnak az elhagyott medrek és ártéri formák, amelyek mintázata magyarázatot ad az Alföld változatos talajtípusaira, a talajnedvesség különbségeire valamint a növény- és állatvilág sokszínűségére (Mike 1991, Somogyi 2000). A késő pleisztocén és holocén időszak átlagos feltöltődésének mértéke 0,2-0,8 mm/év ütemű lehetett (Borsy et al. 1989, Félegyházi et al. 2004), bár ez az ütem fázisonként illetve térben is jelentős különbségeket takar.

A jelenkori felszínfejlődést alapvetően meghatározza a 19. századi folyószabályozás és mindazon következményei, amelyek mint "adottságok" értékelhetőek a szabályozott területeken (Szlávik 2001). A folyószabályozások óta az antropogén beavatkozás és annak közvetett vagy közvetlen hatásai fontos tényezők a Tisza és egykori árterének fejlődésében. A szabályozások a meder alakulását még a tektonikus mozgásoknál is erőteljesebben meghatározzák. A társadalom fejlődésével pedig ez a folyamat egyre inkább meghatározóvá válik, egyre inkább az ember irányítja a folyómeder alakulását, változását (Mike 1991).

3.2. A Tiszán véghezvitt folyószabályozási és ármentesítési munkák

A 19. századi átfogó vízrendezési munkák előtt a Tisza alföldi szakaszára a széles ártér, a csekély esés és a nagyfokú kanyargósság volt jellemző. A rossz lefolyási viszonyok miatt jelentékeny területet foglaltak el a pangó vizes, mocsaras területek. Egy-egy árvíz alkalmával hatalmas területeket öntött el a víz, így az Alföld területét ártéri erdők, vizenyős rétek és járhatatlan mocsárvidékek jellemezték, gazdag növény- és állatvilággal (Somogyi 1980). A mocsarak kiterjedése a Közép-Tisza térségében igen változatos (10 km^2 – 100 km^2) volt, melyek létrejöttéhez hozzájárult a kisjégkorszak csapadékos és hűvös éghajlata, a török hódoltság alatt megszűnő vízgazdálkodás, a hadászati jellegű védelmi munkálatok, a folyó vízenergiáját kihasználó vízimalmok, a vízgyűjtőn az erdőirtások miatt megnövekedett lefolyás és hordalékszállítás, illetve a korai szabályozási munkák is (Ihrig 1973, Lászlóffy 1982, Somogyi 1997, Andó 2002).

A mocsarak mellett a meanderező Tisza középső szakaszára különösen jellemzőek voltak a fokok (lecsapoló medrek), melyeken át az árvíz kivezetődött az ártér mélyebb részeire és apadáskor ugyanezeken a medreken keresztül vissza is juthatott a víz a főmederbe. Ilyen a Tiszával összeköttetésben álló lapályos területek voltak például a Heves-Borsodi-ártér és a Jászság térsége, ahová a Gyöngy-ér és Sajfok vezette ki a vizet, míg a Szolnoktól folyásirányban felfelé betorkolló Millér pedig visszavezette a Tisza medrébe. A Tisza menti területek népe ismerte a fokok gazdasági hasznát, ugyanis elsősorban nem a folyókat, hanem ezeket a fokokat és ereket halászták (Károlyi és Nemes 1975a), sok halásztanya létezett a Millér mentén is, ami a vízfolyás halgazdagságára utal (Ihrig 1973).

Az alföldi területek a 17. század végén a török uralom után fejlődésnek indultak, a gazdasági élet újjászerveződött. A települések fejlődése és a mezőgazdasági termékek iránti kereslet növekedése elősegítette a vízi utak fejlesztését és a szántóterületek bővítését (Somogyi 2000).

Az első, kezdetleges mederszabályozási munkák a kereskedelem szállítási-közlekedési igényeit szolgálták (Botár és Károlyi 1971a). A vontató utak, átkelőhelyek és partbiztosítások építése a helyi szükségletek kielégítésére szolgált, és nem átfogó tervek alapján készült (Somogyi 2000). Ezek a beavatkozások − a lokális jellegükből eredően − gyakran növelték az árvízveszélyt a beavatkozás fölötti vagy az azalatti szakaszokon, míg a halászati célzatú vízrekesztések a meder feliszapolódásához vezettek (Dunka et al. 1996).

A Tisza mentén az első jelentős beavatkozás a Mirhó-fok lezárása volt (1754), amelyen át a Berettyó-vidéket táplálta a Tisza árvize. A fok elzárásával hatalmas terület vált szántóföldi művelésre és állattartásra alkalmassá (Károlyi és Nemes 1975a, Dunka et al. 1996). Az átfogó vízszabályozási munkák első lépéseként 1788-ban létrejött a Vízügyi és Építészeti Igazgatóság, ahol megindult a mérnökképzés. Az első jelentősebb vízrendezési munkálatok Bácskában és Bánátban történtek, ahol a Béga kanyarulatait átvágták, és megépítették a Dunát és a Tiszát összekötő Ferenc-csatornát.

A folyószabályozási munkák jogi keretét az I. Ferenc 1807. évi törvénye teremtette meg, mely a vízrendező és vízszabályozó társaságok működésének alapjait fektette le. Ugyanakkor az egyre fejlődő technikai háttér, a vízügyi ismeretek bővülése, a kartográfiai eszközök egyre pontosabbá válása lehetőséget biztosított a folyószabályozási munkák előkészítésére. Az első, korszerű szintezéssel egybekötött felmérést Huszár Mátyás végezte el a Tiszán az 1920-as évek első felében, majd a Tisza átfogó térképezése 1833 és 1846 között Lányi Sámuel vezetésével folyt (Károlyi és Nemes 1975b). Az 1845-ben a Tiszán levonuló hatalmas árvíz sürgetőleg hatott a szabályozási terv kidolgozására. Vásárhelyi Pál az egész Tiszára vonatkozó átfogó szabályozási tervvázlatot készített el (1846), mely később a kivitelezés során részleteiben átalakított tervek szerint valósult meg (Dunka et al. 1996, Somogyi 1997). A folyószabályozási munkák elvégzésére az államtól és megyei szervezetektől független vízitársulatok alakultak a Tisza teljes szakaszán (Károlyi és Nemes 1975b).

A Tisza 19. századi szabályozásának két fő célja volt: egyrészt az árvízvédelmi töltések megépítésével biztosítani az árvízi elöntésektől való védelmet, másrészt átvágásokkal lerövidíteni a folyó hosszát, ezzel növelve a folyó esését (Kvassay 1902). A munkálatok 1846. augusztus 27-én Tiszadobon kezdődtek és kisebb-nagyobb megszakításokkal a 19. század végéig folytak (Károlyi és Nemes 1975b).

Az árvízvédelmi gátak megépítésével meglehetősen változatos szélességű (0,1-5 km) hullámtereket alakítottak ki, ugyanis a két part árvízvédelmi töltése sokszor nem párhuzamosan fut. A hullámtér szélességének hirtelen változása az árvizek levonulása és a sikeres árvízvédekezés szempontjából hátrányos (Károlyi és Nemes 1975b). A 19. században megépített töltéseket többször erősítették és magasították egy-egy nagyobb árhullámot követően (Botár és Károlyi 1971b), általában a mértékadó árvízszint felett 1,5 m-ben határozták meg a töltések magasságát (Ihring D. 1973). A fővédvonal megépítésével egyidőben a szélesebb hullámtereken a folyó és a töltés közé un. nyári gátakat építettek, ezzel védve meg a hullámteret a kisebb magasságú nyári árvizekkel szemben.

A 19. századi szabályozási munkák eredményeképp a Tisza hossza 1214 km-ről 761 km-re (37,3%-kal) csökkent (Botár és Károlyi 1971b, Lászlóffy 1982). A tervezett 102 átvágásból 94 épült meg (Dunka et al. 1996), hatásukra a Tisza esése csaknem duplájára nőtt − 3,7 cm/km-ről 6 cm/km-re −, ami a vízjárás hevesebbé válását eredményezte, a kisvizek szintje csökkent, az árhullámok magassága pedig növekedett és az áradások időtartama megrövidült (Botár és Károlyi 1971b, Jakucs 1982). Az ármentesítések hatására a Tisza vízgyűjtő területén a 25 850 km^2-es árterületből 24 500 km^2 vált ármentessé és közel 1050 km^2–nyi terület maradt az árvizek levezetésére (Török 2000). A szabályozott magyarországi Tisza-szakaszt 3 985 km hosszú gátrendszer védi (Somogyi 2000).

A Tokaj és Csongrád közötti Közép-Tiszán összesen 32 db átmetszést hajtottak végre, hosszuk 0,5 és 2,5 km között változott. Így ezen a szakaszon a folyóhossz 522 km-ről 309 km-re, 40,8%-kal csökkent, így megszűntek a legélesebb kanyarok a területen (Ihrig 1973, Károlyi és Nemes 1975b). Az Alsó-Tisza eredetileg 103 km hosszú szakaszán csupán 10 átvágást végeztek. Így ez a szakasz 19 km-rel (18%-kal) lett rövidebb (Ihrig 1973, Pálfai 2001).

A nagyvízi folyószabályozást követően a 20. század első felében a hajózás feltételeinek romlása, illetve a gátakhoz túl közel került meder szükségessé tette a kis- és középvízi meder rendbetételét is. A megnövekedett esés a meder kiszélesedését, a megnövekedett hordalékhozam pedig a meder elzátonyosodását és feliszapolódását okozta (Iványi 1948, Botár és Károlyi 1971b). A sekély gázlókat mederszűkítéssel, sarkantyúk és iszapoló művek építésével szüntették meg. A

medervándorlás megakadályozására csaknem minden kanyarulatot partbiztosítással láttak el, így például az Alsó-Tisza teljes hosszának 51,4% partbiztosított (Kiss et al. 2008).

Ugyanakkor a 20. században a mentett ártéren új probléma jelent meg: a mélyebb fekvésű területeken a csapadékos időszakokban megjelent a belvíz, amely a gátak megépítését követően nem tudott természetes módon levezetődni. Ekkor építették meg a zsilipeket, szivattyútelepeket és belvízelvezető funkciót ellátó csatornákat (Somogyi 2000).

Az 1950-es években folytatták a korábban megkezdett mederrendezési munkákat, illetve megjelent a komplex vízgazdálkodás kialakításának igénye is. Ezen belül elsősorban a mezőgazdasági területek öntözésének problémáját kellett megoldani a nyári, kisvizes időszakokban a belvízelvezető csatornahálózat öntözési célokra való felhasználásával (Károlyi et al. 1976). Megépült 1954-ben a Tiszalöki-vízlépcső, melynek célja a Keleti-főcsatornán át a Hortobágy vízellátása. Ezt követően az 1970-es években megépült a Kiskörei-vízlépcső, mely a környék mezőgazdaságának és iparának vízellátását szolgálja, de villamosenergia termelésre is hasznosítják (Ihrig 1973). A duzzasztó-rendszer legdélebbi tagja Törökbecsénél épült 1976-ban (Andó 2002).

A folyószabályozási munkák a nagy ár- és belvízvédelmi munkákkal nem értek véget. Lokálisan gátmagasítások, töltéserősítések és -áthelyezések napjainkban is történnek. A Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztése kapcsán árvízi szükségtározók épülnek a Tisza mentén, melyeket a nagy árhullámok mérséklésére terveznek használni.

A Tisza vízrendszerét ért nagyméretű természetátalakító munka hatására megváltozott az Alföld felszínfejődése. A meder szabályozásának eredményeként a meder morfometriai paraméterei megváltoztak (Kiss et al. 2008), ami − egyéb okokkal együttesen − az árvízszintek mintegy 2-3,5 m-es emelkedését okozta, tehát az árvízi kockázat nőtt (Szlávik 2001). A korábban vízjárta területeken a mezőgazdasági művelés lett a meghatározó, ami megváltoztatta a terület mikro-domborzatát, illetve ezeken a területeken megszűnt a folyóvízi akkumuláció. Ugyanakkor, a fluviális folyamatok a szűk hullámtérre korlátozódnak, annak domborzatát alakítják, illetve itt halmozódik fel nagy mennyiségű hordalék (Mezősi 2008). A szabályozási munkák hatására a talajvízszint süllyedt, módosult a terület mikro-klímája, a talajképződés jellege és a térség élővilága is (Jakucs 1982, Somogyi 1997).

3.3. A Tisza hidrológiai jellemzői

A Tisza két forrásságból ered a Máramarosi-havasokban, a Fekete-Tiszából (1 680 m tszf) és a Fehér-Tiszából (1 600 m tszf), majd 962,2 km megtétele után Titelnél torkollik a Dunába. Vízgyűjtő területének (157 200 km^2) 8,1%-a Kárpátalja, 45,4%-a Erdély, 10,2%-a a Felvidék, 29,9%-a a magyarországi Alföld és 6,4%-a a Vajdaság területére esik (Andó 2002). A magyarországi folyószakasz hossza 596 km, vízgyűjtő területe 47.000 km^2. A folyó három szakaszra bontható: (1) az erózióval jellemezhető Felső-Tisza a Szamos torkolatáig, (2) a Maros torkolatáig tartó Közép-Tisza és (3) a torkolatig terjedő Alsó-Tisza (Lászlóffy 1982). A Tisza magyarországi szakasza szintén három – az előbbiekkel azonos nevű – részre tagolható: az ukrán-magyar országhatár és Tokaj közötti rész a Felső-Tisza, a Tokaj-Csongrád közötti szakasz Közép-Tisza, valamint a Csongrád és szerb-magyar határ közötti folyószakasz az Alsó-Tisza. A dolgozatomban ez utóbbi szerint használom a Tisza szakaszainak megnevezését.

A Tisza alföldi szakasza mérsékelt kontinentális éghajlatú tájakon halad át, ahol a medencehatás érvényesül. A vízgyűjtő éghajlatát és csapadékviszonyait az óceáni, szárazföldi, mediterrán és sarkvidéki hatások alakítják (Andó 2002). A terület átlagos évi középhőmérséklete 10-11°C (Lászlóffy 1982). A folyó vízgyűjtője csapadékban szegény, csupán a hegyvidékeken éri el az 1000-1400 mm/év értéket, de ez az Alföldön 600 mm körülire csökken (Pécsi 1969). Ennek a csapadékmennyiségnek az eloszlása szélsőséges, akár egyetlen hónap alatt is lehullhat az Alföldre jutó csapadékmennyiség harmada-negyede (Rakonczai 2000).

A Tisza és mellékfolyói a Kárpát-medence keleti feléből gyűjtik össze a csapadékvizet. A Tisza vízgyűjtő területén a legnagyobb lefolyó vízmennyiség (7 258 millió m^3/év) a Szamos torkolatáig tartó Felső-Tisza részvízgyűjtőjén keletkezik (Konecsny 2000). A Szamos dombvidéki jellegű vízgyűjtője 4 071 millió m^3 vízzel járul hozzá a Tisza vízmennyiségéhez, míg a Maros

vízgyűjtő területéről 5 554 millió m^3 víz vezetődik le a Tiszába. A két részvízgyűjtő jelentős mértékű és heves lefolyását az Erdélyi-medence vízzáró kőzetei indokolják (Vágás 1982). A Szamos és a Maros vízgyűjtője között elhelyezkedő, szintén vízzáró felszínnel jellemezhető Körösök vízgyűjtő területéről évente 3 400 millió m^3 víz jut a Tiszába. Az öt kisebb folyót összefogó Bodrog − melynek vízgyűjtője nagyobb, mint a Felső-Tiszáé − részvízgyűjtőjéről mindössze 3 100 millió m^3 vízmennyiség jut a Tiszába. A mérsékeltebb csapadékú (600-800 mm/év) területről érkező Sajó közel 2 000 millió m^3/év vizet vezet le. A Tiszán lefolyó vízmennyiséghez kevesebb, mint 200 millió m^3–rel járul hozzá a Kraszna és a Zagyva vízgyűjtője. A vízgyűjtő területen üzemelő víztározók a lefolyást 10%-kal csökkenthetik, így a vízjárás szélsőségeit mérsékelik (Konecsny 2000).

A forrásvidéken 20-50 m/km-es esésű völgyek vannak, viszont a Tisza az Alföldre érve gyorsan veszít az eséséből, medre beágyazottá válik és a Szamos torkolata közelében esése 8,8 cm/km-re csökken. Kisköre és a torkolat között az esés 3,7 cm/km-ről 2,5 cm/km-re csökken (Lászlóffy 1982). Ugyanakkor a folyó rövidebb szakaszain ettől az átlagtól jóval eltérőbb esésű részek is kialakulhatnak, ugyanis míg a széles hullámterű nagyvízi meder esése alig változik, addig a hullámtéri szűkületekben az esés megnövekszik (Orlóci és Szesztay 2004).

A Tisza vízjárása ingadozó, a vízgyűjtő éghajlati sajátosságait tükrözi, de a vízállásokat a sokszor szélsőséges vízjárású mellékfolyók is befolyásolják. A Tiszán az áradások főleg kora tavasszal fordulnak elő a hóolvadás miatt, majd nagyvizet okoznak a nyár eleji csapadékmaximumok és a Földközi-tenger felől érkező őszi (október-novemberi) nedvesebb légáramlatok is (Lászlóffy 1982).

A kisvizek szintje a folyószabályozásokat követő bevágódás következtében 2-3 m-rel lett alacsonyabb (Lászlóffy 1982, Rakonczai és Kozák 2009). A kisvizek főleg ősszel és télen fordulnak elő, a legkisebb vizet (LKV) Szolnoknál (a Közép-Tiszán létesített mintaterületnél) 2003-ban észlelték (-279 cm), míg Mindszentnél (az alsó-tiszai mintaterületnél) a törökbecsei vízlépcső megépítése előtt 1968-ban mérték (-293 cm). A negatív értékek abból adódnak, hogy az 1842-ben rögzített kisvíz szintje adta a vízmércék „0” pontját. Az utóbbi évszázadban a kisvizek szintjének csökkenése mellett a kisvizes napok száma nőtt, ennek oka, hogy a folyószabályozás hatására a folyó az egykori vízzel borított kiterjedt árterületről napjainkban nem kap vízutánpótlást az árvíz levonulását követően (Rakonczai és Kozák 2009, Brezdán 2011). A folyószabályozás hatására nem csak a kisvizek szintje, hanem a középvízszintek is csökkentek (Károlyi 1960).

A Tiszán a szabályozások óta a legnagyobb vizek (LNV) 2-3,5 m-rel emelkedtek (Rakonczai és Kozák 2009). Az árvízszintek növekedése a Tiszán és mellékfolyóin is megfigyelhető (Szlávik 2000). Az utóbbi évtizedben szinte minden Tisza-menti vízmércén rekord árvízi magasságot észleltek (Rakonczai és Kozák 2009). Az eddigi legnagyobb vizet a szolnoki vízmércén 2000-ben mérték (1041 cm), míg Mindszentnél a 2006-ban levonult árhullám során észlelték a LNV-t (1062 cm). Az LKV és az LNV egyre növekvő távolsága mutatja, a folyó vízjárás ingadozásának növekedését.

A Tisza felső szakaszán és mellékfolyóin az árhullámok rendkívül gyorsan, néhány nap alatt levonulnak. Vágás (1982) több mint 100 év árvizeinek elemzése alapján egy átlagosnak nevezhető (Maros hatása nélküli) árhullám levonulási idejét Vásárosnamény és Szeged között 14 napnak adta meg, melynek sebessége ~1,5 km/órának felel meg. A levonulási sebességet és magasságot a fő- és mellékfolyókon induló árhullámok száma és egymásra hatása befolyásolja (Orlóci és Szesztay 2004). A nagyvizekre ráfutó árhullám levonulása lassabb, mint a kis- vagy középvízre érkezőé. A Marosról érkező egyidejű árhullám hatása a Szolnok alatti Tisza-szakaszon érezhető, ezért a középső és alsó szakaszra a 100 napos, vagy ezt meghaladó magas árvizek a jellemzőek (Szlávik 2000), amelyek tartóssága folyamatosan növekvő tendenciát mutat (Kovács 2007). A mellékfolyók hatása mellett a Duna, mint befogadó folyó is módosítja a Tisza vízjárását (Vágás I. 2003). A természetes duzzasztás kialakulását mindig az adott hidrológiai helyzet határozza meg (Vágás 2011). Vízszint-süllyesztő vagy visszaduzzasztó hatása szélsőséges esetekben egészen Szolnokig érezhető, ez utóbbi növelheti az árvizes napok számát (Szlávik 2000).

Vágás (1982) az árhullámok elemzése alapján megállapította, hogy a Tiszán relatíve leggyakoribb az egy ágból induló, szét nem szakadó, az Alsó-Tiszán az időrendiséget visszafordító (a szegedi tetőzés megelőzi a szolnokit) tetőzési vonal. Az általa vizsgált időszakban (1876-1977) közel annyiszor indult el az árhullám egy ágból (16-szor), mint két vagy több ágból (19-szer). A vizsgált árhullámok 2/3-ánál (22 árvíz) egyben maradt az tetőzési vonal, 1/3-ában (13 árvíz) az Alsó-Tiszán egy vagy több részre szakadt. Az árhullámok közel harmada haladt előre folyamatosan, míg kétharmada (23 árvíz) az Alsó-Tiszán visszafordult és a szegedi tetőzés megelőzte a szolnokit.

A Tiszán levonuló, növekvő tendenciát mutató árhullámokat több tényező alakíthatja. Legfőképpen az antropogén beavatkozásokra megváltozott természeti folyamatok együttes hatásai okozhatják a nagyvizek növekedését. Ezek a hatások a következők lehetnek:

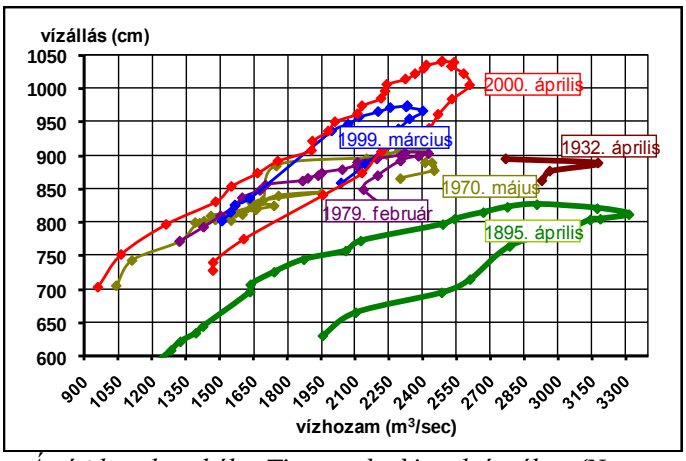
I. Regionálisan a Tisza vízgyűjtő területén bekövetkezett változások:
   a) Az éghajlatnak alapvető szerepe van az évi lefolyás változékonyságában. A csapadékeloszlás időbeli szélsőségei növelhetik az árvizeket (Szlávik 2000, Lóki et al. 2004). Mind a heves záporok, mind a lassú esők okozhatnak kritikus árvizeket (Kovács 1974). A hosszan tartó jelentős csapadék a felső talajréteg telítődését okozza, így megnő a területen a lefolyás. Az esőzések hatására a több részvízgyűjtőn meginduló árhullám, nagyobb árhullámokat eredményezhet a Tiszán (Gauzer és Bartha 2003).
   b) A vízgyűjtőn emberi hatásra változik a terület növényborítottsága és a területhasználata, ami hatást gyakorol a talajra és a hidrológiai folyamatokra, így módosul a lefolyó víz vízgyűjtőn belüli időbeli és térbeli eloszlása (Konecsny 2000, Illés és Konecsny 2000, Andó 2002, Lóki et al. 2004). Szinte minden felső részvízgyűjtőn − és az Alföldön is − csökkent az erdőborítottság mértéke, az erdőhatár 100-400 m-rel feljebb tolódott (Konecsny 2002), ami a vízjárási szélsőségeket és a hordalékhozamot is befolyásolja. Ugyanakkor a rekord magasságú árvizek kialakulásában a felszínborítottság szerepe alárendelt jelentőségű lehet (Gauzer és Bartha 2003, Gönczy és Molnár 2004, Lóki et al. 2004.).
   c) A Tisza vízgyűjtő területén az urbanizáció, azaz a települések, a közlekedés és a gazdaság fejlődésével a beépített és szilárd burkolatú felületek nőttek, ami módosíthatja az egész vízgyűjtő felszínét és lefolyási viszonyait (Lászlóffy 1971, Konecsny 2002).
   d) A vízgyűjtő terület természetes környezetére és lefolyására a legnagyobb hatást a folyószabályozási és ármentesítési munkák gyakorolták. A szabályozásokat követően a Tisza a korábbi árteréhez képest egy szűk hullámtéren vezeti le vizét, így az árvizek magassága több méterrel megemelkedett, amihez hozzájárul a gyorsabb lefolyás is (Szlávik 2000).

II. Lokálisan, az ártéri öblözetek és kanyarulatok szintjén bekövetkezett változások:
   1. A hullámtéren
      a) A hullámtéren a folyószabályozásokat követően változott a növényborítottság. A hullámtér mezőgazdasági hasznosítása növelte a terület érdességét (Kozák és Rátky 1999), illetve a felhagyott területeken gyorsan megjelennek az özönfajok (pl. gyalogakác), valamint fokozódott a hullámtér beépítettsége is (nyaralók, ipari létesítmények) (Török 2000, Váradi és Nagy 2003). A sűrűbb növényzet növeli az árvízi meder érdességét és csökkenti a vízszállító képességét (Kovács és Váriné 2003, Szlávik és Szekeres 2003, Zellei és Sziebert 2003).
      b) A Tisza a töltések megépítését követően a szűk hullámtéren válik meg hordalékától. A hullámtéri üledék-felhalmozódás csökkenti az átfolyási szelvényt (Gábris et al. 2002, Kiss et al. 2002).
      c) A hullámtéri akadályok közé tartoznak a nyárigátak (főként, ha az áramlási irányra merőlegesek), a hullámtéren épített üdülők és az erdőművelés hatására kialakult tuskógátak (Váradi és Nagy 2003). Ezek szűkíthetik az árvízi medret és csökkenthetik a szelvény vízvezető képességet (Rátky 2003).
   2. A mederben
      a) Az átvágások hatására a folyó esése növekedett, ennek következtében medre mélyült. A Tisza a mederanyagát, hordalékát áthalmozza, és többek között folyóhátakat épít. Ezek a formák egyre magasabbá válnak, így egyre magasabb vízszintű árvizeket engednek csak ki a

hullámtérre, illetve árvízkor is jelentős áramlási akadályt képeznek (Félegyházi 1929, Nagy et al. 2005).

b) Az átvágásokat követően szabályozási művek váltak szükségessé. A felső szakaszon a megnövekedett esés miatt partbiztosító munkákat kellett elvégezni, mert különben a folyó könnyen elmoshatta volna a partot képező csekély ellenálló képességű anyagot. A középső és alsó szakaszokon pedig mederrendezésekre volt szükség a folyó hajózhatóvá tétele érdekében (Kvassay 1902). A partbiztosítások és sarkantyúk hatására szűkül a Tisza középvízi medre, így a szelvény vízvezető képessége is csökken (Kiss et al. 2008).

A fentiek együttes hatására a Közép-Tiszán az árvízi meder vízszállító kapacitása romlott, Kovács (2007) vizsgálatai szerint a romlás mértéke 1882 és 1970 között évente 1,5 cm, 1970 és 2006 között évi 3 cm. Az árvízi vízhozamok csökkenése mellett a vízállások emelkedtek (Nagy et al. 2001), amit az árhullám levonulásakor mért vízhozam és vízállás adatokból szerkesztett árvízi hurokgörbék is jól szemléltetnek (3.1. ábra).



3.1. *ábra: Árvízi hurokgörbék a Tisza szolnoki szelvényében (Nagy et al. 2001)*

A Tisza vízjátéka igen nagy, szélsőségekbe hajló, amelyeket az emberi beavatkozások tovább erősítettek. A szélsőséges vízjárást mutatja, hogy a Szamos torkolata alatt a Tisza kisvízi hozama akár 40 m^3/s-ra is lecsökkenhet, árvízkor viszont 2 400 – 3 200 m^3/s között változhat, miközben a közepes vízhozam 600 m^3/s körül mozog. Árvizekkor az öt legnagyobb mellékfolyó (Szamos, Bodrog, Sajó, Körös és Maros) maximális vízhozamai 600 és 2 000 m3/s között változnak (Vágás 1982), tehát a Tiszára gyakorolt hatásuk nem hagyható figyelmen kívül. Az utóbbi években a Tiszán a vízhozam minimumok csökkentek, és egyre tartósabbakká váltak (Andó 2002). A Tiszán a víztározók és duzzasztók alatt a folyó vízjátéka mérséklődött, ugyanis ezek nagyvízkor csökkenthetik, kisvízkor pedig növelhetik a vízszintet és a vízhozamot (Konecsny 2000, Rakonczai és Kozák 2009). A 2000-ben a szolnoki szelvényben mért legkisebb (93 m^3/s) és legnagyobb (2 600 m^3/s) vízhozam aránya 1:27; míg (a törökbecsei duzzasztó hatása miatt) a Szegednél mért vízhozam minimum (145 m^3/s) és maximum (3 570 m^3/s) aránya 1:24.

A Tisza meder morfometriai paraméterei erősen ingadoznak. Átlagos szélessége 200 m körüli, de van, ahol ennek még a felét sem éri el (Szolnoknál 95 m), míg máshol (Zemplénagárdnál) 420 m-re szélesedik. A meder mélysége szakaszosan változik, a nagy árvizek kimélyítik, a közepes vizek újra feltöltik (Károlyi 1960). A Közép- és Alsó-Tiszán viszont az antropogén beavatkozások hatására a szabályozások óta a középvízi meder mélysége 5-45%-kal nőtt (Nagy et al. 2001, Fiala és Kiss 2005). A szabályozásokat megelőző trapéz alakú mederszelvény V-alakúvá vált. A mederszelvények területe az utóbbi 150 évben 4-21%-kal csökkent. Az egyenes folyószakaszokon a mederre gyakorolt 20. századi antropogén hatás minimális, így ezeken a szakaszokon a szelvényterület változása is kicsi (Fiala és Kiss 2005).

A hullámtér szélessége nagyon változatos**,** az alföldi szakaszon átlagosan 1 400-1 800 m, a legkeskenyebb Martfűnél, 205 m. (Lászlóffy 1982). A hullámtéren öblözetek és szűkületek váltják egymást, a töltések futása vagy párhuzamos a folyóval, vagy a holtágakat megkerülik, így alakítva az eltérő nagyságú hullámtér szélességeket.

A folyó felső, magyarországi szakaszán a mederanyag apró szemű kavics és murva, a Szamos torkolatáig folyamatosan nő a finomszemű homok mennyisége. A Bodrog torkolatától egyre emelkedik az iszap és az agyag aránya (Lászlóffy 1982).

A Tiszának magas a lebegtetett hordalék hozama. Átlagos hordalék töménysége 370 g/m^3, árvízkor ez az érték több, mint ötszöröse is lehet (2 000 g/m^3). A Tisza évi lebegtetett hordalékmennyisége 18,7 millió tonna, míg a görgetetté 9 000 tonna/év (Lászlóffy 1982). Az árhullámokon belül a lebegőanyag hozam koncentrációja nagyon alacsony értékről 1-2 nap alatt eléri a maximumát, ami időben hamarabb következik be, mint a vízhozam maximuma (Csépes et al. 2000, Kovács 2007). A Tisza 3-5 napon át szállítja az lebegtetett hordalék igen nagy mennyiségét, ezt követően gyorsan csökken a víz hordalék-koncentrációja (Csépes et al. 2000, Szlávik és Szekeres 2003). A mellékfolyók közül a Szamos szállítja a legtöbb hordalékot, ami a vízgyűjtő földtani felépítésével magyarázható. A hordalékszállítás arra utal, hogy a Tisza vízgyűjtőjének felszínéről átlagosan 100-120 t/km^2/év anyag hordódik le, ami megegyezik 0,06 mm-es talajréteg lepusztulásával (Lászlóffy 1982). A Tiszán 2000. március 1. és május 9. között levonuló árhullám a kiskörei szelvényben 1,44 millió tonna lebegtetett hordalékot mozgatott át (Szlávik és Szekeres 2003, Kovács 2007). A szolnoki szelvény mérései alapján a Tisza a legtöbb hordalékot a 650-700 cm-es vízállásig szállítja. Ekkora vízállásnál az övzátonyt és a folyóhátat tudja építeni, valamint az alacsonyabban lévő ártéri részekre is jelentősebb mennyiségű hordalék juthat ki. A magasabban fekvő és a medertől távolabb található hullámtéri területeken csak viszonylag kis mennyiségű finom szemcsés hordalék tud lerakódni (Szlávik és Szekeres 2003). Az olyan árhullámok, amelyek a felsőbb szakaszon kilépnek a hullámtérre, általában kevesebb hordalékot szállítanak az alsóbb szakaszokra (Kovács 2007).

4. A mintaterületek bemutatása

4.1. A Közép-Tisza vidék

A közép-tiszai mintaterületek a Szolnoki-ártér kistáj részei (Dövényi 2010). Az északi mintaterület a Nagykörű melletti hullámtéri szakasz (355,7-364,4 fkm), míg a déli mintaterület Szolnoktól keletre található a Feketevárosi-holtág öblözetében (340,3-342 fkm) és a szolnoki Százlábú hídnál mesterségesen létrehozott Árapasztóban (338,6 fkm) (4.1. ábra).

4.1. ábra: A Közép-Tiszán létesített mintaterületek (1: Nagykörű, 2: Feketevárosi holtág, 3: Árapasztó)

A nagykörűi mintaterülettől északra található a 73. számú „Nagykörű felső" elnevezésű átmetszés, amely 1 km hosszú, és 1847-1848 között készítették. A településtől délre a 74. számú „Nagykörű alsó" átvágása 1856-ra készült el, itt az átmetszés 1,5 km hosszú. Kiegészítő átvágásként 1934-ben létrehozták a 74/II „Pityókai" átmetszést, amely 700 m hosszú és a mintaterületen belül helyezkedik el (4.2. ábra) (Károlyi és Nemes 1975b). A Feketevárosi-, a tőle északra és délre lévő holtágakat 1851 és 1858 között hozták létre (76 és 77/I-II számú átmetszések), az átvágások hossza 0,6, 1,3 és 2 km. Ezen a területen a kötött mederanyag miatt a kiásott vezérárkok nehezen fejlődtek, ezért úszókotrók segítségével alakították ki a végleges mederszelvényt.

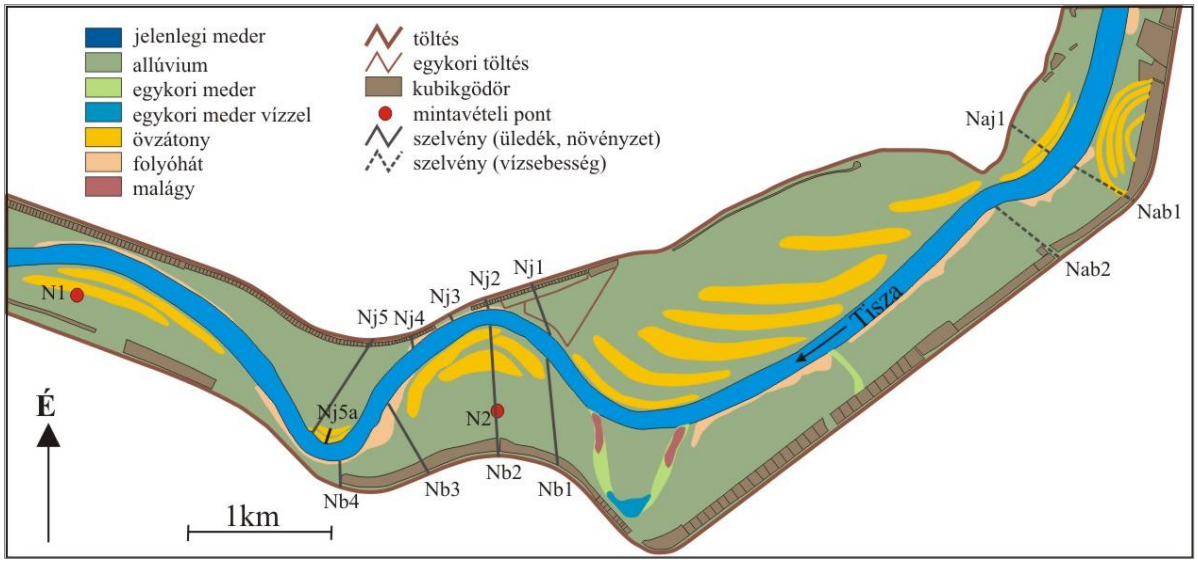
Az árvízvédelmi töltések a Tiszával párhuzamosan vagy a holtágakat megkerülve futnak. Nagykörűnél a 19. század végén új töltést építettek párhuzamosan az egykori vezérárokkal, így a 73-74. sz. átvágás holtágai a mentett oldalra kerültek, bár a Pityókai-holtág a hullámtéren maradt, hiszen azt jóval később hozták létre. A Szajol és Szolnok közötti részen a magasparton csak az 1900-as évek elején építettek töltést, amely megegyezett a közúti töltéssel (Ihring 1973). A 20. században megkezdődött a kisvízi szabályozás, mely a hajózható út biztosítását jelentette, valamint a középvízi szabályozás, melynek feladata a meder rögzítése volt. Iszapoltató és mederbiztosító művek, sarkantyúk, kotrások, lábazati kőszórások és partvédőművek épültek meglehetősen rendszertelenül (Károlyi et al. 1976)

A Szolnoknál mért 650 cm feletti árvizes napok száma alapján a Közép-Tiszán levonuló árvizek hossza átlagosan 18 nap. Az 1970-es legnagyobb vízállás érték (LNV: 909 cm) először 1999-ben dőlt meg, amikor 65 cm-rel mértek magasabb vízállást (974 cm), majd 2000-ben 67 cm-rel ismételten új LNV-t regisztráltak (1041 cm). A Tisza ezen a területen árvízkor átlagosan 440 g/m^3 lebegetett hordalékot szállít, míg kisvíz esetén alig 3-4 g/m^3 a folyó üledékhozama (KÖTIKÖVIZIG). A Tisza mederszélessége 200 m körül mozog, azonban Szolnoknál ennek felét sem éri el (95 m).

Az általános jellemzésen túl fontosnak tartom a mintaterületek részletes ismertetését, ugyanis a különböző vizsgálatok mintavételi pontjait is itt mutatom be.

4.1.1. A nagykörűi mintaterület

A nagykörűi mintaterületen a hullámtér szélessége 0,8 és 2 km között változik, legkeskenyebb a kompátkelőnél és legszélesebb a töltésen belül maradt pityókai holtágnál (4.2. ábra). A terület szintkülönbsége 1 méter (85-86 m). A mintaterületen a magasabb formák a folyópart mentén húzódó folyóhátak és övzátonyok. A területen az alacsonyabb térszínek a mentetlen oldalon található pityókai holtág és a töltésépítéskor létesült kubikgödrök. A mintaterületen a Tiszának két kanyarulata található, a Laczay-féle beosztás szerint ezek fejlett (β=1,1-1,2) kanyarok.



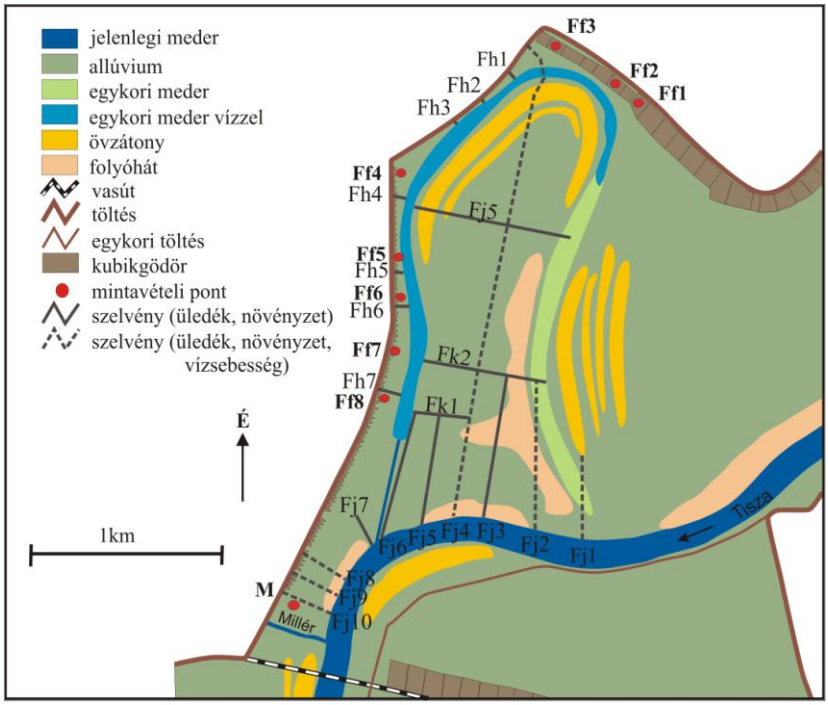
4.2. ábra: A nagykörűi mintaterület geomorfológiai vázlata

Nagykörűnél a Tisza mindenkori ártéri területén két mintavételi ponton kutatóárkokat létesítettünk, amelyek mintái alapján a hosszú távú akkumuláció mértékére következtettem. Mindkét mintavételi pont egy évtizedek óta alig bolygatott erdőfoltban található.

A Tisza hullámterének nagykörűi szakasza igen bolygatott, a bal parton kiskertes művelést és erdőgazdálkodást folytatnak, a jobb parton telepített nyarasok találhatók. (A mintaterület jelenlegi növényborítottságának értékelése a dolgozat részét képezi, részletes bemutatása az 6.2.2. fejezetben található.)

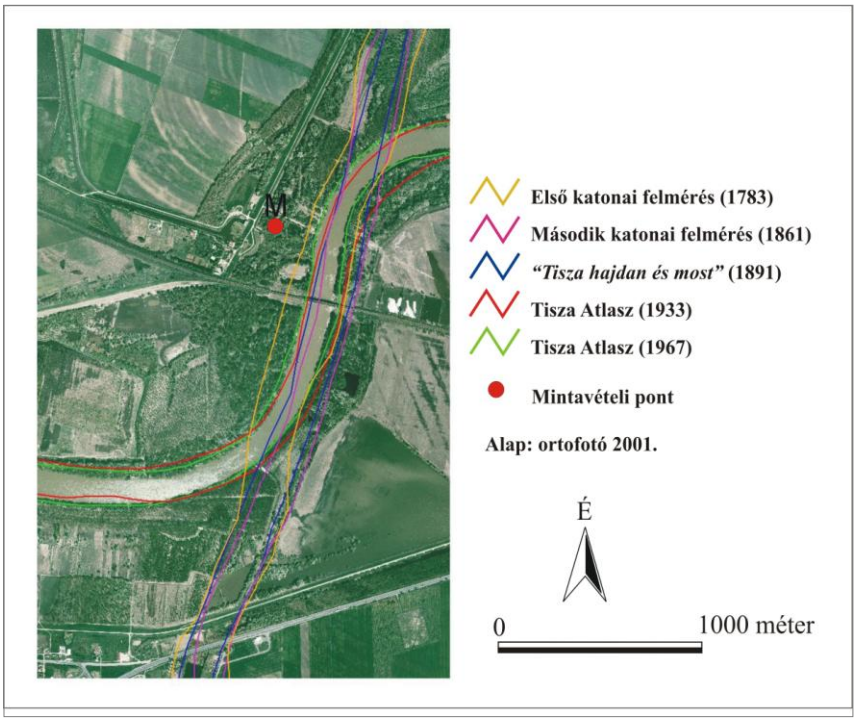
4.1.2. A Feketevárosi-holtág mintaterülete

A Feketevárosi-holtág által határolt hullámtéri öblözet (területe kb. 3 km^2) a Tisza jobb partján helyezkedik el, a Budapest-Debrecen vasúti hídtól és a Millér-főcsatornától északra (4.3. ábra). A vizsgált jobb parti hullámtér szélessége 270 és 2550 m között változik. A vizsgált terület magasságkülönbsége megközelíti a 4 métert (82-86 m tszf): a hullámtér legmagasabb területei a jelenlegi és az egykori övzátonyok és folyóhátak, a legmélyebb területek pedig az egykori holtág környékén találhatók, illetve a folyószabályozáskor létesített kubikgödröknél. Az átvágások következtében az itt található enyhe ívű kanyarulatba viszonylag egyenes szakaszról érkezik a sodorvonal, aminek jelentős szerepe van a hullámtéri akkumuláció mintázatának kialakításában.



4.3. ábra: A Feketevárosi-holtág mintaterület geomorfológiai vázlata

Az M-mintavételi pont környékén a folyómeder stabilnak tekinthető, hiszen már évszázadok óta alig mozdult el, valószínűleg ezért építették itt 1857-ben a vasúti hidat is (4.4. ábra). A hídépítés előtt a Millért szabályozni kellett, ezért az 1852-es szabályozás során a torkolata északabbra került.



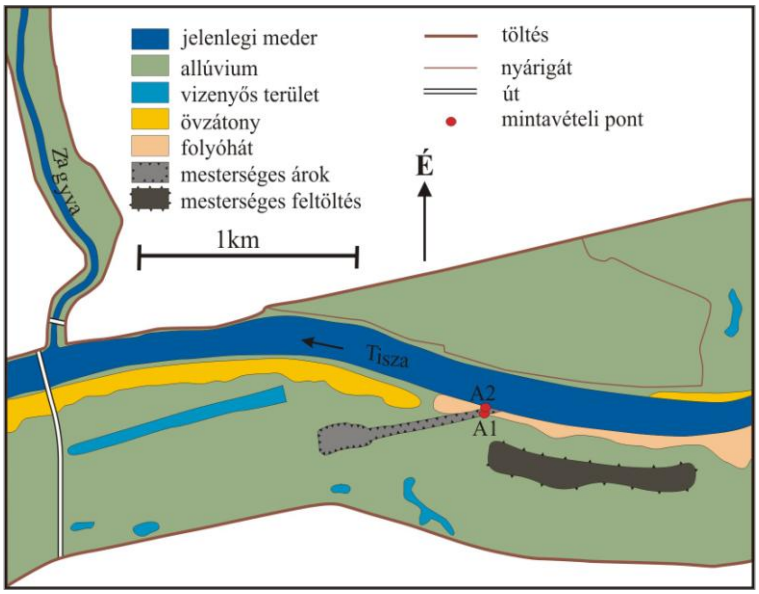
4.4. ábra: A Feketevárosi-holtág mintaterületnél a meder elmozdulása 1783 és 2001 között

A Feketevárosi-holtág mentén a töltésépítéshez szükséges anyagot a gátak hullámtéri oldaláról, a kubikgödrökből nyerték. A vízügyi nyilvántartás szerint ezeket a kubikgödröket létesítésük óta nem bolygatták, tehát a hosszú távú akkumuláció vizsgálatára felhasználhatóak. Az egykori kanyarulat külső ívén összesen 8 kubikgödröt fúrtunk meg.

A mintaterület kis hányada a KÖTIKÖVIZIG, nagy része pedig a Hortobágyi Nemzeti Park kezelésében van, az öblözetben jelenleg erdőművelés folyik (részletesebben lásd a 6.2.2. fejezetben).

4.1.3. A szolnoki Árapasztó mintaterület

Az Árapasztót a KÖTIKÖVIZIG 2000-ben ásatta a Tisza bal parti hullámterén a 338,6 fkm-től kiindulva, a szolnoki Százlábú hídtól keletre. Céljuk az volt, hogy az árvizek alkalmával a főmeder szolnoki szakaszát tehermentesítsék, azaz az árvíz egy részét a Tiszaliget alatt vezessék el. Erre azért volt szükség, mert ezen a szakaszon a meder szélessége csupán 95 m, ami Szolnoknál az árvíz okozta kockázatot erőteljesen megnöveli. Az Árapasztó létesítésekor egy folyóhátat keresztülmetszettek, e mögé vezetik az árvizet (4.5. ábra). Magát az Árapasztót egy löszbabás rétegig mélyítették, így a felhalmozódást eddig a rétegig vizsgáltuk.

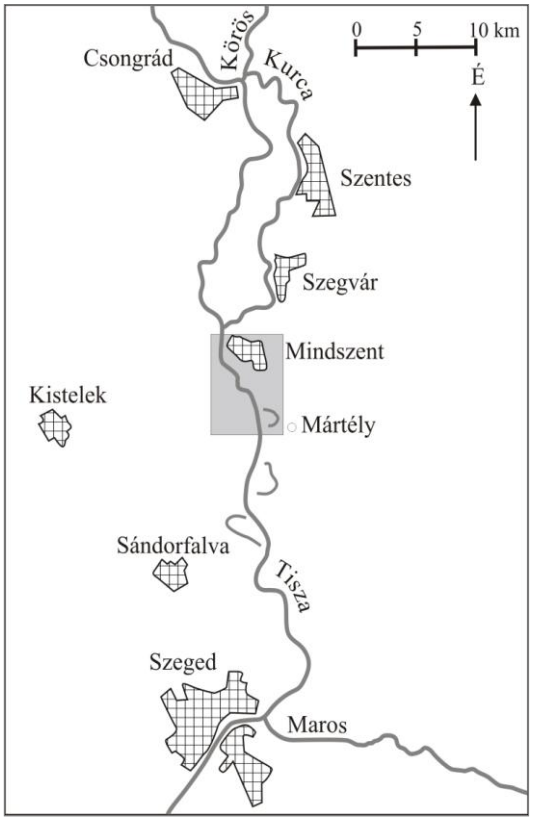


4.5. ábra: Az Árapasztó mintaterület geomorfológiai vázlata

A kimélyített, árvízi mederként is felfogható Árapasztó átlagos tengerszint feletti magassága 82-83 m, szélessége 40-50 m. Mivel mély helyzetű a bemeneti pontja, ezért még a mederkitöltő vízszint alatti, 400 cm-es vizek is elöntik. Itt a hullámtér szélessége 1,3 km, de ha a folyó jobb partján futó nyári gátat figyelembe vesszük, akkor csupán 800 m, ami erőteljesen leszűkült árterületként értékelhető területrész. A Tisza ezen hullámtéri szakaszán erdőművelést folytatnak, illetve folyásirányban felfelé és lefelé kiskertek is találhatók. Az Árapasztó területén a létesítését követő 1-2 évben – annak elmaradt gondozása miatt – megtelepedett és felnőtt a gyalogakác, ami akadálya a vízáramlásnak. A mérések idején az Árapasztóban megtelepedett növényzetet nem irtották és a lerakódott hordalékot sem távolították el.

4.2. Az Alsó-Tisza vidék

A vizsgált alsó-tiszai mintaterület a Dél-Tisza-völgy kistáján belül helyezkedik el (Dövényi 2010). A mintaterület kevesebb, mint 10 km hosszan (217,0-206,8 fkm) hózódik Mindszent és Mártély között (4.6 ábra).



4.6. ábra: Az Alsó-Tiszán létesített Mindszent-mártélyi mintaterület elhelyezkedése

Az Alsó-Tiszán az átmetszéseket általában 1855 és 1864 között készítették, viszont az vizsgált területen található Ányás-mártélyi átvágás 1889-ben történt, a védőgát megépítését (1882) követően. Az átvágás következtében létrejött a Mártélyi-holtág, így ez a szakasz 5,4 km-ről 2,6 km-re rövidült. Az átmetszés hamar anyamederré vált, a folyó gyorsan szélesítette új medrét. A holtág az árvízvédelmi töltéseken belül helyezkedik el, és folyási irány szerinti alsó végével egy fokon át (mesterségesen) van kapcsolatban az élő Tiszával. A holtágak végei a folyóhát épülése, a növények pusztulása, az eutrofizáció, valamint antropogén tevékenység következtében intenzíven feltöltöttek (Pálfai 2001). Ezen a folyószakaszon 6 km hosszú kisvízi mederrendezést hajtottak végre és a meder állandósítására főleg partbiztosítások készültek. A hullámtér szélessége változatos, attól függően, hogy a töltések a holtág vagy az új meder mentén futnak (Ihring 1973).

A mintaterületen a Tiszának három kanyarulata található, a Laczay-féle beosztás szerint ezek közül kettő fejlett (β=1,2) és egy érett (β=1,7), ez utóbbi az Alsó-Tisza egyetlen, máig is szabadon fejlődő, legélesebb kanyarulata (Ányási-kanyar). A kanyarulatok után a Tisza egy hosszabb egyenes mederben fut, amely a Mártélyi- és a Körtvélyesi-holtág átvágásának (1889 és 1862) eredményeként jött létre (Pálfai 2001). A meder jelenlegi szélessége 100 és 200 m között változik.

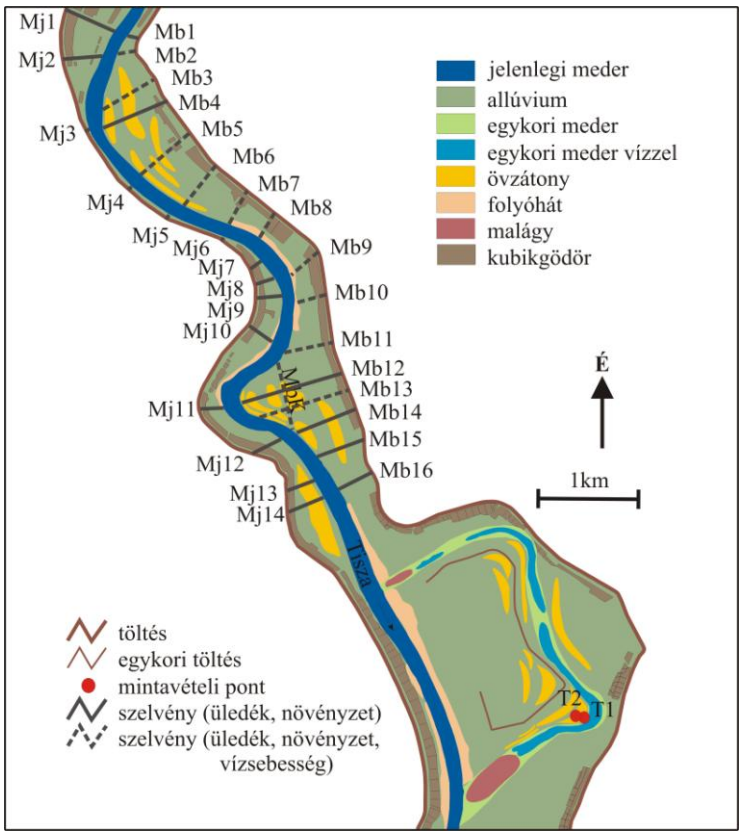
A szolnoki mintaterülethez képest itt az árhullámok hosszabbak (átlag 22 nap). Mivel itt a Duna visszaduzzasztó hatása gyakran érvényesül, akár 1 hónapnál hosszabb ideig is boríthatja víz a hullámteret. A vízborítás maximális mélysége (1062 cm-es vízállásnál) 3-5 m lehet. Az 1970-ben, Mindszentnél mért vízállás maximumot (982 cm) a 2000-ben levonuló árhullám 18 cm-rel megdöntötte (1000 cm). Jelenleg a mindszenti vízmércén mért LNV a 2006-ban regisztrált1062 cm.

4.2.1. A Mindszent-mártélyi mintaterület

A vizsgált területen a hullámtér szélessége igen változatos, a jobb oldali 35-555 m között változik, míg a bal parton, az aktív ártér nagysága 110-1100 m közötti. A Mártélyi-

holtágnál a hullámtér kiszélesedik 1,5-2,1 km-re. Az öblözetet Mártélyi Tájvédelmi Körzet néven védetté nyilvánították (1971) és a Kiskunsági Nemzeti Park felügyelete alá tartozik.

A mintaterület északi részén a magasságkülönbség alig haladja meg a 2 métert (80-82 m tszf.), míg délen, a holtág térségében a felszín némileg változatosabb (78-82 m). Az alacsonyabb térszíneket a holtág, a kubikgödrök, a fokok és a homokbányák képezik, a magasabb területeket a folyóhátak, az övzátonyok és az egykori gátak maradványai képviselik. Mivel a gátépítést hamarabb kezdték el, mint a kanyarulatok átvágását, ezért a hullámtér területén is találunk régi töltéseket (4.7. ábra).



4.7. ábra: A Mindszent-mártélyi mintaterület geomorfológiai vázlata

Míg északon, Mindszentnél a területhasználatra jellemzőek az ültetett erdők és a kiskertek, addig délebbre, az Ányási-kanyarnál megjelennek a szántók, míg a legdélebbi öblözetben – a mártélyi holtág mentén – nemesnyárasokat találhatunk, telepített elegyes tölgyesekkel, amerikai kőris és keskenylevelű kőris faegyedekkel tarkítva. Az öreg erdők, a felhagyott gyümölcsösök és a mocsaras területekkel körbevett holtág kedvező életteret biztosítanak számos állatfajnak (Rakonczay 1987).

5. Alkalmazott módszerek

A kutatásom során a hosszú távú feltöltődés vizsgálata más módszerekkel történt, mint a rövid távú akkumuláció meghatározása. Az Árapasztóban az üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata módszereiben a hosszú távú vizsgálatokhoz illeszkedik, bár csak 4-5 év feltöltődését mutatja. Ebben a fejezetben sorra veszem a hosszú és rövid távú akkumuláció, valamint a helyi befolyásoló tényezők vizsgálatánál alkalmazott módszereket.

5.1. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata

A szabályozások óta bekövetkezett hullámtéri feltöltődés vizsgálatokhoz olyan kevésbé bolygatott mintaterületek kerültek kijelölésre, ahol (1) a szabályozások következtében az üledék szemcseösszetételében jellegzetes, éles változás figyelhető meg, például a kanyarulat átvágásának hatására a korábban aktív övzátony anyagára a szabályozásokat követően csak finomabb üledék került, mert a főmeder távolabbra helyeződött, vagy (2) a mindenkori ártéri felszínen a szabályozások óta történő felhalmozódást markerrétegek segítségével állapítottam meg, az 1-es pont szelvényeivel párhuzamba állítva.

5.1.1. Az árvizek jellemzése

Az árvizek elemzéséhez egy közép- és egy alsó-tiszai vízmérce (Szolnok és Mindszent) adatait használtam fel. Egyrészt a szolnoki Tisza-hídnál (334,6 fkm) mért, 1876 és 2010 közötti napi vízállás adatokhoz fértem hozzá, másrészt a mindszenti mérőállomáson (217,8 fkm) mértekhez, melyek 1901-től álltak rendelkezésemre. Az adatsorok alapján az egyes évek elöntéseinek nagy víz (NV) értékeit és a hullámtér éves vízborítottságának időtartamát határoztam meg.

A szolnoki vízállás adatok közül az árvizes napok számának meghatározásakor azokat a napi vízállásadatokat használtam fel, amelyek 522 cm-nél magasabbak voltak, ugyanis ennél a vízmagasságnál nagyobb árvizek már a Feketevárosi-holtágnál az M-mintavételi pontot is elöntik. Ugyanakkor Mindszentnél 520 cm-es vízállásnál lép ki a folyó a medréből, így az e feletti vízállásokat tekintettem árvíznek. Mindkét mintaterületen kiemeltem azokat az időszakokat, amikor a vízállás meghaladta a 650 cm-t, ugyanis ez az a vízszint, amikor már a hullámtér egésze vízborítottá válik, és minden formán megindulhat az akkumuláció. Az elemzés során az 1901 és 2010 közötti időszakot dolgoztam fel részletesebben, mivel így tudtam a szolnoki és a mindszenti adatsort összevetni.

5.1.2. A hullámtér érdességének hosszú távú változásai

Az ártereken a hordalék lerakódását alapvetően meghatározza a vízsebesség, amelyet jelentősen befolyásol a felszín érdessége, amint ez a Chézy- és a Manning-féle vízsebesség számítási képletben is szerepel (Chow 1959, Németh 1959).

A területhasználat alapvetően meghatározza a hullámterek érdességét, ami a vízsebesség befolyásolásán keresztül a lebegtetett hordalék kiülepedését irányítja. A hullámtéri növényzet okozta érdesség hosszú távú változásának meghatározásához a 18. századtól napjainkig készült katonai és topográfiai térképeket használtam fel (5.1. táblázat). A térképeket és légifotókat először ERDAS Imagine 8.6 szoftverrel geo-korrigáltam, majd a területhasználati foltokat Arcview 3.2 szoftver segítségével határoltam le, és az időközben bekövetkezett területhasználat változásokat %-ban adtam meg.

5.1. táblázat: A kutatás során felhasznált térképek, felmérések és légifelvételek

Megnevezés	**Készítés dátuma**
I. katonai felmérés	1783
II. katonai felmérés	1860-61
III. katonai felmérés	1881-83
Tisza hajdan és most	1890-91
Légifelvételek	1950, 1965, 1981, 1991, 2000

A szakirodalomban a legismertebb érdességi tényező a Manning-féle, mely természetes vízfolyásokra és csatornákra is igen részletesen ki van dolgozva (Chow 1959). Német (1959) felhasználta Szribnij érdességi tényezőit, melyeket természetes vízfolyásokra határoztak meg. Mivel a két táblázat fedi és kiegészíti egymást, ezért ezeket összedolgoztam (5.2. táblázat), és a továbbiakban ezt használom a terület érdességének meghatározásához. Ezeket az értékeket rendeltem a területhasználati kategóriákhoz. Majd adott időpontban a mintaterület egészére jellemző – a növényzetből eredő – érdességi tényezőt a területhasználati foltok területével súlyozva számoltam ki. Meg kell jegyeznem, hogy az elkövetkezőkben csak ezt, a növényzet okozta érdességet elemzem, ugyanis ez az érdességi összetevő változott legdrasztikusabban az elmúlt évtizedek alatt a hullámtereken.

5.2. táblázat: A növényzet által befolyásolt érdességi kategóriák (Chow 1959, Németh 1959 alapján)

Kategória	***Hullámtéri növényzet jellege***	***Átlagos érdességi tényező (n)***	***Megjelenése a Tisza hullámterén***
1	Meder; Gyep, beszántott terület, művelt szántó, mocsár	*0,03*	folyómeder és holtág; töltésláb; rét és legelő, lágyszárúakkal borított parlagok, földutak, beszántott, de nem művelt területek, és vizenyős területrészek
2	Művelt kiskert, felhagyott szántó, elvadult irtás, hullámtéri mélyedések vízzel	*0,05*	gondozott kiskertek gyümölcsfákkal; 1-2 éve nem művelt szántók, még nem áthatolhatatlan gyalogakác állománnyal; irtásterület néhány nagyobb fával és bokorral; kubikgödrök és fokok oldalán növényzettel
3	Sarj, fiatal telepített erdő	*0,06*	általában telepített, 1-3 éves nyárerdők, de ide soroltam a pár éve parlagon álló elszórt fás növényzetű területeket is
4	Felhagyott kiskert	*0,10*	gyümölcsfák alatt gyalogakác és lágyszárú növények, elhagyott kisházakkal
5	Erdő kevés aljnövényzettel	*0,12*	folyóparti erdősávok gyér cserjeszinttel, gondozott telepített erdők
6	Sűrű cserjeszintű erdő	*0,2*	sűrű cserjeszintű erdő tuskógátakkal; áthatolhatatlan gyalogakácosok.

5.1.3. Terepi mintavétel

A Közép-Tisza vidéken Nagykörűnél 2, a Feketevárosi-holtágnál 1, a szolnoki Árapasztónál 2 ponton, míg az Alsó-Tisza vidéken Mártélynál is 2 ponton ástunk kutatóárkokat, hogy megmintázzuk a szabályozások óta lerakódott üledékrétegeket (5.3. táblázat). A Feketevárosi-holtágnál 8 kubikgödörben fúrásokat is végeztünk a kanyarulat külső ívén, ahol a kubikgödrök alját képező sárgás löszös üledéken határoztuk meg az ármentesítések óta lerakódott sötétebb színű finomszemcsés üledék vastagságát.

A kutatóárokból a mintákat 2 cm-enként vettük, illetve az Árapasztóból (A2) 4 cm-ként, ugyanis ez egy intenzíven töltődő alacsonyabb felszínű területen létesült. A mintavétel legnagyobb mélységét az üledék fizikai jellegzetességei alapján határoztuk meg, ugyanis a mintavételi helyek felénél jól definiálható a szabályozások kora, hiszen olyan helyen létesítettük a szelvényeket, ahol éles váltás következett be a szemcseösszetételben a kanyarulatok átvágása következtében. A mintavételi pontok másik fele párba állítható a fenti szelvényekkel, tehát rendszerint az első, ismert mélységű szelvénynél 10-30 cm-rel nagyobb mélységig történt a mintavétel. A szükséges mélység megállapítását segítették a VO-szelvények és a digitális domborzat modell is, amelyek szintén utalnak a feltöltődés nagyságrendjére. Általában a mintavételt 1-1,3 m mélységig végeztük.

A Feketevárosi-holtág külső ívén található kubikgödröket a vízügyi nyilvántartás szerint létesítésük óta nem bolygatták. Így Pürkhauer-féle fúróbot segítségével 8 db fúrást mélyítettünk a kubikgödrök alján, és az üledék színében és szemcseösszetételében bekövetkezett változás szintjének mélységét mértük meg.

5.3. táblázat: A szabályozások óta bekövetkező akkumulációt feltáró szelvények főbb jellemzői.
A: szemcseösszetétel, nehézfémtartalom, szerves anyag, pH
B: mágneses szuszceptibilitás, röntgensugaras mérés

	Mintavételi hely	Jele és jellege	Tiszától távolság (m)	Mintavételi pont magassága (m tszf)	Megmintázott mélység (cm)	Minták száma (db)	Mintagyűjtés éve	Laboratóriumi vizsgálatok	
								A	B
Közép-Tisza	Nagykörű	N1: szabályozások kori övzátony	260	85,1	80	40	2005	X	X
		N2: mindenkori ártér	593	85,2	108	54	2005	X	X
	Feketevárosi-holtág	M: mindenkori ártér	230	84	122	61	2003	X	–
		Ff1-Ff8: szabályozások kori folyóhátnál lévő kubikgödrök	730-2500	82,3-82,7	100	–	2003	–	–
	Árapasztó	A1: folyóhát mögött	40	82,8	28	14	2003	X	–
		A2: folyóhát vonalában	17	83,4	76	19	2005	X	X
Alsó-T.	Mártély	T1: szabályozások kori övzátonyon	1360	79,3	94	47	2002	X	–
		T2: mindenkori ártér	1315	80,5	100	50	2002	X	X

Az Árapasztó megmintázása során a mintavételi pontok a kiásott Árapasztó mélyedésében találhatók, egyik (A1) a folyóháttól távolabb, míg a másik (A2) a folyóhát vonalában. Az Árapasztót 2000-ben egy durva mészkonkréciós rétegig mélyítették, melyet az azóta történő akkumuláció mértékének meghatározásához használtam fel. Az Árapasztó létesítésekor a 2000-ben átvágott folyóháton Braun et al. (2003) és Nagy et al. (2001) végeztek szedimentológiai vizsgálatot.

5.1.4. Laboratóriumi vizsgálatok

A Szegedi Tudományegyetem Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszékének laboratóriumában az üledék szemcseösszetételét, szervesanyag-tartalmát, nehézfém-tartalmát és pH értékét határoztam meg. A szemcseösszetétel vizsgálatot Köhn-féle iszapolással és szitálással végeztem, miután a mintákat kiszárítottam és felaprítottam. A szemcseméret határait Miháltz kategóriái (in Félegyházi et al. 1999) alapján húztam meg. A minták szervesanyag-tartalmát spektrofotométerrel mértem meg kálium-bikromátos oxidálást követően. Az egyes mintavételi pontok üledék szelvényeit jelzőrétegek segítségével állítottam párhuzamba. A marker rétegek beazonosítására nehézfém-tartalmat (Cd, Ni, Zn, Cu és Pb) mértem. A királyvízzel feltárt minták nehézfém-tartalmát (ppm) háttérkorrekciós atomabszorpciós spektrofotométerrel (Perkin Elmer 3110), lángba-porlasztásos módszerrel határoztam meg, kalibráló oldatok segítségével. A nehézfémek mobilizációja szempontjából fontos a közeg kémhatása, ezért a desztillált vízzel összerázott és 24 órát állni hagyott minták pH értékeit elektrometriás eljárással határoztam meg.

A Wolverhamptoni Egyetem School of Applied Sciences intézetében lehetőségem nyílt néhány szelvény (N1, N2, A2, T2[2]) mintáin mágneses szuszceptibilitás és röntgensugaras mérések elvégzésére.

A mágneses szuszceptibilitást alacsony (0,465 kHz) és magas (4,65 kHz) frekvencián „Bartington MS2" műszerrel mértem. Az anhiszterézises remanens (visszamaradó) mágnesességet (ARM) „Molspin a.f. Demagnetiser" és „Molspin Magnetometer" segítségével határoztam meg. Az izotermikus remanens mágnesezhetőség (IRM) mérését „Molspin Magnetometer"-rel végeztem, az ehhez szükséges mágneses mezőt „MMPM10 Pulse Magnetiser"-rel idéztem elő. A mérések segítségével következtetni lehet arra, hogy a mederanyag eróziójából vagy a vízgyűjtő felsőbb

[2] A T2 szelvény mintáinak mágneses tulajdonságait Gresó Zsolt mérte meg (Gresó 2003).

részéről leerodált, talajosodott üledék került-e a területre, illetve elkülöníthetőek a hosszabb nyugalmi időszakok is, amikor a mintavételi hely környékén a talajosodási folyamatokat alig zavarták meg az árvizek. Az 5.4. táblázat táblázatban a meghatározott 16 paraméter közül azon tulajdonságokat mutatom be, melyet a szelvények elemzésekor hasznosnak találtam.

5.4. táblázat: A mágneses tulajdonságok jellemzése (Maher 1986, Thompson és Oldfield 1986, Hutchinson 1995, Walden et al. 1999, Gresó 2003)

Mágneses paraméterek	**Értelmezés**
MD	*Multidomain*: A szemcsék mágneses tulajdonságuk és domain (mágneses cella) számuk alapján MD, PSD, SSD, SP nagyságrendbe sorolhatók. A MD szemcsék mérete nagyobb 110 µm-nél. Idetartoznak például a folyó mederfalából kierodálódott szemcsék.
PSD	*Pseudo-single domain*: Az MD és az SSD szemcsék között találhatók ~0,2-110 µm-es tartományba esnek.
SSD	*Stabil single domain*: A single domain (SD) szemcsén belül megkülönböztetnek ~0,02-0,04 µm méretű SSD szemcséket, melyek fontos szerepet kapnak az üledékminták értékelésében. A SSD szemcsék az SP szemcsékkel együtt a talajképződés során mágneses baktériumok által termelt finomszemcsés anyag jelenlétére utalnak, erősebb mágneses tulajdonsággal bírnak, mint az MD szemcsék.
SP	*Szuperparamágneses szemcsék*: 0,03 µm alatti szemcseméretű szemcsék, melyek szuszceptibilitása nagyobb, mint az SSD vagy MD szemcséknek. Meghatározása lehetővé teszi, hogy különbséget tegyünk különböző eredetű minták között. A talajok jellegzetes indikátora, kimutatására a $\chi_{FD\%}$ a legalkalmasabb.
χ ($10^{-6}m^3/kg$) vagy χ_{LF}	*Gyenge mágneses mezőben mért tömeg specifikus mágneses szuszceptibilitás* (low field mass specific magnetic suscptibility): Értéke a mintában lévő ferrimágneses ásványok (magnetit, maghematit, titanomagnetit, titanomaghematit) koncentrációjával arányos és érzékeny a mágneses szemcseméretre is.
$\chi_{FD\%}$ (%)	*Frekvenciafüggő szuszceptibilitás* (frequency-dependent susceptibility): Értéke a nagyon finom un. „viszkózus" mágneses szemcsék jelenlétét mutatja a SP és a SSD szemcsék határán. Legmagasabb az érték az erdő alatti talajok esetében, ennél kisebb a művelés alatt álló területeken és legalacsonyabb a folyómederből származó anyagok esetén (Walling et al. 1979).
SIRM ($10^{-6}Am^2/kg$)	*Izotermális telítettségi remanens mágnesezettség* (saturation isothermal remnant magnetisation): Értéke a mintában lévő összes remnancia hordozó ásvány koncentrációjával arányos (főként a finomszemcsés SSD vas-oxidokra érzékeny), és a mágneses szemcseméret is befolyásolja. Ez a lehető legnagyobb mágnesezettségi fok, amely a mintát éri az alkalmazott külső mágneses mezőben.
χ_{ARM} ($10^{-6}m^3/kg$)	*Anhiszterikus mágneses remnancia* (anhysteretic remanent magnetisation - ARM). Tömeg specifikus ARM: nagy mértékben szelektív a SSD tartományba eső mágneses szemcsékre, melyek a talajképződésre utalnak. Viszont a nagyobb koncentrációjú durvább mágneses szemcsék (MD) ugyanazt az értéket mutathatják, mint a jóval kisebb mennyiségben jelen lévő SSD szemcsék.
SIRM/ARM	Azokban a mintákban, ahol a ferrimágneses ásványok dominálnak, ez a mutató a relatív mágneses szemcseméret jelzője. Mivel ez a paraméter két remnancia mérésből származik, nincsenek rá hatással a minta diamágneses és paramágneses összetevői. A talajképződésre utaló SSD szemcsék jelenlétét az alacsony SIRM/ARM érték mutatja.
S-hányados	A ferrimágneses és az antiferromágneses ásványok megkülönböztetésére szolgáló mutató. Például -100mT nagyságú mágneses mezőben azoknak az ásványoknak, melyek könnyen demagnetizálódnak (pl. magnetit), alacsony S-hányados értékük lesz (mágneses szempontból „lágy" viselkedés jellemzi őket). Azok az ásványok, amelyek jobban ellenállnak a demagnetizálásnak (pl. hematit, goetit), nagyobb lesz az S-hányados értékük („kemény" mágneses viselkedés jellemzi őket). Kisebb mértékben érzékeny a szemcseméretre is. A negatívabb értékek MD, a kevésbé negatívak SD szemcsék jelenlétére utalnak.

Röntgensugaras mérést (XRF) SPECTRO XEPOS spektrométerrel végeztem. Segítségével a nátriumtól uránig terjedő elemtartományban összesen 49 elem jelenlétét és koncentrációját

határoztam meg a pasztillává préselt mintákban. Mivel az elemi összetétel meghatározása az eddigi vizsgálatokat támasztotta alá, ezért csupán a vastartalom változását ábrázoltam az üledék szelvényekben.

A kapott értékeket TILIA és TILIA Graph programok segítségével ábrázoltam. A TILIA program klaszter analízise segítségével a hasonló mintákat zónákba soroltam.

5.2. Egy árvíz okozta akkumuláció vizsgálata

Az egy árvízi esemény által felhalmozott üledék vastagsága mellett vizsgáltam még a vízsebességet és a növényborítottságot is, mint az akkumulációt befolyásoló tényezőket. Az árvíz során a vízsebesség mérése, majd az árvíz levonulását követő friss üledék vastagságának feltérképezése és a hullámtér növényborítottságának vizsgálata ugyanazon szelvények mentén történt (5.5. táblázat). A szelvények egymástól mért távolsága 100 és 800 m között változik, a folyószakasz alakjától és a növényborítottság változásától függően. A Mindszentnél létesített szelvények alapjául a korábbi mérések során kitűzött szelvények szolgáltak (Kiss és Fejes 2000, Fiala 2002). Nagykörűnél és Mindszentnél a Tisza jobb és bal parti hullámterén vizsgáltam az akkumuláció mértékét, míg a Feketevárosi-holtágnál az öblözetben felhalmozódó üledék vastagságát kívántam meghatározni, ezért csak a jobb parti hullámteret vizsgáltam.

5.5. táblázat: Az egy árvíz általi üledék-felhalmozódás és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata (A szelvényeket folyásirányban fentről lefelé számoztam, a j és b jelek pedig arra utalnak, hogy a szelvény a jobb- vagy a baloldali hullámtéren helyezkedik el.)

	A mérés			Mérések típusa					
	helye	jele	éve	üledék-vastagság		vízsebesség		növényzet sűrűség	
				Szelvény (db)	Pont (db)	Szelvény (db)	Pont (db)	Szelvény (db)	Pont (db)
Közép-Tisza	Nagykörű	Nj1-5a Nb1-4	2006 (próba: 2005)	10	220	3	14	10	52
	Feketevárosi-holtág	Fj1, Fj4, Fj6, Fj8, Fj10	2005	5	120	–	–	–	–
		Fj1-10, Fjk1-3, Fjh1-7	2006	20	200	6	35	5	32
Alsó-Tisza	Mindszent	Mb1-16 Mj1-14	2006	31	500	12	87	16	62

5.2.1. Terepi mérések

5.2.1.1. A vízsebesség mérése

Mindhárom mintaterületen végeztünk vízsebesség-mérést, de az áradások idején csak egy-egy, a VIZIG által kijelölt napra (csupán 8 órára) kaptam engedélyt a hullámtéri sebesség viszonyok mérésére, így a mérések nem ugyanolyan hidrológiai körülmények között történtek. A nagykörűi mintaterületen a 2005. május 14-én, az árvíz tetőzése után 1 nappal, 815 cm-es vízálláskor történt a vízsebesség-mérés. A Feketevárosi-holtágnál a vízsebesség-mérést 2006. április 13-án végeztük 944 cm-es vízállásnál, 9 nappal az árhullám tetőzése előtt. A mindszenti mintaterületen a bal parti hullámtéren az engedélyezett vízsebesség-mérést 2006. április 30-án végeztük 1018 cm-es vízállásnál, 8 nappal az árhullám tetőzése után.

A vízsebesség-méréseket forgólapátos, GR-21 típusú vízsebesség-mérő műszerrel végeztük, amelyet a VITUKI Méréstechnikai Osztályán kalibráltak. A műszer hibája, hogy 0,14 m/s alatti és 2,86 m/s feletti vízsebességek esetén pontatlanul mér, tehát a határértékeken kívül eső vízsebességeket fenntartással használtam fel az elemzés során. Mivel a mérésre csak egy-egy nap állt rendelkezésemre, ezért − a 2005-ös nagykörűi mérések tapasztalata alapján − a vízfelszíntől

90 cm mélyen történtek a mérések, részben azért, mert ekkora mélységben még megtartható volt a vízsebességmérő. Az irodalmi adatok alapján (Goudie 1990) a vízoszlop felső 1/3-dában mérhető a legnagyobb vízsebesség. Az ártéren azonban a vízoszlop magassága 1,7-6 m között változott, így nyilvánvaló volt, hogy nagyobb mélységekben nem tudjuk megtartani a műszert, ezért úgy döntöttem, hogy egységesen 90 cm mélyen történnek a mérések. A vízsebesség mérése az előre meghatározott szelvények mentén történt, ott, ahol később az árhullám levonulását követően üledékvastagság-méréseket is végeztünk. A méréseket sűrítettük a meder közelében a vízvezető sáv sebességviszonyainak feltérképezése céljából. Néhány ponton több mélységben is megmértük a vízsebességet, hogy a növényzet hatását vertikálisan is vizsgálhassam.

5.2.1.2.A növényzet sűrűségének vizsgálata

A friss üledék vastagságának mérésével egyidőben 2006-ban feltérképeztük mindhárom mintaterület növényzetét is, különös hangsúlyt fektetve a fás szárú (főként özön) növényekkel borított területekre, melyeknek a legmagasabb Manning-féle érdességi tényezője (ld. 5.2. táblázat), hiszen ezek a növényzeti foltok tudják igazán lelassítani az ártéren áramló vizet. Az alábbi vizsgálatokkal az volt a célom, hogy elkülönítsem azokat a fás szárú növényzettel fedett foltokat, amelyek alig, illetve jelentős mértékben gátolják a levonuló árvíz útját.

A mérés során meghatároztuk a fás szárú növényzettel fedett területek jellemző fafajait, aljnövényzetét és a fás szárúak sűrűségét. A hullámtéren 3x3 m-es kvadrátokban feljegyeztük a fás szárú növényzet egyedszámát és megmértük törzsük kerületét. Azért ezt a terület nagyságot választottam ki, mert az ültetett erdőben a sorok távolsága 3 m, és ezeken a területeken felvett kvadrátokban a törzskerület-mérés miatt szükség volt legalább 1-2 telepített nyárfa adatára is. Ezzel a vizsgálattal az volt a célom, hogy különbséget tudjak tenni az egyes erdőfoltok érdessége között. Ezt követően a 2000-ben készült légifelvétel és a terepi feljegyzések alapján ArcView 3.2 szoftver segítségével elkészítettem a mintaterületek területhasználat térképét, és a növényzeti kategóriákhoz társítottam a Manning-féle érdességi tényezőt. A Feketevárosi-holtág öblözetének területhasználatát és a terület érdesség viszonyait bemutató térképek megrajzolásához segítséget nyújtott a szolnoki erdészet ütemterve is, melyben az állományok kora, területe és a kezelési módja is szerepel.

A kvadrátokban megszámolt fás szárú fajok egyedszáma alapján először egy „sűrűség-index”-et hoztam létre, amelyben a tőszám alapján kategóriákba soroltam a kvadrátokat (5.6. táblázat). Mivel a megfigyeléseink szerint a vízáramlást leginkább a fás szárúak sűrűsége befolyásolja, ezért a „sűrűség-index”-nek csak páros számot adtam, így a fák sűrűségét a kvadrátok kategóriába sorolásakor súlyozottan vettem figyelembe. Ezen túlmenően a fák vastagságát is megvizsgáltam, hiszen a súrlódás szempontjából ez is fontos tényező. Ezért „átmérő-index”-et is számoltam (5.7. táblázat), amely megmutatja, hogy egy adott kvadrátban mennyi a fák átmérőjének összege, majd ezeket is kategóriákba soroltam. A választásom azért esett az átmérőre és nem valamelyik egyéb paraméterre (sugár, terület, kerület), mert úgy gondolom, hogy az a fontos, hogy a fa törzsének mekkora a szélessége, amellyel árvízkor a víztömeg útjában áll.

5.6. táblázat: A kvadrátok sűrűség-indexe a bennük előforduló fás szárú növények egyedszáma alapján

Sűrűség index	***tőszám (db)***
10	>40
8	31-10
6	21-30
4	11-20
2	1-10

5.7. táblázat: A kvadrátok átmérő-indexe a bennük előforduló fás szárú növények törzsszélessége alapján

Átmérő index	***Összátmérő (cm)***
5	>160
4	120-160
3	80-120
2	40-80
1	<40

A két indexet először összeadtam, illetve egy másik megközelítésben összeszoroztam, így létrehozva a „növényzeti mutató”-t, amelynek célja, hogy megmutassa az adott területen milyen sűrű és milyen idős állományok vannak. Erre azért volt szükség, mert az érdesség szempontjából fontosnak tartom annak elkülönítését, hogy a kvadrátot vajon néhány idősebb fa (széles átmérővel) és gyér aljnövényzet jellemzi-e, vagy vékony gyalogakác bokrok sűrű tömege.

Az összeszorzás nem adta a kívánt eredményt, mert a skála túl széles lett (1-25), és az egyenlőtlen osztályközök korántsem adták vissza a terepen tapasztalt növényzetsűrűség viszonyokat, ezért a sűrűség- és az átmérő-index összeadása mellett maradtam. Ezt kiszámolva a növényzeti mutató értéke 3 és 15 között változik, és a kvadrátok összesen 20 csoportot alkotnak, melyeket két kategóriába (gyér és sűrű erdőborítottság) különítettem el (5.8. táblázat).

5.8. táblázat: A felmért kvadrátok jellemzői

	Sűrűség-index	***Összátmérő-index***	***Növényzeti mutató***	***Kvadrátok száma****
Gyér fás szárú növényzet	2	1	3	26
	2	2	4	12
	2	3	5	4
	2	4	6	1
	2	5	7	1
	4	1	5	4
	4	2	6	16
	4	3	7	5
Sűrű fás szárú növényzet	4	4	8	1
	6	2	8	24
	6	3	9	3
	6	4	10	2
	8	1	9	2
	8	2	10	8
	8	3	11	6
	10	1	11	5
	10	2	12	11
	10	3	13	9
	10	4	14	2
	10	5	15	4

*A Közép- és Alsó-Tiszán felmért összes kvadrát darabszáma.

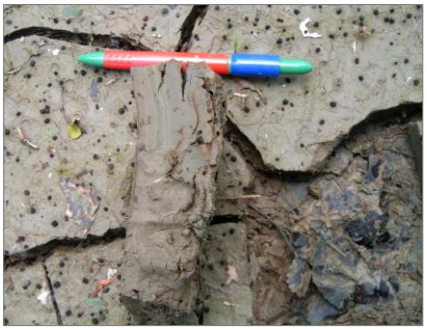
A *„gyér”* növényzetű kvadrátok csoportjába az 2-es és 4-es sűrűség-index értékű, 1-5 átmérő-indexű, alacsony növényzeti mutatójú (3-7) területek tartoznak. Ezek olyan természetes erdővel borítottak, ahol vagy (1) néhány vastagabb törzsátmérőjű fa nő, vagy (2) viszonylag vékony törzsű, fiatal telepített erdő található, de a kvadrátban a fák száma nem több 10-nél. Az ilyen növényzetű területek a vízvezetés szempontjából megfelelőek lehetnek abban a 0,7-1,0 m-es magasságban (törzs-szint), ahol a törzseket megszámoltuk és kerületüket lemértük. Ebbe a kategóriába soroltam továbbá az olyan, maximum 15 db fás szárú növényt tartalmazó kvadrátokat, amelyekben természetesnek tűnő, bolygatatlan folyópart-menti fák, aránylag ritka fiatal gyalogakácosok és viszonylag ritkább cserjeszintű, telepített nyarasok találhatók. Tapasztalataim szerint, az ilyen növényzeti mutatójú területek is közepesen alkalmasak árvízi vízvezetésre a hullámtéren. A *„gyér”* növényzetű kvadrátok kategóriájába összesen 69 kvadrát tartozik.

A *„sűrű”* növényzeti kategóriába a 4, 6, 8, 10-es sűrűség-indexszel rendelkező kvadrátok tartoznak, amelyek átmérő-indexe 1 és 5 között változik, és ezek alapján a növényzeti mutató értéke 8 és 15 közötti. Ebbe a kategóriába eső területeken főleg gyalogakácosok, bolygatott, természetes part menti erdősávok és elvadult cserjeszintű, telepített nyarasok találhatók. Az ide tartozó kvadrátokban maximum 45 fás szárú egyedet számoltunk össze. Ebbe a kategóriába tartoznak még (1) a nem karbantartott sorközű telepített nyarasok, (2) azon parti erdők, ahol a bolygatás hatására sűrű gyalogakácos cserjeszint alakult ki, és (3) a több éve felhagyott szántók és kiskertek, amelyeket az özön fajok szinte áthatolhatatlan állományai borítanak. Az ilyen kvadrátokban több mint 45 fás szárú növény található. Véleményem szerint az ilyen sűrűségű növényzet az árvízi vízvezetést már jelentősen lecsökkenti, sőt a 10-es sűrűségi-indexű növényzettel borított terület árvízi vízvezetésre alkalmatlan, amit a vízsebesség méréseim is alátámasztottak. A *„sűrű”* növényzeti kategóriába összességében 77 kvadrátot soroltam.

A mintaterületek jelenlegi növényborítottságból adódó érdességi viszonyainak vizsgálatához az 5.1.2. fejezetben bemutatott 6 érdességi kategóriát használom (5.2. táblázat).

5.2.1.3. Az üledékvastagság mérése

A felhalmozódott friss üledék vastagságát a 2005-ös és 2006-os áradások után vizsgáltuk (amikor az ártér kiszáradt), a partra merőleges keresztszelvények mentén, amelyek kezdőpontjai 100-800 m-re voltak egymástól. A szelvények mentén megközelítőleg 15 méterenként mértük meg a lerakódott hordalék vastagságát, a mérőpontok helyeit GPS-sel rögzítettük. A folyóhoz közelebb eső szakaszokon sűrítettük a mintavételi pontokat (mivel itt az üledék vastagsága rövid távon belül változott). A mérések során az előző évi avarrétegre és a területen lévő szilárd burkolatokra lerakódott üledék vastagságát mértük meg, ezen kívül a mérést segítette a friss üledék eltérő színe és szerkezete is (5.1. ábra). A mérést minden vizsgálati helyen három ponton végeztem el, milliméteres pontossággal, majd ezeket az adatokat átlagoltam. A 3-5 mm vastagságot meghaladó üledékekből mintát vettem, és Köhn-féle iszapolással és száraz szitálással meghatároztam a szemcseösszetételüket. A pontok adataiból izovonalas térképet szerkesztettem.



5.1. ábra: A friss üledék vastagságának mérése

5.3. A hullámtér árvízvezető képességének számítása

Az egy árvíz okozta hullámtéri akkumuláció vastagságát meghatározva kiszámítható, hogy a keresztszelvények mentén a felhalmozódott friss üledék milyen mértékben csökkenti a hullámtér vízvezető képességét. A mérési pontokat felfűző szelvények mentén az 1:10 000-es méretarányú topográfiai térképet alapul véve kiszámítottam a keresztszelvény teljes területét a gátak tetejéig, ami a növényzettől mentes hullámtér vízbefogadó képességét mutatja. E mellett a friss üledék keresztszelvényre vetített területét is meghatároztam, így a gát és a part között a hullámtéri akkumuláció okozta csökkenést (%) is kiszámítottam.

6. Eredmények

A hullámtér feltöltődést és az azt befolyásoló főbb tényezőket a hosszú távú (szabályozások óta bekövetkezett) akkumuláció vizsgálattól a rövid távú (egy-egy árhullám okozta) felé haladva mutatom be. Miután az akkumuláció nem értelmezhető az adott időszak árvizeinek és területhasználat változásának (érdesség) ismerete nélkül, ezeket is jellemzem. A rövid távú vizsgálatoknál már lehetőség nyílt egyéb, az akkumulációt befolyásoló tényezők (hullámtér növényzeti érdessége és vízsebesség) vizsgálatára is. Mivel a Közép- és az Alsó-Tiszán több vizsgálati területet is kijelöltem, az innen származó adatok mindegyikének részletes bemutatására – a terjedelmi korlátok miatt – nincs lehetőségem. Emiatt az eredmények elemzésénél végig arra törekedtem, hogy a legjellemzőbb vagy legérdekesebb helyeket és eredményeket mutassam be részletesen, míg a többit ezekhez viszonyítva értékeltem.

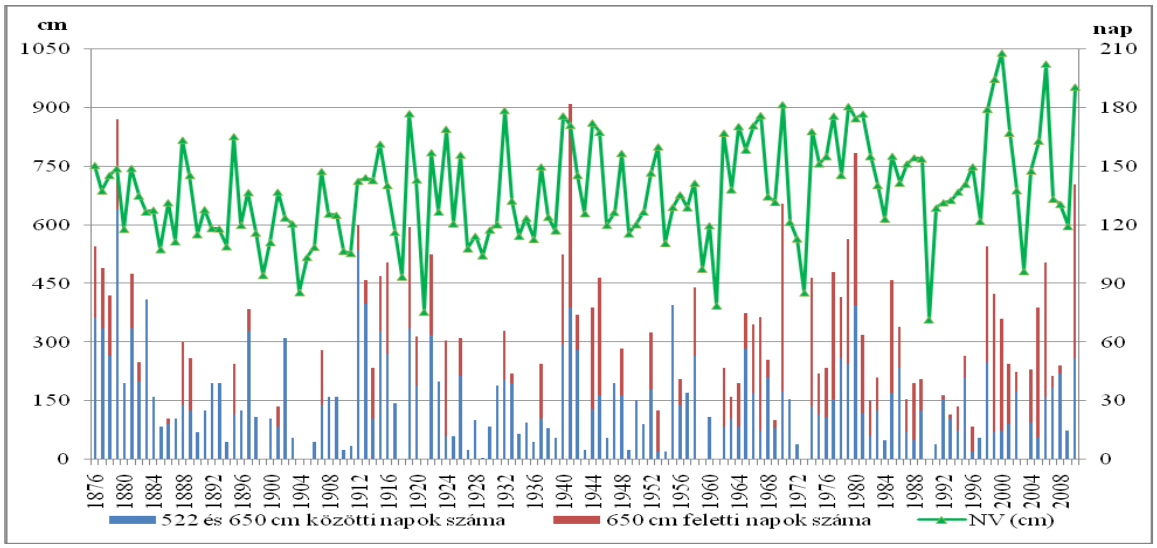
6.1. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata

6.1.1. A vizsgált időszak (1876-2010) árvizeinek jellemzése

A hullámtéri akkumuláció egyik meghatározó tényezője az árhullám, hiszen a mederből kilépő és hordalékot szállító víztömeg a rosszabb áramlási viszonyokkal rendelkező hullámtéren rakja le hordalékát. A mintaterületekhez legközelebb eső szolnoki és mindszenti vízmércék vízállás adatsorait elemeztem és hasonlítottam össze az éves nagyvíz (NV) és az árvizes napok száma alapján. Az elemzett időszak kezdetét az adott vízmérce első, hozzáférhető vízállás-adata határozta meg (bár jó lett volna a vízállást a szabályozások éve óta elemezni). A Közép- és az Alsó-Tisza összehasonlítása így csak 1901-től volt lehetséges.

6.1.1.1. Az éves nagyvíz alakulása

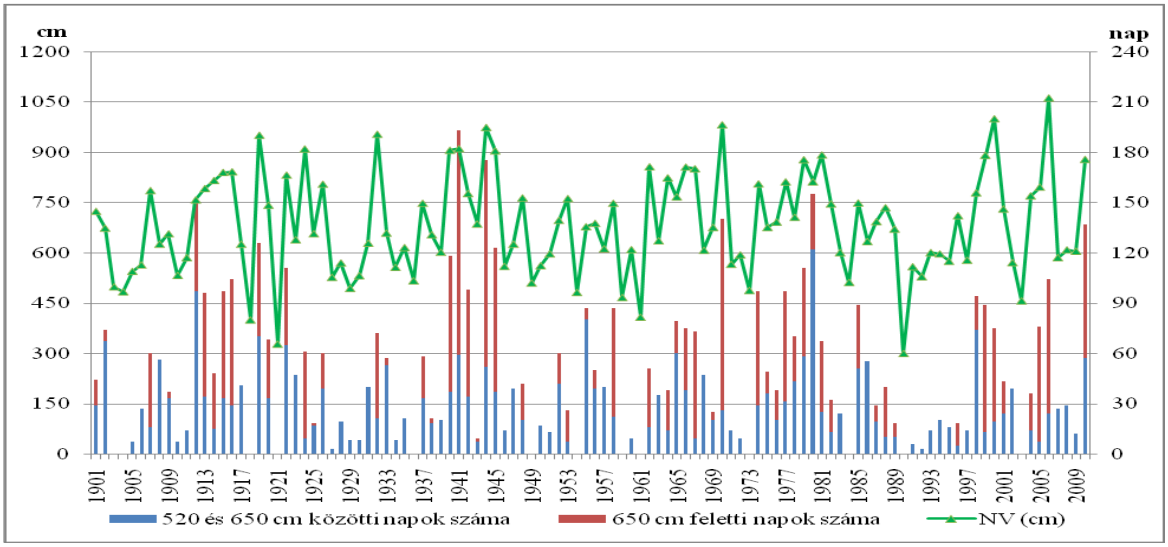
A Közép-Tiszán Szolnoknál 1876 és 2010 között mért nagyvizek (NV) elemzése azt mutatja, hogy a vizsgált időszakban összesen 76 (1901 és 2010 között 65) olyan év volt, amikor a teljes hullámteret elöntötte és minden formát beborított a víz (6.1. ábra), tehát a vizsgált időszak 57 %-ában volt 650 cm feletti vízállású árhullám a területen. A 134 év vízállás-adatai szerint az éves NV értékekben növekvő tendencia figyelhető meg.



6.1. ábra: A nagyvizek magassága és az árvizes napok (522 és 650 cm felett) száma évente a szolnoki vízmércén 1876-2010 között

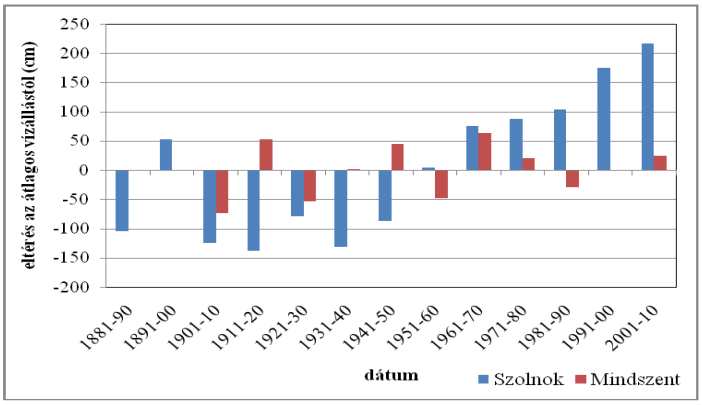
Az Alsó-Tiszán a mintaterületekhez legközelebb eső mindszenti vízmércén mért adatok alapján (6.2. ábra) 1901 és 2010 között az ártér minden formáját elöntő, 650 cm-t meghaladó vízállás 60 évben fordult elő, azaz a vizsgált évek 55%-ában. Az Alsó-Tiszán tehát kevesebb alkalommal tetőzött az árhullám a teljes hullámteret kitöltő vízállás felett, mint a Közép-Tiszán. A

mindszenti vízmércén mért NV értékek is növekvő tendenciát mutatnak, bár a szolnokihoz képest a növekedés kisebb mértékű.



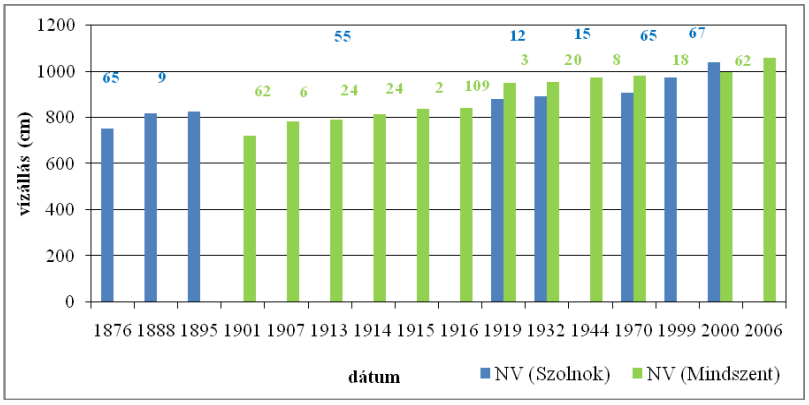
6.2. ábra: A nagyvizek magassága és az árvizes napok (520 és 650 cm felett) száma évente a mindszenti vízmércén 1901-2010 között

A vizsgált időszak közepes NV értéke Szolnoknál 686 cm, Mindszentnél 683 cm. Megvizsgálva a 10 éves közepes nagyvíz értékeket (6.3. ábra) az tapasztalható, hogy Szolnoknál az 1950-es évekig (kivéve a csapadékos és hűvös 1940-es éveket) a 10 éves NV átlag értékek 686 cm alatt maradtak, majd az 1960-as évektől csak átlag feletti évtizedek vannak. Az Alsó-Tiszán Mindszentnél nem állapítható meg a szolnokihoz hasonló tendencia, itt az alacsony és a magas vízállású évtizedek szabálytalan ritmusúak.



6.3. ábra: A 10 éves közepes nagyvizek eltérése az átlagos vízállástól a szolnoki és a mindszenti vízmérce alapján

A legnagyobb vízszint (LNV) a szolnoki vízmércén összesen 7-szer dőlt meg, ami a vizsgált 134 év alatt 288 cm-es vízszintnövekedést jelent, míg Mindszentnél 11-szer, összesen 338 cm-rel (6.4. ábra). A Közép-Tiszán az 1900-as évek közepén (1932 és 1970 között) 37 évig nem volt újabb rekord vízállás, az Alsó-Tiszán a mindszenti vízmérce alapján 1944 és 1970 között 25 éven keresztül nem dőlt meg az LNV érték. Az 1970-es évektől viszont Szolnoknál és Mindszentnél is kétszer dőlt meg az LNV, Szolnoknál összesen 132 cm-rel, Mindszentnél összesen 80 cm-rel. A Tisza középső és alsó szakaszán is az utóbbi bő 10 évben az árhullámok levonulása igen magas vízállásokkal jellemezhető. A NV értékek mindkét vízmércén emelkedő tendenciát mutatnak (6.1. és 6.2. ábra). A legnagyobb vízálláskor a szolnoki és a Mindszent-mártélyi hullámtéren 3-7 m-es vízoszlop borítja a hullámtereket.



6.4. ábra: A szolnoki és mindszenti vízmérce rekordokat döntő nagyvizeinek vízállása és a növekedés nagysága (cm)

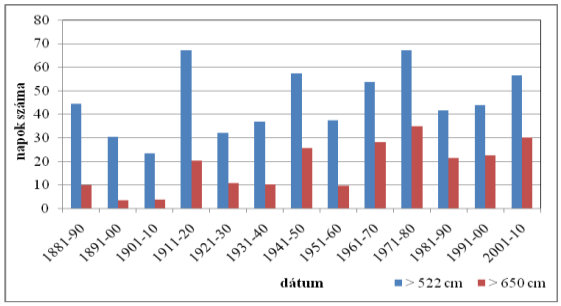
A vizsgált időszakban előfordultak olyan évek is, mikor a Tisza nem lépett ki hullámterére. A szolnoki vízmércén 10, a mindszenti vízmércén 13 évben mértek 522 illetve 520 cm alatti vízállást (6.1. és 6.2. ábra). A Közép- és Alsó-Tiszán jellemzően 10 évente egyszer (maximum kétszer) nem lép ki az árhullám a hullámtérre, ez a gyakoriság az elmúlt 110 év alatt nem mutatott változást. (Viszont 1991 és 2000 között a Közép- és az Alsó- Tiszán is minden évben a középvízi mederből kilépő NV-t mértek, s hasonló volt a helyzet a Közép-Tiszán is 1931 és 1950 között, amikor minden évben mértek 522 cm-t meghaladó, tehát a hullámtérre kilépő vízállást.)

6.1.1.2. Az árvizes napok száma

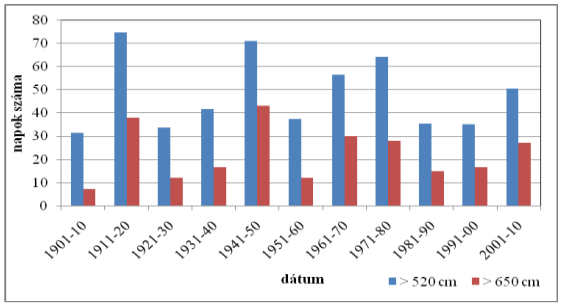
Az árvizes napok számának meghatározásánál egyrészt figyelembe vettem azt a vízállás értéket, amikor az árhullám kilép a medréből, és ezáltal az alacsonyabban fekvő területek vízborítottá válnak, másrészt meghatároztam azoknak a napoknak a számát, amikor minden hullámtéri forma vízborítás alá kerül. A Közép-Tiszán Szolnoknál a hullámtér vízborítása 522 cm feletti vízállásnál indul el, és a hullámtér minden formája 650 cm-t meghaladó vízállásnál kerül teljesen víz alá. A Feketevárosi-holtágnál a részleges vízborítottság hossza a vizsgált 134 év során nem változott jelentősen, átlagos értéke 48 nap/év, míg a 650 cm feletti vízborítású napok száma évente átlagosan 18 nap volt, növekvő tendenciát mutatva. Az 1800-as évek végén maximum 1-1,5 hónapig volt árvízi medret kitöltő vízállás, viszont az 1960-as évek közepétől ez többször is meghaladta a 2 hónapot A 2,5 hónapnál hosszabb árhullámokat extrém hosszúnak tekintettem, ilyenek a szolnoki vízmérce alapján 1941-ben, 1970-ben, 1980-ban és 2010-ben fordultak elő (6.1. ábra).

Az Alsó-Tiszán a mindszenti vízmérce napi adatai alapján 520 cm feletti vízállás előfordulása átlagosan 48 nap/év, s ennek a részleges vízborításnak a hossza nem változott jelentősen a 110 év alatt. Mindszent-Mártélynál a hullámtér teljesen vízborított (tehát 650 cm feletti vízállás) átlagosan évente 22 napig volt. A 650 cm-t meghaladó vízállású napok száma csekély mértékű növekvő tendenciát mutat. Az 1930-as évekig a vízborítottság maximum 1,5-2 hónap volt, ezt követően viszont előfordultak extrém hosszú (2,5 hónapot meghaladó) árvizek is: 1940-ben, 1941-ben, 1944-ben, 1945-ben, 1970-ben, 1999-ben, 2006-ban és 2010-ben (6.2. ábra).

A Közép- és Alsó-Tisza két vízmércéje alapján kiszámított 10 éves átlagos árvíz hossz alapján (6.5. és 6.6. ábra) az 1910-es, az 1940-es, az 1960-as, az 1970-es évek, és a harmadik évezred első évtizede volt az átlagosnál hosszabb ideig árvízzel borított. Szolnoknál 1881 és 1970 között a 650 cm feletti árvizes napok 10 éves átlagszámához viszonyítva 1970 után 14 nappal lett hosszabb az árhullám levonulási ideje. Mindszentnél viszont 1970 után 1 nappal lett rövidebb az 1901 és 1970 közötti időszakhoz képest.

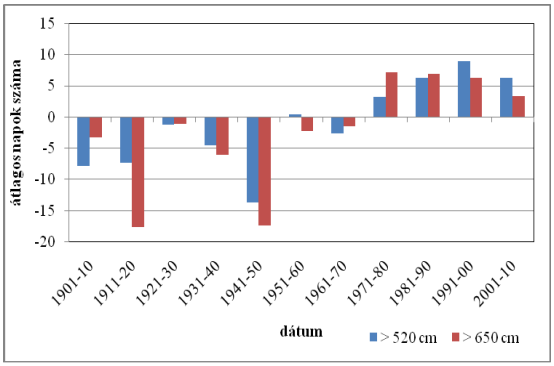


6.5. ábra: A 10 éves átlagos elöntés időtartama a szolnoki vízmérce napi vízállás adatai alapján



6.6. ábra: A 10 éves átlagos elöntés időtartama a mindszenti vízmérce napi vízállás adatai alapján

A két vízmérce vízállás-adatai azt mutatják, hogy míg a részleges vízborítottság a Közép- és Alsó-Tiszán is ugyanolyan hosszú volt (48 nap/év), addig a teljes hullámteret elöntő vízállás Mindszentnél átlagosan 4 nappal hosszabb, ami magyarázható a mellékfolyók duzzasztó és a Duna visszaduzzasztó hatásával valamint az esés csökkenésével (Vágás 2011). A két terület 10 éves átlagos vízborítottság-adatait összevetve kitűnik (6.7. ábra), hogy az 1970-es évekig a Mindszentnél voltak hosszabbak az árvizek (akár 17 nappal is), de az 1970-es évektől ez megváltozott és a Tisza középső szakaszán ma már átlagosan 3-8 nappal hosszabban van elöntve a hullámtér. (Ez arra utal, hogy Szolnoknál valamiféle lokális, a vízállást befolyásoló tényezők erőteljesebbé válhattak).



6.7. ábra: A szolnoki és a mindszenti vízmércén mért évtizedenkénti átlagos elöntés időtartamának különbségei. (A negatív értékek azt mutatják, hogy Mindszenten hosszabbak az árvizek, a pozitívak pedig, hogy Szolnoknál.)

A Tisza középső és alsó szakszán található két vízmércén mért vízállások szerint az árhullámok növekvő vízállással és egyre hosszabb idő alatt vonulnak le. E mellett a szolnoki szelvényben az 1960-70-es évektől az árvizek magasabb NV értékkel és hosszabb hullámtéri tartózkodással jellemezhetők, mint Mindszent esetében, ami véleményem szerint adódhat a szolnoki hullámtéri szűkület kialakításából, esetleg a meder szűkülésből, a növényzet elburjánzásából és egyéb lokális tényezőkből. Az árvizes napok száma szerint mindkét területen közel ugyanazokban az években volt a hullámtér vízborítottsága hosszabb, mint 2,5 hónap. A vízállások ilyen irányú vizsgálatát azért tartottam szükségesnek, mert így rávilágíthattam azokra az évekre, amelyek a hullámtér feltöltődésben fontos szerepet játszhattak.

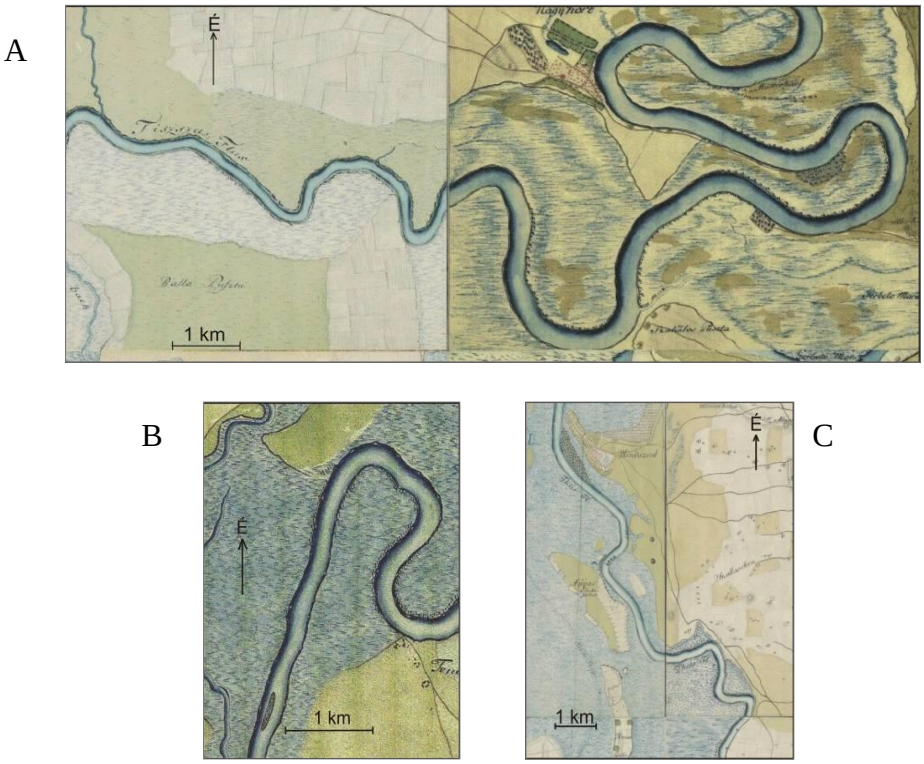
6.1.2. A vizsgált területek területhasználatának változása

A hullámtéri akkumuláció mértékének vizsgálatához fontosnak tartom a területhasználat változásának elemzését. A honfoglaláskor a Kárpát-medence alföldi részére az erdők voltak a jellemzőek lápokkal és rétekkel; vízjárta területek az Alföld legmélyebben fekvő területein voltak megtalálhatók (Ihrig 1973). A Tisza mentén, a magasártéren és az alacsonyártér szigetein keményfa ligeterdők (tölgy-szil-kőris) voltak a meghatározóak, míg az alacsonyártéren a hosszú vízborítást tűrő puhafás ligeterdők és rétek, a mély fekvésű helyeken pedig pangó vizes mocsarak és tavak helyezkedtek el (Somogyi 2000). Az ármentesítések hatására a területhasználat jelentősen megváltozott, hiszen az ármentesített területek kultúrpusztává váltak, miközben a hullámterek is

átalakultak. Míg korábban a mai hullámterek területén rétek és legelők voltak jellemzőek (az ármentesítéskor is ezzel a területhasználattal tervezték a hullámtereket − Botár és Károlyi 1971), mára az ültetett erdők, szántók és gyomos parlagok váltak meghatározóvá. A növényzet változásának hatására és a beépítettség növekedésével nő a hullámtér érdessége, amely így csökkenti a hullámtér vízvezető képességét (Török 2000; Rátky et al. 2003).

A Tisza árterének területhasználatát az 1700-as évek végétől vizsgáltam részletesen az I-III. katonai felmérések, a *Tisza hajdan és most* térképlapjai és légifelvételek segítségével. Ezek a források azt mutatják, hogy a területhasználatban bekövetkezett változások igen jelentősek. Mindhárom mintaterület területhasználat változását bemutatom 1783 és 1891 közötti időszakban a térképlapok segítségével. Azonban a légifotók elemzését csak Nagykörű és a Feketevárosi-holtág öblözetére vonatkozóan végeztem el, mivel ez a két terület jellegzetes változásokat mutatott, amelyek jellemzőek lehettek Mindszent és Mártély térségére is. (Minden mintaterület légifotó sorozattal történő lefedését pénzügyi korlátok is indokolták.)

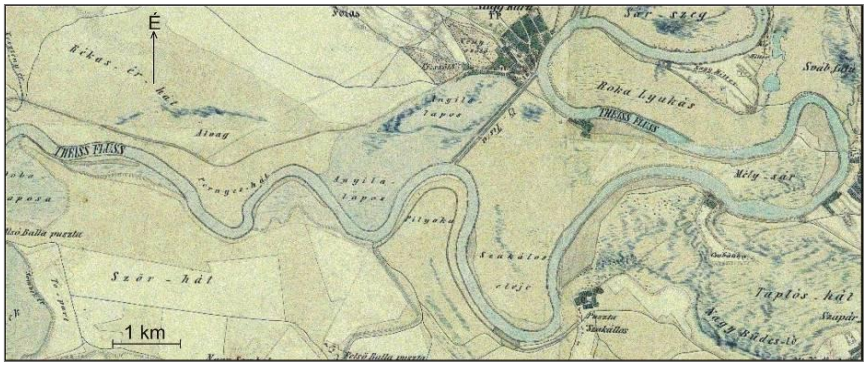
Az 1783-ban készített I. katonai felmérés Közép- és Alsó-Tiszára vonatkozó térképlapjai alapján, a mintaterületeken az alacsonyártér vízjárta mocsaras rész volt (szélessége: 1100-2500 m, Mindszent-Mártélynál elérte a 3000 m-t is) (6.8. ábra). Ebben az időben erek gyűjtötték és vezették a vizet a Tiszába. Csak a magaspartokon ábrázoltak gyep- és rétterületeket. Mindszentnél viszont az ártér magasabb, a folyóhoz közel eső övzátony felszínén erdős terület figyelhető meg.



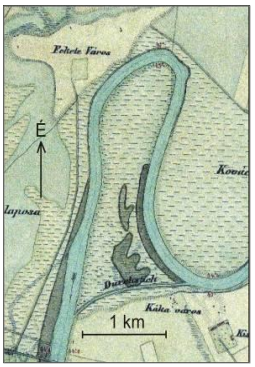
6.8. ábra: A Nagykörű (A), Feketevárosi-holtág (B) és a Mindszent-Mártély (C) közötti Tisza szakasz az I. katonai felmérésen (1783)

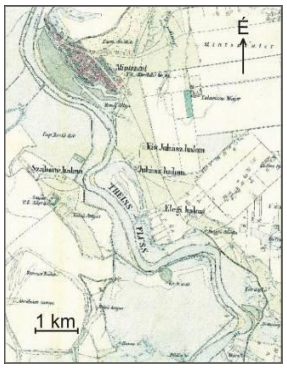
A II. katonai felmérés lapjain (1860-1861) Nagykörű térségében pusztákat, vizenyős és alacsonyfekvésű mocsaras területeket ábrázoltak, fasor a magasártér vonalában volt feltüntetve (6.9. ábra). A Feketevárosi-holtág térségében a Tisza mentén és az öblözetben már megjelentek a kisebb facsoportok. Nagykörűnél és a Feketevárosi-holtágnál is ábrázolták az átvágás helyét és a töltések futásvonalát. Mindszent határában az ártéren homokos partot és erdőt tüntettek fel a térképen, Mártélynál az árteret vizenyős területnek ábrázolták kisebb erdőfoltokkal és homokos parttal. A Tisza jobb partján egy korai töltés volt, ami mentén erdősávot ábrázoltak. A folyószabályozások után a Mártélyi kanyarulat átvágása miatt a töltés elvesztette funkcióját (jelenleg a hullámtéren található). Ezáltal a vízjárta terület a tizedére zsugorodott.

A



B



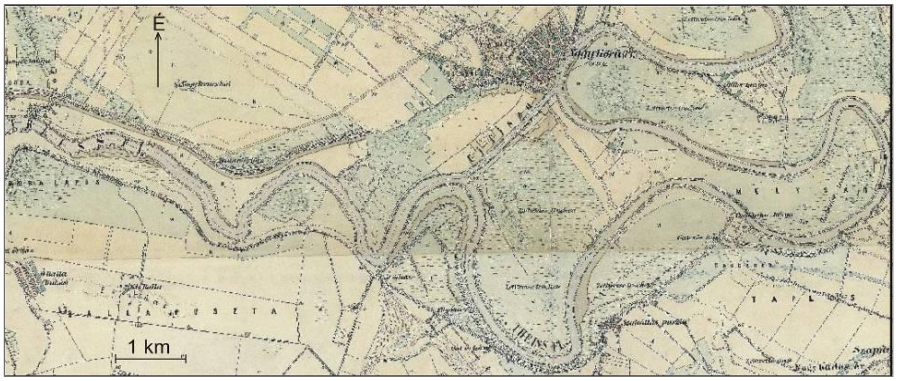


C

6.9. ábra: A Nagykörű (A), Feketevárosi-holtág (B) és a Mindszent-Mártély (C) közötti Tisza szakasz a II. katonai felmérésen (1860-1861)

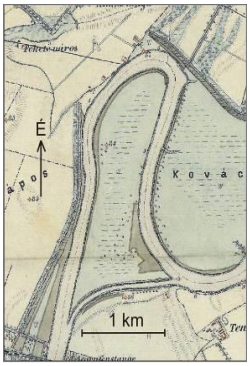
A 19. század végi állapotokat mutatja a III. katonai felmérés (1881-1883) (6.10. ábra). Nagykörűnél a folyópart mentén a magasabb és homokosabb részen kiskerteket tüntettek fel, a mögötte lévő felszín viszont alacsonyabb lehetett, ezért vízjárta, mocsaras terület volt. Folyásirányban lefelé rétek voltak feltüntetve, erdőt csak az anyaggödrök helyein és a folyópart mentén ábrázoltak. A töltések még a folyókanyarulatokkal párhuzamosan futottak, de már az átvágások helyei is fel voltak tüntetve. A Feketevárosi-holtág környezetében továbbra is vízjárta területeket ábrázolnak, e mellett az erdővel borított területek kiterjedtebbé váltak a folyó mentén és az öblözetben. A töltés és a vezérárok is megfigyelhető a térképlapon. Mindszentnél a településhez közeli magasabb ártéri részen továbbra is erdőt és legelőt ábrázoltak, míg Mártélynál rét és legelő területeket tüntetnek fel kisebb erdőfoltokkal. A bal parti töltés a jelenlegi futását követi, míg a jobb parti töltés Mártélynál a folyó futásával párhuzamos. Itt még nem ábrázolták a mártélyi kanyarulat átvágásának helyét. A mocsaras, vízjárta területek folyamatosan zsugorodtak a mintaterületeken.

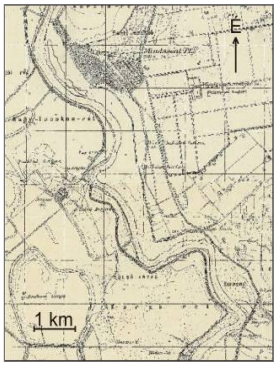
A



6.10.a. ábra: Nagykörűi (A) Tisza szakasz a III. katonai felmérésen (1881-1883)

B



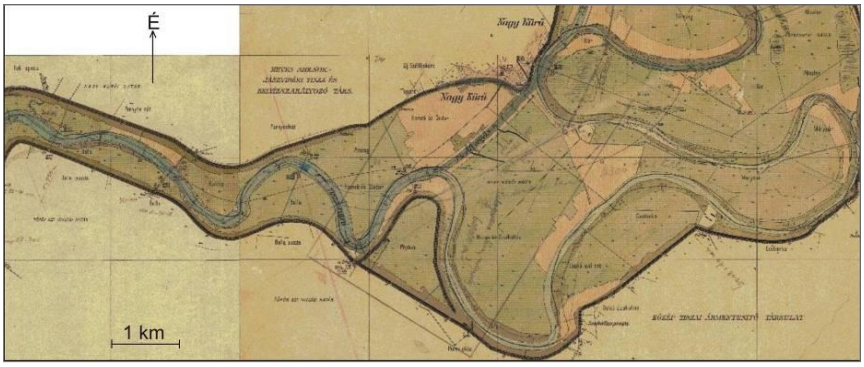


C

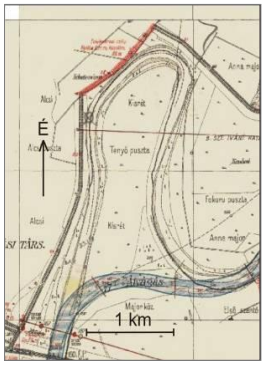
6.10.b. ábra: A Nagykörű (A), Feketevárosi-holtág (B) és a Mindszent-Mártély (C) közötti Tisza szakasz a III. katonai felmérésen (1881-1883)

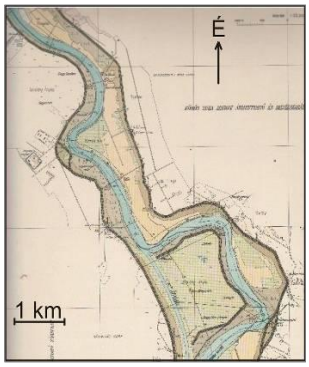
A *Tisza hajdan és most* térképlapján (1890-1891) Nagykörűnél kevés erdőterületet ábrázoltak (6.11. ábra), főként a folyó mentén és a településhez közeli területeken. A leszűkített ártéren időszakosan vízjárta rét, legelő és szántó területek voltak. A Tisza jobb és bal parti töltései mentén kubikgödröket ábrázoltak, valamint a vezérárok is szerepelt a térképlapon. Pityókai átmetszés viszont még nem volt feltüntetve. A Feketevárosi-holtág öblözetében rét és erdőterületeket ábrázoltak. A töltés és a kubikgödrök a Feketevárosi-holtág körül futottak. Az átvágás helye is szerepel a térképlapon. Mindszent-Mártélynál a Tisza jobb partján ligeterdő húzódott a meder mentén. A bal parton kubikgödröket, szántó, rét és legelő területeket ábrázoltak, mocsaras területeket viszont már nem tüntettek fel a térképlapokon. Ezen a térképlapon jelenik meg először Mártélynál az átvágás és az új jobb parti töltés.

A



B





C

6.11. ábra: A Nagykörű (A), Feketevárosi-holtág (B) és a Mindszent-Mártély (C) közötti Tisza szakasz a Tisza hajdan és most (1890-1891) térképsorozat lapjain

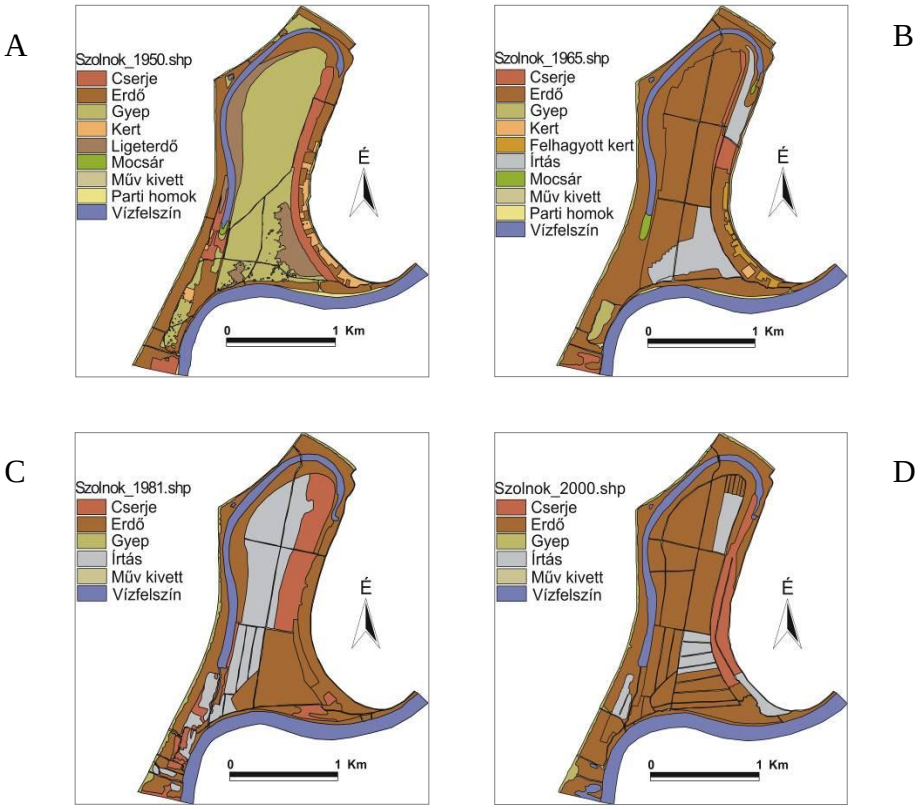
A mintaterületeken a folyószabályozás előtt mocsaras terület volt a jellemző. A 19. században a vizenyős területeket felváltotta az időszakosan vízzel borított a füves puszta és rét. A települések közelében az övzátony felszíneken megjelentek a szántók és az ártéri kiskertek. A ligeterdők fokozatosan terjedtek el a Tisza és a töltések mentén, a 19. század végén a mintaterületek 3-16%-át foglalták el (6.1. táblázat). A növényzetből adódó érdesség a 18. század végétől (n=0,03) a

20. század elejéig (n=0,034-0,041) alig növekedett (6.1. táblázat). Ez a területhasználat nem okozott lefolyási akadályt a Tisza árterén.

6.1. táblázat: A fás vegetáció (erdő, liget, kiskert) aránya (%) a mintaterületből és ez alapján az ártér számított növényzeti érdessége (Chow 1959 alapadatai alapján)

Mintaterület	Fás vegetáció aránya (%) a teljes területből				Növényzeti érdesség			
	I. katonai (1783)	II. katonai (1860-61)	III. katonai (1881-83)	*Tisza hajdan és most (1890-91)*	I. katonai (1783)	II. katonai (1860-61)	III. katonai (1881-83)	*Tisza hajdan és most (1890-91)*
Nagykörű	0	0,6	5,1	3,3	0,030	0,031	0,035	0,033
Feketevárosi-holtág	0	14,1	12,4	10,6	0,030	0,043	0,041	0,040
Mindszent-Mártély	2,8	10	4	16	0,033	0,031	0,034	0,044

A térképek elemzése azt mutatja, hogy a három mintaterület 18-19. századi területhasználatában bekövetkező változásai hasonlóak voltak, bár a kiskertek és szántók csak ott jelentek meg, ahol Tisza közvetlen közelében lévő településről az övzátonyok magasabb, homokos felszíne megközelíthető volt (Nagykörű és Mindszent). Ezért a légifelvétel sorozatok alapján (1950, 1965, 1981, 1991 és 2000) már csak két mintaterületen, Nagykörűnél (intenzív kisparcellás mezőgazdasági hullámtérhasználat) és a Feketevárosi-holtág öblözetében (erdősítés) vizsgáltam meg a területhasználat változását.

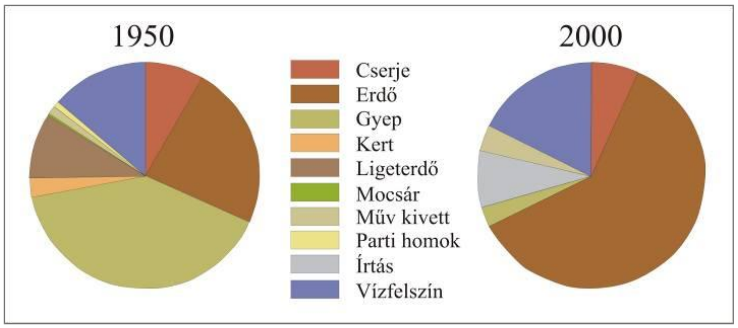


6.12. ábra: A Feketevárosi-holtág öblözetében a területhasználat változása az 1950-es (A), az 1965-ös (B), az 1981-es (C) és a 2000-es (D) légifotók alapján

A mintaterületek közül részletesen a Feketevárosi-holtág öblözetének területhasználat változását mutatom be, mivel mindhárom mintaterületre egyformán jellemző a fás szárú növényzet elterjedése és a hullámtér érdességének növekedése a 20. század második felében. A Feketevárosi-holtág öblözetében az 1950-es állapot még a 19. század végi területhasználathoz hasonlatos (6.12. ábra), ugyanis az öblözet nagy részét gyep (40,3%) borítja, viszont a kubikgödrökben, a holtág és a folyó mentén erdővel borított területek (32,6%) vannak. A part menti ligeterdők (9,3%) már az 1890-1891-ben készült *Tisza hajdan és most* térképlapokon is beazonosíthatók voltak, tehát

térbeliségük alig változott a megjelenésük óta. A mintaterület keleti részén kiskerteket (2,7%) műveltek. A terület növényzetből adódó átlag érdessége 0,09 volt 1950-ben.

A változások bemutatására a szabályozások kori területhasználathoz leginkább hasonló 1950-es légifotót és a legutóbbi, 2000-es felvételt hasonlítottam össze (6.13. ábra). Szembetűnő változás, hogy a gyepterületek részaránya majd 1/20-ára csökkent (40,3%-ról 2,8%-ra), miközben az erdők aránya közel duplájára nőtt (32,6%-ról 60,9%-ra). Ugyanakkor a művelésből kivett terület aránya is 1,2 %-ról 3,8 %-ra nőtt. Ebbe a kategóriába soroltam az utakat és az erdőművelés hatására létrejött tuskógátakat, azonban ezek érdessége különbözik, ezért a későbbiekben az érdesség számításakor külön is kezeltem. A cserjével borított terület részaránya nem változott jelentősen, ami abból adódhat, hogy a légifotókon nehéz elkülöníteni az erdővel és a cserjével borított területeket. A területhasználatbeli változások 1950 óta a hullámtér növényzetből adódó érdességi viszonyait 60%-kal megnövelték (n=0,09-ről n=0,15-re) (6.2. táblázat). (Az özönnövények robbanásszerű elterjedésének az érdességre gyakorolt hatását a 6.2.2. fejezetben részletezem.)



6.13. ábra: A területhasználat változás az 1950-es és 2000-es évek alapján a Feketevárosi-holtág öblözetében

A nagykörűi mintaterületen is hasonló változások következtek be a 20. század második felében. Az 1950-es években a hullámtéren kertművelés (9,4 %), szántó, rét és legelő (58,2%) volt, az erdősávok (20%) csupán az árvízvédelmi töltés menti anyaggödrökben, a folyópart és a régi medrek mentén voltak megtalálhatók. Az 1965-ben készített felvételen a Tisza bal partján telepített nyarasok jelentek meg – bár egy szűk sávban füzesek találhatóak, míg a kubikgödröket idős erdők (füzes) szegélyezték (összes erdőterület a fiatal telepített erdőkkel 36,3%). A jobb parton a település közelében a kompátkelőtől délre, a kiskertek máig megtalálhatók a folyópart mentén, legnagyobb kiterjedésük (16,7%) az 1960-as években volt, majd azt követően 50%-kal csökkent, és napjainkban is egyre több kertet hagynak fel a hullámtéren. A kanyarulat belső, magasabb fekvésű része és a töltés között egy alacsonyabb, egykor vizenyős terület található, amelyen 1950-1991 között még szántóföldi művelést folytattak. Viszont a 2000-es felvételen a mesterséges elárasztás miatt (a nagykörűi kísérleti ártéri gazdálkodás keretein belül) egy része vizenyős térszínné vált. Ettől folyásirányba továbbhaladva a bal parton, a folyókanyarulatban kezdetben rét volt, majd az 1991-es felvételen már fiatal ültetett erdő jelent meg. Összességében a nagy érdességet képviselő erdők kiterjedése 50 év alatt 20%-ról 50%-ra nőtt, ami sok esetben sűrű cserjeszinttel párosult, ezzel együtt a mintaterület érdessége folyamatosan növekedett (0,06%-ról 0,11%-ra) (6.2. táblázat) (Kiss és Sándor 2009).

6.2. táblázat: A fás vegetáció (erdő, cserjés, kiskert, fiatal telepített erdő) aránya a mintaterületből és az ártér ez alapján számított növényzeti érdessége (Chow 1959 alapadatai alapján)

	Fás vegetáció aránya a teljes területből (%)					*Növényzeti érdesség*				
Mintaterület	*1950*	*1965*	*1981*	*1991*	*2000*	*1950*	*1965*	*1981*	*1991*	*2000*
Nagykörű	29,5	53	41,7	72,1	61	0,06	0,07	0,08	0,11	0,11
Feketevárosi-holtág	43,7	67,6	54,3	-	67,7	0,09	0,14	0,12	-	0,15

Az alsó-tiszai Mindszent-Mártély mintaterületet szintén az egyre sűrűbb növényzet jellemezte a 20. században. A mindszenti hullámtér területhasználatbeli változásai a nagykörűihez hasonlítanak, ugyanis bár a fás szárú növényzettel borított terület nőtt (2006-ben 72,8% ld. 6.2.2.

fejezet), de még mindig megmaradtak a kiskertek és a szántók a területen, igaz arányuk egyre csökken. Ezzel szemben a Mártélyi-holtág környékén a Feketevárosi-holtág területhasználatbeli tendenciája érvényesül, azaz az erdők kiszorították a gyepeket és vizenyős területeket, bár a beépített terület (üdülőövezet) aránya itt jelentősen megnőtt.

A légifotók elemzése alapján elmondható, hogy a hullámtér területhasználata az utóbbi évtizedekben jelentős változásokon ment keresztül. A 19. századi folyószabályozási munkákat követően bár a vizenyős-mocsaras területek aránya lecsökkent, de a hasonlóan kis érdességű szántók, rétek és legelők terjedtek el. Azonban minden mintaterületen megfigyelhető, hogy az 1960-as évektől az ültetett erdők aránya jelentősen megnőtt. Ezáltal a terület érdessége is megduplázódott, amely a nagyvízi meder (hullámtér) vízvezető képességét csökkenti. Ezt fokozza, hogy bár a kiskertes hullámterek művelés alatt állnak, de egyre több a felhagyott és invazív növényfajokkal betelepült kiskertek aránya (ld. 6.2.2. fejezet). Összességében tehát a 1960-as évek óta jelentős az erdőterületek és az érdesség növekedése. Ez egyrészt akadályozhatja az árhullámok gyors lefutását, másrész a hullámtéri akkumuláció mértékét is jelentősen befolyásolhatja.

6.1.3. A hosszú távú üledék-felhalmozódás vizsgálata

A folyószabályozások eredményeként a hordalék felhalmozódása az egykori széles ártérről a szűk hullámtér területére korlátozódik. A kutatás során a Tisza középső és alsó szakaszán olyan mintavételi helyeket jelöltem ki, ahol jellegzetes fizikai és kémiai paraméterbeli változásokkal datálható a szabályozások ideje (ld. 4. és 5. fejezet), így következtetni lehet a feltöltődés mértékére.

A továbbiakban a Tisza középső majd az alsó szakaszán létesített három mintaterület fúrásainak üledék profiljait mutatom be. A vizsgált tulajdonságok közül csak azokat ábrázolom, melyek a leginkább segítettek a zónahatárokat meghúzni a szelvényekben (különösen igaz ez a mágneses tulajdonságokra, amelyből nagyon sokfélét mértem és számoltam, de csak néhány jellegzeteset mutatok be). Ezt követően a jellemező tulajdonságaik alapján párhuzamba állítottam az egyes mintavételi helyek üledék szelvényeit, így összehasonlíthatóvá vált a mintavételi pontok szabályozási munkákat követő feltöltődése. A párhuzamba állítás finomításával, az árvizek gyakoriságának és területhasználat változás figyelembe vételével az akkumuláció ütemének változásaira is következtettem.

6.1.3.1. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata Nagykörűnél

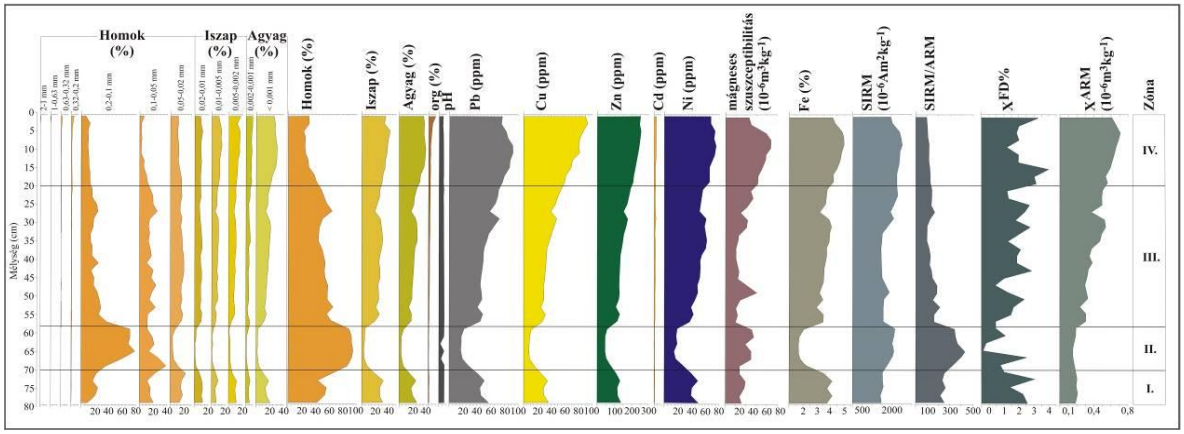
Nagykörűnél a szabályozások idején aktív övzátonyon létesített (N1) szelvény

Nagykörűnél a Tisza bal partján létesített két szelvény közül a folyásirányban lejjebb fekvő mintavételi pontot (N1) a folyótól 260 m-re egy antropogén hatásoktól kevésbé zavart, több különböző időpontban készített légifelvételen is meglévő erdőterületen, egy szabályozások kori övzátonyon létesítettük (erre a Vízrajzi Atlasz térképlapja utal). Az üledék szelvényben ezt az övzátony anyagát mutató durvább üledék réteget kerestem.

A szelvényt 4 zónára osztottam fel a minták fizikai és kémiai paramétereit felhasználva (6.14. ábra). A szelvény ábráján a mágneses vizsgálat eredményei közül csak azokat a tulajdonságokat tüntettem fel, amelyek markánsan változtak az egyes zónákban, illetve változásuk a szedimentológiai környezetre és annak változására is utal.

Az I. zóna a szelvény alsó 10 cm-ét (70-80 cm) képviseli, ahol az iszap és agyag frakció aránya 50% körül mozog, bár a 70-72 cm-es mintában már 60% felett van a homok (0,02-0,32 mm) részaránya, míg a minták szervesanyag-tartalma 0,7-0,9% között változik. A magasabb iszap és agyag részaránnyhoz magasabb nehézfémtartalom társul ebben a zónában. Az ólomtartalomnak két kiugró értéke van ebben a zónában (72-74 cm-en 51,1 ppm és 78-80 cm-en 56,4 ppm). A zóna kémhatása a semleges tartományba esik, tehát a nehézfémek utólag nem mobilizálódhattak. A mágneses vizsgálat szerint a mágnesen szuszceptibilitás (χ) alacsony (0,18-0,20 10^{-6} m^3kg^{-1}), ez figyelhető meg összes remnancia hordozó ásvány (SIRM) esetében is (1400-1600 10^{-6} Am^3kg^{-1}). Ebben a zónában a χ_{ARM}, viszonylag alacsony értéket mutat (0,18-

0,21 10^{-6} m^3kg^{-1}), miközben a $\chi_{FD\%}$ értéknek két maximuma is van, a szelvény alján (2,5%) és a 72-74 cm-en (3%).



6.14. ábra: A nagykörűi N1 szelvény fizikai és kémiai paraméterei

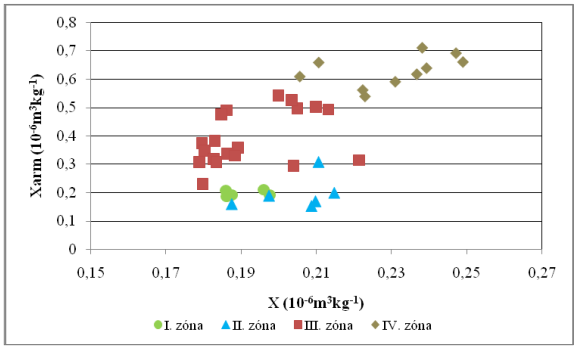
A II. zónában (58-70 cm) magas a homok frakció részaránya (> 86%), kicsi a szervesanyag-tartalom (0,1-0,3%), és a nehézfémtartalom is lecsökken. A pH két mintában (62-64 cm és 66-68 cm) enyhén savas kémhatású (6,2). Ugyanebben a két mintában a χ-nak kiugró értéke van (0,21 10^{-6} m^3kg^{-1}), amit főleg a multidomain (MD) szemcsék okoznak, ugyanis az elemi vas koncentrációja alacsony (2%). A SIRM és a SIRM/ARM magas értékei és a $\chi_{ARM,}$ alacsony értékei is az MD szemcsék magas arányára utalnak. A szelvényben a $\chi_{FD\%}$ érték minimuma 62-66 cm-en figyelhető meg (0,1-0,3%), ami a durva mágneses szemcseméretű mederüledékre utal.

A III. zónában (20-58 cm) a szemcseösszetétel felfelé finomodik, bár a tendenciát megtöri a 26-28 cm-es minta, ahol a homok frakciónak van egy kiugró értéke (64%). A nehézfémtartalom nő a zóna aljától a felső határáig, az iszap és agyag frakció növekedésével párhuzamosan. A 28-30 cm-es mintákban mindegyik nehézfémnek kiugró értéke van, majd ezt kövezően a 26-28 cm-es mintában lecsökken a fémek mennyisége. A szervesanyag-tartalom is folyamatos növekedést mutat ebben a zónában (0,6%-ról 2%-ra). A minták kémhatása a semleges tartományban mozog. Az SIRM értéke alacsony a zóna alsó 2/3-ában, ahol egy kiugró érték van a 48-50 cm-es mintában (1880 10^{-6} Am^3kg^{-1}); a 30-32 cm-es mintától folyamatosan növekszik, a zóna felső határán 1,5-szer nagyobb az értéke az alsó mintákhoz képest. A χ 5-6%-kal nagyobb értékei a 48-50, 28-30 és 22-24 cm-es mintákban van, a zóna felső 1/3-ában nő az értéke. A 48-50 cm-es mintában a MD szemcsék okozhatják nagymértékben ezt a kiugró értéket, ugyanis az elemi vas koncentrációjában nem látható ez a kiugró érték. A zónába a $\chi_{ARM,}$ növekedő tendenciát mutat a teljes zónában, viszont a 26-28 cm-es mintában lecsökken (30%-kal) az értéken a környező mintákhoz képest. A $\chi_{FD\%}$ ingadozva növekvő tendenciát mutat, 0,4%-ról 1,3 %-ra. Ezek a változások arra utalnak, hogy a finomabb és durvább mágneses szemcseméretű minták felváltva követik egymást, mintha az egyes árvizes és szárazabb periódusokat jeleznék.

A legfelső, IV. zónában (0-20 cm) az üledék tovább finomodik, majd a legfelső két mintában (0-4 cm között) a homok frakció részaránya mutat növekedést. A réz, cink és kadmiumtartalom a szelvényben felfelé folyamatos növekedést mutat. Az ólomtartalom a 8-10 cm-es mintáig nő, majd azt követően csökken a zónában. A kémhatás nem mutatott változást az előző zónához képest (pH: 6,5). A SIRM 10-15%-kal nő ebben a zónában (maximuma a 8-10 cm-es mintában 2550 10^{-6} Am^3kg^{-1}), viszont a felső két mintában ismét a zóna alsó mintáihoz hasonló értéke van, ezt mutatja a χ érték is, tehát csökken a ferrimágneses ásványok koncentrációja. A $\chi_{ARM,}$ további növekedést mutat (talajosodottabb rész) a szelvényben, maximuma a 4-6 cm-es mintában van, ezt követően csökken. A $\chi_{FD\%}$ kiugró értéke a 14-16 cm-es mintában van (4%), minimuma pedig a 8-10 cm-esben (1,2%) (talajosodottabb réteg). A mágneses szuszceptibilitás magasabb értéke a SIRM/ARM alacsony mennyisége a másodlagos ásványképződésre, a finomabb mágneses szemcsék jelenlétére utalnak.

A mágneses tulajdonságok közül (a 6.14. ábrán fel nem tüntetett) S-hányados − mely az un. „kemény” antiferromágneses és a “lágy” ferrimágneses ásványok arányát mutatja − a teljes szelvényben -0.6 és -0,7 között mozog, amely a ferrimágneses ásványok dominanciájára utal. Ez azt jelzi, hogy a minták eltérő mágneses tulajdonságaiért feltehetően a ferrimágneses ásványok mennyiségbeli és szemcse-összetételbeli változatossága felelős, kevésbé az ásványi összetételben bekövetkezett változás.

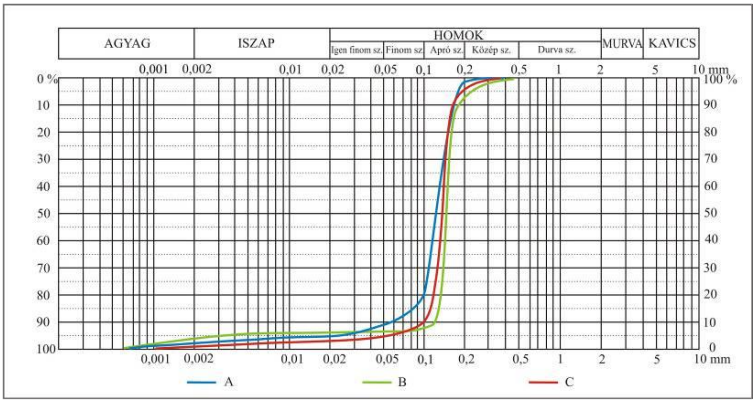
Ennek ismeretében a szelvényen bejelölt zónákba tartozó minták két mágneses tulajdonságát (χ, χ_{ARM}) vetettem össze egymással (6.15. ábra). A mágneses szuszceptibilitás (χ) a koncentrációra érzékeny, az χ_{ARM} a mágneses szemcsetartomány változására utal. A relatív mágneses szemcseméret alapján következtetni lehet a szemcsék eredetére. A folyómederből származó anyag χ_{ARM} értéke a legalacsonyabb, míg magasabb érték jellemző a megművelt területek és az erdők talajaira Walling et al. (1979).



6.15. ábra: Az N1 szelvény mintáinak mágneses szuszceptibilitás változása az χ_{ARM} függvényében

A 6.15. ábrán jól elkülönülnek a szelvény zónái, illetve le lehet határolni azokat a mintákat, amelyekre az alacsonyabb χ_{ARM} értékkel jellemezhető durvább mágneses szemcseméret a jellemző és azokat, amelyekre a magasabb χ_{ARM} értéket mutató finomabb mágneses szemcseméret. Az I. és II. zóna teljes mértékben csak a durvább mágneses szemcseméretehez tartozik, a finomabb mágneses szemcsék jellemzik az IV. zónát és a III. zóna egyes mintáit. A szelvény III. zónájában a finomabb és durvább mágneses szemcseméretű minták felváltva követik egymást (6.14. ábra $\chi_{FD\%}$), mintha az egyes árvizes és szárazabb periódusokat jeleznék. E mellett a 6.14. ábrán látható üledék szelvényben a magas SIRM/ARM értékek is azt mutatják, hogy az alsó két zónában és a III. zóna egyes mintáiban domináns a durva mágneses szemcsefrakció (azaz a mederüledékre utaló MD szemcsék), amely felfelé csökkenő tendenciát mutat a szelvényben.

A kutatóárokban talált durvább szemcse-összetételű minták (I. zóna) képviselik az övzátony anyagát. Ennek igazolására a most is aktívan épülő mindszenti övzátonyról vett minta szemcseösszetételét is meghatároztam (6.16. ábra). Mindkét minta szemcse-összetételében a homok frakció dominál, amely feltételezhetően a folyóhoz közeli területeken akkumulálódott.



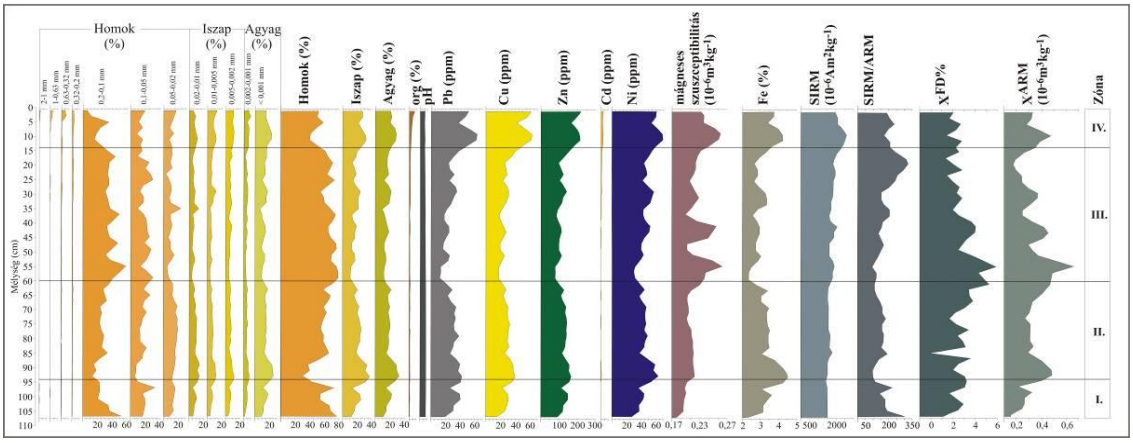
6.16. ábra: A Nagykörűnél lévő egykori övzátony (A), a Mártélyi Holt-Tisza egykori övzátonyának (B) és egy jelenleg is épülő mindszenti övzátony (C) szemcse-összetételi görbéi

A II. zóna (58-70 cm) mintái nemcsak nagyobb szemcseméretű homok frakciót tartalmaznak, hanem a mágneses szemcseméretük is durvább, azaz az üledék mederanyag eredetű lehet. Ehhez képest a III. zóna mintái arra utalnak, hogy a folyószakasz természetes elmozdulása következtében a mintavételi pont távolabb került az aktív folyómedertől, ezért finomabb szemcse-összetételű üledék és a talajképződésre utaló mágneses szemcsék jelentek meg. Ugyanakkor több mintában a mederüledékre utaló mágneses szemcsék is jelen vannak, amelyek a nagyobb áradásokkal kerülhettek ide. Ez alapján a folyószabályozási munkálatokat követően akkumulálódott üledék vastagsága 58 cm, ami 1856 óta (a nagykörűi alsó kanyarulat átvágásának évétől) átlagosan 0,39 cm/év feltöltődési ütemnek adódik.

Nagykörűnél a mindenkori ártéren létesített (N2) szelvény

Nagykörűnél a másik kutatóárkot (N2) a Tisza bal partján, a mindenkori ártéri területen létesítettük a folyótól 490 m-re. A mintavételi pont egy olyan erdőfoltban található, amely évtizedek óta bolygatatlan a területhasználat változás vizsgálatához használt légifelvételek tanúsága szerint. A folyószabályozásokkor átvágott három nagykörűi kanyarulat a mintavételi ponttól északra található, így az esésnövekedés következtében ezen a területen a folyó árvízkor nagyobb sebességgel haladhatott/haladhat keresztül, tehát feltételezhetően durvább szemcse-összetételű üledéket szállított a mintavételi pontra a kanyarulat átvágások után.

A szelvényt a paraméterek klaszter-analízise alapján 4 zónára osztottam (6.17. ábra).



6.17. ábra: A Nagykörűnél létesített N2 szelvény fizikai és kémiai paraméterei

Az I. zóna (94-108 cm) mintáiban magas a homoktartalom (>50%), az agyag és az iszap frakciók részaránya 25-25% alatt mozog, bár a 94-96 cm-es mintában arányuk megnövekszik (57%). A nehézfémeknek 100-102 és 94-95 cm-en van maximum értékük kivéve a kadmiumot, amelynek mennyisége méréshatár alatti. A szervesanyag-tartalom 0,8% körül változik, miközben a minták kémhatása a semleges tartományban van. A mágneses szuszceptibilitás (χ) a szelvényben felfelé haladva 15%-kal megnő. Az összes renmancia hordozó ásvány részaránya a SIRM szerint alig változik ebben a zónában. A $\chi_{FD\%}$ alapján a finomabb mágneses szemcsetartományba eső SP és SSD szemcséknek két kiugró értéke van a zónában 102-104 (3%) és 94-96 cm-en (3,2%). A zónában a χ_{ARM} értékének növekedése a 96-98 cm-es mintánál megtörik.

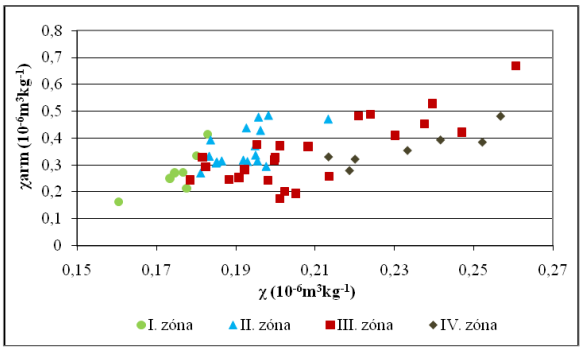
A II. zóna (60-94 cm) alsó mintáiban az iszap és az agyag frakció dominál (kb. 70%), majd felfelé durvul az üledék (a homok részaránya lesz 60-70%). Ezzel párhuzamosan a nehézfémeknek is az alsó mintákban van kiugró értékük, majd fölfelé csökken a mennyiségük. A szervesanyag-tartalom 0,7-1,4% között változik. A kémhatás a semleges tartományba esik. A SIRM értéke alig mutat változást (1450-1700 10^{-6} Am^3kg^{-1}), 86-88 cm-en van egy kiugró értéke (1800 10^{-6} Am^3kg^{-1}), χ a zóna alsó felében egyenletes értéket mutat (0,18-0,20 10^{-6} m^3kg^{-1}), majd egy enyhe (5%-os) csökkenés után erőteljes növekedés figyelhető meg, melynek a maximumát a következő zónában éri el. A χ_{ARM} a zóna legalsó mintájában ér el egy maximumot, majd 35-40%-kal alacsonyabb értéken stagnál, a zóna felső mintáiban ismét növekedést mutat, a maximumát a következő zónában éri el. A $\chi_{FD\%}$ értéke nagyon ingadozik, a zóna alsó részén

magas értékről indul (3%), majd több alacsonyabb és magasabb érték után a zóna felső mintáiban ismét megnövekszik az értéke (5,2%) − mintha az árvizes és száraz periódusok váltakoznának −, majd maximumát szintén a III. zónában éri el.

A III. zónában (14-58 cm) magas (50-80%) a homok frakció részaránya, bár néhány minta agyag- és iszaptartalma magasabb. A 0,2-0,1 mm-es apró szemű homok a domináns (>30%) a homok frakción belül (aránya az 54-56 cm-es mintában meg is haladja az 50%-ot). Viszonylag alacsony a nehézfémtartalom a zóna alsó mintáiban, de felfele haladva gyengén növekszik és több kiugró értéke van (az 50-52, 42-44, 28-30 és a 22-24 cm-es mintákban). A szervesanyag-tartalom az előző zónához képest nem változik (0,5-1,6%), a pH érték viszont felfelé enyhe csökkenést mutat (7,4-ról 6,3-ra). A mágneses szuszceptibilitásnak (χ) és a SIRM-nek közös kiugró értékei vannak (20-22, 54-54, 40-46 cm-en), a χ van még egy magasabb értéke a 30-32 cm-en. Ezt az eltérést okozhatják a ferrimágneses szemcséken kívüli egyéb remnancia hordozó ásványok jelenléte, melyre az elemi vas kiugró értéke utal. A SIRM/ARM ingadozása a durvább és finomabb mágneses szemcsék jelenlétét mutatja, a III. zóna legalján alacsony az értéke, azaz ott finomabb mágneses szemcsék találhatók, erre utalnak a χ_{ARM} és a $\chi_{FD\%}$ magasabb értékei is. A $\chi_{FD\%}$ és a χ_{ARM} értékei a zónában felfelé haladva kiugró értékekkel csökkennek, a χ_{ARM} a zóna tetején ismét növekedésnek indul. Ezek a változások azt mutatják, hogy a mintákban egyre több a durvább mágneses szemcsék aránya, miközben a talajképződésre utaló finomabb mágneses szemcsék mennyisége csökken.

A IV. zóna (0-14 cm) alsó mintáiban a homok frakció részaránya lecsökken 50% alá, majd a felső 6 cm-en ismét dominánssá válik. A magasabb (>50%) iszap és agyag frakcióhoz magasabb nehézfémtartalom társul. Kiugró ólomtartalom a 8-10, 10-12 cm-es mintákban van. A minták pH értéke 6,3 körüli. A SIRM-nek maximuma van 6-8 cm-en, ahol a χ is magas értéket mutat, emellett ez utóbbinak kiugró értéke 8-10 cm-es mintában is van. Az alacsony szinten mozgó $\chi_{FD\%}$ érékének két minimuma figyelhető meg (8-10 cm 1,4%; 2-4 cm: 1,6%). A χ_{ARM} a zóna alján növekedő tendenciát mutat, maximumát a 8-10 cm-en éri el (0,48 10^{-6} m^3kg^{-1}), efelett csökken a mennyisége. A két utóbbi mágneses tulajdonság 8-10 cm-en mért negatív illetve pozitív kiugró értéke azt mutatja, hogy a durvább méretű MD szemcsék vannak jelen a mintában, tehát az üledék főként mederanyagból származhat.

Az N2 szelvényben az antiferromágneses és ferrimágneses ásványok arányát mutató S-hányados − az N1 szelvény mintáihoz hasonlóan − -0.6 és -0,7 között változik. Tehát a mágneses tulajdonságok változását feltehetően a ferrimágneses ásványok koncentrációbeli és szemcse-összetételbeli változatossága okozza.



6.18. ábra: Az N2 szelvény mintáinak mágneses szuszceptibilitás változása az χ_{ARM} függvényében

A mágneses ásványok koncentrációja és szemcseméret eloszlása alapján (6.18. ábra) az N2 szelvényben nyomon követhető a durvább és finomabb méretű mágneses szemcsék változása. A durvább mágneses szemcsemérettel jellemezhető minták az origóhoz közelebb helyezkednek el, ide tartoznak az I-II zónák mintái, valamint a III. és IV. zónák egyes mintái. A nagyobb koncentrációban jelen lévő, a finomabb mágneses szemcsemérettel jellemezhető minták, melyek a talajosodásra utalnak, a diagram jobb felső részén találhatók. A felső két zóna mintáinak mágneses

szemcseméret periódikusan változik (6.17. ábra), ahogy az árvizesebb és a viszonylag szárazabb, inkább talajosodással jellemezhető időszakok követték egymást a folyószabályozás után.

A mintaterülettől folyásirányban felfelé több kanyarulat-átvágást is készítettek, melynek hatására nőtt az esés és munkavégző képesség. Így a mintavételi ponthoz a korábbinál durvább üledék juthatott a folyószabályozást követően. A III. zóna legalján megfigyelhető talajképződésre utaló finom mágneses szemcse megnövekedett mennyisége a vezérárkok megásásához köthető, amikor a vezérárok anyamederré fejlődése során nagymennyiségű talajosodott anyagot halmozott át. Mivel az átvágások vonalában, egy kanyarulat öblözetében, az inflexiós sávban ástuk a kutatóárkot (4.2. ábra), ide árvízkor a víz nagyobb sebességgel lép ki, ezért itt a korábbinál durvább üledék halmozódhatott/halmozódik fel (6.2.4.2. fejezet).

Véleményem szerint tehát a szelvény III. zónájában megfigyelhető üledékdurvulást a szabályozások hatására bekövetkezett hidrológiai változások idézték elő. Tehát a fizikai és kémiai paraméterek változása alapján ezen a mintavételi ponton a szabályozások óta 54 cm üledék akkumulálódhatott. Ez átlagosan (1856 óta) 0,36 cm/év feltöltődési ütemnek adódik. (Ezt alátámasztja ezen a hullámtéri szakaszon a KÖTIKÖVIZIG által készített DDM is, ami nem utal 1 méternél vastagabb akkumulációra.)

A nagykörűi szelvények összevetése

A hosszú távú (szabályozások óta történt) hullámtér feltöltődés vizsgálatra Nagykörűnél létesített két szelvény eltérő morfológiai és hidrológiai tulajdonságokkal bír. Emiatt a két szelvény szemcse-összetétele és mágneses szuszceptibilitás értéke is eltérő jellemzőket mutat. Viszont a hazai és a nemzetközi szakirodalomban találunk arra utalást (Braun et al. 2003, Taylor 1996), hogy a nehézfémek közül az ólom használható marker rétegként, mivel a többi nehézfémtől eltérően kevésbé mobilis az üledékrétegben, még akkor is, ha kémhatásváltozás történik. Így a két szelvényt összevetettem a minták ólomtartalma alapján (6.24. ábra). A Tisza medrének futásában történt antropogén beavatkozások a fizikai és kémiai paraméterek megváltozásában fellelhetők. Ezek alapján a két üledék szelvényben közel azonos mélységű akkumulációt azonosítottam be (N1: 58 cm; N2: 54 cm). Mindkét szelvényben megállapítható a szabályozások óta felhalmozódott üledék ólom koncentráció növekedése a felszínhez közeledve, e növekvő tendencia mellett több kiugró érték is van mindkét szelvényben, a legmagasabb érték a két szelvényben a 8-10 cm-es mintában található, valamint a 28-30 cm-en és 50-56 cm-en is mindkét esetben kiugró értéket mértünk, amelyek jelzőrétegként szolgálnak a többi üledék szelvénnyel való összevetéskor (Sándor és Kiss 2006).

6.1.3.2. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata a Feketevárosi-holtágnál

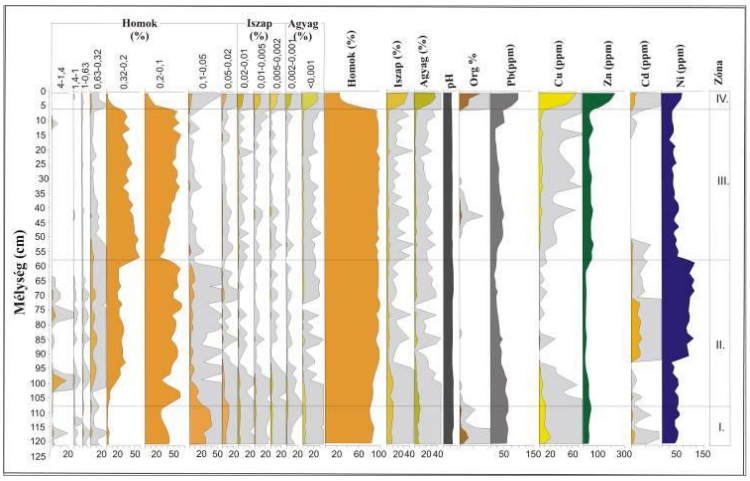
Feketevárosi-holtágnál a mindenkori árt ören létesített (M) szelvény

A mintaterületen a Millér-főcsatorna Tiszába torkollásától északra a 340,3 fkm-nél a parttól 230 méterre létesítettünk egy kutatóárkot. Erre a területre csak 522 cm-nél magasabb szolnoki vízállás idején jut ki az árvíz. A szelvény 60 mintájának szemcseösszetétele, nehézfémtartalma és szervesanyag-tartalma alapján a diagramot négy zónára osztottam fel (6.19. ábra).

Az I. zónában (108-122 cm) a homok összmennyisége 80-90% között változik, magas a finomhomok (0,1-0,05 mm) és az apróhomok (0,2-0,1 mm) aránya. A finomhomok részaránya felfelé csökken (40%-ról 35%-ra), az apróhomok mennyisége 28-45% között változik. A középszemű homok (0,32-0,2 mm) részaránya igen alacsony. Az agyag és az iszap frakció aránya ezekben a mintákban alig éri el a 10-10%-ot. A minták szervesanyag-tartalma nem haladja meg a 3,2%-ot. A minták kémhatása gyengén savanyú tartományba esik (pH: 6,4-7,3). A nehézfémek egyenletes eloszlást mutatnak, a réznek van egy kiugró értéke 118-120 cm-en. A zóna színe sötét, a finomabb szemcsék magasabb részaránya és a szervesanyag-tartalom miatt a zóna egy eltemetett paleotalajhoz hasonló.

A II. zóna (58-108 cm) alsó mintáiban nő a homok részaránya és 98 cm felett már 90% feletti összmennyiséget ér el. A finomhomok aránya 10% alá csökken, viszont nő a középszemű

homok részaránya (20-40%). Az iszap és az agyag frakció részaránya igen csekély (0,1-6%). Ebben a zónában csak néhány minta (82-84 cm, 100-102 cm, 104-108 cm) tartalmaz mérhető mennyiségű szerves anyagot. A zóna pH értéke 6,2-7,3 között változik. A nehézfémek közül az ólomnak van egy kiugró értéke 100-102 cm-en (58,2 ppm), utána egyenletesen csökken a mennyisége 14,3 ppm-ig (60-62 cm) a nikkel 58-92 cm között nagyobb mennyiségben van jelen, a kadmiumnak 72-92 cm között nő meg a mennyisége (2,2-3,8 ppm).



6.19. ábra: A milléri szelvény fizikai és kémiai paraméterei (a szürke szín tízszeres nagyítást jelent)

A III. zóna mintáiban (6-58 cm) a homok aránya nem változik, de a finomhomok részaránya tovább csökken (0-3%), az apró szemű homok frakció részaránya folyamatosan nő ebben a zónában (26%-ról 60%-ra), míg a középszemű homok részaránya a zóna alsó mintájában megnőtt mennyisége után némileg csökken (60%-ról 39%-ra). A minták közül 30-50 cm között van a szervesanyag-tartalomnak mérhető mennyisége (0,1-0,8%). A zóna mintáinak kémhatása gyengén savas (6,1-6,8), ilyen pH érték mellett a kadmium már mobilizálódhat. A nehézfémek közül az ólomnak van egy kiugró értéke a 10-12 cm-es (52,6 ppm) és a 42-44 cm-es (48,6 ppm) mintákban, a nikkel mennyisége csökkenő tendenciát mutat ebben a zónában, a kadmiumnak nincs mérhető értéke a 16-52 cm között.

A IV. zóna (0-6 cm) szemcseösszetétel eloszlásában a homok, iszap és agyag frakció közel azonos mennyiségű. Nő a minták szervesanyag-tartalma (3,2%-ról 7,6%-ra), ezzel együtt mind az öt nehézfém mennyisége. A minták kémhatása savanyúbbá válik (pH: 5,9).

A Feketevárosi-holtágnál a milléri szelvényben a folyószabályozás idejét (1858) kerestem azért, hogy megadjam az feltöltődés átlagos nagyságát ezen a területen. A Tiszán a mintavételi ponttól folyásirányban felfele három átvágást is végrehajtottak a folyószabályozás során (1851 és1858 között), aminek hatására megváltozhatott a folyó munkavégző képessége, a szállított üledék mennyisége és összetétele is. A szelvényben a II. zóna (108 cm) alatt a finom- és az apróhomok dominanciája jellemző, és a szelvény I. zónája talajosodás jeleit is mutatja. Ezen a területen a vezérárok kiásása és a Feketevárosi-holtág létrehozása (1858) után a folyó sodorvonalának közelebb kerülésével a mintavételi pontra a durvább homok frakciók is kijuthattak az áradások során, sőt ezek váltak dominánssá egészen napjainkig. Véleményem szerint a szabályozások ideje a szelvényben a 108-110 cm-es mintához köthető, így a mintaterületen 1858 óta 108 cm üledék halmozódott fel. Tehát az akkumuláció átlagos üteme 0,75 cm/év az elmúlt 145 év alatt (Sándor és Kiss 2006).

A Feketevárosi-holtágnál a kubikgödrök feltöltődése

A Feketevárosi-holtág öblözetében a gátat kísérő kubikgödröket is megmintáztuk, a szemcseösszetétel változását vizsgálva (4.3. ábra). A Feketevárosi-holtág 1856-ban került átvágásra, a Tisza ezen szakaszán a jobb parti töltést 1857-1858 között építették. A kubikgödröket a talajok sárga színű C szintjéig (löszös üledékig) mélyítették. A szabályozások után ide szerves anyagban

gazdag, sötét színű iszapos-anyagos üledék rakódott. Az üledék jellegében történt változás a folyószabályozás idejére datálható.

A közel 3,5 km-es holt meder szakaszon nyolc mintát vettünk, mindet olyan területről, ahol idős fák álltak, tehát a terület hosszú időn keresztül bolygatatlan volt. A mintavételi pontok a Tisza élő medrétől (730-2500 m) távol helyezkednek el. Az üledék jellegében történt változás a nyolc mintában 30-70 cm közötti mélységben azonosítottam (6.3. táblázat), tehát az átlagos feltöltődés a kubikgödrökben az 1850-es évek vége óta 0,21-0,46 cm/évnek adódott. A kubikgödrökben tapasztalt üledék-felhalmozódás térbeli trenddel nem jellemezhető. Az egy árvizet követő üledék-felhalmozódás vizsgálatok alapján maximum 1-2 mm vastagságú friss üledéket tapasztaltunk a kubikgödrökben (ld. 6.2.4.2. fejezet).

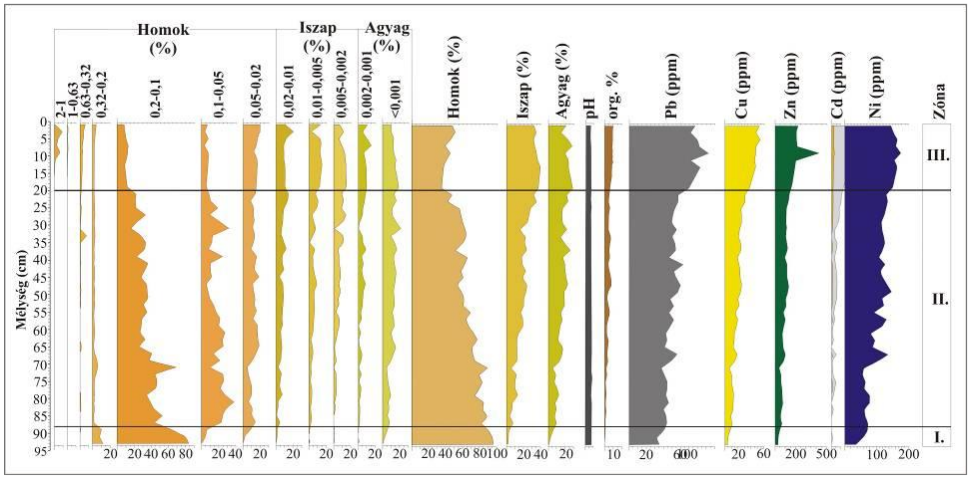
6.3. táblázat: A Feketevárosi-holtágnál a kubikgödrökben mért akkumuláció

mintavétel jele	*Ff1*	*Ff2*	*Ff3*	*Ff4*	*Ff5*	*Ff6*	*Ff7*	*Ff8*
felhalmozódás mértéke (cm)	67	48	53	54	53	38	30	59
felhalmozódás üteme (cm/év)	0,46	0,33	0,36	0,37	0,36	0,26	0,21	0,41

6.1.3.3. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata Mindszent-Mártélynál

Mindszent-Mártélynál az egykori övzátonyon létesített (T1) szelvény

A Tisza egykori kanyarulatának belső ívén épült övzátonyon kijelölt mintavételi pont (T1) huzamosabb ideig volt árvízi elöntés alatt, mert közel 1 méterrel alacsonyabban fekszik (kb. 79 m), mint a hullámtér belső − mindenkori ártéri − területe, ahol a másik (T2) szelvényt ástuk. A szelvényeket itt is zónákra osztottam fel, a minták hasonlósága alapján (6.20. ábra).



6.20. ábra: A Mártélyi-holtág egykori övzátonyán létesített szelvény fizikai és kémiai paraméterei

Az I. zóna (88-94 cm) mintáiban a legmagasabb a homok frakció aránya (90% felett), ezen belül a közép- (0,2-0,32 mm) és az apró szemű homok (0,1-0,2 mm) részesedése kiemelkedő (az utóbbi részesedése 84%). A nehézfémek növekvő mennyiséget mutatnak ebben a zónában, a kadmiumnak és a nikkelnek van egy-egy kisebb kiugró értéke 90-92 cm-en. A szervesanyag-tartalom 0,5% alatti.

A II. zónában (20-88 cm) a szemcseösszetétel folyamatosan finomodik, csökken a homok részaránya (80%-ról 50%-ra), ezzel párhuzamosan nő az agyag és iszap frakciók részesedése. A szerves anyag mennyisége is növekvő tendenciát mutat, kiugró értéke 32-34 cm-en (2,2%) és 46-48 cm-en (2,3%) van. A zónában mind az öt nehézfém mennyisége nő, az ólom kiugró értékekkel jellemezhető a 40-48 cm és 66-68 cm-es mintákban (55 illetve 60 ppm). Utóbbi mintában a nikkelnek van egy markáns csúcsa (137 ppm).

A III. zóna (0-20 cm) mintáiban a homok frakció – mennyiségének csökkenése után – növekvő tendenciát mutat (35%-ról 50%-ra). A szervesanyag-tartalom erőteljes növekedése (1,8%-ról

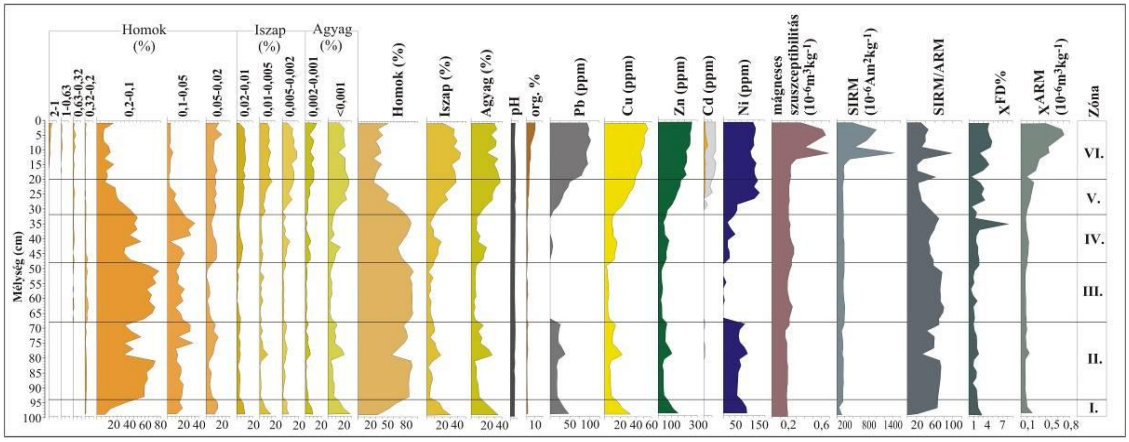
9,9%-ra) figyelhető meg ebben a felső zónában. A nehézfémek mennyisége is tovább nő, a 8-10 cm-es mintában mind az ötnek (Pb: 92,3 ppm; Cu: 47,2 ppm; Zn: 427,5 ppm; Cd: 8,2 ppm; Ni: 175,9 ppm) kiugró értéke van.

A szelvény I. zónájának magas homok frakció arányából arra a következtetésre jutottam, hogy ez lehetett a szabályozások előtti, aktív övzátony anyaga. E tény igazolására a most is aktívan épülő mindszenti övzátonyról vett minta szemcseösszetételével vetettem össze a T1 szelvény I. zónájának egyik mintáját (90-92 cm) (6.16. ábra). A recens mindszenti mintában 92,2% a homok frakció aránya (ebből az apró szemű homok részaránya, 89%), ami a T1 szelvény alsó zónájához igen hasonló. Ez a zóna tehát a szabályozások előtti időszakhoz köthető, amikor még a mintavételi pontra az övzátonyokra jellemző homokos hordalék rakódott le. Ebből következően a szabályozások idejét az 88-90 cm-es mintához kötöttem, a felette lévő minták a szabályozások óta (1889) rakódtak le, tehát az üledék-felhalmozódás mértéke átlagosan 0,79 cm/év volt.

Mindszent-Mártélynál a mindenkori ártéren létesített (T2) szelvény

A következő mintavételi pont (T2) a hullámtér belső területén helyezkedik el, egy olyan térszínen, amely mindig is ártér lehetett. A mintavételi pont csaknem 1 méterrel magasabban található, mint a T1 szelvény, ezért csak a 630 cm-nél magasabb vízállású áradások öntik el (a mindszenti vízmérce alapján), ezért feltételeztem, hogy kevesebb üledék halmozódott fel ezen a területen a szabályozások óta. Míg a T1 szelvény esetében nagy biztonsággal megadható a szabályozások óta akkumulálódott üledék vastagsága − ugyanis ismert korú geomorfológiai képződményről van szó − addig a hullámtér belső területén mélyített T2 szelvény szemcseösszetételében nem feltétlenül kellett markáns változásnak bekövetkezni a szabályozások hatására. Ahhoz hogy mégis megállapítható legyen az elmúlt, több mint 100 év akkumulációja, ezért a T1 szelvényben azonosított jelzőrétegeket használtam fel.

A diagram fizikai és kémiai paramétereinek elemzése (6.21. ábra) alapján a szelvényt hat zónára különítettem el.



6.21. ábra: A hullámtéren létesített szelvény fizikai és kémiai paraméterei

Az I. zóna (94-100 cm) legalsó mintájában (98-100 cm) a homok, iszap és agyag frakcióknak az aránya közel azonos, bár az agyag részaránya magasabb (37%). A zóna felső mintájában (94-96 cm) a homok frakció aránya 65%-ra nő, amiben uralkodó az apró szemű homok (>35%), miközben az iszap és az agyag részaránya 20% alá csökken. Az ólom, réz, cink és nikkel mennyisége csökken a zóna felső határa felé, így a zóna legfelső mintájában már mindegyik nehézfém koncentrációja fele-harmada a kiindulási értéknek. (A kadmiumnak nincs mérhető mennyisége ebben a zónában.) A mágneses szuszceptibilitás (χ) és a SIRM alacsony értéket mutat. A durvább mágneses szemcsék növekvő jelenlétére utal a megháromszorozódó SIRM/ARM értékek és a csökkenő χFD% és χARM mutatók.

A II. zóna (68-94 cm) mintáiban a homok részesedése magas (közel mindig 75% feletti), kiugró értéke a 72-74, 82-84 és 92-94 cm-es mintákban van. A 68-70 és a 78-80 cm-es mintában

viszont az agyag és az iszap részaránya nő meg, így itt a nehézfémeknek is kiugró értékük van. Magas a SIRM/ARM értéke 80-94 cm között, e fölött a zónában ingadozik a mennyisége. A finomabb mágneses szemcsék jelenlétére utaló χFD% alacsony értéken ingadozik (0,8-2,1%). A többi mágneses paraméter viszonylag alacsony egyenletes értéket mutat.

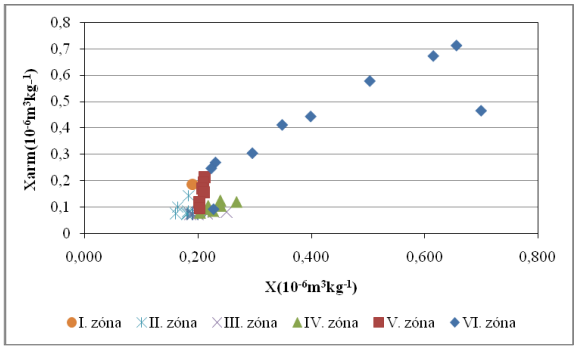
A III. zónában (48-68 cm) továbbra is magas a homok részaránya (90% körül), amiből kiemelkedik az apró szemű homok frakció magas részaránya (58-78%). Az iszap és agyag frakciók részaránya viszont 10% körül mozog. Jellemző erre a szintre, hogy a nehézfémek közül csak a réznek és a cinknek van mérhető mennyisége, illetve két minta esetében a nikkelnek. A SIRM/ARM ismét magas értéket mutat, ami a durva mágneses szemcsék jelenlétére utal. A χ, χFD%, χARM és a SIRM továbbra is alacsony értéken van.

A IV. zóna (32-48 cm) alsó felében (40-48 cm) lecsökken a homok frakció részaránya, ezzel párhuzamosan megnő (közel 20-20%-ra) az iszap és az agyag aránya, amihez megemelkedett nehézfémtartalom is társul. A 32-40 cm közötti mintákban ismét megnő a homok részesedése, maximumát 34-36 cm-en éri el (89%). Nehézfémek közül a kadmiumnak nincs mérhető mennyisége, az ólom mennyisége is csak három esetben volt mérhető. A szint felső határát ott jelöltem ki, ahol még alacsony a nehézfémtartalom, az iszap és agyag frakció, valamint a szervesanyag-tartalom aránya is kicsi (1%). A 34-36 cm-es mintában a $\chi_{FD\%}$ 8%-ot meghaladó nagysága valószínűleg mérési hiba eredménye, mivel semmilyen más adat nem támasztja alá ezt a kiugróan magas értéket. A SIRM/ARM értéke ingadozik, minimuma a 40-42 cm-es mintában, maximuma a 32-34 cm-en van.

Az V. zónára (20-32 cm) jellemző a homok frakció csökkenő tendenciája, és a minták iszap- és agyagtartalmának növekedése. A nehézfémek koncentrációja is növekvő tendenciát mutat, 24-26 cm-en a nikkelnek (151,7 ppm) és a kadmiumnak (1,1 ppm) van kiugró értéke. A χFD% a zóna aljához képest 2-2,5-szeresére nő, a χARM is folyamatos növekedést mutat. Viszont a SIRM/ARM értéke harmadára csökken, ami a finomabb (SSD) szemcsék jelenlétére utal.

A VI. zónában (0-20 cm) magas az iszap és az agyag frakció aránya, (összarányuk 70% körül mozog). A homok részarányának kiugró értékeit az igen finom homok frakció (0,02-0,05 mm), az apró szemű homok frakció aránya, és a durvább homok frakciók megjelenése jelzi. A zónában szinte mindegyik nehézfémnek maximum értéke van és nő a szervesanyag-tartalom mennyisége is (2,9%-ról 10,4%-ra). A χ a zóna alsó mintáihoz képest a felső 12 cm-en a 2-2,5-szeresére nő. A χFD% értéke szintén ingadozva nő, maximumát a 6-8 cm-es mintában éri el, ami a másodlagos ferrimágneses szemcsék jelenlétére utal. A SIRM értéke is megnövekszik, maximumát a 12-14 cm-es mintában éri el. A mágneses szemcseméretből függő SIRM/ARM értéke 14-18 cm-en a legmagasabb az egész szelvényben (kb. 2,5-szerese), ami a durvább mágneses (MD) szemcsék jelenlétére utal, a felszín felé haladva a mintákban csökken az értéke.

A „kemény" antiferromágneses és a "lágy" ferrimágneses ásványok arányát mutató S-hányados (-0,7) az utóbbi dominanciájára utal. Ez azt jelzi, hogy a minták eltérő mágneses tulajdonságaiért feltehetően a ferrimágneses ásványok mennyiségbeli és szemcse-összetételbeli változása felelős, kevésbé az ásványi összetételben bekövetkezett változás. Mivel a ferrimágneses ásványok dominálnak a szelvényben, összevetettem a mágneses szuszceptibilitás értéket (χ) a relatív mágneses szemcseméretet jelző paraméterrel (χ_{ARM}) (6.22. ábra).



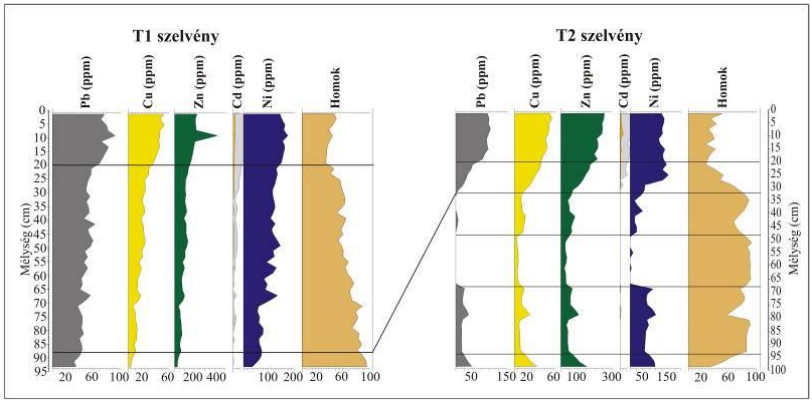
6.22. ábra: A T2 szelvény mintáinak mágneses szuszceptibilitás változása az χ_{ARM} függvényében

Az azonos mágneses ásványi anyag koncentráció mellett az alsó három zónába tartozó mintáknál alig változik az χ_{ARM}. Az V. zónában csak az χ_{ARM} értéke növekszik, jelezve ezzel a mágneses szemcseösszetételben a 0,02-0,04 μm-es szemcsetartomány felé való eltolódást, azaz a finomodást. Az VI. zóna 0-14 cm közötti mintáinál pozitív kapcsolat van a koncentráció és a finom SSD szemcsék növekedésében. Az V-VI. zónákban a SIRM/ARM és $\chi_{FD\%}$ paraméterek ingadozó változása az egyes ferrimágneses ásványok koncentrációjának és mágneses szemcse-összetételének változását mutatják (6.21. ábra). Ennek oka egy-egy nagyobb téli/tavasz eleji hóolvadás okozta árvíz lehet, amikor a folyó által szállított hordalékban kevesebb a felszíni erózióból származó talaj és több a MD-ben gazdag altalajból, folyómeder falából származó anyag (Thorndycraft et al. 1988). A nyár eleji és őszi áradásokban ellenben nagyobb szerepe van a heves zivatarok csepperóziójának, ezért ezek üledékében várhatóan több a SSD és SP szemcse is.

Valószínűsíthető, hogy míg a T2 szelvény mintavételi pontja, az aktív mederhez közelebb helyezkedett el, több, a mederből származó nagyobb mágneses szemcseméretű MD szemcse akkumulálódhatott a területen. A szabályozások következtében, az aktív meder távolabbra kerülésével az üledékben előtérbe kerültek azok a kisebb mágneses szemcseméretű rendelkező másodlagos ferrimágneses ásványok, amelyek főleg a talajokra jellemzőek. A nagyobb árvizek alkalmával pedig ismét kerülhettek az üledékbe olyan nagyobb méretű mágneses szemcsék, melyek a mederből származhatnak.

A két alsó-tiszai szelvény párhuzamba állítása

A hullámtér területén mélyített T2 szelvényt a folyó egykori kanyarulatának belső ívén épült övzátonyon létesített T1 szelvénnyel hasonlítottam össze, azonban csupán a felső zónákat tudtam párhuzamba állítani, mert a T1 szelvény I. zónája túl „sekélynek” bizonyult. Mivel a hullámtéri szelvényt magasabban ástuk, kevesebbszer és rövidebb ideig volt vízzel borított, ezért kisebb mennyiségű hordalék akkumulálódhatott ott. Véleményem szerint ezért nem jelentkeznek olyan markánsan az egyes frakciók csúcsai, amit a 2 cm-kénti mintavétel is „elkenhetett”. (6.23. ábra).



6.23. ábra: A T1 és a T2 szelvény párhuzamba állítása

A T2 üledék szelvény adott pH tartományában (6,5-7,3) a legkevésbé mobilis ólom koncentráció az V. zónában jelent meg markánsan, és koncentrációja nőtt a felszín felé haladva. (A T1 szelvényben ez a növekvő tendencia a II. zónától figyelhető meg.) A mágneses vizsgálatok eredményei is jelentős változás mutatnak a felső két zónában, ezek a megváltozott hidrológiai körülményekre utalnak. Ezek alapján a szabályozások határa a T2 szelvényben 30-32 cm-en van, amelyet a fizikai és kémiai paraméterek erőteljes változásai indokolnak (Kiss et al. 2004).

6.1.3.4. A három mintaterület akkumulációjának összevetése

Az üledékminták fizikai és kémiai paramétereinek változása, valamint a területek hidrológiai és geomorfológiai jellegzetessége alapján összevetettem a vizsgált hullámtéri pontokon mért szabályozások óta történt feltöltődés mértékét (6.4. táblázat).

6.4. táblázat: A mintavételi helyek és a feltöltődés főbb jellemzői

Szelvények					*Vizsgált időszak*	*Feltöltődés*	
Hely	*Jel*	*Eredeti forma*	*Parttól mért távolság (m)*	*Magasság (m tszf)*		*mértéke (cm)*	*átlagos ütem (cm/év)*
Nagykörű	N1	övzátony	260	85	1856-2005	58	0,39
	N2	ártér	520	85,2	1856-2005	54	0,36
Feketevárosi-holtág	M	ártér	230	84	1858-2003	108	0,75
	Ff1-8	folyóhát	730-2500	82,3-82,7	1858-2003	30-70	0,21-0,46
Mindszent-Mártély	T1	övzátony	1360	79	1889-2001	88	0,79
	T2	ártér	1315	80	1889-2001	32	0,29

A Tisza hullámterén több ponton vizsgált akkumuláció összevetése azért nehézkes, mert a közép- és alsó-tiszai mintavételi pontokra eltérő (1) a hidrológiai és (2) morfológiai paraméterek jellemzőek, valamint (3) minden esetben eltérő a folyótól mért távolságuk is. Ettől függetlenül néhány általános érvényű jellegzetesség mégis megfogalmazható:

- A szabályozások következtében megváltozott hidrológiai paraméterekből (megnövekedett esés, sodorvonal közelebb kerülése) adódóan nagyobb mértékű akkumuláció jellemzi az olyan pontokat, ahol a kanyarulatátmetszés miatt több üledék került a hullámtérre. (Erre példa a Feketevárosi-holtágnál található mintavételi pont).
- Az alacsonyabban fekvő területek intenzívebb akkumulációval jellemezhetők. Ennek oka valószínűleg abban keresendő, hogy az itt megrekedő pangó vizekből minden hordalék kiülepszik (például Ff1-8 pontok a kubikgödrökben és T1 pont az alacsony övzátonyon) vagy ezekre a helyekre már az áradás elején kijut a nagy hordalék-töménységű víz (ld. 6.2.4.1. fejezet).
- A hullámtéren vannak olyan vízvezető sávok, ahol az árvíz a kanyarulatok mögött rövidebb úton vezetődik le. Ezekben a sávokban a lerakódott hordalék durvább szemcse-összetételű (ld. 6.2.4. fejezet), ami nagyobb vízsebességre utal. (Erre példa Nagykörűnél a vízvezető sávban található N2 mintavételi pont).

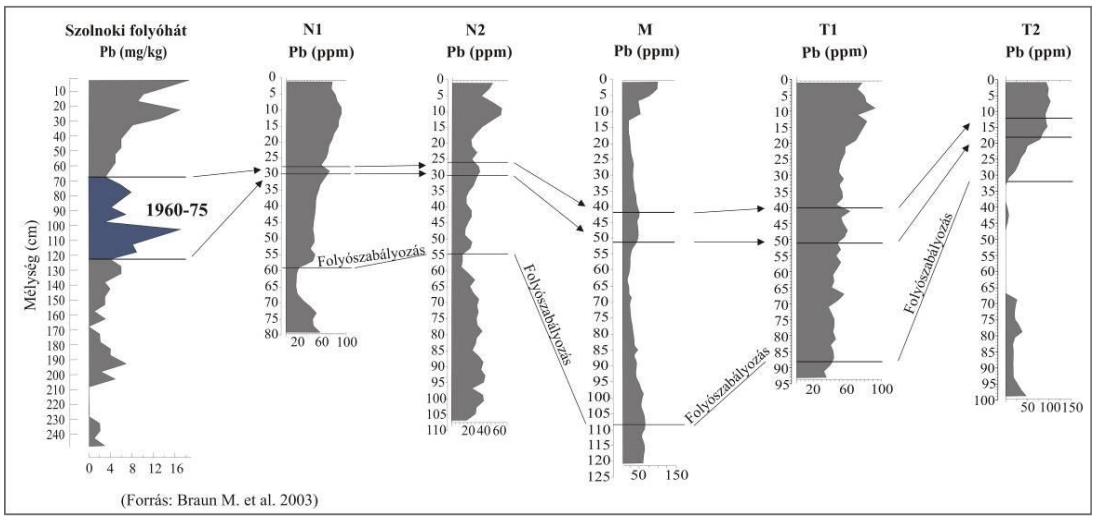
A Közép- és Alsó-Tiszán a mintavételi pontokon a szabályozások óta történt akkumuláció vizsgálatai azt mutatják, hogy a feltöltődés pontról pontra változik, nem tapasztaltam folyásirányú tendenciát.

A továbbiakban a szelvényeket az egyik legkevésbé mobilis nehézfém, az ólom koncentrációbeli változása alapján állítottam párhuzamba (bár a szelvények összevetésekor minden mért paramétert felhasználtam). A párhuzamba állításhoz felhasználtam a szolnoki Árapasztónál 2001-ben a folyóháton létesített szelvény vizsgálati eredményeit (Nagy et al. 2001, Braun et al. 2003), amely szerint az 1960-1975 közötti árvizekkel magasabb ólomtartalmú hordalék rakódott le. Ez alapján a folyóháton az akkumuláció üteme méréseik szerint 2-3 cm/évnek adódott.

Az általam vizsgált szelvényeket és a Nagy és munkatársai (2001) illetve Braun és munkatársai (2003) által datált szolnoki Árapasztó övzátony üledék profilját egymás mellé helyeztem, és a magasabb ólomtartalmú markerrétegek segítségével finomítottam a feltöltődés ütemét az egyes mintavételi pontokon (6.24. ábra).

Az általam vizsgált üledék szelvényekben is beazonosíthatóak voltak a többé-kevésbé magasabb ólomtartalommal jellemezhető minták. A nagykörűi N1 és N2 szelvényekben a 28-30 cm-es minták mutattak egy ólom csúcsot, a Feketevárosi-holtágnál létesített M szelvényben 40-52 cm közötti sávra jellemző a magasabb nehézfém tartalom. Az alsó-tiszai Mártélynál a T1 üledék szelvényben 40-48 cm-en, a T2-ben 12-16 cm-en jelent meg magasabb ólom koncentráció. Ez alapján meghatároztam az 1960 előtti és az 1975 óta eltelt időszak akkumulációjának ütemét (6.5. táblázat).

A szelvények párhuzamba állítása azt mutatja, hogy az akkumuláció üteme mind az öt mintavételi ponton megnőtt 1975 után (6.5. táblázat). A növekedés a nagykörűi folyómederhez közelebbi N1 és N2 szelvényekben közel azonos (3,4- és 3,7-szeres), a feketevárosi-holtági (M) szelvényben 2,7-szeres, ugyanakkor Mártélynál az alacsonyabb helyzetű T1-ben 2,8-szeres, a magasabb morfológiai formán létesített T2 szelvényben 2,3-szeres. Ennek a növekedésnek az okait a lokális tényezők változásában találtam meg (Sándor és Kiss 2008).



6.24. ábra: Az Árapasztónál a folyóháton (Nagy et al. 2001, Braun et al. 2003) *és az általam vizsgált szelvények párhuzamba állítása a minták ólomtartalma alapján*

6.5. táblázat: A mintavételi helyek és a feltöltődés üteme

Szelvények		*Feltöltődés üteme (cm/év)*		
Hely	*Jel*	*átlagos*	*1960 előtt*	*1975 után*
Nagykörű	N1	0,39	0,27	0,93
	N2	0,36	0,23	0,87
Feketevárosi-holtág	M	0,75	0,55	1,50
	F1-8	0,2-0,48	-	-
Mindszent-Mártély	T1	0,79	0,54	1,53
	T2	0,29	0,20	0,46

A területhasználat változás vizsgálata azt mutatja (ld. 6.1.2. fejezet), hogy mindhárom mintaterületen az 1960-as években az alacsony érdességi tényezővel (n=0,03) jellemezhető rét, legelő és szántó területeket felváltotta a hullámtéri erdőgazdálkodás. E mellett az 1980-as évek végétől a Tisza hullámterén robbanásszerűen elterjedtek az özönnövények (gyalogakác, amerikai kőris) (Szigetvári és Tóth 2004). A fás szárú növények megjelenése a hullámtér növényzeti érdességét több mint 60%-kal növelte, ami megakadályozza az árvizek gyors levezetődését. A magasabb érdességi tényezővel jellemezhető területen – méréseink szerint – a vízáramlás sebessége lecsökken (ld. 6.2.3. fejezet), és a hordaléklerakás nagyobb ütemű.

A gyorsuló ütemű akkumuláció másik oka a hidrológiai viszonyok megváltozásában keresendő. Az 1876-tól vizsgált árvizes napok száma szerint az árhullámok időtartama növekedett. Az Alsó-Tiszán Mindszentnél az árvizes napok száma (>650 cm) 1960-as évektől átlagosan 2 nappal hosszabb lett, viszont Szolnoknál ez az érték évente átlagosan 14 nappal több. Az 1960-as évektől figyelhető meg az is, hogy a hullámtér elöntés időtartama Szolnoknál nagyobbá vált, mint Mindszentnél (ld. 6.1.1. fejezet), ami egyértelmű kapcsoltba hozható a gyorsabb feltöltődéssel.

Összegezve az eddigieket megállapítható, hogy a különböző morfológiai helyzetű és a folyótól eltérő távolságokra létesített mintavételi pontokon az üledék-felhalmozódás mértéke 0,21-0,79 cm/év között változott. Az 1975 után lerakódott hordalék mennyisége megnőtt. Ennek okai a hidrológiai viszonyok és a hullámtér területhasználatának megváltozásával valamint a betelepült özönnövények jelenlétével magyarázható.

6.2. A rövid távú akkumuláció vizsgálata

Az egy árvíz okozta (2005, 2006), rövid távú üledék felhalmozódást mindhárom mintaterületen (Nagykörű, Feketevárosi-holtág és Mindszent) vizsgáltam. E mellett lehetőségem volt a lokális befolyásoló tényezők (vízsebesség, növényzet) nyomon követésére, melyek

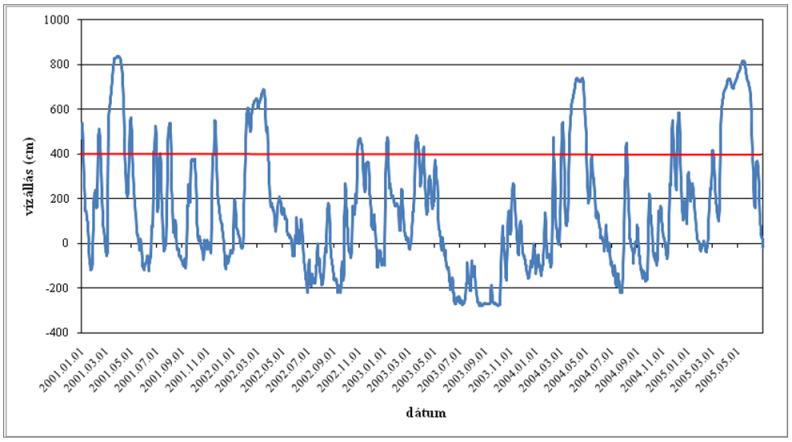
ismertetésével kezdem a fejezetet és azt követően térek rá a friss üledék vizsgálat eredményeinek bemutatására.

E mellett a szolnoki hullámtéren 2000-ben létesített un. Árapasztóban 2003-ban és 2005-ben is vettem üledék mintákat azért, hogy a 2000 óta bekövetkező feltöltődés mértékét számszerűsítsem. Ez a mintavételi pont az alkalmazott módszert tekintve inkább a hosszú távú akkumulációhoz tartozik (kutatóárok ásás, nehézfém-markerek alkalmazása), de mivel csak pár év akkumulációját mutatja (2000 és 2005), ezért inkább a rövid távú üledék felhalmozódás vizsgálati eredményeinél mutatom be ezeket a szelvényeket.

6.2.1. A vizsgált árvizek főbb jellemzői

A hullámtéri üledék felhalmozódás egyik meghatározó tényezője a nagyvízi medret kitöltő, hordalékot szállító árvíz. Az egy árvízi esemény során bekövetkezett üledék felhalmozódás mintázatának meghatározása előtt megvizsgáltam a feltöltődést okozó árvíz időtartamát valamint a rendelkezésre álló (szolnoki és a kiskörei vízmércénél) hordalék koncentráció adatokat. A szolnoki vízmérce (335,5 fkm) adatsorát a 2001 és 2006 közötti időszakra vonatkozóan elemzem, ugyanis a szolnoki Árapasztóhoz kapcsolódó mérések a 2001. január és 2005. június közötti időszakot ölelik fel, illetve a Közép-Tiszán a 2005 és 2006-os árvizek feltöltő tevékenységét vizsgáltam. Mivel az Árapasztó küszöbmagassága kicsi, ezért már a 400 cm feletti vizek is elöntik (noha ezek még a mederben maradnának), míg az árteret teljesen beborító víz csak 650 cm meghaladó árvízi vízállásoknál jellemző. Ezért a szolnoki vízmérce adatsorát az Árapasztó (2001 és 2005) és a hullámtéri elöntés (2005 és 2006) szempontjából is megvizsgáltam. Ugyanakkor Mindszenten csak 2006-os árvíz által lerakott friss üledék mintázatát elemeztem, ezért a mindszenti vízmércének (217,8 fkm) csupán a 2006-os vízállás adatait használtam fel.

A szolnoki Árapasztót 2001-ben hét alkalommal összesen 80 napon, 2002-ben kétszer összesen 66 napon, 2003-ban három alkalommal mindössze 16 napon, 2004-ben hatszor összesen 66 napon és 2005 első félévében két alkalommal 81 napon keresztül volt vízjárta (6.25. ábra). Főként a tavaszi és a nyár eleji áradások voltak a jellemzőek, melyek rendszerint hosszabb ideig tartottak és magasabb vízállással tetőztek. A vizsgált időszakban összesen 309 napig volt vízzel borított az Árapasztó területe, ugyanekkor a hullámtér 215 napig, tehát a mély fekvésű részen 44%-kal hosszabb ideig tartózkodott a víz. Mivel az árhullámok elején érkezik a legtöbb lebegtetett hordalék (6.26. - 27. ábra), feltételezhetően az üledék vastagsága is nagyobb lesz ezen az alacsonyabb területen.

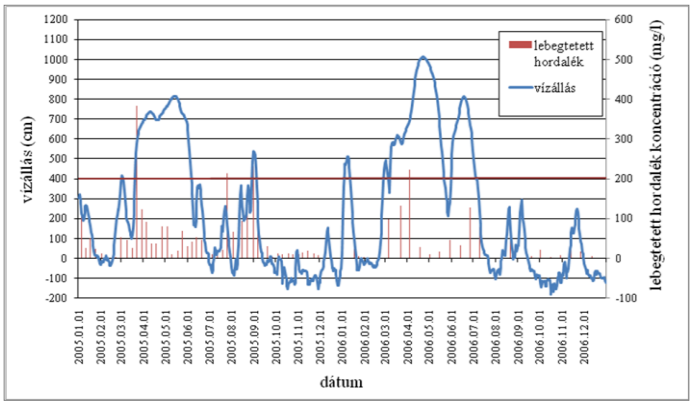


6.25. ábra: A szolnoki vízmércén mért vízállások 2001-2005 között.
Az Árapasztót a 400 cm feletti vízállású vizek öntik el (adatok forrása: www.vizadat.hu)

A mély fekvésű Árapasztóban a 2001 és 2005 között levonult áradások során az átlagos vízoszlop magasság 2 m körül alakult, a maximum magasság (836 cm-es vízállásnál) 4 m volt. Ugyanekkor a hullámtér területén átlagosan 1,5 m (maximum 3 m) magas vízoszlop volt mérhető.

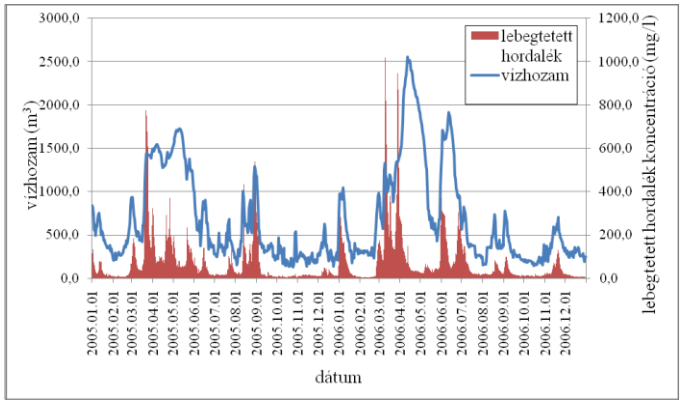
Mivel a közép-tiszai rövid távú üledék felhalmozódás mérése a vízmércével nem rendelkező Nagykörűnél és a Feketevárosi-holtágnál történt, ezért a szolnoki vízmérce 2005 és 2006. év

vízállásait mutatom be (6.26. ábra). Mindkét évben a teljes hullámteret elöntő vízállással tetőztek az árvizek, és több napon keresztül 650 cm feletti, azaz a teljes árteret elborító vízszintű vízállást mértek. Szolnoknál 2005-ben márciustól májusig folyamatosan, összesen 67 napon keresztül volt vízborított a hullámtér teljes területe. Az árhullám magassága lassan emelkedett (átlagosan 11 cm/nap), majd két csúccsal tetőzött, először 735 cm-en, majd 816 cm-en. Ezt követően a víz viszonylag gyorsan apadni kezdett (átlag 26 cm/nap), és visszahúzódott a mederbe. A következő évben, 2006-ban két áradás is eléntötte a hullámtereket. Az első, teljes hullámteret elborító április-májusi árhullám 47 napig tartott. Ez az áradás igen gyors volt (átlag 16 cm/nap) és 1013 cm-en tetőzött, közel az LNV (1041 cm) értékhez. A gyors apadás után (23 cm/nap) bekövetkező második, júniusi árhullám során 22 napig volt vízjárta a hullámtér és az ár 814 cm-en tetőzött. Tehát az árvizes napok száma közel azonos volt mindkét évben, azonban az árhullám magassága és az áradás gyorsasága 2006-ban nagyobb volt, így a hullámtérre lépő és hordalékát szállító víztömeg nagyobb energiával rendelkezett, tehát a hullámtér belsőbb részeire is könnyebben elszállíthatta a hordalékát.



6.26. ábra: A Szolnoknál mért vízállások és a vízben lebegtetetve szállítódó hordalék koncentrációja 2005-ben és 2006-ban. (adatok forrása: KÖTIKÖVIZIG)

Az akkumuláció mértékét azonban nem csak az árhullám időtartama, sebessége és magassága befolyásolhatja, hanem az áradások által szállított hordalék mennyisége is. Míg a szolnoki vízmércénél hetente mértek lebegtetett hordalék koncentrációt (6.26. ábra), addig Kiskörénél (401,6 fkm) naponta (6.27. ábra). A két mérési hely különbsége egyrészt arra utal, hogy mennyi hordalék rakódik le a közöttük lévő hullámtéri szakaszon – ahol a méréseimet is végeztem.

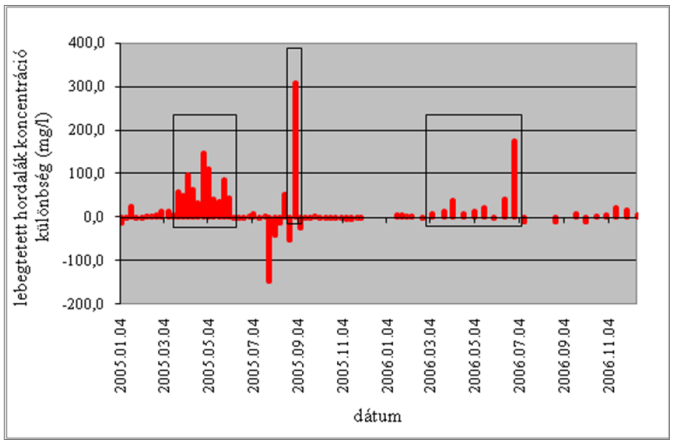


6.27. ábra: A Kisköre-Alsónál mért vízhozamok és a vízben lebegtetetve szállítódó hordalék koncentrációja 2005-ben és 2006-ban. (adatok forrása: KÖTIKÖVIZIG)

Szolnoknál 2005 és 2006-ban a Tisza évi átlagos lebegtetett hordalék koncentrációja 55,5 és 44,9 mg/l volt. A 2005. évi tavaszi árhullám áradó ágában mérték a lebegtetett hordalék legnagyobb évi koncentrációját (383 mg/l), ami az árhullám apadó ágában kevesebb, mint tizedére (20-30 mg/l) csökkent. Bár a 2005. augusztus–szeptemberi árhullám nem lépett ki a hullámtérre, de viszonylag magas hordalék-töménységű volt (231 mg/l). A vizsgált két év legnagyobb lebegtetett hordalék-koncentrációját a 2006-ban levonult első árhullám elején mérték (igaz, mivel Szolnoknál csak

hetente mértek (223 mg/l), ez a csúcs nem látszik, de a kiskörei adatokon igen) (6.26. - 6.27. ábra). Ekkor Kiskörénél az áradó ágában a mederből kilépő víz sok lebegtetett hordalékot szállított (1020 mg/l), a második árhullám során viszont az áradó (372 mg/l) és az apadó ágban (364 mg/l) is magas lebegtetett hordalék-koncentrációt mértek. A két vizsgált évben az áradó ágban akár 90%-kal több lebegetett hordalék szállítódott, mint az apadó ágban, kivéve a 2006. évi második árhullámot, amikor az áradó és apadó ágban is magas volt a lebegtetett hordalék koncentráció. Csépes és munkatársainak (2003) vizsgálatai is azt mutatják, hogy általában az árvizek áradó ágában szállítódik a legtöbb lebegtetett hordalék. A vizsgált években az árhullám tetőzésekor a lebegtetett hordalék mennyisége már kevesebb, mint tizedére csökkent. Tehát, nem az árhullám időtartama, hanem az áradó ágak száma lehet a legfontosabb tényező a hordalékszállításkor, illetve a vele kapcsolatban lévő akkumulációkor. Ugyanakkor az is jól látszódik, hogy a tavaszi és nyár eleji áradások szállítják a legtöbb hordalékot, a későbbi áradások – még ha magas vízszintet is érnek el – hordalék-szállítási kapacitása kisebb. A 2005. évben levonult árhullám átlagos lebegtetett hordalék koncentrációja 10%-kal volt kisebb (160 mg/l), mint a 2006. évi áradások során (178 mg/l).

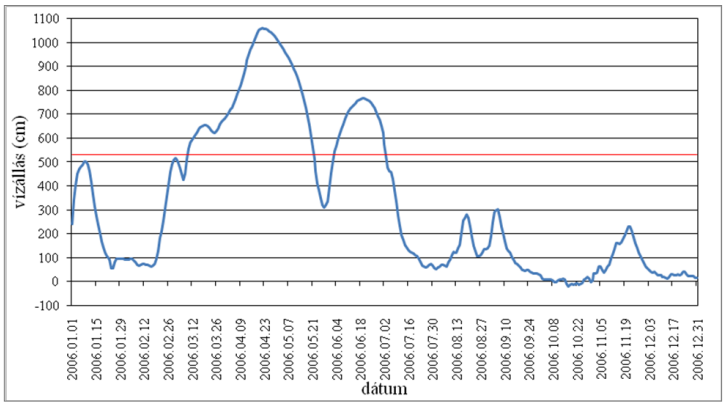
Összehasonlítva a kiskörei és a szolnoki adatsort megállapítható, hogy a Kiskörén mért összes lebegtetett hordalék koncentráció általában nagyobb, mint a Szolnoknál mért értékek. 2005-ben árvízkor a kiskörei lebegtetett hordalék mennyiségének 54%-át, míg 2006-ban 46%-át mérték Szolnoknál. Ez arra utal, hogy rendszerint a mederben vagy árvizekkor a hullámtéren a lebegtetett hordalék jelentős része lerakódik. Ugyanakkor ez csak egy közelítő érték lehet, hiszen a meder eróziójával (esetleg tömegmozgásokkal) termelődhet is lebegtetett hordalék, s ha ezen folyamtok felülmúlják az akkumuláció mértékét, akkor Szolnoknál lesz nagyobb a hordalék-koncentráció (6.28. ábra). A két mérőhely adatai azt tükrözik, hogy árvizekkor különösen jelentős a lebegtetett hordalék csapdázódása, hiszen ilyenkor a hordalék 10-80%-a lerakódik a hullámtereken, esetleg a mederben. Ez a jelenség nemcsak a vizsgált évekre jellemző, hiszen Csépes és munkatársai (2003) 1998-2002 közötti vizsgálatai alapján a kiskörei szelvényen öt év alatt átáramlott lebegtetett hordalék mennyiségének mindössze a 85%-a volt mérhető a szolnoki szelvényben. A két érték közötti különbség (közel 2.0 millió t anyag) nagy valószínűséggel tehát a két szelvény közötti folyószakasz hullámterében akkumulálódott.



6.28. ábra: A kiskörei és a szolnoki szelvényekben mért lebegtetett hordalék koncentráció különbsége 2005-2006-ban (adatok forrása: KÖTIKÖVIZIG)

A mindszenti mintaterületen csak a 2006-os árvizet követően mértük meg a friss üledék vastagságát. Az árhullámok – a mindszenti vízmérce alapján – 520 cm felett lépnek ki a hullámtérre (6.29. ábra). A területen 2006-ban két nagyobb, a hullámtér minden formáját teljes mértékben elöntő, (tehát legalább 650 cm-t meghaladó) áradás volt. Az első, március-májusi árhullám során a hullámtér 53 napig volt vízzel borított. A vízszint gyorsan emelkedett (átlag 16 cm/nap), majd rekord vízállással (1062 cm) tetőzött. Az apadás sebessége 21 cm/nap volt. A második, júniusi áradás során 23 napig volt víz alatt a terület, de ez az árhullám jóval lassabban áradt (12 cm/nap) és apadt is (17 cm/nap). Ez az árhullám 300 cm-rel alacsonyabban, 762 cm-en tetőzött. Sajnos erről a szakaszról lebegtetett hordalék koncentráció adatokkal nem rendelkezem.

Mindszentnél mért vízborítás időtartamát összehasonlítva a Szolnoknál mérttel, elmondható, hogy az első áradás 6 nappal, a második áradás csupán 1 nappal volt hosszabb Mindszenten. Ugyanakkor az első árhullám Mindszenten LNV-t döntött (a dunai visszaduzzasztás miatt), viszont az áradó és apadó ágának sebessége lassabb volt a Szolnoknál mérthez képest (6.6. táblázat).



6.29. ábra: Mindszenti vízmércén mért vízállás 2006-ban (adatok forrása: www.vizadat.hu)

6.6. táblázat: A 2005 és 2006-ban levonult árhullámok jellemzése

Vízmérce (0 pont m Bf)	Év	Az árvíz			Áradás sebessége (cm/nap)		Vízoszlop magasság (m)
		hossza (nap)		tetőzés szintje (cm)	áradó ág	apadó ág	
Szolnok (78,78)	2005	67		816	11	26	1-5
	2006	69	47	1013	16	23	3-7
			22	814	27	23	1-5
Mindszent (74,82)	2006	79	53	1062	16	21	3,5-5,5
			23	762	12	17	0,5-2,5

6.2.2. A mintaterületek területhasználata és érdességi viszonyai

A rövid távú akkumuláció vizsgálatához fontosnak tartom bemutatni a hullámtér területhasználatát. A Közép- és Alsó-Tiszán vizsgált területek növényzetét a 2006-ban levonult árhullámot követően mértük fel a friss üledék vastagság mintázatának feltérképezése során. A területhasználatot és a növényzet sűrűségét, illetve az ezek alapján meghatározott érdességi viszonyokat a mindszenti mintaterületen végzett vizsgálatokon keresztül mutatom be, majd összevetem a Feketevárosi-holtágnál és a Nagykörűnél tapasztaltakkal. A terjedelmi korlátok miatt nem mutatom be mindhárom mintaterületet részletesen. Azért a mindszenti mintaterületet választottam, mert a hosszú távú üledék felhalmozódás vizsgálatának elemzésekor a mindszenti mintaterület növényzetének változását csak röviden, a Feketevárosi-holtág növényzetének változásához hasonlítva mutattam be, s most ezt megfordítottam.

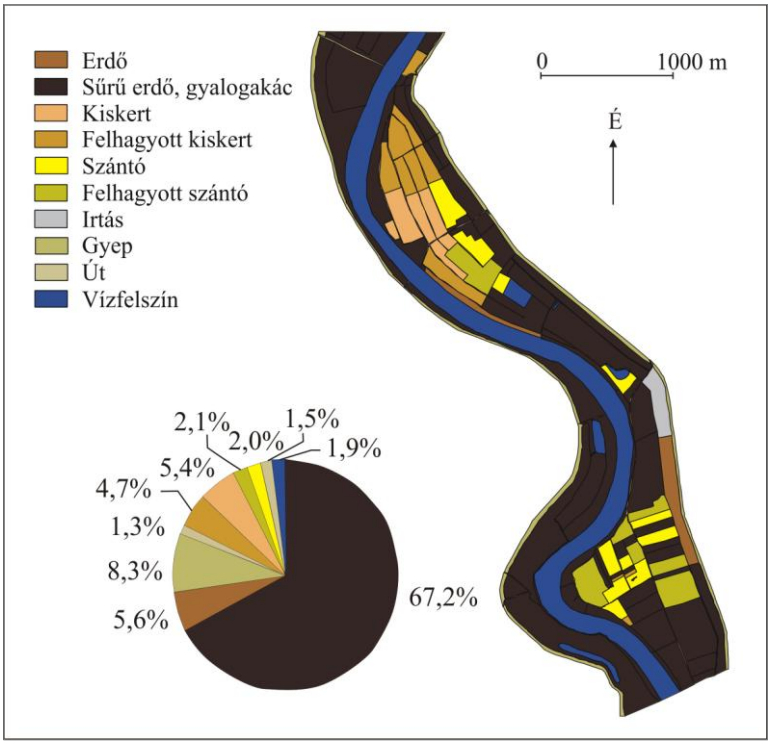
6.2.2.1. A mindszenti hullámtéri mintaterület növényzete és érdességi viszonyai

Mindszentnél közel 6,5 km hosszú folyószakaszhoz tartozó hullámtéri mintaterületen 16 bal parti és 14 jobb parti szelvény mentén történt a növényzet felmérése (ld. 4.7. ábra). A hullámtér területhasználatát 8 kategóriába soroltam. Számításaim alapján a hullámtér területének 72,8%-a fás szárú növényzettel (erdővel és gyalogakácossal) borított (6.30. ábra). A hullámtér területének 66,2%-a természetes és telepített erdővel fedett, és csupán töredéke (5,6%) cserjeszint nélküli, özön fajoktól mentes erdő.

A jobb parti (nyugati) hullámtér teljes területe – a töltéslábon lévő gyepet (11,1%), a kubikgödrök kisebb vízfelszíneit (3,0%) és az utakat (0,6%) leszámítva – erdővel (85,3%) borított, amely fűz és nyár fajokból, amerikai kőrisből és gyalogakácból áll. Viszont a Tisza bal partján,

Mindszentnél művelik a hullámteret, így itt kiskerteket (14,8%) és szántókat (18,5%) is találunk, bár ezen területeknek 6,9 illetve 14,7%-a 2006-ban már nem volt művelve, parlagon állt. A kiskerteket és a szántókat folyamatosan felhagyják, amint azt a 2000-ben készült légifelvétel és a terepbejárás adatainak összehasonlítása is mutatja. Azokon a szántó területeken (9,7 %), amelyek már több éve parlagon állnak, a gyalogakác homogén állományai jöttek létre, a kifejlett egyedek 2-3 m magasra is felnőttek (ezeket a területeket a térképen gyalogakácosként tüntettem fel). Azokon a kert területeken (6,9%), amelyeket az utóbbi pár évben nem műveltek, a gyümölcsfák alatt megjelentek a gyalogakác cserjék (ezeket a területeket felhagyott kiskertként szerepelnek a térképen). Azokon a szántó területeken (5%), amelyek csak az utóbbi 1-2 évben álltak parlagon, ott gyomok és gyalogakác magoncok jelentek meg (a térképen ezeket a parcellákat felhagyott szántóként tüntetem fel). A bal parti hullámtér területén 57% erdővel borított, a töltéslábakat gyep (4,3%) fedi. A fennmaradó 5,4%-on út (2%), irtás (1,9%) valamint hullámtéri mélyedés és fok (1,5%) található.

A mintaterületen (a Tisza jobb és bal parti hullámterén) összességében a gyalogakáccal „fertőzött" területek aránya 74%, amelyeket sötétebb árnyalatokkal jelöltem a 6.30. ábrán. Ebbe a kategóriába soroltam a gondozatlan cserjeszintű erdőket, ahol a gyalogakác, az amerikai kőris és a zöldjuhar mellett a vadszőlő és a szeder is megjelent, valamint a több éve felhagyott szántókat és kiskereteket, amelyek özön fajokkal borítottak.



6.30. ábra: A mindszenti hullámtér területhasználata és a százalékos megoszlása 2006-ban

A fás szárú növényzettel borított területeket (erdő területek, felhagyott kiskertek és gyalogakácosok) a felmért 62 db kvadrát növényzeti mutatója alapján további 2 kategóriába („gyér" és „sűrű") soroltam, a növényzeti mutató értékének felénél húzva meg a kategóriák határát (6.7. táblázat). Erre azért volt szükség, hogy kevésbé szubjektív legyen az azonos területhasználati kategóriába tartozó területek lehatárolása, és így a növényzetből eredő érdesség pontosabban kiszámolhatóvá vált.

6.7. táblázat: A 2006-ban felmért kvadrátok jellemzői Mindszenten

	Sűrűség-index	***Összátmérő-index***	***Növényzeti mutató***	***Kvadrátok száma***
Gyér fás szárú növényzet	2	1	3	9
	2	2	4	4
	4	1	5	4
	4	2	6	4
	4	3	7	1

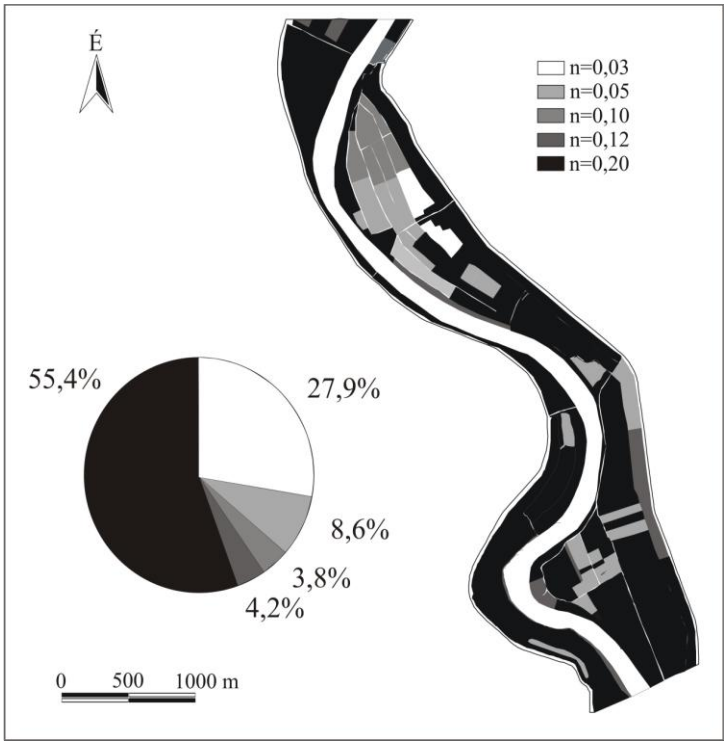
	Sűrűség-index	*Összátmérő-index*	*Növényzeti mutató*	*Kvadrátok száma*
Sűrű fás szárú növényzet	4	4	8	1
	6	2	8	11
	6	3	8	1
	8	1	9	2
	8	2	10	4
	6	4	10	1
	8	3	11	1
	10	1	11	4
	10	2	12	8
	10	3	13	4
	10	4	14	1
	10	5	15	2

A *„gyér fás szárú növényzet”* kategóriába soroltam a 8-nál kisebb növényzeti mutatójú területeket. Ide olyan erdők kerültek, amelyek (1) természetes erdő területek néhány vastagabb törzsátmérőjű fával, vagy (2) a viszonylag vékony törzsű, fiatal telepített erdők. Mindkettő közös jellemzője, hogy viszonylag ritka cserjeszinttel rendelkeztek, alig található bennük gyalogakác. Tapasztalataim szerint (ld. 6.2.3. fejezet) az ilyen gyér növényzetű hullámtéri területek alkalmasak árvízkor a vízvezetésre. A kategóriába összesen 22 db kvadrát került, tehát a felmért területeknek csupán harmada.

A *„sűrű fás szárú növényzet”* csoportjába a 8-as és annál nagyobb növényzeti mutatóval rendelkező kvadrátok tartoznak. Ebbe a csoportba kerültek a (1) bolygatott, ezért gyalogakáccal sűrűn benőtt természetes part menti erdősávok, a (2) nem művelt sorközű, ezért elvadult cserjeszintű telepített nyarasok, és (3) a több éve felhagyott szántók és kiskertek, amelyekben özönnövények nagy számban megtelepültek. Vízsebesség méréseim szerint az ilyen jellegű növényzet az árvízi vízvezetést erőteljesen csökkenti, sőt az ekkora sűrűségű növényzet árvízi vízvezetésre alkalmatlan. Ebbe a kategóriába összesen 40 db (64%) kvadrát tartozik, tehát a főleg gyalogakáccal fertőzött sűrű fás szárú növényzettel borított területek aránya igen magas. Ezen elvadult növényzetű területek arányának növekedése pedig az érdességi tényező emelkedéséhez vezet, amely csökkenti a hullámtér vízvezető képességét.

A területhasználati kategóriákat a Manning-féle átlagos érdességi tényezőkkel jellemzem, felhasználva a kvadrátok növényzet mutatóit azért, hogy a területhasználati térképet finomítsam a növényzet sűrűsége és területi eloszlása alapján. (A növényzet által befolyásolt érdességi kategóriák leírása az 5.4. táblázatban található).

Miután mindegyik növényzeti folt kapott egy átlagos érdességi értéket, a terület érdességi viszonyait térképen ábrázoltam (6.31. ábra). A legkisebb érdességi tényezővel (n=0,03) a (1) folyómeder (18,0%) rendelkezik, illetve a (2) gyep kategóriába tartozó lágyszárú növényekkel borított töltésláb (6,2%), a (3) művelés alatt álló szántók (1,8%), és a (4) művelésből kivett területek (utak) (1,9%). A művelt szántóterületek akár n=0,035 érdességűek is lehetnének, amennyiben már rajtuk kifejlett növényzet (pl. kukorica) lenne, de 2006-ban felszántott állapotban érte őket az árvíz. Az n=0,05 érdességi tényezőhöz tartoznak a (1) gondozott kiskertek gyümölcsfákkal (4,4%), az (2) 1-2 éve nem művelt szántók (1,7%), amelyeken a gyalogakác már megtelepedett, de nem áthatolhatatlan, valamint ebbe az érdességi kategóriába soroltam az (3) azon irtásterületeket (1,0%), amelyen néhány nagyobb fa és bokor található. Ebbe az érdességi kategóriába tartoznak a fokok és a kubikgödrök is (1,5%), amelyek bár kis érdességűek – az év nagy részében vizenyős területek – a partjaikon növő öreg fák illetve bokrok megnövelik az érdességet. Az n=0,10 kategóriába soroltam azokat az egykori kiskerteket (3,8%), amelyek művelését az utóbbi években felhagyták, ezért a telepített gyümölcsfák és a hétvégi házak közé betelepült a gyalogakác és a kertet sűrű dudvaszárú aljnövényzet borítja. A „gyér fás szárú növényzet” (n= 0,12) kategóriába tartoznak a ritka aljnövényzettel és cserjeszinttel rendelkező természetes parti erdősávok és a gondozott telepített erdők (4,2%). A legnagyobb érdességű (n= 0,2) „sűrű fás szárú növényzet” területekhez a sűrű cserjeszintű erdővel és a gyalogakáccal borított területek tartoznak. Ezek a teljes mintaterület 55,4%-át foglalják el.



6.31. ábra: Az érdességi tényező térbeli mintázata a mindszenti mintaterületen és annak százalékos megoszlása

A hullámtér területtel súlyozott átlag érdessége (a meder figyelmen kívül hagyásával) n=0,15-nak adódik, amely a gyér aljnövényzetű erdő kategória átlag érdességénél magasabb. Ha nemcsak magának a hullámtérnek az átlagos területarányos érdességét nézzük, hanem a területbe beleszámítjuk a medret is, akkor ez az érték valamivel kisebb (n=0,13). Tehát, a megművelt területek felhagyása, a kertek és szántóföldek elvadulása, gyomosodása, illetve a telepített erdők gondozásának hiánya jelentősen növeli a hullámtér érdességét. (Meg kell jegyeznem, hogy a szabályozásokkor a hullámtereket gyeppel borítottnak tervezte Vásárhelyi Pál, tehát eredetileg az érdességük 0,03 volt, ami mára ötszörösére növekedett (ld. 6.1.2. fejezet).)

6.2.2.2. A nagykörűi hullámtéri mintaterület növényzete és érdességi viszonyai

A nagykörűi hullámtéren az 357,9-361,6 fkm között mértem fel a terület növényzetét. A jelen vizsgálathoz nem tartozó faluhoz közeli hullámtéri részen − a mindszenti mintaterülethez hasonlóan − kiskertek voltak, de nagy hányaduk felhagyásra került. A Tisza túlpartján, a bal parti hullámtéren erdőművelést folytattak, hasonlóan a felmért folyószakaszhoz.

A vizsgált hullámtéri terület 95,7%-át fás szárú növényzet borította, ebből erdőművelés alatt állt 68,2%, míg a keskenyebb hullámtéri szakaszokon és a partok mentén megmaradt az alig bolygatott fűz-nyár erdő (27,5%). Ezen idős állományokban a zárt lombkorona következtében az özön fajok (pl. amerikai kőris, gyalogakác) csekély mértékben tudtak csak megtelepedni. Viszont ahol az emberi tevékenység következtében a lombkorona kevésbé záródott (a nemes nyarasokban, valamint a telepített és a természetes erdő szegélyein), ott képes felnőni a gyalogakác áthatolhatatlanná téve a területet. (A fennmaradó 4,3%-o a töltéslábakon található gyep (4,3%), a fok (0,1%) és az út felülete (0,2%) adja.)

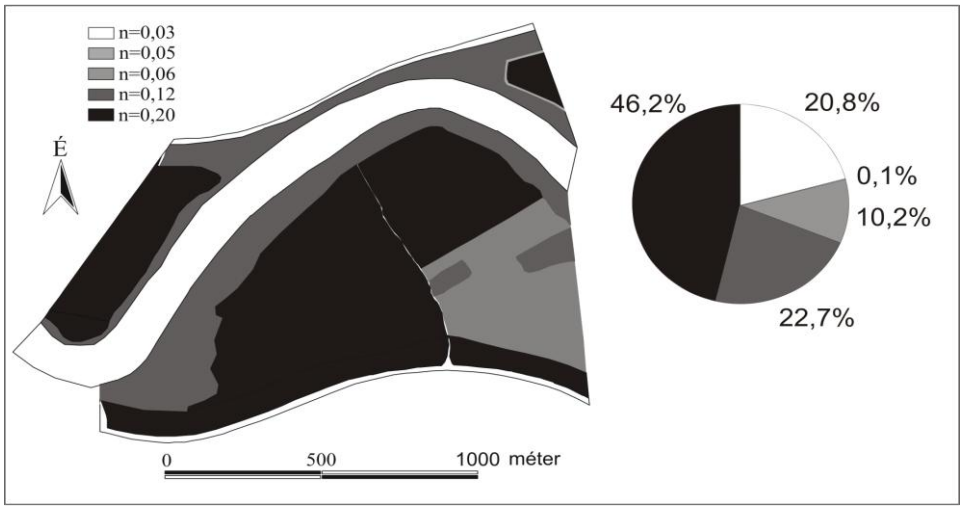
A fás szárú növényzettel borított területeket itt is tovább osztályoztam (gyér és sűrű), hogy pontosabb képet kapjak a szelvények menti érdességi viszonyokról. A szelvények mentén felmért 52 db kvadrát közül 27 db a „gyér” és 25 db „sűrű fás szárú növényzet” kategóriába került.

A terepi felmérés és a kvadrátok osztályozása segítségével a területhasználati foltokat − a mindszenti mintaterületnél alkalmazott− érdességi kategóriákba soroltam.

A nagykörűi mintaterület átlagos területarányos érdességi tényezőjének számításakor figyelembe vettem a Tisza érdességi tényezőjét (n=0,03) is, mivel ezen a mintaterületen a folyó

mindkét oldalán meghatározásra került az érdességi tényező. A legalacsonyabb (n=0,03) érdességi tényezővel rendelkező területek a mintaterület mindössze 20,8%-át borítják (6.32. ábra). Idetartozik a folyómeder, mely ennek az érdességi tényezőnek a nagy százalékát képviseli (17,3%), valamint a töltéslábon előforduló gyepterületek (3,3%) és a földutak (0,2%). A vizsgált területen fok (0,1%) is található partján fás szárú növényzettel, amely hidraulikus érdessége n=0,05. Az n=0,06 érdességi tényezővel jellemezhető fiatal telepített erdők a vizsgált terület 10,2%-át adják. Ha nem irtják bennük az özönnövényeket, akkor érdességük néhány éven belül elérheti az erdőterületre jellemző legmagasabb értéket (n=0,2). A teljes mintaterület közel 70%-át a két legnagyobb (n=0,12 és 0,2) érdességi tényezővel rendelkező erdőterületek alkotják (6.32. ábra), ebből a növényzeti mutató meghatározásával kialakított „gyér fás szárú növényzet" 22,7 %-ot, míg a „sűrű fás szárú növényzet" 46,2 %-ot tesznek ki.

A mintaterület átlagos területtel súlyozott érdessége n=0,13. De magának a hullámtérnek az érdessége − ha nem vesszük figyelembe a folyómedret − ennél valamivel nagyobb (n=0,15).



6.32. ábra: Az érdességi tényező térbeli mintázata Nagykörűnél és annak százalékos megoszlása

6.2.2.3. A Feketevárosi-holtág hullámtéri mintaterület növényzete és érdességi viszonyai

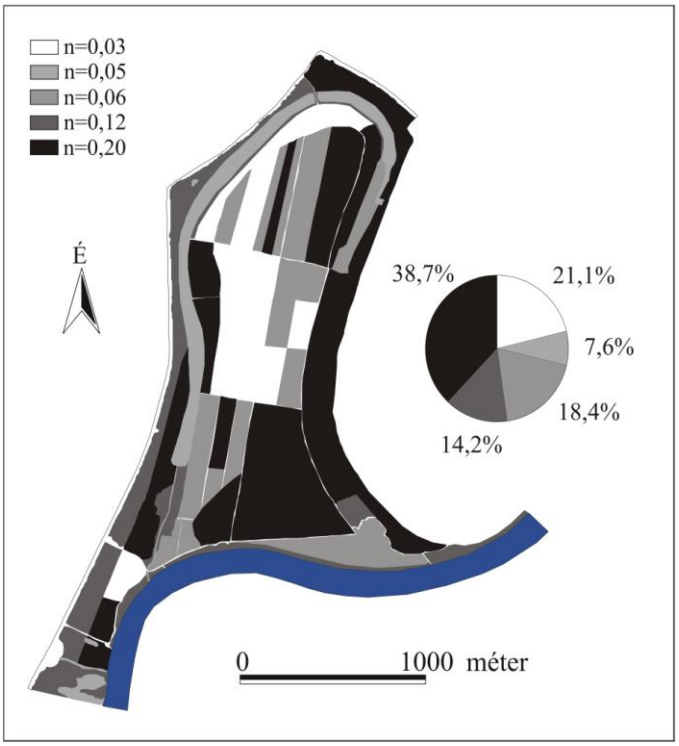
A közép-tiszai Feketevárosi-holtág öblözetében a fenti mintaterületekhez hasonlóan végeztem el a területhasználat és az érdesség vizsgálatát. A növényzet sűrűségének felmérése során összesen 32 db kvadrátot vettem fel és soroltam be a „gyér" (20 db) és „sűrű" (12 db) növényzetű kategóriákba (5.8. táblázat).

Ezen a mintaterületen erdőművelés a teljes mintaterület 72,2%-án folyik. Mivel az erdészeti munkák folyamatosak, ezért a terület erdőállománya nem annyira homogén mint a fenti két mintaterületen: előfordulnak jelenleg tuskógátakkal szegélyezett idősebb ültetett erdő területek (38,7%), időszakos jellegű, friss irtások (13,5%), fiatal ültetvények (18,4%) és az erdőműveléshez tartozó jelenleg füves területek (1,6%). Ezen kategóriák érdessége jelentősen eltérhet, ezért tartottam szükségesnek elkülönítésüket.

A már említett kategóriákon kívül elkülönítettem vízzel borított területet (7,6%), amelyhez a holtág és a mélyebben fekvő, az év nagy részében vízhatás alatt levő területek (főleg kubikgödrök) tartoznak. A füves területek (3,1%) a töltéslábakon figyelhetők meg. A művelés alól kivett területekhez (2,9%) az utakat és a tuskógátat soroltam, ez utóbbiak a művelésből kivett területnek közel harmadát teszik ki (és az Alsó-Tiszán teljes mértékben hiányoznak). A töltések előterében, a Tisza és a holtág mentén természetes erdősávok (14,2%) találhatók.

A Feketevárosi-holtág területhasználati térképét a növényzet sűrűsége és területi eloszlása alapján finomítottam, majd a Manning-féle átlagos érdességi tényezőt rendeltem hozzá, a korábban leírtaknak megfelelően (6.33. ábra). A folyamatos erdészeti munkák miatt azonban előfordulnak olyan jellegű területek is, amelyek korábban nem. Az n=0,03 érdességű kategóriába soroltam az utat, az időszakos irtásokat, a töltéslábat fedő gyep területeket és azokat az öblözet belső területén

lévő gyér növényzetű parcellákat is, amelyeken letermelték a fákat és a felméréskor még nem volt újratelepítés. Ezzel az érdességi tényezővel jellemezhető a terület 21,1%-a. (Itt az aktív meder nem szerepel a számításban, mivel csak a hullámtér északi öblözetét vizsgáltam, ezért a mintaterület érdességét bemutató 6.33. ábrán a Tisza színe maradt a területhasználati térképen alkalmazott.) Az n=0,05 érdességű területek a mintaterület 7,6%-át teszik ki, amelyhez a holtág, a hullámtéri vízzel borított mélyedések és a csatornák tartoznak. A növényzetből adódó érdességi tényező értéke n=0,06 azokon a területeken, amelyeken viszonylag fiatal (<5 év) telepített erdőt találtam, és láthatóan kitisztított sorköze volt. A mintaterületen ezek az erdők az öblözet belsejében és a parti erdősáv mögött jellemzőek. A mintaterület 18,4%-a tartozott ebbe az érdességi kategóriába. A vizsgált terület több mint felén (52,9%) a két legmagasabb érdességi tényezővel (n=0,12 és 0,2) jellemzett erdő kategória található (6.33. ábra). A növényzeti mutató számítás alapján a *„gyér fás szárú növényzet”* (n=0,12) aránya 14,2%, míg a sűrű cserjeszintű erdő (n=0,2) kiterjedése 38,7%. Ez utóbbi kategóriába soroltam az áramlási akadályt képző tuskógátakat is.



6.33. ábra: Az érdességi tényező térbeli mintázata a Feketevárosi-holtágnál és annak százalékos megoszlása (a mintaterület átlagos érdességi tényezőjének számításakor a Tiszát nem vettem figyelembe.)

A Feketevárosi-holtág öblözetének átlagos érdességi tényezőjét (n=0,12) a folyó figyelembe vétele nélkül számoltam, mivel itt csak a jobb parti hullámtér lett felmérve. Ez az érték megegyezik a *„gyér fás szárú növényzet”* kategóriára jellemző érdességi tényezővel. Bár viszonylag magas a kis érdességű fiatal telepített erdők aránya (18,4%), hamar (1-2 éven belül) átkerülhetnek egy magasabb érdességi tényezővel jellemezhető kategóriába, mivel a sorközök tisztán tartása nélkül gyorsan megtelepszenek az özön fajok a területen.

6.2.2.4. A három hullámtéri terület érdességének összevetése

Mindhárom mintaterületen a hullámtér legjellemzőbb területhasználati módja az erdőművelés, az erdők aránya mindenütt 70% felett van (6.8. táblázat). Az erdők kezelése azonban eltérő a három mintaterületen: míg Nagykörűnél és Mindszent környékén inkább idősebb illetve nem kezelt erdőállomány található, addig a Feketevárosi-holtág öblözetében aktív erdőgazdálkodás folyik, amit új telepítések, irtások és gondozottabb aljnövényzetű állományok jellemeznek. Mivel a Feketevárosi-holtág településtől távol esik, ráadásul a holtág meg is nehezíti a belsőbb területek megközelítését, itt nem alakult ki a másik két területre jellemző kiskertes és szántóföldi gazdálkodás (igaz, a most jellemzett nagykörűi rész már a kiskertek zónáján kívül van). Ezeket a területeket

folyamatosan felhagyják − aminek egyik legfőbb oka az utóbbi évtized magas vízállásai és hosszú árvizei −, így ezeken a területeken is gyorsan terjed a gyalogakác és egyéb özön fajok. A felhagyott területekre, a nem megfelelően gondozott telepített erdők sorközeibe, illetve az erdők széleire sűrű gyalogakácos állományok telepednek be néhány éven belül. Ezek a nagy érdességű területek árvízkor megnehezítik a víz áramlását és az ár levonulását. Tehát a hasonló jellegű nagykörűi és mindszenti területeken a mintaterület érdessége hasonló (n=0,15), míg a folyamatos erdészeti kezelés alatt álló Feketevárosi-holtág öblözetében csupán n=0,12.

Azonban fontosnak tartom megjegyezni, hogy ezek az értékek csak tájékoztató jellegűek, hiszen a terület növényzetből adódó hidraulikus érdessége az erdőművelés miatt évről-évre változhat. Az érdességi mutatók leginkább a mintaterület különbözőségeire világítanak rá, ugyanis Chow (1959) és Németh (1959) szerint a növényzet érdességet befolyásoló szerepe nem tekinthető még ugyanazon ponton sem azonosnak, hiszen az érdességi tényező értéke módosul az áradás vízállásának változásával. Így tehát egy adott érdességi tényezőjű növényzeti foltban is változik az érdesség attól függően, hogy az adott folt esetében csak a fák törzseit vagy már az ágait is eléri a víz, illetőleg a sűrű gyalogakácban vagy már afölött tud áramlani az árvíz. Ráadásul a pontszerű mérések alapján az egyes erdőfoltok kategóriába sorolása bizonyos minimum és maximum értékek között változik. Azt, hogy az egyes érdességi kategóriák hogyan befolyásolják a hullámtéren a vízáramlást, a következő fejezetben mutatom be.

6.8. táblázat: A mintaterületek érdességi viszonyai

Vizsgált terület	*Vizsgált Tisza szakasz hossza (km)*	*Területe (km^2)*	*Fás szárú növényzet aránya (%)*	*Területtel súlyozott átlagos érdesség*	
				folyóval	*folyó nélkül*
Nagykörű	2,3	1,6	95,7	0,13	0,15
Feketevárosi-holtág	1,7	2,9	71,3	-	0,12
Mindszent	6,9	5,2	72,8	0,13	0,15

6.2.3. A vízsebesség alakulása a hullámtéren

A rövid távú üledék-felhalmozódás bemutatásához szükségesnek tartottam a hullámtéren árvízkor mérhető vízsebesség viszonyainak felmérését azért, hogy megvizsgáljam, van-e kapcsolat a terület növényzete, a vízsebesség és az újonnan felhalmozódott üledék mintázata között. A Feketevárosi-holtágnál és Mindszentnél a vízsebesség-mérést ott végeztem 2006-ban, ahol a lerakódott hordalék vastagságát is mértem. Nagykörűnél vízsebesség méréseket próbaként végeztem 2005-ben, de az üledék-felhalmozódást a 2006-os árvíz után vizsgáltam. A keresztszelvények mentén végzett mérések közül csak néhány jellegzeteset mutatok be, hogy a lokális hidraulikus érdességi viszonyok vízsebességre gyakorolt hatását feltárjam. A mintaterületek bemutatását a folyásirányban legfelső nagykörűi mintaterületen végzett mérésekkel kezdem, majd bemutatom a másik két terület jellemző vízsebesség viszonyait, és a fejezet végén összefoglalom a három mintaterületen tapasztaltakat.

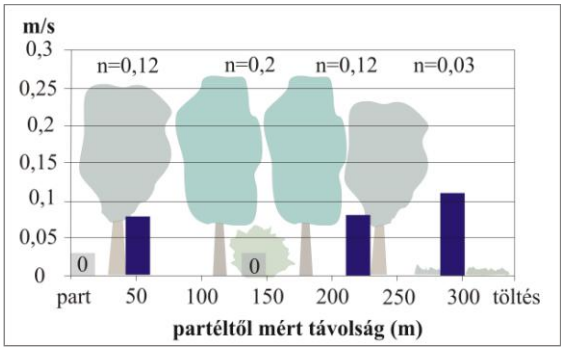
6.2.3.1. A nagykörűi mintaterületen mért vízsebességek

Nagykörűnél 2005-ben végezett vízsebesség-mérés szelvények mentén több függélyben és azon belül is több (3-6), 20 cm-es távolságokra lévő mélységben történt. De ezzel a módszerrel csupán 3 szelvényt tudtunk végigmérni (ld. 4.2. ábra) egy engedélyezett nap alatt, így a későbbi mérések során a másik két mintaterületen csak egy mélységben mértük meg a vízáramlás sebességét. A most bemutatott két szelvényen a vízfelszíntől 90 cm mélyen mért értékeket elemzem, ezt követően pedig mindkét jellegzetes szelvényből egy-egy meghatározott függélynél a függőleges profil mentén mért vízsebesség értékeket jellemzem.

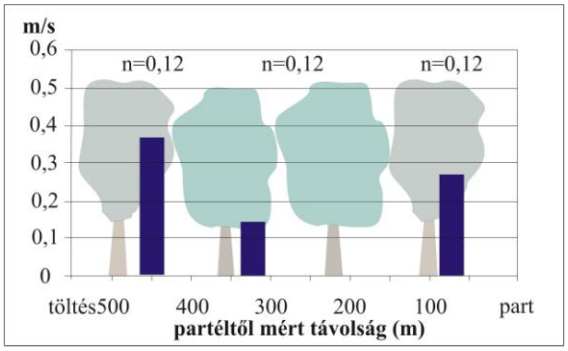
Nagykörűnél a 364,4 fkm-nél létesített jobb parti 340 m széles Naj1 jelű szelvényben (6.34. ábra) a legnagyobb vízsebességet (0,11 m/s) a töltéstől kb. 50 m-re mértük, ahol a terület érdessége alacsony (n=0,03). Amint beértünk a viszonylag tiszta aljnövényzetű erdőbe (n=0,12), a vízsebesség

harmadával lecsökkent 0,08 m/s-ra. A következő mérési ponton a nagy érdesség (n=0,2) miatt nem volt mérhető a vízáramlás sebessége. A folyóparthoz közeledve ismét gyérebbé vált a növényzet (n=0,12) és nagyobb sebességet (0,08 m/s) mértünk. Viszont a folyóháton nem volt mérhető a sebesség, mindig más irányokba állt a műszer, mert a part súrlódása miatt erős örvények keletkeztek. A szelvényben mért átlagos sebesség 0,05 m/s.

A Tisza bal partján (a komplejárónál létesített) Nab2 szelvény (363,7 fkm) szélessége 560 m (6. 35. ábra). A szelvényben a legnagyobb sebességet (0,37 m/s) a töltésről lehajtó rámpa előtt (n=0,12) mértük. Feltételezhetően a rámpa szűkítő hatása miatt volt itt nagyobb a vízsebesség. A következő mérési ponton (n=0,12) az előző vízsebesség közel kétharmadát (0,14 m/s-ot) tapasztaltuk. Ennél a pontnál folyásirányban fölfelé a szántóterületet egy keskeny erdősáv választja el az úttól, ami megnöveli a terület érdességét. A harmadik mérés közvetlenül a folyóhát mögött, egy ritkás parti erdősávnál (n=0,12) történt. Itt a vízsebesség 0,27 m/s volt. A három mérés alapján a szelvény átlag sebessége így 0,26 m/s-nak adódott.



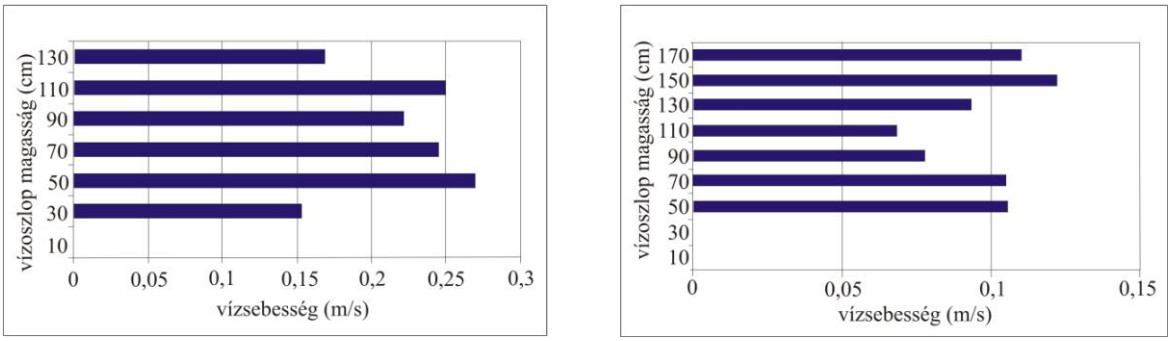
6.34. ábra: A vízsebesség változása az Naj1 szelvény mentén (A szűrke színű oszlop a 0 m/s sebességet jelzi.)



6.35. ábra: A vízsebesség változása az Nab2 szelvény mentén

Mindkét szelvényben a töltés mellett mértük a legnagyobb sebességet. Az Naj1 szelvényben, ahol az érdesség nagyobb volt, a vízsebesség jelentősen lecsökkent, vagy nem is volt mérhető. A bal parti szelvényben még a legkisebb sebességű ponton is nagyobb sebességet mértünk, mint a jobb parti szelvényben, valószínűleg a kanyarulatból érkező víz nagyobb része a helyzetéből adódó tehetetlensége miatt a külső íven, azaz a bal parti hullámtéren vezetődik le.

Mindkét szelvényből kiválasztottam két jellegzetes függélyt, melyek a folyóparthoz legközelebb eső kb. 70 m távolságra lévő pontok mérési eredményeit mutatják (6.36. ábra).



6.36. ábra: Nab2 szelvény 3. függélyében és a Naj1 szelvény 4. függélyében mért vízsebesség profil

Mindkét vízsebesség profilra jellemző, hogy a vízfelszíntől haladva nő a víz sebessége. Az irodalmi adatok alapján (Goudie 1990) a vízoszlop felső 1/3-dában mérhető a legnagyobb vízsebesség. Viszont a mérések alapján, amint akadály (növényzet, épület) került a víz útjába, a sebesség lecsökken. Az Nab2 szelvény 3. függélyében a vizsgált ponton (érdessége n=0,12) a vízoszlop magasság 130 cm, a profil alakja közelíti a klasszikus függőleges tengelyű parabolát (Németh 1959), a vízmélységgel lefelé haladva nőtt a vízsebesség (0,16-ról 0,25 m/s-ra). Viszont a talajfelszíntől 110 és 90 cm-en mért vízsebesség között egy 11%-os csökkenés tapasztaltunk, amelyet a mélységgel lefelé haladva ismét vízsebesség növekedés követett (0,22-ről 0,27 m/s-ra). A

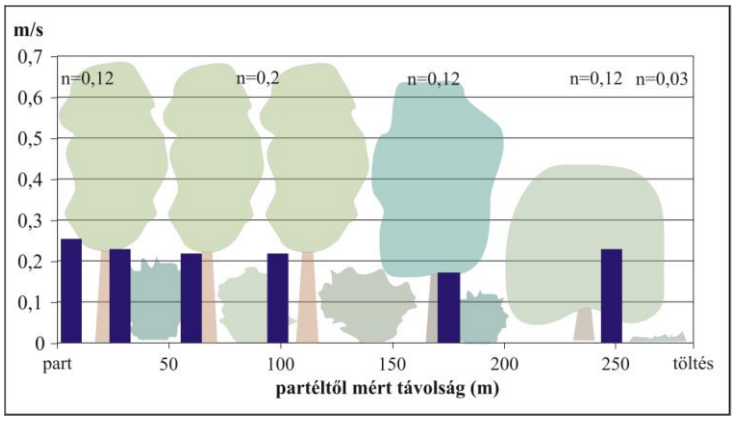
profil alján a talajfelszíntől 30 cm-re jelentősen lecsökkent a vízáramlás sebessége (a maximum vízsebesség 57%-ára), feltételezhetően a súrlódás miatt. Az Naj1 szelvény 4. függélyében a 170 cm vízoszlop magasságánál a talajfelszíntől 150 m-re mértük a legnagyobb sebességet (0,12 m/s), viszont 110 cm-en akadály kerülhetett a víz útjába, ahol a legnagyobb sebesség 56%-a volt mérhető. Majd a mélységgel együtt növekedett a vízsebesség is (bár a két legalsó mélységben már nem tudtuk megtartani a műszert, ezért onnan nincsenek adatok).

A nagykörűi szelvények mérési tanulságait figyelembe véve választottuk ki a Feketevárosi-holtágnál és Mindszentnél azokat a jellegzetes érdességi tényezőket mutató szelvényeket, melyek mentén 2006 tavaszán a hullámtéren mérésre került a vízsebesség.

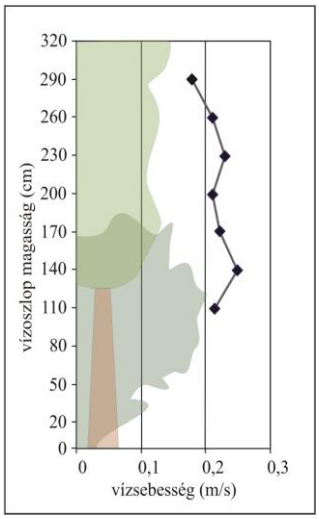
6.2.3.2. A Feketevárosi-holtágnál mért vízsebességek

A Feketevárosi-holtágnál 2006-ban az árvíz áradó ágában történt a vízsebesség-mérés 6 szelvény és két függély profilja mentén. Az alábbiakban egy vízsebesség profilt és három jellegzetes hullámtéri szelvényt jellemzek, annak bemutatására, hogy hogyan változik a vízsebesség a különböző érdességi tényezővel jellemezhető területfoltokon. A szelvények helyeit a 4.3. ábrán tüntettem fel.

A szelvények bemutatását az Fj10 szelvénnyel kezdem (6.37. ábra), mely a szolnoki vasúti híd fölött körülbelül 370 m-re található. A szelvényben a töltés közelében a kubikgödröknél (n=0,05) és a folyóhát mögött (n=0,12) mértük a legnagyobb vízsebességeket (0,23-0,25 m/s). A köztes területen a folyótól a töltés felé haladva folyamatosan csökken a vízsebesség (0,23 m/s-ről 0,17 m/s-ra). Ebben a hullámtéri szelvényben, a parttól a töltésig közel egyenletes sebességgel áramlott a víz, függetlenül a terület érdességétől. Ez azzal magyarázható, hogy a szelvényt egy kanyarulat külső ívénél vettük fel. A szelvényben mért átlagsebesség 0,22 m/s.



6.37. ábra: A vízsebesség változása az Fj10 szelvény mentén

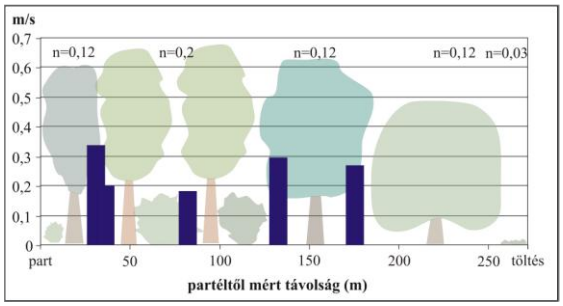


6.38. ábra: A parttól 28 m-re lévő függély vízsebesség profilja

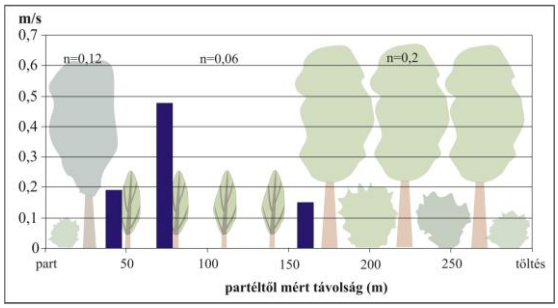
A vizsgálat során a vízsebesség profilt (6.38. ábra) az Fj10 szelvényben vettünk fel a partéltől 28 m-re, 320 cm-es vízoszlop magasságnál. Nem tudtuk a teljes profilt megmérni, ugyanis nem bírtuk megtartani a műszert 110 cm-nél alacsonyabb vízoszlop magasságnál, így az alsó közel 1 méterről nincs adatunk. A mérési pontnál az érdesség n=0,2 (sűrű cserjeszinttel rendelkező nemes nyaras és amerikai kőrises erdő). A két legmagasabb vízsebesség értéket a profil felénél (0,25 m/s) és felső harmadánál (0,23 m/s) mértük. A vízsebesség értékek alakulása (230 cm-es magasság felett) hasonló a szakirodalomban leírtakhoz (Németh 1959), majd a vízoszlop magasság csökkenésével a mért adataim eltérnek a klasszikus profiltól. Ennek oka lehet a mérési pontnál található cserjék lombkorona szintjének elérése.

A Fj9 keresztszelvényt egy gázvezeték irtásában vettük fel (6.39. ábra). A parthoz legközelebbi ponton, egy kis érdességű út mentén mértük a legnagyobb vízsebességet (0,34 m/s),

ami nagyobb az I. szelvény part közeli vízsebesség értékénél is. Az n=0,2 átlagos érdességű, sűrű cserjeszinttel rendelkező telepített nyarasban a vízsebesség 42-48%-kal csökkent (0,18-0,2 m/s) a szelvény első pontjához képest. A töltéshez legközelebbi két mérési pont a folyóval párhuzamosan futó nyiladékokban található, ahol a folyóparthoz hasonló vízsebesség értékeket mértünk (0,27-0,29 m/s). Ebben a szelvényben az átlagsebesség 0,26 m/s, amely nagyobb, mint az Fj10. szelvényre számított érték. Ez alátámasztja, hogy a növényzet már jelentősen módosítja a vízsebességet, hiszen a kisebb érdességű területeken annak ellenére, hogy a medertől távolabb voltunk, magas értékeket mértünk.



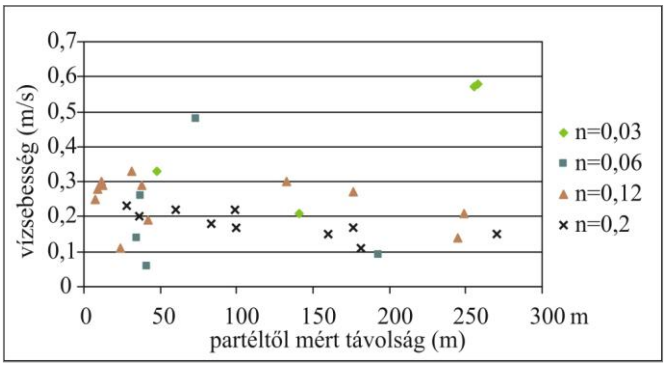
6.39. ábra: A vízsebesség változása az Fj9 szelvény mentén



6.40. ábra: A vízsebesség változása az Fj1 szelvény mentén

Az öblözetben a folyótól 300 m-re már nem mértünk vízmozgást, így az Fj1 szelvényben (6.40. ábra) csak a szelvény első 300 m-es szakaszát ábrázolom. Az alacsony (n=0,06) érdességi tényezővel rendelkező fiatal erdőben mértük a legnagyobb vízsebességet (0,48 m/s). Az n=0,12 érdességű parti erdősáv és az n=0,2 érdességű ültetett erdő határán már kétharmadával kisebb vízsebességet (0,15-0,19 m/s) tapasztaltunk. Ha ebben a vízvezető sávban folyamatosan karban van tartva a telepített erdő és a fasorok párhuzamosak a mederrel, akkor ez a kb. 100 m-es sáv képes jelentős mértékben részt venni az árvízi vízszállításban.

Ezt követően megvizsgáltam, hogy a vízsebesség milyen összefüggésben van a medertől való távolsággal (a folyó 300 m-es sávjában). A folyóparttól távolodva a vízsebesség csökkenni látszik (6.41. ábra), de igen nagy szórás van az értékek között. A part 20-50 m-es sávjában közel ugyanakkora távolságra igen eltérő vízsebesség értékeket mértünk. Az alacsonyabb értékek (0,1-0,2 m/s) mindig a nagyobb érdességi tényezővel (n=0,2) rendelkező erdőkhöz tartoznak, míg a nagyobb vízsebességeket (0,3-0,33 m/s) a gyérebb növényzetű (n=0,03) területeken (főként a töltés lábánál) mértünk. Ugyanakkor a medertől távolabbi ponton is lehet nagy a vízsebesség, amennyiben egy kisebb érdességű (n=0,06) vízvezető sáv segíti a vízáramlást. Tehát a vízsebesség és a növényzet közötti kapcsolat felülírja a vízsebesség folyótól való távolsággal történő változását.



6.41. ábra: A vízsebesség változása a folyótól való távolság függvényében

Összességében tehát a Feketevárosi-holtág öblözetére jellemző, hogy a viszonylag keskeny (270-280 m) szelvényekben, a vizet a teljes hullámtéri szelvény vezeti átlagosan 0,22-0,32 m/s-os sebességgel. Viszont a hosszabb, öblözeti szelvényekben csak a part menti közel 150 m-es sávban mértünk vízmozgást (átlag: 0,17 m/s), az öblözet medertől távolabbi részein a vízsebesség a nullához közelített. Az öblözeti szelvényben a töltés lábánál már nem tapasztaltunk vízmozgást, és

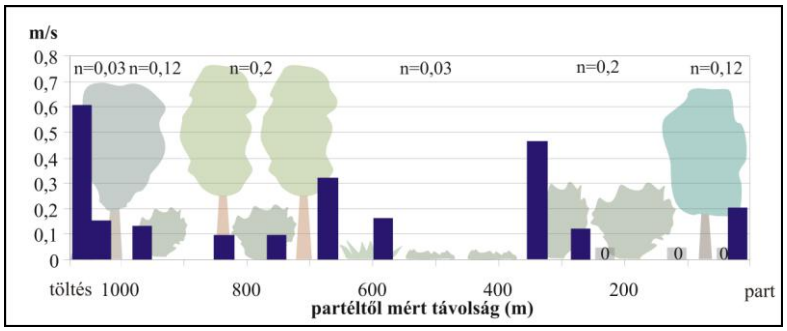
gyenge (mérési határon kívül eső) vízmozgás volt a holtág felett, amiből arra következtethetünk, hogy ekkora vízállásnál (944 cm) a holtágnak alig van szerepe a vízvezetésben. A kanyarulat külső ívén létesített szelvények esetében is viszonylag nagy sebességeket mértünk a folyópart közelében (0,25-0,34 m/s), illetve a Milléri-főcsatorna becsatlakozása felett a töltés lábánál (0,58 m/s, n=0,03).

6.2.3.3. A Mindszentnél mért vízsebességek

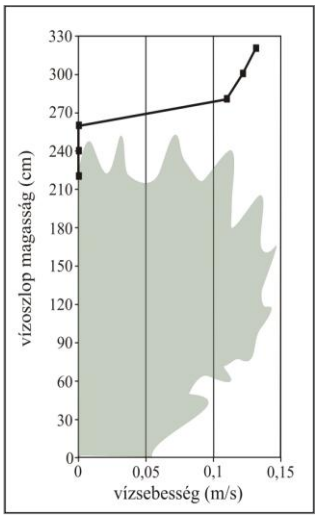
A 2006-os tavaszi árvíz során Mindszentnél felmért 11 hullámtéri keresztszelvény közül 3 jellemzőt és egy függély sebesség profilját mutatom be, hogy szemléltessem a mintaterületen a Tiszától a töltés felé haladva a vízsebesség változását az eltérő morfológiai helyzetű és érdességű területeken. A vizsgált szelvényeket a 4.7. ábrán tüntettem fel.

A keresztszelvények csoportokba voltak oszthatók, az alapján, hogy a szelvény mentén hogyan változott a vízsebesség. Az első csoportba olyan szelvények tartoznak, amelyeknél a töltésnél nagy, folyóparton kicsi és a közbülső részen kiugró vízsebesség jellemző. Ilyen tulajdonsággal jellemezhető a 200-675 m közötti hosszúságú Mb2, Mb5, Mb6, Mb8 és Mb13 szelvények, amelyek közül az Mb13 szelvényt mutatom.

Az Mb13 szelvény a mintaterület leghosszabb (1080 m) szelvénye az Ányási-kanyarulat bal parti hullámterén (6.42. ábra). Ebben a szelvényben a töltés lábánál mértük a legnagyobb vízsebességet (0,6 m/s), de amint az érdesség több mint hatszorosára nőtt (0,03-ról 0,2-re) azaz beértünk a sűrű cserjeszintű ültetett nyarasba, a töltésnél mért vízsebesség negyedét mértük (0,15 m/s). Az erdőben mért alacsony vízsebesség érték megnövekedett (0,32 m/s) egy földutat keresztezve (n=0,03). A szelvény második legmagasabb vízsebesség értékét (0,46 m/s) a gyalogakáccal fedett terület határán, de még a szántó területén (n=0,03) mértük. Ezt követően az n=0,2 átlagos érdességi tényezőjű, sűrű gyalogakácossal borított területen nem volt mérhető sebesség a 90 cm-es mélységben, ezért a gyalogakácosban mértük a 330 cm-es vízoszlop magasságú vízsebesség profilt, hogy megtudjuk, mekkora magasságig nincs vízmozgás (6.43. ábra). A műszer csak a 280 cm felett tudott sebességet mérni, amely a vízoszlop magassággal folyamatosan nőtt (0,11-m/s -ról 0,13-ra). A következő mérés a talajfelszíntől 260 cm-re történt, ahol már a vízáramlás nagysága mérési határ alatti volt. Ennek oka a gyalogakác, amelynek magassága 260 cm-es magasságig terjed. Tehát az igen sűrű (n=0,2) és magas gyalogakáccal borított területen csak a növényzet felett van érdemi vízmozgás, a sűrű növényzetben pedig – véleményem szerint – minimális sebességgel mozoghat a víz. A keresztszelvényben tovább haladva, az övzátonyon (n=0,12) nem volt mérhető vízmozgás, míg a növényzet nélküli partélnél a 0,21 m/s vízsebességet mértük. Az átlagos vízsebesség ebben a szelvényben 0,18 m/s volt.



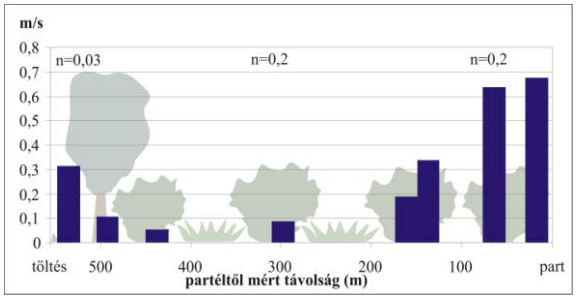
6.42. ábra: A vízsebesség változása a Mb13 szelvény mentén



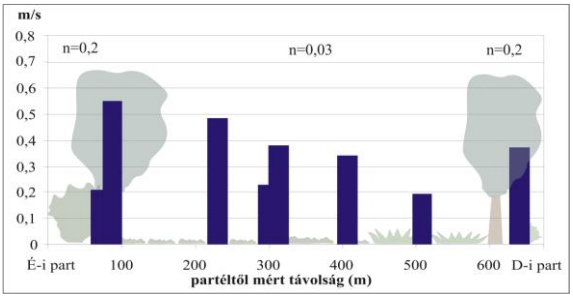
6.43. ábra: A Tiszától 334 m-re mért vízsebesség profil

A másik szelvénytípusra jellemző, hogy a töltésnél és a parton is nagy a vízsebesség, míg az ártér közbülső részén kisebb vízsebesség jellemző. Ezek a vízsebesség viszonyok jellemzők az Mb3, Mb7, Mb9, Mb10 és Mb11 szelvényekre, melyek hossza 330-630 m között változik.

Az Ányási-kanyar inflexiós sávjánál felvett szelvény (Mb11) 556 m hosszú (6.44. ábra). A töltés lábánál (n=0,03) mért vízsebesség értéket (0,6 m/s) követően a növényzet sűrűsége miatt lecsökken a vízsebesség 0,1 m/s alá, azaz míg az érdesség több mint hatszorosára nőtt, addig a vízsebesség a hatodára csökkent. Majd a parthoz közeledve egyre nagyobb a víz sebessége, és a szelvény legnagyobb vízsebesség értékét (0,68 m/s) a parton mértük. Feltehetően az árvíz vízmennyiségének jelentős része a kanyarulat nyakánál a hullámtéren vonul át, mivel ez a kanyarulat az Alsó-Tisza legszűkebb kanyarja. Valószínű tehát, hogy ezért mértünk az Mb11 szelvény feletti szelvényben is a part közelében viszonylag nagy vízsebességet, noha a sűrű invazív növényzettel borított terület akadályozza a vízmozgást.

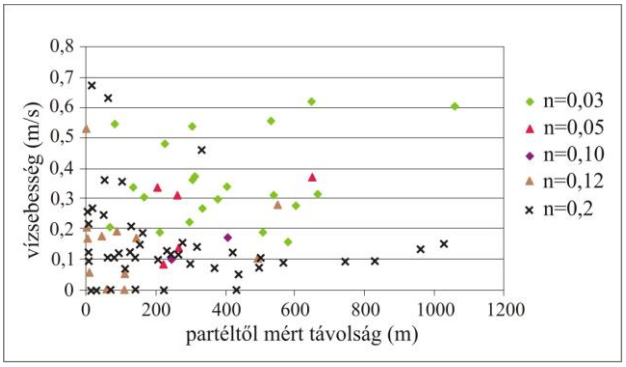


6.44. ábra: A vízsebesség változása a Mb11 szelvény mentén



6.45. ábra: A vízsebesség változása a keresztirányú (MbK) szelvény mentén

A keresztirányú szelvény (MbK) az Ányási-kanyarulat felső és alsó inflexiós sávját köti össze, és a folyásiránnyal párhuzamosan vettük fel (4.7. ábra). A keresztirányú szelvényt nem soroltam egyik fent jellemzett csoportba sem m – a vízsebesség maximumok és kiugró értékek szelvényben elfoglalt helyei alapján (bár lehetett volna) –, mivel a szelvény mindkét végpontja a folyóparton ér véget. A szelvény hossza 680 m, amely mentén összesen 8 mérést végeztünk (6.45. ábra). A legnagyobb vízsebességet (0,55 m/s) ott mértük, ahol az árvíz kilép a hullámtérre a felső infexiós sávnál, mintha az árvíz „levágná" a kanyarulatot és ezért nem követi a meder futását. Ez a vízsebesség a parttól távolodva folyamatosan csökken. A szelvény első és az utolsó méréseit kivéve, ugyanakkora volt az érdességi tényező (n=0,03), mert egy szántón haladtunk. Az alsó inflexiós pontnál ismét nagyobb vízsebességet mértünk (0,37 m/s) – ami a part menti sáv jellegzetessége – de a vízsebesség értéke nem érte el a felső, kilépési ponton mértet. Ebben a szelvényben az átlag vízsebesség 0,34 m/s, ami messze a legnagyobb az összes átlagsebesség közül, tehát a hullámtér ezen részén van egy vízvezető sáv.



6.46. ábra: A távolság függvényében a vízsebesség változása a különböző érdességű területeken

A vízsebesség és a folyómedertől mért távolság között – a Feketevárosi-holtágnál vizsgáltakhoz hasonlóan – nem rajzolódik ki egyértelmű kapcsolat, hiszen az érdességtől függetlenül a hullámtéri vízvezető sávok jelenléte is befolyásolja (6.46. ábra). A legkisebb érdességi

tényezővel jellemezhető (n=0,03) területeken mértünk magasabb vízsebességet (keresztszelvénynél a parton és a töltés lábánál) és alacsonyabbat is (nagyobb érdességű területek határán), függetlenül a folyótól mért távolságtól. De hasonlóan ellentmondásos eredményre jutottam minden érdességi kategória esetében.

Összességében tehát a vízsebesség alakulását a folyópart közeli területeken a nagyvízi meder morfológiája határozza meg. A kanyarulatokban az övzátonyok kiemelt helyzete és a szűk kanyarulat miatt a mögöttük lévő hullámtéri vízvezető sávokban áramlik a környező részekhez képest nagyobb sebességgel a víz. Ezt módosítja a hullámtér érdessége. Az érdesség vízsebességre gyakorolt hatása főként az egyenes folyószakaszokon figyelhető meg élesen.

A legnagyobb vízsebesség értékeket a kevésbé magas folyópartokon (inflexiós sáv környékén), a töltés lábánál, a mederrel párhuzamosan futó tiszta sorközű ültetett erdőkben és a mederrel párhuzamos földutak mentén mértünk. Ezen területek mindegyike alacsony hidraulikus érdességi tényezővel jellemezhető. Viszont a sűrű cserjeszintű erdőkben, az invazív gyalogakáccal borított felhagyott földeken alacsonyabb volt a vízáramlás sebessége (kivéve az inflexiós sávnál a gyalogakácosban mért szelvényeknél, de valószínű, hogy itt is sokat csökkentett a vízsebességen a sűrű cserje). Tehát a terület növényzete jelentősen befolyásolja az érdességet, ami meghatározza a hullámtér vízvezető képességét.

6.2.3.4. A Közép- és az Alsó-Tiszán lévő mintaterületek vízsebességeinek összevetése

A vízsebesség rövid távú hullámtéri üledék-felhalmozódás mintázatára gyakorolt hatásának vizsgálatához szelvények mentén és néhány függélyben részletesen vizsgáltam a vízsebességet. Tapasztalataim alapján a hullámtéri vízsebesség viszonyok (1) a meder morfológiájától, (2) a terület érdességétől, és (3) a (hullámtéri öblözetben) folyótól mért távolságtól függ.

A meder morfológiájának hatása mindhárom mintaterületen mért vízsebességnél érvényesült, és jól mutatják a vízáramlás útvonalait. Mindszentnél volt megfigyelhető az árvíz hullámtérre lépésének helye és oka. Itt a szűk kanyarulat és a kiemelt övzátony miatt az árvíz egy része a mögöttük lévő laposabb területen vezetődik le. A víz a kanyar inflexiós sávjánál lép ki a hullámtérre, majd viszonylag nagy sebességgel vezetődik a hullámtéren. Ugyanezt a jelenséget lehetett felismerni a külső ívhez tartozó hullámtér vízvezetésében Nagykörűnél. A Feketevárosi-holtágnál pedig már az is jól kirajzolódott, hogy bár a kanyarulat külső ívén a partnak áramló víz a hullámtéren tovább vezetődik a töltések felé, azonban nagyon széles hullámtereken az áramló víz energiáját a hullámtéri növényzet nagyban felfogja, így a medertől távolabbi részek már egyáltalán nem vesznek részt az árvíz levezetésében. (Az ilyen jellegű vízsebesség mérésekkel kijelölhetők lennének azok a hullámtéri vízvezető sávok, ahol az özönnövényektől való folyamatos megtisztítás kívánatos lenne.)

A terület érdessége minden mérési pontnál hatott a vízsebességre. Az alacsony (n=0,03) érdességi tényezővel rendelkező nyiladékokban, a folyóval párhuzamosan futó, tiszta sorközű erdőkben, a szántókon és a füves gátlábaknál magasabb vízsebesség érték mérhető, mint az n=0,2 érdességű sűrű cserjeszinttel rendelkező erdőkben vagy a felhagyott, gyalogakáccal benőtt kiskertekben és szántókban.

A folyótól mért távolság hatása a vízsebességre leglátványosabban a Feketevárosi-holtág mintaterületnél emelhető ki, mivel csupán a közel 150 m-es parti sávban volt mérhető a vízmozgás, az öblözet nagyobb részében viszont nem. Azon szelvényekben, ahol a hullámtéren nincs holtág a töltések közel párhuzamosan futnak a folyóval, a gátak mentén gyorsabban áramlik a víz a nagyobb érdességi tényezővel bíró belső hullámtéri területeknél.

A mintaterületeken mért függélyek vízsebesség profiljai azt igazolják, hogy a hullámtéren a terület érdességi viszonyai miatt torzul a vízsebesség függőleges profilja, így nem követi a szakirodalomból ismert mederre jellemző parabola alakot. A profilban különböző magasságokban lévő akadályok (például a cserjék lombkorona szintje vagy a sűrű gyalogakácos) a vízsebességet csökkenti, szélsőséges esetben nullára redukálja.

Összevetve a két mintaterületet, elmondható, hogy a Feketevárosi-holtágnál a 300 m-es parti sávban minden mérési ponton volt mérhető vízsebesség, viszont a mindszenti mintaterületen, ha csupán ezt a part menti 300 m-es sávot figyelem, nem minden esetben mértünk sebességet, főleg az igen sűrű növényzetű területeken. A Feketevárosi-holtágnál a legnagyobb sebességet egy keskeny szelvényben a töltés lábánál mértük (0,58 m/s), a mindszenti területen ettől kicsit magasabbat (0,68 m/s) az Ányási-kanyarulat vízvezető sávjában tapasztaltunk. A szelvényekben mért sebességek alapján Mindszentnél az átlagos vízsebesség 0,21 m/s, míg a Feketevárosi-holtágnál 0,24 m/s-nak adódott. Ezek az adatok tájékoztató jellegűek, hiszen a holtágnál a legtöbb mérést az aktív meder mentén végeztük az árhullám tetőzése előtt, Mindszentnél pedig a tetőzést követően történtek a mérések.

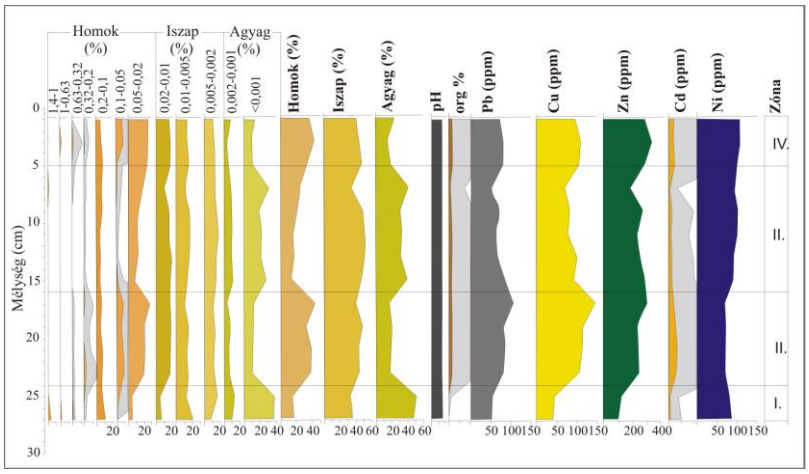
6.2.4. A rövid távú üledék-felhalmozódás vizsgálata

A továbbiakban azt vizsgálom, hogy a változatos érdességű és vízsebességű szelvények mentén hogyan alakult árvizekkor (2005-06) a lerakott friss üledék mintázata a három mintaterületen (Nagykörű, Feketevárosi-holtág, Mindszent). Először az akkumuláció mintaterületekre jellemző térbeli mintázatát elemzem, majd a legjellegzetesebb szelvényeket mutatom be. A fejezet a szolnoki Árapasztó üledék-felhalmozódás vizsgálatának rövid bemutatásával kezdem. Ez a mintaterület egy összekötő kapocs a több mint 100 év feltöltődése és az egy árvíz okozta akkumuláció között, mivel itt a vizsgált időszak hosszabb egy évnél (2001-2005), és az alkalmazott módszerek a hosszú távú akkumuláció vizsgálati módjával egyeznek meg. Ezt követően mutatom be a három mintaterületen mért friss üledék vizsgálatát.

6.2.4.1. Rövid távú üledék-felhalmozódás a szolnoki Árapasztóban

A Tisza hullámterén mesterségesen létrehozott szolnoki Árapasztó fenék szintjét egy mészkonkréciókat tartalmazó rétegig mélyítették, ami jelzőrétegként használható az akkumuláció vizsgálatában. Ez a réteg a 2003-ban és 2005-ben készített mintavételi gödrökben jól beazonosítható volt. A vizsgálattal célom az akkumuláció ütemének megállapítása a hullámtér egy mély, de a folyóhát zónájában lévő pontján. Helyhiány miatt azonban az üledék profilok részletes bemutatására nincs lehetőségem, csupán a főbb jellemzőiket mutatom be, majd párhuzamba állítom őket.

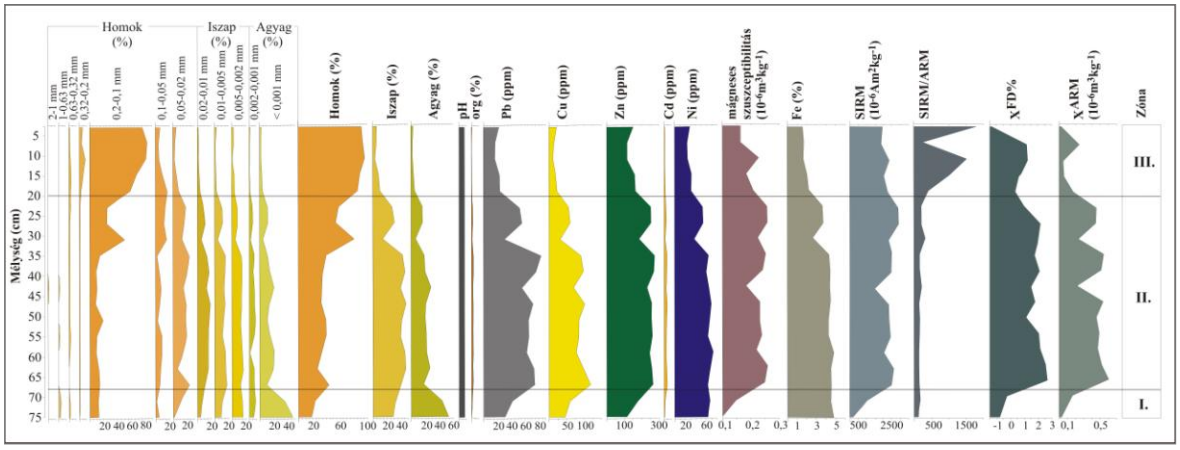
Az Árapasztóban 2003-ban létesített 28 cm mély A1 szelvényt az üledék fizikai és kémiai paramétereinek változása alapján 4 zónára osztottam (6.47. ábra). A mészkonkréciós szint a szelvény I. zónáját alkotja. Az efölötti üledék réteg (24 cm) 2001-2003 között akkumulálódott (2000 őszén létesült, először 2001-ben volt víz alatt) (Sándor 2005).



6.47. ábra: Az Árapasztóban 2003-ban létesített A1 szelvény fizikai és kémiai paraméterei

Az Árapasztóban a parthoz közelebb, a folyóhát sávjában 2005-ben létesített A2 üledék szelvényt 3 zónára osztottam a vizsgált paraméterek változása alapján (6.48. ábra). A legalsó 68-76 cm közötti I. zóna ebben az esetben is az Árapasztó mészkonkréciós szintjét jelenti, felette a

2001 és 2005 között felhalmozódott üledék található. A szelvényt a minták nehézfémtartalma alapján a 2003-ban létesített szelvénnyel párhuzamba állítva megállapítható, hogy a II. zóna képviseli a 2001 és 20003 között lerakódott üledékeket, míg a III. zóna mintái 2003 és 2005 nyara között akkumulálódtak.



6.48. ábra: Az Árapasztóban 2005-ben létesített A2 szelvény fizikai és kémiai paraméterei

A kutató árok 2005-ös létesítésekor megmértem a friss üledék vastagságát is a mintavételi hely környékén, az Árapasztó Tisza felőli „bejáratánál" egy szelvény mentén: a parton 51 cm, a parttól 17 m-re 20 cm és a folyótól 37 m távolságra már csupán 1,5 cm vastag üledék rakódott le 2005-ben.

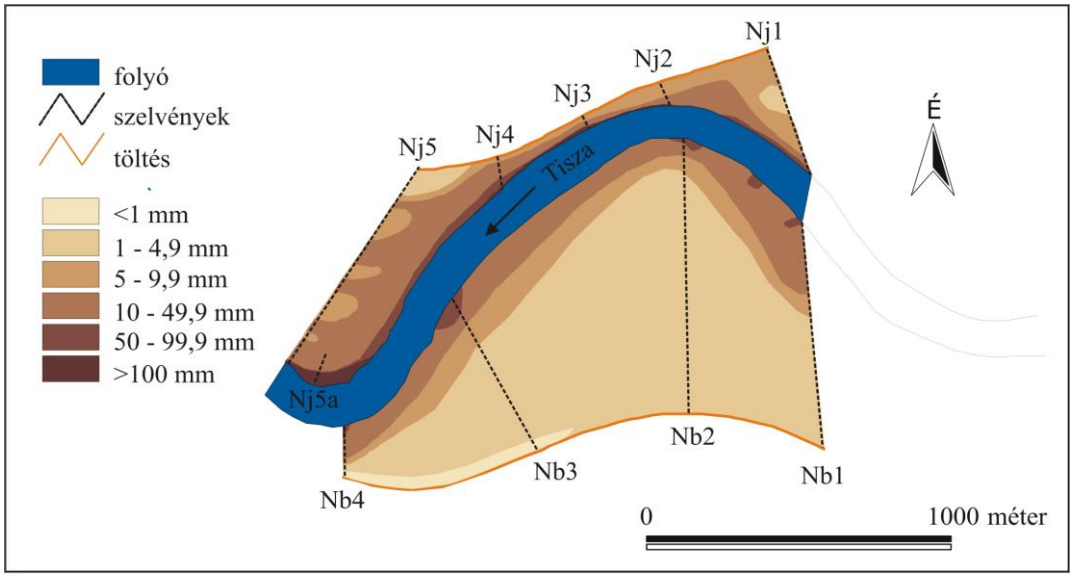
A vizsgálatok szerint egy alacsony fekvésű partközeli területen igen intenzív a feltöltődés mértéke. Az A1 szelvény alapján a folyómedertől 40 m-re 8 cm/év, a medertől 17 m-re létesített szelvényben 13,6 cm/év, melyek a korábban ismertetett mérési eredmények tizenötszörösei (ld. 6.1.3. fejezet).

6.2.4.2. Egy árvíz okozta üledék-felhalmozódás Nagykörűnél

A Közép-Tiszán Nagykörűnél a 2006-os árvíz okozta akkumuláció mintázatát egy olyan területen vizsgáltam, ahol a hosszú távú akkumuláció mértékének meghatározását is elvégeztem. Mivel Nagykörűnél a vízsebesség mérést ugyanitt nem végezhettem el, és vízsebesség mérés korábban, 2005-ben történt ezért ennél a mintaterületnél nem tudom összevetni e két paramétert. (A vízsebesség mérésnek itt az volt a célja, hogy a mérés gyakorlati módszerét kidolgozzuk.)

Nagykörűnél a legvastagabb üledék (>50 mm) a part menti 50 m-es sávban halmozódott fel (6.49. ábra). A folyásirányban fentebb található nagyobb kanyarulat belső ívén, a bal parton a legvastagabb (maximum 80 mm) üledék foltszerűen akkumulálódott, míg az alsó, szűkebb kanyarulat belső ívén épülő övzátonyon nem tudtam pontosan meghatározni a friss üledék vastagságát. Ennek oka, hogy ezen a ponton még 40 cm mélyen sem találtam meg a jelzőréteget, azaz az előző évi avarréteget – ami, nem csak akkumulációra, hanem erózióra is utalhat. Ezért a parthoz legközelebb eső, első olyan mérési pont friss akkumuláció vastagságát használtam fel, ahol már megtaláltam az üledékkel fedett avarréteget. Ez a pont a folyótól 15 m-re helyezkedett el és itt 155 mm volt az üledék vastagsága, így ezzel az értékkel dolgoztam a továbbiakban. Mindkét kanyarulat esetében a külső íven, a folyóháton is viszonylag vastag (>100 mm) üledék rakódott le, de keskenyebb (legfeljebb 20 m-es) sávban.

A mintaterületen megfigyelhető, hogy a folyótól távolodva csökken az üledék vastagsága. Több mint 100 mm üledéket a folyótól maximum 35 m-re mértünk, az 50 mm-es izovonal a folyótól legfeljebb 68 m-re fut, a 10 mm-es izovonal pedig a folyótól 100 m-re húzható a bal parton, míg a jobboldali hullámtéren ugyanez az izovonal 650 m-nél fut. Az 5 mm-es izovonal a Tisza bal partján maximum 190 m távolságig húzható, míg a jobb partján a folyótól legfeljebb 670 m-ig illetve a gát lábáig figyeltünk meg több mint 5 mm üledéket. Ettől távolabb 1-5 mm üledék akkumulálódott mindkét oldalon, a töltés mentén még ennél is vékonyabb felhalmozódást mértünk.



6.49 ábra: A 2006-os árvíz által lerakott üledék vastagságának (mm) mintázata a felmért szelvényekkel

A mintaterületen felvett 10 db szelvényt csoportokba soroltam (6.9 táblázat). Első lépésben a szelvények hossza alapján két csoportot hoztam létre: (I.) a 150 m-nél rövidebb (4 db) és (II.) az annál hosszabb szelvények. Ez utóbbi csoportot tovább osztottam az alapján, hogy a szelvényben hol volt nagyobb akkumuláció: (II/1) a szelvény két végénél vagy (II/2) a parton és a hullámtér belső területein.

6.9. Táblázat: Az üledék-felhalmozódás főbb jellemzői a nagykörűi mintaterületen

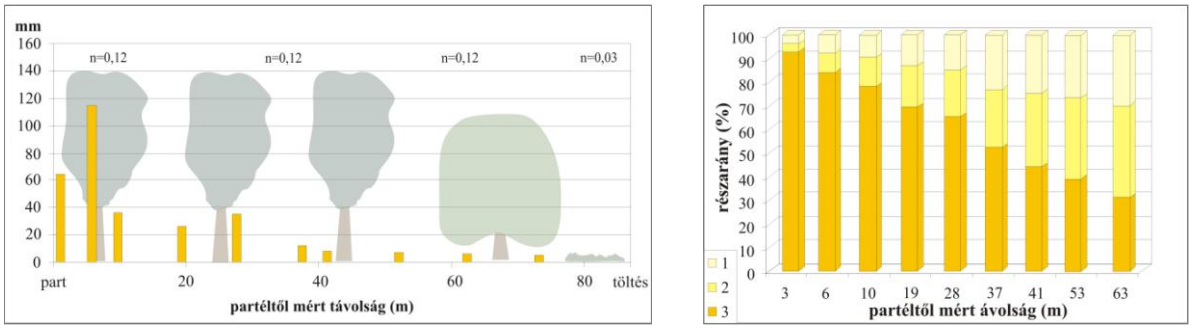
Keresztszelvény csoport		***Szelvény száma***	***Szelvény hossza (m)***	***Üledék vastagság (mm)***		
				Minimum	***Átlag***	***Maximum***
I. 150 m-nél rövidebb szelvény		Nj2	87	5	18,1	115
		Nj3	48	4	25,7	130
		Nj4	106	**22**	33,2	95
		Nj5a	100	10	**77,1**	**240**
II. 150 m-nél hosszabb szelvény	*II/1*	Nj1	447	2	8,7	86
	II/2	Nb1	767	1	9,9	70
		Nb2	915	1	4,2	80
		Nb3	574	0,5	11,4	70
		Nb4	165	2	44,7	205
		Nj5	767	3	10,9	120

A feltöltődés a 150 m-nél rövidebb szelvények mentén a legintenzívebb (átlagosan 1,6-5,6 mm). Ezek a rövid szelvények a kanyarulatok külső ívén helyezkednek el, ahol a töltés a meder közelében fut és a sodorvonal a parthoz simul. Az I. csoportba tartozó szelvények közül csak az Mj5a kivétel (potenciális hossza alapján a II. csoportba sorolhatnám), amely egy rövid szelvény-szakasz, ami nem fut ki a töltésig, csak a hullámtéren található tuskógátig. A hosszabb szelvények (II.) mentén, amelyek az épülő belső íven létesültek, kisebb az akkumuláció vastagsága (átlag 0,1-0,6 mm). Ezek alapján a mintaterület átlagos, területarányos feltöltődése 2,0 mm-nek adódott.

A továbbiakban egy rövid (Nj2) és két jellemző hosszú (Nj1 és Nb2) szelvény friss üledék vastagság és szemcseösszetétel változását mutatom be.

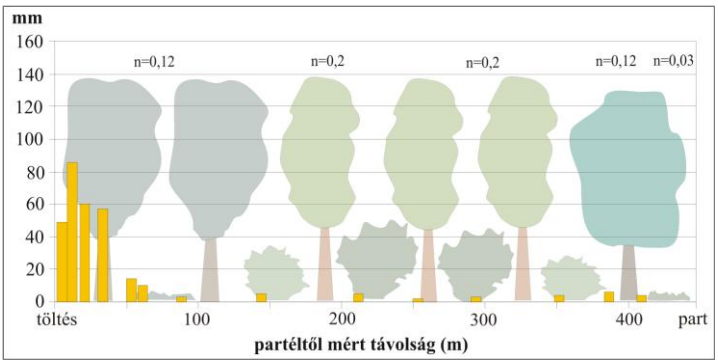
A Nj2 szelvény a kanyarulat külső ívén, egy szűk hullámtéren futott. A szelvény teljes hosszában egy természetes galériaerdőben (n=0,12) haladt, ahol az idős fák zárt lombkoronaszintje miatt az özön fajok nem tudtak megtelepedni (6.50. ábra). A part mentén, a folyóhát tetején mért 64 mm vastag üledékben a homokfrakció aránya 90% feletti. A folyóhát oldalán több friss üledék halmozódott fel (115 mm), ami a folyóhát épülését mutatja. Itt a szemcseösszetétel finomodott az előző mintához képest (84% homok), Ezt a mintát követően viszont már exponenciálisan (R^2=0,864) csökkent a frissen lerakódott üledék vastagsága, a folyótól 10 m-re harmadára (36 mm),

majd 40 m-re már alig tizedére (8 mm). A folyótól távolodva folyamatosan finomodott az üledék szemcseösszetétele, ami követte a szakirodalomban leírtakat (Oroszi 2009). A szelvényben a területarányos átlagos akkumuláció 1,7 mm.

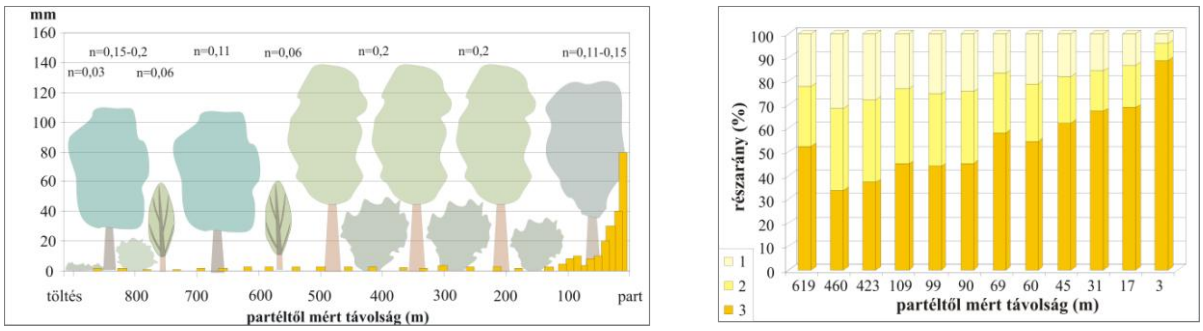


6.50. ábra: Az üledék vastagságának (A) és szemcseösszetételének (B) változása az Nj2 szelvény mentén 1: agyag, 2: iszap, 3: homok)

A 150 m-nél hosszabb szelvények közül a II./1 csoportba csupán egy szelvény (Nj1) került (6.51. ábra). A keresztszelvényben a két galériaerdő (n=0,12) sáv között egy sűrű özönnövényekkel jellemezhető telepített erdőfolt (n=0,2) található. A part mentén mért akkumuláció (49 mm) alig több mint fele a szelvényben mért legvastagabb üledék vastagságának (86 mm), amit a folyótól 10 m-re a folyóháton mértünk. Ezt követően a parttól távolodva csökken a felhalmozódás vastagsága: a folyótól 32 m-re 57 mm, 60 m-re már csak 10 mm. A hullámtér belső területein, az ültetett erdő területén viszont csak 2-5 mm feltöltődést mértünk. Majd a kubikgödörben ennél 1-2 mm-rel több üledék halmozódott fel. A szelvény mentén a területarányos átlagos akkumuláció 0,57 mm.



6.51. ábra: Az üledék vastagságának változása az Nj1 szelvény mentén

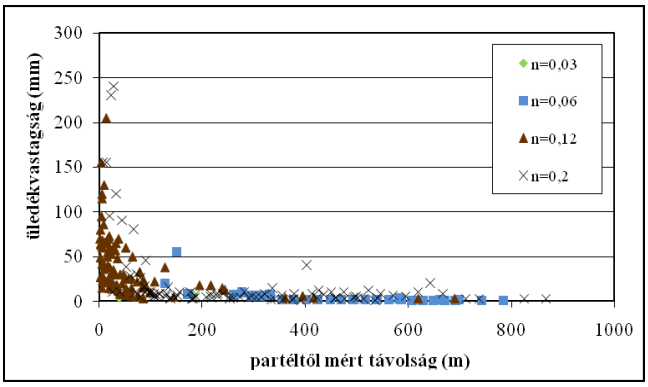


6.52. ábra: Az üledék vastagságának (A) és szemcse-összetételének (B) változása az Nb2 szelvény mentén 1: agyag, 2: iszap, 3: homok

A 150 m-nél hosszabb szelvények közül a II/2 csoportba soroltam azon szelvényeket, melyekben nagyobb akkumuláció mérhető a parton és a hullámtér belső területein. A leghosszabb (915 m) Nb2 szelvény a kanyarulat belső ívén helyezkedett el (6.52. ábra). A folyóparttól a töltés felé haladva a szelvény mentén először galériaerdőt (n=0,2), majd sűrű cserjeszintű telepített nyarast (n=0,2), tovább haladva gondozott fiatal ültetett nyarast (n=0,06), majd a töltés lábánál sűrű cserjeszintű ültetett erdőt (n=0,2) találtunk. A szelvény mentén, a legvastagabb üledék a part közelében akkumulálódott (80 mm), amely csupán 70%-a a kanyarulat külső ívén mért, szemközti Nj2 szelvény maximumának (115 mm). A szelvényben ezt követően csökkent a friss üledék vastagsága a parttól egészen 80 m-ig, ahol 4 mm üledékvastagságot mértünk, azaz a szelvény

legmagasabb értékének 5%-át. Ebben a parti – közel 80 m-es – sávban a friss üledék szemcsemérete finomodott, a telepített nyaras és a galériaerdő határán, a partéltől 69 m-re a homoktartalom lecsökkent 57,9%-ra. Az övzátony mögötti sarlólaposban (a parttól 90-110 m-re) az előzőekhez képest vastagabb üledék halmozódott fel (5-10 mm), az itt gyűjtött minták szemcseösszetétele is hasonló volt (44-45% homoktartalom). A szelvényben a töltés felé haladva már csak néhány (1-4) mm vastagságú üledék akkumulálódott, melyek szemcseösszetétele is tovább finomodott. Kivételt jelent a Tiszától 619 m-re egy régi, természetes erdőfoltban vett minta, amely szemcseösszetételében ismét a homokfrakció dominanciája (52,4%) figyelhető meg. Ennek oka feltehetőleg, hogy ez a régi erdősáv a folyásirányban fentebb felvett Nb1 szelvény vízvezető sávjának a folytatása, ahol nem vastagabb, de durvább szemcse-összetételű üledék akkumulálódott. A szelvény területaránnyos átlagos feltöltődése 0,14 mm, a legalacsonyabb az összes szelvény közül, amely feltehetően a szelvény hosszából adódik.

A nagykörűi mintaterületen a feltöltődés igen változatos képet mutat, a legtöbb üledék a folyóparton halmozódott fel, és attól távolodva folyamatosan csökkent az akkumuláció mértéke (6.53. ábra). A folyótól mért távolság mellett a terület geomorfológiája és a hullámtér növényzete is hatással volt az üledék-felhalmozódásra. A kanyarulat külső ívén létesített szelvények azt mutatják, hogy a folyóhát külső, töltés felöli oldalán több üledék halmozódott fel, mint a folyó felöli oldalon, ami a folyóhátak aktív épülését és szélesedését mutatja. Az övzátony mögötti sarlólaposban szintén vastagabb üledéket mértünk, ami a mélyedések kitüntetett akkumulációs funkciójára világít rá. Ezt támasztja alá mindkét parton a kubikgödrökben mért, a környezeténél néhány mm-rel nagyobb akkumuláció. A növényzet sűrűsége is befolyásolja – bár nem egyértelműen – a kiülepedett hordalék mennyiségét. A bal parton (Nb1) egy sűrűbb erdőfoltban viszonylag nagyobb mértékű felhalmozódást tapasztaltunk (de ez beleesett a hullámtér vízvezető sávjába is), míg a jobb parton (Nj5a) szintén sűrű cserjeszintű ültetett nyarasban a környező területekhez képest kisebb volt az akkumuláció mértéke.



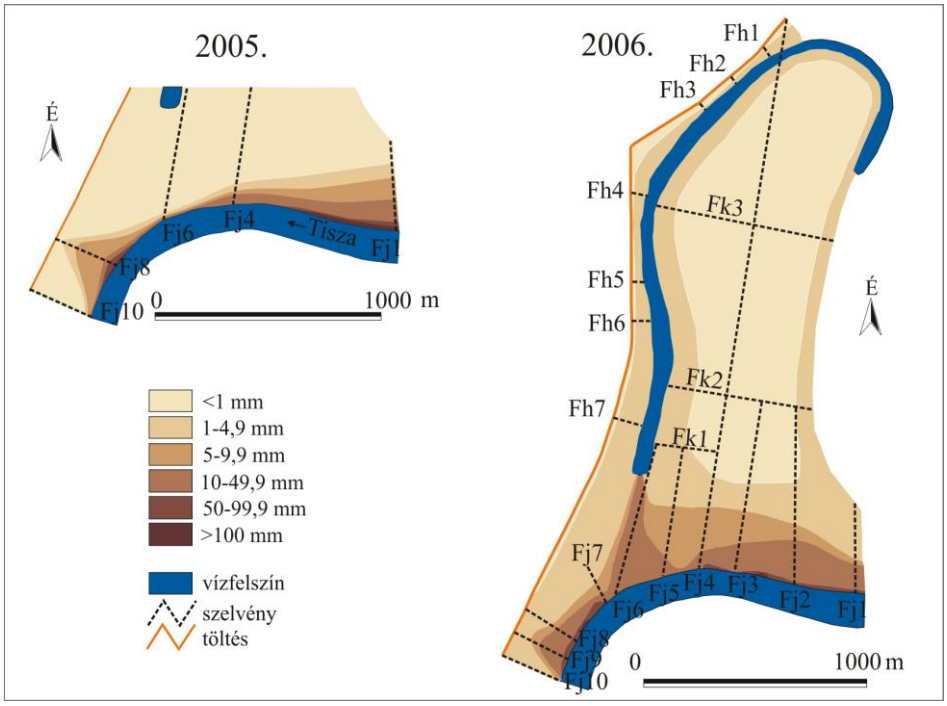
6.53. ábra: Az üledék vastagság alakulása a távolság függvényében a különböző érdességi tényezők szerint Nagykörűnél

A frissen felhalmozódott üledék szemcseösszetétele a szakirodalomban leírt (Zhao et al. 1999) lefutást követi, azaz az árvíz során a parton rakódik le a legdurvább frakciójú hordalék (>90% homok), majd attól távolodva finomodik a szemcseösszetétel. A kanyarulat belső területein ismét durvább szemcséjű üledék halmozódott fel, amely a hullámtéri vízvezető sáv aktív vízszállítására utal.

6.2.4.2. Egy-egy árvíz okozta üledék-felhalmozódás a Feketevárosi-holtágnál

A Feketevárosi-holtág öblözetében 2005-ben és 2006-ban is feltérképeztük az árvíz által lerakott üledék vastagságát. Az első vizsgált árvízkor, 2005-ben az üledék legnagyobb vastagságban (20-190 mm) a folyóhátak és az övzátonyok zónájában halmozódott fel (6.54. ábra). A felhalmozódás vastagsága a parttól távolodva gyorsan csökkent, folyótól 15-20 m-re már nem érte el a 10 mm-t. A szelvények többségénél a friss üledék az öblözet belső részein már csak vékony lepelként (<1mm) borította a felszínt (Oroszi et al. 2006)

A 2006-ban felhalmozódott friss üledék a 2005-öshöz hasonló mintázatot mutatott (6.54. ábra). Ebben az évben több szelvényt létesítettem (6.10. táblázat) azért, hogy pontosabb képet kapjak az üledék mintázatáról. Az öblözet nagy részén 1-3 mm, a holtág mentén 4-5 mm üledék halmozódott fel, ugyanakkor a holtág Tiszához csatlakozó alsó malágyának mindkét partján több mint 10 mm friss üledéket mértünk. A mintaterületen 100 mm-es izovonal a folyótól maximum 12 m-re fut, míg az 50 mm-es izovonal sincs távolabb 35 m-nél, a 10 mm-es üledék-felhalmozódás a Tiszától maximum 200 m-ig terjedő sávban mérhető és 5 mm üledéket pedig a folyótól legfeljebb 250 m-ig tapasztaltunk. Ezt összehasonlítva a 2005-ben mérttel, elmondható, hogy 2006-ban szélesebb sávban több üledék akkumulálódott a vizsgált területen, ami a Tisza által szállított magasabb lebegtetett hordalék koncentrációjával magyarázható (ld. 6.2.1. fejezet).



6.54. ábra: A 2005-ös és 2006-os árvíz által lerakott üledék vastagságának (mm) mintázata a felmért szelvényekkel

A mintaterület keleti felén lévő fejletlen kanyarulat övzátonyán (Fj1-Fj2 szelvény) intenzív akkumulációt mértünk (130 mm), majd az inflexiós sávban lecsökkent a part menti üledék vastagsága, és az ezt követő kanyarulat külső ívének csúcsán (Fj8-Fj9 szelvény) ismét megnőtt az akkumuláció mértéke, így itt, a folyóháton mértük a legvastagabb üledéket (190 mm).

6.10. Táblázat: Az üledék-felhalmozódás főbb jellemzői a Feketevárosi-holtág mintaterületen (j: jobb, b: bal, k: kereszt, h: holtág)

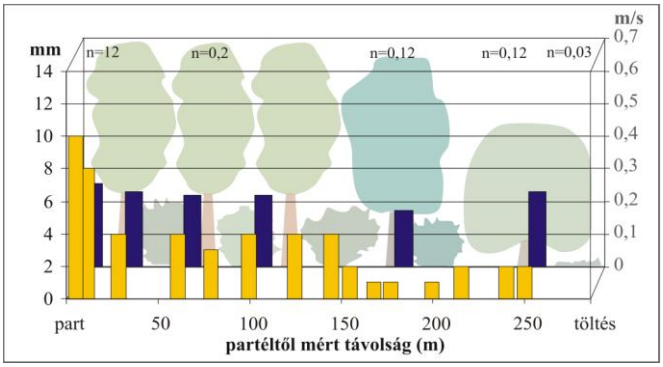
Szelvény száma	***Szelvény hossza (m)***	***Üledék vastagság (mm)***	
		2005: min – átlag – max	***2006: min – átlag – max***
Fj1*	300	hártya – 6,0 – 150	2 – 10 – 65
Fj2*	300	-	3 – 11,7 – 50
Fj3*	761	-	hártya – 2,3 – 50
Fj4	2428	hártya – 1,3 – 49	hártya – 2,6 – 50
Fj5*	571	-	hártya – 13,3 – 10
Fj6	658	hártya – 1,1 - 25	1 – 16,1 – 50
Fj7	180	-	3 – 23,4 – 38
Fj8	271	hártya – 4,4 – 90	hártya – **26,1 – 190**
Fj9	272	**-**	**4** – 16,3 – 75
Fj10	285	hártya – 6,0 – 30	1 – 3,3 – 10

*A szelvény a parttól indul, de nem fut ki a töltésig

Szelvény szám a	***Szelvény hossza (m)***	***Üledék vastagság (mm)***
		min – átlag – max
Fjk1	294	hártya – 1,2 – 5
Fjk2	660	hártya – 1,0 – 4
Fjk3	806	hártya – 0,9 – 5
Fjh1	55	hártya – 0,4 - 4
Fjh2	39	hártya – 2,9 – 4
Fjh3	41	hártya – 0,4 – 1
Fjh4	68	hártya – 0,8 – 1
Fjh5	54	hártya – 0,2 – 4
Fjh6	83	hártya – 0,5 – 2
Fjh7	134	hártya – 3,0 – 4

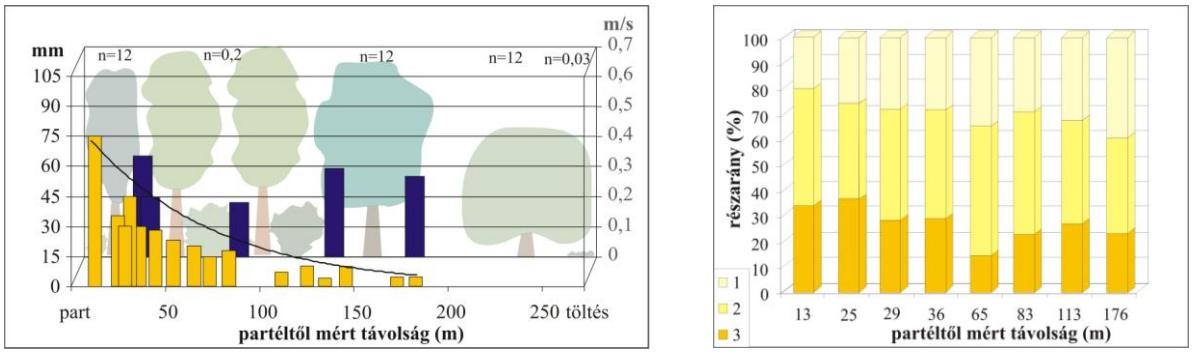
A szelvények menti üledék vastagság alakulását a 2006-os mérési eredményeken keresztül mutatom be, azon szelvények mentén, amelyekről már korábban a vízsebesség változás bemutatásakor szó volt.

Az Fj10 szelvény mentén (6.55. ábra) a legtöbb üledék a part menti n=0,12 érdességű, 10 m-es sávban, a folyóháton akkumulálódott (8-10 mm). A folyótól 28 m-re ennek már csak alig felét mértük (4 mm), amely egészen 148 m-ig nemigen változott, mint ahogy a vízsebességben sem történt nagyobb változás ezen a szakaszon. Tovább haladva a töltések felé, már csak 1-2 mm vastagság üledék akkumulálódott. Az n=0,05 érdességű kubikgödörben (körülbelül 250 m-re a parttól) több üledék halmozódott fel, mint egyes folyóhoz közelebbi pontokon. Az üledék mintázatot feltételezhetően a meder alakja és a híd közelsége befolyásolhatta. A szelvényben a területarányos átlagos üledék-felhalmozódás 3,3 mm.



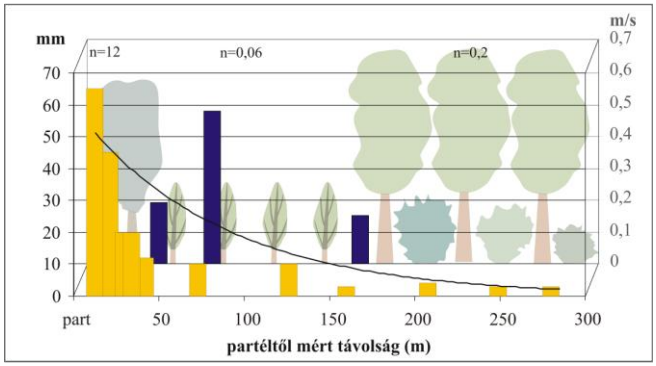
6.55. ábra: A friss üledék vastagság és a vízsebesség változása az Fj10 szelvény mentén

A Fj9 szelvényben (6.56. ábra) a természetes galériaerdőben (n=0,12) volt a legintenzívebb az akkumuláció (75 mm, 34% homoktartalom), majd a folyótól 25 m-re az n=0,2 érdességű területen az üledék vastagsága már kevesebb, mint a felére csökkent (35 mm), bár a szemcseösszetétel hasonló maradt (36% homok). A parttól 65 m-re (n=0,2) pedig a folyóháti érték kevesebb, mint harmadát (20 mm) mértük, és a minta szemcseösszetétele is finomodott (15% homok). Továbbhaladva a töltés felé a 100 m-en túlra eső akkumuláció vastagsága már nem haladta meg az 10 mm-t a sűrű cserjeszintű erdőben (n=0,2). Az erdővel borított területen a folyótól 133 és 176 m-re lévő nyiladékokban (n=0,12) mért friss üledék vastagsága (5 mm) kisebb volt, mint a mellettük mért sűrűbb növényzetű területen (10 mm), és kisebb a folyóhoz közelebb lévő (83 m), sűrű aljnövényzetű erdőnél is, ahol viszont kisebb vízsebességet mértünk. Viszont az üledék szemcseösszetétele durvább (27% homok), mint a folyóhoz közelebbi (83 m) területen. Feltételezhetően, a hullámtéren nagyobb sebességgel mozgó víz, kevesebb, de durvább hordalékot rakott le, mint a kisebb sebességű részeken. A medertől való távolsággal az üledék mennyisége exponenciálisan csökkent (R^2=0,8853). A területarányos átlagos akkumuláció 16,3 mm.



6.56. ábra: A friss üledék akkumulációja, a vízsebesség és a szemcseösszetétel változása az Fj9 szelvény mentén (1: agyag, 2: iszap, 3: homok)

Az öblözetben létesített, töltésig ki nem futó Fj1 szelvény mentén az övzátonyon (n=0,12) mértük a legvastagabb (65 mm) üledéket (6.57. ábra). Majd a medertől 16 m-re a korábbi kétharmadára csökken az üledék vastagsága (45 mm), további 8 m-re már csak harmadát mértük (20 mm). A medertől 73 m-re lévő fiatal telepített erdőben (n=0,06) a parthoz képest már csak 15%-a volt a feltöltődés vastagsága (10 mm). Majd a sűrű erdősávban (n=0,2) ez az érték már csak 2-4 mm között változott. Az üledék vastagságra rajzolt exponenciális trendvonal illeszkedése jó (R^2=0,8032), tehát úgy tűnik, hogy a friss üledék-felhalmozódás csökkenő tendenciáját nagyon kis mértékben befolyásolta a vízsebesség és a növényzet változása. A szelvény területaránnyos átlagos akkumulációja 10 mm.



6.57. ábra: A friss üledék vastagság és a vízsebesség változása az Fj1 szelvény mentén

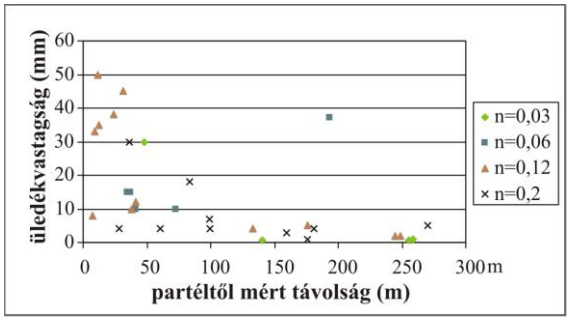
A szemcse-összetételi vizsgálatok azt mutatják, hogy durvább üledék a folyóhát és az övzátony területén akkumulálódott. A Tisza a legdurvább üledéket (>70% a homoktartalom) a folyókanyarulat csúcsán (Fj7 szelvény), a folyóháton rakta le. A folyótól távolodva az üledék finomodott, de ezt a tendenciát befolyásolta a növényzet sűrűsége és a domborzat. Ugyanis ott, ahol ritkább a növényzet és nagyobb vízmozgást tapasztaltunk (Fj9 szelvény nyiladéknál), a homokfrakció részaránya megemelkedett. Másrészt a holtág partján a folyótól 2,5 km-re a vártnál durvább szemcse-összetételű üledéket gyűjtöttünk, ami mutatja a holtág még mindig fennálló vízszállító szerepét. Az árvíz során lerakódott hordalék nem homogén, a folyóháton az őszi avarrétegre lerakódott anyagban először egy agyagosabb üledékréteg rakódott le, amit egy durvább, homokosabb követ, majd a tetején ismét finomszemcsés üledék volt megfigyelhető. Ez feltehetően az árvíz hidrológiai tulajdonságaival magyarázható, ugyanis az árvíz 2006-ban két egymást követő árhullám formájában vonult le.

A továbbiakban azt vizsgáltam, hogy milyen kapcsolat létezik a 2006-os akkumuláció, a folyótól való távolság, a vízsebesség és az érdesség között. A mintákat a mintavétel helyének érdessége alapján csoportosítottam, és csak a Tiszától maximum 300 m-ről vett mintákra koncentráltam (6.11. táblázat).

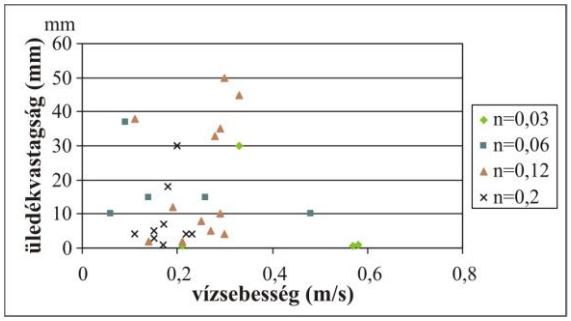
6.11. táblázat: Az eltérő érdességű területek jellemző adatai a 2006-os mérések alapján

Érdesség	***Mintaszám***	***Vízsebesség (m/s)***			***Üledék vastagság (mm)***
		min.	***max.***	***átl.***	
n=0,03	4	0,21	0,58	0,41	hártya-30
n=0,06	5	0,06	0,48	0,2	10-37
n=0,12	12	0,11	0,33	0,25	2-50
n=0,2	10	0,11	0,23	0,18	1-30

Mivel a vizsgált tényezők közül a medertől való távolság a friss üledék-felhalmozódás legfontosabb befolyásoló tényezője, ezért először ennek hatását vizsgáltam. A vízsebesség a távolság növekedésével nem mutatott kapcsolatot a part menti 300 m-es sávban (ld. 6.2.3.2. fejezet). A recens akkumuláció mértéke a nagykörűi üledék vastagsághoz hasonlóan az érdességtől függetlenül csökken a távolság függvényében (6.58. ábra). A legvastagabb üledéket a folyóhát és az övzátony területén mértük, távolodva a folyótól exponenciálisan csökkent a vastagság. (A diagramon csak azokat az üledék-méréseket tüntettem fel, ahol vízsebesség mérés is történt.)



6.58. ábra: A távolság függvényében (max. 300 m) az akkumuláció mértéke a különböző érdességű területeken 2006-ban



6.59. ábra: A folyóhoz legközelebb eső 300 m-es sávban mért üledék vastagság a vízsebesség függvényében az eltérő érdességű területen

Ezt követően a friss üledék-felhalmozódás vastagsága, a vízsebesség és a növényzet okozta érdesség közötti kapcsolatot elemeztem (6.59. ábra). Az n=0,03 érdességi kategória esetében változatos sebesség értékek (0,21-0,58 m/s) mellett igen változatos üledék vastagságot (hártya-30 mm) mértünk, legnagyobb vízsebességet a töltések mentén mértük, de itt viszonylag kevés üledék halmozódott fel. Az n=0,06 kategóriába tartozó tisztított sorközű telepített nyarasokban közel azonos üledék-felhalmozódás történt (10-15 mm), míg ebben az érdességi kategóriában a legvastagabb üledéket (37 mm) egy viszonylag alacsony vízsebességű (0,09 m/s) területen tapasztaltuk. Az n=0,12 érdességi kategóriába tartozó minták két csoportba tömörülnek. Vannak olyan területek (1), ahol viszonylag sok üledék (33-50 mm) akkumulálódott viszonylag nagy vízsebesség (>0,3 m/s) mellett, és vannak olyanok (2), ahol az akkumuláció vastagsága 8-12 mm közötti és alacsonyabb vízsebességeket (<0,3 m/s) mértünk. Az n=0,2 kategóriába tartozó erdő területeken két esetet kivéve 10 mm-nél kevesebb üledék akkumulálódott függetlenül a folyótól mért távolságtól. A kiugró értékek a morfológiai helyzettel (folyókanyarulat) és a híd árnyékoló hatásával magyarázhatók (Sándor és Kiss 2007).

6.2.4.4. Egy árvíz okozta üledék-felhalmozódás Mindszentnél

A mindszenti mintaterületen a 2006-ban levonult áradást követően 16 bal parti és 14 jobb parti szelvény mentén (6.12. táblázat) megmért üledékvastagság mintázata a nagykörűi és a Feketevárosi-holtág mintaterületekhez hasonló képet mutat. Itt is a legvastagabb üledék (>50 mm) a part menti 50 m-es sávban akkumulálódott (6.60. ábra). A Tisza jobb parti, keskenyebb hullámterén az üledék vastagsága a folyótól távolodva exponenciálisan csökken. Viszont a szélesebb bal parti hullámtéren már a folyótól való távolság mellett egyéb lokális befolyásoló tényezők (geomorfológia és növényzet) is hatnak az akkumuláció mértékére.

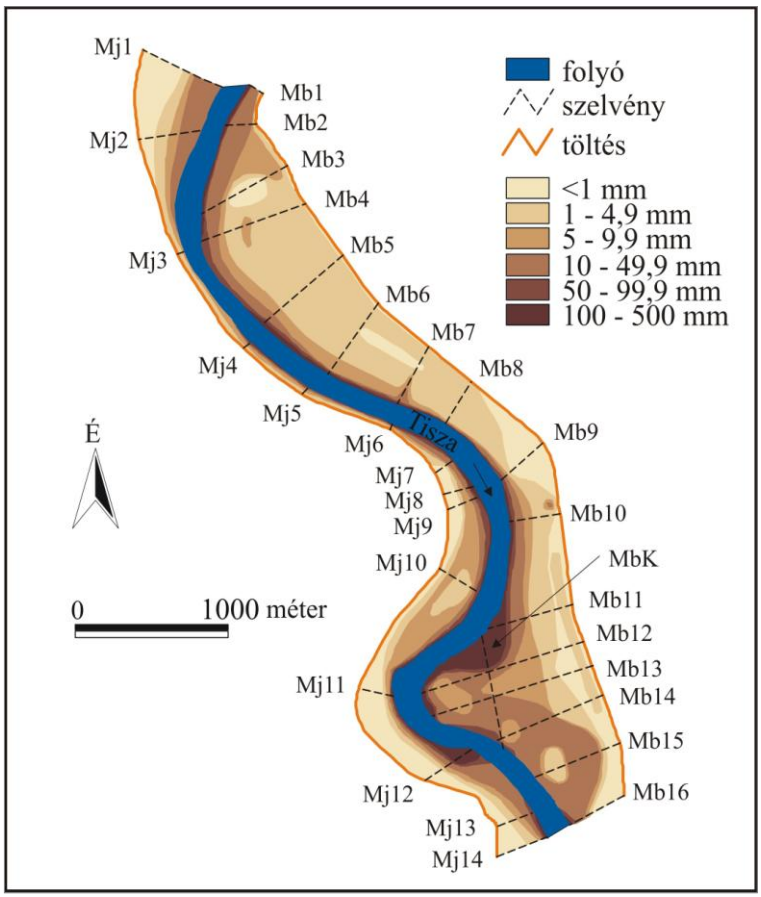
Az ártér és a medermorfológia hatása a szélesebb hullámtéri szelvényeknél figyelhető meg. A szűk Ányási-kanyarulat felső inflexiós sávjában, a bal parton az izovonalak a parttól eltávolodnak, tehát egy 130-200 m széles és 450 m hosszú sávot intenzívebb akkumuláció (>100 mm) jellemez. Hasonló a helyzet folyásirányban lefelé, ahol a kanyar alsó inflexiós sávjában a jobb parton jött létre egy intenzívebb akkumulációjú térszín, de ez már kisebb: a part mentén kb. 100 m széles és 250 m hosszan nyúlik be az ártérbe a 100 mm-es izovonal. A feltöltődés szempontjából kitüntetett helyek a kubikgödrök és a fok (Mb7) is, amelyekben a környezetükhöz képest vastagabb üledék halmozódott fel.

A vegetáció sűrűsége az Ányási-kanyar széles hullámterén befolyásolja leginkább az üledék-felhalmozódást. Ugyanis a hullámtéren találtunk olyan foltokat, ahol vékonyabb volt az üledék vastagsága (1-2 mm) a környezetéhez képest (8-15 mm). Ezek a helyek mindig sűrű gyalogakácosban voltak, amely mint egy gát vagy szűrő megfogja a vizet, és az üledék nem jut be a gyalogakáccal borított területre, hanem annak határán ülepedik ki.

6.12. táblázat: Az üledék-felhalmozódás főbb jellemzői a mindszenti mintaterületen

Szelvény száma	***Szelvény hossza (m)***	***Üledék vastagság (mm)***
		min – átlag – max
Mj1	558	hártya – 7,1 – 48
Mj2	398	hártya – 3,0 – 15
Mj3	45	hártya – 1,5 – 6
Mj4	58	hártya – 22,4 – 135
Mj5	61	**4** – 10,8 – 70
Mj6	35	hártya – 49,9 – 130
Mj7	143	hártya – 30,8 – 230
Mj8	200	hártya – 47,9 – 255
Mj9	220	hártya – 13,6 – **500**
Mj10	298	hártya – 6,0 – 186
Mj11	228	hártya – 19,3 – **500**
Mj12	353	hártya – 65,1 – 250
Mj13	251	hártya – 4,7 – 90
Mj14	347	hártya – 34,4 – 280

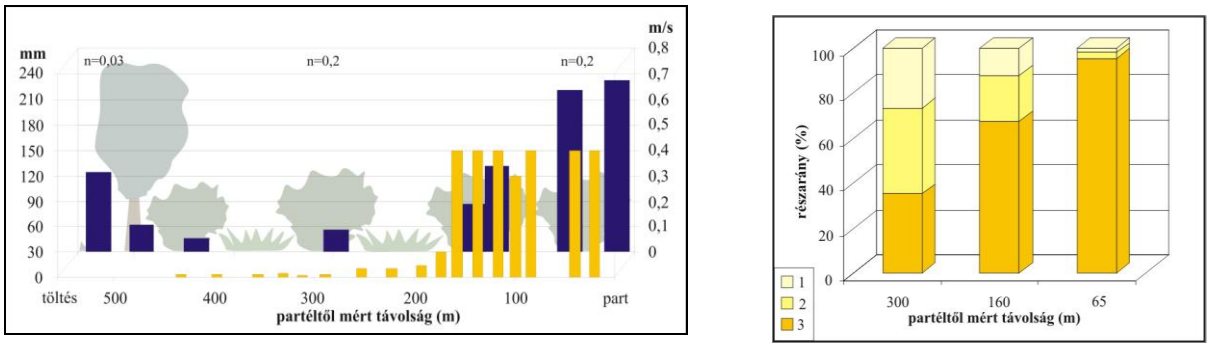
Szelvény száma	***Szelvény hossza (m)***	***Üledék vastagság (mm)***
		min – átlag - max
Mb1	105	hártya – 34,1 – 125
Mb2	201	hártya – 27,9 – 203
Mb3	626	hártya – 8,1 – 200
Mb4	708	hártya – 9,3 – 260
Mb5	674	hártya – 5,5 – 120
Mb6	551	hártya – 6,2 – 140
Mb7	412	hártya – 5,2 – 162
Mb8	309	hártya – 8,8 – 144
Mb9	370	hártya – 13,8 – 280
Mb10	328	hártya – 18,0 – 170
Mb11	556	hártya – 45,9 – 150
Mb12	1085	hártya – 4,4 – 35
Mb13	1079	hártya – 12,6 – 150
Mb14	749	hártya – 7,7 – 80
Mb15	585	hártya – 8,3 – 20
Mb16	396	hártya – 15,6 - 300
MbK	675	hártya – **66,1** – 200



6.60. ábra: A 2006-os árvíz által lerakott üledék vastagságának (mm) mintázata a felmért szelvényekkel

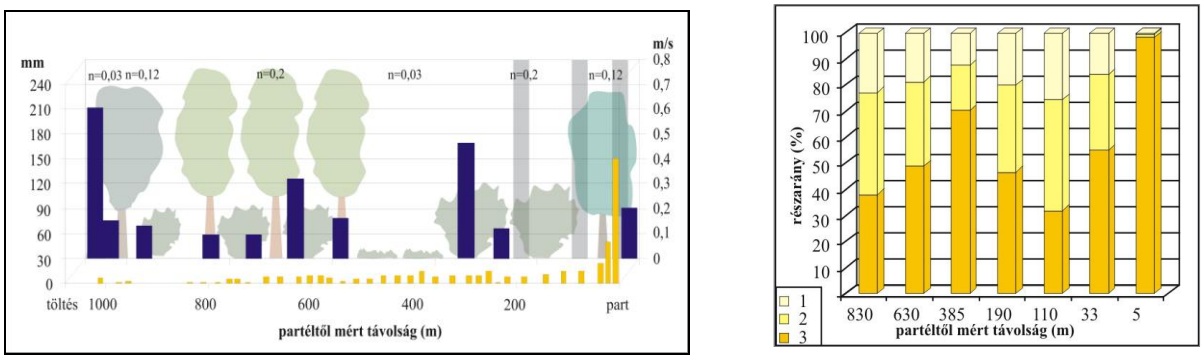
A továbbiakban olyan három jellegzetes szelvényt mutatok be, ahol az ismertetett vízsebesség mérés is történt. A bal parti Mb11 szelvény az Ányási-kanyar felső inflexiós sávjától indul a töltés felé (6.61. ábra). A legtöbb üledék (150 mm) a 280 m széles, sűrű gyalogakáccal borított (n=0,2) parti sávban akkumulálódott, ahol a vízsebesség 0,68-0,63 m/s volt. A lerakódott hordaléknak 95%-a a homokfrakcióhoz tartozott. A parttól 170 m-re hirtelen lecsökkent az üledék vastagsága (30 mm) az özönnövényekkel borított terület (n=0,2) és a szántó (n=0,03) mezsgyéjén. Ennek a mintának már csak a 67%-a homok. A mezsgyén továbbhaladva a töltés felé folyamatosan

csökkent az üledék vastagsága (30 mm-ről 2 mm-re). Itt már az üledék szemcse-összetétele még finomabb volt, a homok, az iszap és az agyagfrakció közel azonos arányban volt jelen. A szelvény töltésnél lévő pontjain már csak hártyavékony üledéket mértünk. A szelvényben az átlagos területarányos akkumuláció 45,9 mm.



6.61. ábra: A friss üledék akkumuláció, a vízsebesség és a szemcseösszetétel változása a Mb11 szelvény mentén

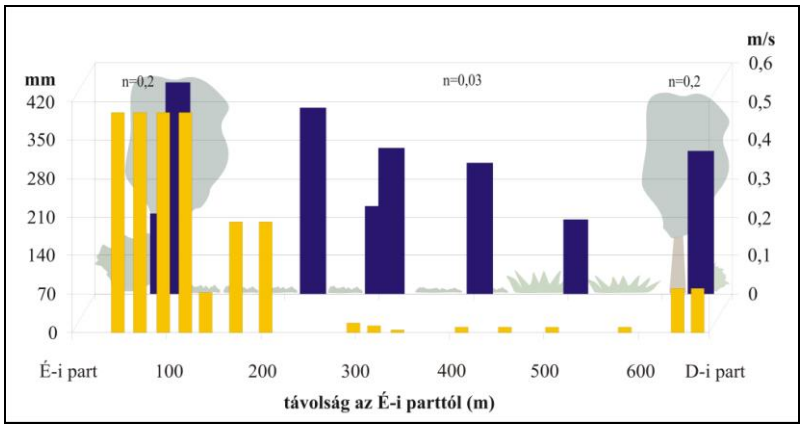
Az Ányási-kanyar leghosszabb szelvénye (Mb13) az övzátonytól indul (6.62. ábra). A part menti 200 m-es sávot ligeterdő borítja (n=0,12), benne folyamatosan csökken a frissen lerakódott üledék vastagsága 150 mm-ről 8 mm-re, miközben a szemcseösszetétel is finomodott (a homoktartalom 99%-ról 32%-ra csökkent). A parttól kb. 200 m-re a csupán 8 mm vastag felhalmozódott anyagban ismét dominánssá vált a homok (47%). Ez magyarázható azzal, hogy az övzátony mögött ismét nagyobb lehetett a vízsebesség, azonban ezen a ponton nem mértünk sebességet. (De hasonló, a sarlólaposban intenzívebb vízmozgást (0,37 m/s) tapasztaltunk az Mb5 szelvénynél, a mintaterület legészakabb kanyarulatában, illetve a Feketevárosi-holtág mintaterületén is ott mértünk durvább üledéket − még ha vékonyabb is volt − ahol a víz nagyobb sebességgel áramlott). A folyótól távolodva a töltés felé haladva az érdesség n=0,03-0,2 között változott és az üledékvastagság a parti minták tizedére csökkent (maximum 15 mm). A gát lábánál (n=0,03) már csak hártyavékony üledék akkumulálódott. Viszont a szemcseösszetétel vizsgálat szerint a folyótól 430 m-re ismét a homokfrakció dominált 70%-kal. Ez az a terület, ahol a keresztirányú szelvényt felvettük, tehát a kanyarulat hullámterének vízvezető sávjában a környező területekhez képest durvább szemcse-összetételű üledék szállítódott. Az üledék vastagságot ábrázoló diagramon a vízvezető sáv a hullámtér belső területein nem rajzolódik ki, de a minták szemcse összetétele utal a létezésére, mint ahogy ezt a nagykörűi Nb2 szelvényben is tapasztaltuk. Az átlagos területarányos üledék-felhalmozódás 12,6 mm.



6.62. ábra: A friss üledék akkumuláció, a vízsebesség és a szemcseösszetétel változása a Mb13 szelvény mentén

Az Ányási-kanyar két inflexiós sávja között húzódó keresztirányú szelvényt (MbK) a hullámtéri vízvezető sávban vettem fel. Jól látszik, hogy ahol a víz kilép a medréből, a nagy érdesség (n=0,2) ellenére is nagy a vízsebesség (0,21-0,55 m/s) és a feltöltődés mértéke is legalább 400 mm (6.63. ábra). A szelvény északi kezdőpontjánál a parttól 200 m távolságban legalább 200 mm üledék halmozódott fel − egy esetet (74 mm) kivéve. A hullámméren dél felé haladva

200-300 m-re a parttól egy réten (n=0,03) nem tapasztaltunk üledék-felhalmozódást, bár 300 és 600 m között, még mindig a rét területén ismét 10-18 mm vastag üledék akkumulálódott. A hullámtér belső területén a vízsebesség folyamatosan csökkent (0,48 m/s ról 0,19 m/s-ra). A kanyarulat alsó inflexiós sávjához közeledve a szelvény fennmaradó 75 m hosszú, erdős (n=0,2) szakaszán ismét nagyobb vízsebességet (0,37 m/s) és üledékvastagságot (80 mm) mértünk, bár ez az akkumuláció a kanyarulat északi felén mért értéknek csupán ötöde.



6.63. ábra: A friss üledék akkumuláció (mm), a vízsebesség és a növényzet kapcsolata a mindszenti keresztirányú szelvény (MbK) mentén

A szelvények tehát azt mutatják, hogy az üledék-felhalmozódás esetében elsődleges befolyásoló tényező a középvízi medertől mért távolság, ugyanis a legtöbb üledék a folyóhát és övzátony területén rakódott le. Ezt követően meghatározó a folyó futásvonala, ugyanis egy egyenes szakaszhoz képest egy-egy kanyarulat felső, inflexiós sávjában szélesebb területen vastagabb üledéket rakott le a folyó, ugyanis a felmagasított övzátony mögött, a mélyebb részeken tudott nagyobb vízsebesség kialakulni. Ezen tényezők mellett lokálisan meghatározó a terület mikromorfológiája, ugyanis a mélyedésekben, kubikgödrökben vagy a fok mentén nagyobb volt az üledék vastagsága. Ezen tulajdonságok mellett a hullámtér belső területein a sűrű gyalogakácosban minimális volt az akkumuláció, ugyanis a vízmozgás bennük olyannyira lecsökkent, hogy a hordalékát szállító, áramló víz nem jutott be ezen területekre.

A frissen lerakott hordalék szemcseösszetétele a folyótól való távolsággal finomodott, de a hullámtéri vízsebesség jelentősen befolyásolta alakulását. A legdurvább üledékeket, melynek homoktartalma 95 % feletti, az övzátonyok területén és a kanyarulat nyakánál kialakuló folyóháton mértünk. Az övzátony mögött, a folyóval párhuzamos vízvezető sávokban futó földutakon és a gondozott sorközű ültetett erdőkben durvább szemcse-összetételű hordalék rakódott le.

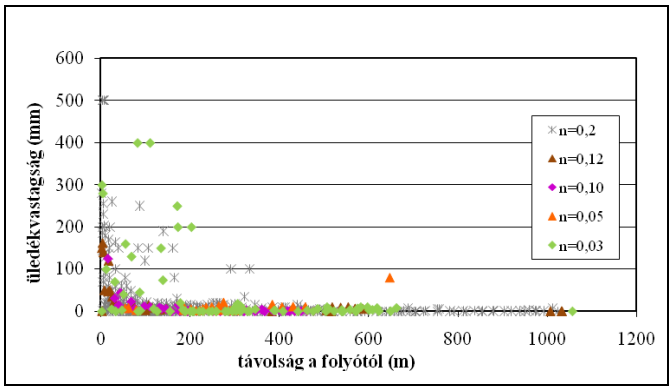
A továbbiakban – a Feketevárosi-holtágnál vizsgáltakhoz hasonlóan – azt elemeztem, hogy milyen kapcsolat van az akkumuláció, a folyótól való távolság, a vízsebesség és a növényzet okozta érdesség között (6.13. táblázat).

6. 13. táblázat: Az eltérő érdességű területek jellemző adatai a 2006-os mérések alapján

Érdesség	***Mintaszám***	***Sebesség (m/s)***			***Üledék vastagság (mm)***
		minimum	***maximum***	***átlag***	
n=0,03	21	0,16	0,62	0,36	hártya - >400
n=0,05	5	0,08	0,37	0,25	hártya - 80
n=0,10	2	0,11	0,17	0,14	hártya - 1
n=0,12	13	0	0,53	0,15	hártya - 162
n=0,2	46	0	0,67	0,16	hártya – 280

Az üledék vastagsága a folyótól távolodva exponenciálisan csökkent függetlenül a terület érdességétől (6.64. ábra), hasonlóan a feketevárosi-holtági és a nagykörűi mintaterületekhez. Ez az exponenciális lefutás az n=0,2 érdességű minták esetében rajzolódik ki leginkább (valószínű a nagy mintaszám miatt), de a többi érdességi tényezővel jellemezhető minták is illeszkednek ebbe a

trendbe. Tehát a növényzet sűrűsége csak másodlagos tényező lehet az akkumuláció mértékének meghatározásában.



6.64. ábra: A távolság függvényében az akkumuláció mértéke a különböző érdességű területeken

A különböző érdességű területeken mért friss üledék vastagsága és a vízsebesség kapcsolatának vizsgálata során ellentmondásos eredményeket kaptam. A medertől távolabb a hullámtér vízvezető sávjaiban (n=0,2) és a töltések lábánál (n=0,03) is mértünk nagyobb vízsebességet (ld. 6.2.3.3. fejezet), míg az első esetben jelentős akkumulációt mértünk (400 mm), addig a töltés mentén hártyavékony üledéket tapasztaltunk. A növényzet sűrűsége tehát csak másodlagos tényező lehet az akkumuláció mértékének meghatározásában és elsődlegesen a folyótól mért távolság határozza meg az akkumuláció mértékét (Sándor és Kiss 2008).

6.2.4.4. A három mintaterület rövidtávú akkumulációjának összevetése

A Közép- és az Alsó-Tiszán végzett méréseim azt mutatják, hogy a meder és az ártérmorfológia tekinthető az akkumulációt befolyásoló legfontosabb tényezőnek. Mindhárom mintaterületen a hullámtéri feltöltődés nagy része a part közelében történt. Az egy árvíz okozta akkumulációt elsősorban a folyótól mért távolság határozta meg. A legvastagabb és legdurvább szemcse-összetételű üledék a part menti 10-50 m-es sávban halmozódott fel − az aktívan épülő folyóhát és az övzátony területén − függetlenül a növényzet sűrűségétől. A folyótól távolodva exponenciálisan csökkent a friss üledék vastagsága. A keskeny hullámtereken az átlagos akkumuláció jóval intenzívebb volt, ugyanis általában ezek egybeesnek a Tisza kanyarulatának külső partján elhelyezkedő folyóhátakkal.

A mintaterületeken a legvastagabb üledék a folyóhátakon és az övzátony-felszíneken halmozódott fel. A Közép-Tiszán Nagykörűnél az övzátonyon mértük a legnagyobb akkumulációt (240 mm), ettől kicsit kevesebbet (205 mm) a folyóháton. A Feketevárosi-holtágnál a folyóháton mértük a három mintaterület közül a legkisebb maximális üledékvastagságot (109 mm). Az alsó-tiszai Mindszentnél legnagyobb az üledék-felhalmozódás a folyóhát és az övzátony térségében (500 mm) a Tisza jobb partján.

Az ártér mélyebb területei, így a mesterségesen alacsonyabb felszínek (Árapasztó, kubikgödrök), fokok, a holtágak környéke és a malágy területe mindenkor hatékonyabb hordalékcsapdaként funkcionáltak, mint a környező magasabb területek.

A Közép- és Alsó-Tiszán létesített mintaterületek közül a legkisebb átlagos üledék-felhalmozódást a Feketevárosi-holtágnál tapasztaltam (2005: 3,7 mm, 2006: 6,8 mm), ami az öblözetben mért csekély akkumulációval magyarázható. Folyásirányban felfelé a nagykörűi mintaterületen a legnagyobb az átlagos akkumuláció mértéke (24,4 mm). Az Alsó-Tiszán létesített mindszenti mintaterületen a szelvények alapján az átlagos feltöltődés (19,8 mm). Ez kapcsolatba állítható a folyásirányban lefelé érvényesülő hidrológiai trendekkel, ugyanis az Alsó-Tiszán hosszabbak az árhullámok a Duna visszaduzzasztó hatása miatt.

Az üledék szemcse-összetétele a folyótól távolodva finomodott. A homokfrakció az övzátonyon és a folyóháton dominált, a töltések felé közeledve megnövekedett az agyag és iszap frakció részaránya. A vízvezető sávokban viszont ismét durvább szemcse-összetételű üledék

akkumulálódott. A Közép-Tiszán létesített mintaterületeken a folyóhátakon mértük a legdurvább szemcse-összetételű üledékeket (>90% homok), viszont Mindszentnél az övzátony felszíneken akkumulálódott még a közép-tiszai mintáknál is több homok (>95%). Minden fejlett kanyarulatnál megfigyelhető volt, hogy a kanyarulat íve mögött egy vízvezető sáv alakult ki, ami az inflexiós sáv környékén indult. Itt a vízsebesség nagyobb volt a környező hullámtéri területekhez képest, így itt durvább hordalék akkumulálódott, bár nem feltétlen nagyobb vastagságban.

A Feketevárosi-holtágnál 2006-ban feltérképezett friss üledék-felhalmozódás nagyobb mértékű volt a part menti 300 m-es sávban a 2005. évihez képest. Ennek oka, hogy a 2006-ban levonult két árhullám gyorsabban áradt és magasabban tetőzött, mint az azt megelőző évi áradás (ld. 6.2.1. fejezet). De az intenzívebb akkumulációhoz az is hozzájárult, hogy a 2006-os árvíz Kiskörénél 10%-kal több lebegtetett hordalékot szállított. A hordalék 54%-a Kisköre és Szolnok közötti hullámtéren halmozódott fel, míg 2005-ben a Kiskörén mértnek csupán 46%-a.

Mindhárom mintaterületen igen magas a növényzet okozta érdesség (n=0,12-0,15), az erdőterületek aránya 70% felett van (Nagykörűnél több mint 95%). Árvízkor a hullámtérre kilépő víz sebessége jelentősen lecsökkent, amelyet a növényzet okozta érdesség tovább csökkentett, növelve a hullámtéren az üledék-felhalmozódást. Viszont a hullámtér belső területén a nagyon sűrű gyalogakácosban nem volt mérhető vízsebesség és kevesebb üledék halmozódott fel, mert a lebegtetett hordalék a sűrű növényzetű folt határán kiülepedett.

Összességében megállapítható, hogy az üledék mintázatát az alábbi tényezők befolyásolták:

(1) A meder futásából adódó sajátosságok: a fejlett kanyarok inflexiós sávjában a part közelében nagyobb az üledék vastagsága (függetlenül a növényzettől), hiszen itt az árvíz jelentős része kilép a hullámtérre, és az övzátonyok mögötti mélyebb vízvezető sávokban vezetődik le. Ugyanakkor a fejletlen kanyarok inflexiós sávjában ez a jelenség nem jellemző, a part közelében kisebb az üledék vastagsága.

(2) A terület geomorfológiájából adódó jellegzetességek is fontosak az akkumuláció mértékének meghatározásában. A kubikgödrökben, ártéri laposokban, a holtágak és fokok mentén néhány mm-rel nagyobb az akkumuláció a környező területekhez képest. A folyóhátakon mindig nagyobb volt az akkumuláció, mint az övzátonyokon. A folyóhát töltés felöli (külső) oldalán nagyobb mértékű volt a felhalmozódás, mint annak folyó felöli oldalán, ami intenzív épülésüket mutatja. Nagykörűnél az övzátony mögötti mélyedésben (sarlólaposokban) környezetükhöz képest vastagabb üledéket tapasztaltunk, viszont Mindszentnél itt vékonyabb, de durvább szemcse-összetételű üledék akkumulálódott.

(3) A sűrű növényzetű erdők nyiladékaiban és az ártér geomorfológiailag meghatározott vízvezető sávjaiban, ahol nagyobb volt a víz sebessége, durvább szemcse-összetételű üledék halmozódott fel, bár nem feltétlen nagyobb vastagságban.

(4) A növényzet szerepe másodlagosnak tekinthető az árvizek okozta ártéri üledék-felhalmozódás során, hiszen a fenti tényezők felülírhatják. Azonban megállapítottam, hogy a hullámtér belső területein az igen nagy érdességet adó, sűrű gyalogakácosokban a vízsebesség olyan mértékben lecsökkent, hogy ide az árvízkor áramló víz „nem jutott be”, tehát hordalékát sem tudja ide szállítani, azaz ezekben a foltokban a felhalmozódás erőtelesen korlátozott volt.

6.2.5. A hullámtér árvízvezető képességének változása

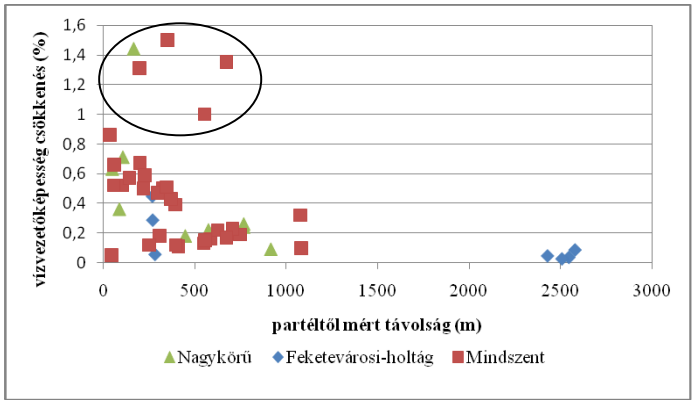
A három mintaterületen a hullámtéri keresztszelvények mentén feltérképezett üledékvastagság alapján meghatároztam az egyes szelvényeknek (49 db) az üledék-felhalmozódásból adódó területcsökkenését, ami a hullámtér vízvezető képességének csökkenését mutatja. A számítás során nem vettem figyelembe a terület növényzeti érdességéből adódó vízvezető képesség csökkenést.

A 2006-os árvíz után a nagykörűi mintaterületen a 9 hullámtéri keresztszelvény területének átlagos csökkenése 0,46%-nak adódott, az átlag érték a jobb parti szelvények esetében 0,42%, míg a bal parton 0,5%. A Feketevárosi-holtágnál az Fj1-Fj10 szelvények alapján az átlagos csökkenés csupán 0,14%. A mindszenti vizsgált szelvények esetében a csökkenés 0,45%, a jobb parton átlagosan 0,58%, a bal parti hullámtér csökkenése pedig átlagosan 0,33%.

A nagykörűi és a mindszenti mintaterületeken a keresztszelvények területének átlagos csökkenése hasonló mértékű (0,45-0,46%), míg a Feketevárosi-holtág öblözetében ennél jóval alacsonyabb a 2005. és 2006. évi mérések alapján is (0,14-0,18%). (A 2005. évi nagyobb árvízvezető képesség csökkenés, feltehetően a kevesebb öblözeti szelvényszám miatt adódott.)

A 6.65. ábrán kiemeltem néhány szelvényt, melyek vezetőképesség csökkenése a helyzetükből adódóan magasabb az átlagnál. Az inflexiós sávnál létesített Mj12 (1,5%) és Mb11 (1%) szelvényekben a nagyobb mértékű akkumuláció miatt (ld. 6.12 táblázat) jelentősebb a szelvények vízvezető képesség romlása. Az inflexiós sávban létesített MbK szelvényben az egyik legnagyobb szelvény csökkenést számszerűsítettem (1,35%). A viszonylag keskeny szelvényekben, ahol az övzátony (Mj8) és a folyóhát (Nb4) intenzíven épül, szintén magasabb az árvízvezető képesség romlása (1,31-1,44%).

Ha feltételezzük, hogy az elkövetkező 100 évben az átlagos árvízvezető képesség csökkenés ilyen mértékű és egyenletes lesz, akkor Nagykörűnél és Mindszentnél 45-46%, Feketevárosnál 21%-os lenne a csökkenés mértéke csak az akkumulációból adódóan, ami jelentősen hozzájárul az árvízszintek növekedéséhez.



6.65. ábra: A mintaterületeken létesített szelvények akkumuláció okozta vízvezető képesség romlása

7. Összegzés

A Tisza középső és alsó szakaszán kijelölt mintaterületeken a hosszú távú (szabályozások óta) és a rövid távú (egy árvíz okozta) üledék-felhalmozódás mértékét és mintázatát, valamint az akkumulációt befolyásoló főbb tényezőket (vízállás, növényzet, vízsebesség) vizsgáltam.

7.1. Hosszú távú akkumuláció vizsgálati eredményei

A Közép-Tiszán Szolnoknál és az Alsó-Tiszán Mindszentnél megvizsgáltam az 1876 és 2010 közötti évek árvizeinek magasságát és időtartamát, hiszen az árvizek léte alapvető a hullámtéri akkumulációhoz. Az árhullámok növekvő vízállással és egyre hosszabb idő alatt vonulnak le a Tiszán. A legnagyobb víz (LNV) a szolnoki vízmércén összesen 7-szer dőlt meg a vizsgált időszak alatt, összesen 288 cm vízszintemelkedéssel, míg Mindszentnél 11-szer összesen 338 cm-rel. Az 1970-es évek óta Szolnoknál és Mindszentnél is kétszer dőlt meg az LNV, Szolnoknál 1999-ban 65 cm-rel és 2000-ben 67 cm-rel, Mindszentnél 2000-ben 18 cm-rel és 2006-ban 62 cm-rel. A hullámtéren az 520/(522)-650 cm közötti vízszintek esetén még nem borít be minden formát a víz, erre csak 650 cm feletti vízállásnál kerül sor. A részleges vízborítottság (650 cm alatti árvizek) a Közép- és Alsó-Tiszán is átlagosan ugyanolyan hosszú (48 nap/év) volt. A teljes hullámteret beborító vízállás (>650 cm) Mindszentnél 1901 és 2010 között átlagosan 4 nappal volt hosszabb, mint Szolnoknál (18 nap/év). Szolnoknál 1881 és 1970 között a 650 cm feletti árvizes napok 10 éves átlagszámához viszonyítva 1970 után 14 nappal lett hosszabb az árhullám levonulási ideje. Mindszentnél viszont 1970 után 1 nappal lett rövidebb az 1901 és 1970 közötti időszakhoz képest. Ez azt jelenti, hogy míg 1901 és 1970 között Mindszentnél voltak (akár 17 nappal) tartósabbak a levonuló árvizek, addig az 1970-es évektől Szolnoknál átlagosan 3-8 nappal váltak hosszabbá az árvizek. A Tisza hidrológiai paramétereinek változása adódhat a szolnoki hullámtéri szűkület kialakításából, esetleg a meder szűküléséből, a növényzet elburjánzásából, a mellékfolyók és a Duna duzzasztó hatásából valamint egyéb lokális tényezőkből.

A folyószabályozások előtt, a 18. században mindhárom mintaterületen az alacsony ártér vízjárta mocsaras terület volt, a növényzet alig akadályozta az árvizek levonulását, ugyanis a növényzetből adódó érdesség (n=0,03) igen alacsony volt (I. katonai felmérés). A II. katonai felmérésen megjelentek a ligeterdők a folyópartokon, a töltések mentén és a hullámtéri öblözetben. Így a mintaterületek növényzetből adódó érdességi tényezője 0,034-0,044-re nőtt. A 19. század végétől az 1950-es évekig bár a vizenyős-mocsaras területek aránya lecsökkent, de a hasonlóan kis érdességű szántók, rétek és legelők terjedtek el, valamint a töltések menti a magasabb érdességi tényezővel jellemezhető fűz-nyár ligeterdők kiterjedése megnőtt, így ebben az időszakban az érdesség a duplájára (n=0,06-0,09) növekedett.

A légifotók (1950, 1965, 1981, 1991 és 2000) elemzése azt mutatja, hogy a mintaterületeken a növényzetből eredő érdesség az 1960-as évek óta változott meg jelentősen, amikor az erdőterületek megnövekedtek a kisebb érdességi tényezővel jellemezhető gyepek rovására. A vizsgált területeken fás szárú növényzet a felszín több mint 60%-át borítja. Ezáltal a hullámtér érdessége a 21. századra közel megduplázódott az 1950-es évekhez képest (n=0,11-0,15), amely csökkenti a hullámtér vízvezető képességét. Az érdességet tovább fokozta az 1980-es évek végétől robbanásszerűen betelepült özönnövények jelenléte is.

A mintaterületeken az öt kutató árkot a szabályozások óta bekövetkezett hullámtéri feltöltődés vizsgálatára különböző morfológiai helyzetű pontokon (egykori övzátony, mindenkori ártéri terület), a Tisza aktív medrétől különböző távolságra (230-1360 m) jelöltem ki. Az egykori övzátonyon létesített üledék szelvényekben a szabályozások hatására a szemcseösszetételben jellegzetes, éles változás következett be, ami alapján meghatározható volt a szabályozások utáni akkumuláció mértéke. A mindenkori ártéri felszínen kijelölt mintavételi helyeken az üledékben nem feltétlenül történt változás, így ezekben a feltöltődés ütemét markerrétegek segítségével állapítottam meg az ismert korú szelvényekkel párhuzamba állítva.

A Közép-Tiszán Nagykörűnél a mintavételi pontokon a szabályozások óta 54-58 cm (0,36-0,39 cm/év) üledék halmozódott fel, a Feketevárosi holtágnál a Millér-főcsatornától északra

108 cm (0,75 cm/év) a feltöltődés, míg az alsó-tiszai Mártélynál az alacsonyabb helyzetű mintavételi ponton 88 cm (0,79 cm/év), a magasabb formán 32 cm (0,29 cm/év) volt az akkumuláció mértéke. A Nagykörűnél az N1 és N2 mintavételi pontokon a feltöltődés üteme közel azonos volt, bár a pontok eltérő morfológiai helyzetűek. A Feketevárosi-holtágnál található mintavételi ponton (M) mértem a legvastagabb felhalmozódást. Ez részben azzal magyarázható, hogy a pont egy hosszabb, viszonylag egyenes átmetszett szakasz végén található fejlett kanyar külső ívén helyezkedik el. Ugyanakkor a kanyarulatátmetszések következtében megváltozott hidrológiai paraméterek − megnövekedett esés és a sodorvonal közelebb kerülése − is indokolják a nagyobb ütemű akkumulációt az átvágott szakasz alatt. Az Alsó-Tiszán, Mártélynál a folyótól közel azonos távolságban kijelölt mintavételi pontok (T1 és T2) tengerszint feletti magassága különbözött. A magasabban fekvő T2 ponton kevesebb hordalék rakódott le (32 cm) mint a holtág partján, alacsonyabb helyzetben lévő T1 ponton (88 cm). Ugyanis a magasabb felszínre csak a legalább 1 m magas árhullámok szállíthattak hordalékot. A lebegtetett hordalék mérési eredmények vizsgálatai alapján (Csépes et al. 2003) az árvizek az árhullámok elején szállítanak több üledéket, így több lebegtetett hordalék kerülhetett az alacsonyabban lévő T1 ponthoz. A Feketevárosi-holtágnál a kubikgödrökben létesített fúrások alapján (Ff1-8) a feltöltődés üteme 0,21-0,46 cm/év volt.

A domborzat és a morfológia együttes hatását mutatja az alacsony fekvésű Árapasztóban mért igen intenzív feltöltődés (8 és 13,6 cm/év). Ez magyarázható egyrészt azzal, hogy a mintavételi pontok egy mesterséges mélyedésben vannak, ahová már a mederkitöltő vizek is kilépnek, illetve azzal, hogy a pontok az övzátony sávjában vannak, amely – mint a rövid távú vizsgálatok is mutatják – a legintenzívebben feltöltődő térszínek a hullámtéren.

Az üledékszelvényeket az 1960-75 közötti magas ólomtartalmú áradások üledékei alapján tagoltam. A magasabb ólomtartalmú, 1975 után lerakódott rétegek intenzívebb akkumulációt mutatnak: a Közép-Tiszán a feltöltődés 2,7-3,7-szer lett gyorsabb, míg az Alsó Tiszán 2,3-2,8-szer az 1960 előtti időszakhoz képest. Ennek okai az alábbiakban keresendők:

(1) a hidrológiai viszonyok megváltozása, az 1960-as évektől (főként a Közép-Tiszán) megnövekedett levonulási idővel és vízállással jellemezhető árvizek;
(2) a hullámtér területhasználatának megváltozása, a növényzetből adódó szabályozások kori érdesség (n=0,03-0,04) mára a háromszorosára növekedett;
(3) az 1980-as évek végétől betelepült özönnövények jelenléte.

A hosszú távú feltöltődés mértékének meghatározását segítette az üledék fizikai és kémiai paramétereinek a vizsgálata. Az üledék szemcse-összetételbeli változása a jellegzetes morfológiai helyeken létesített szelvények vizsgálatánál bizonyult használhatónak: a levágott kanyarulatok övzátonyán a homokos hordalékra iszapos-agyagos üledék került. A mágneses tulajdonságok használhatónak bizonyultak a talajképződésre utaló finomabb mágneses szemcséket tartalmazó rétegek és a durvább mágneses szemcse-összetételű medererózióból származó hordalék beazonosításakor. Az üledék mintákban a vizsgált nehézfémek közül az ólmot használtuk markerként, mivel az adott pH viszonyok között ez a legkevésbé mobilis fém. Braun et al. (2003) az üledék profilban egy jól definiált ólom-csúcsot az 1960-75-ös időszakhoz kötött, így én is meghatározhattam az 1960 előtti és 1975 utáni feltöltődés ütemét.

7.2. Rövid távú akkumuláció vizsgálati eredményei

Az egyes árvizek által felhalmozott üledék vastagságát, térbeli mintázatát befolyásolja az árvizek hidrológiája és a lebegtetett hordalék mennyisége. Az árhullámok áradó ágai mindig több lebegtetett hordalékot szállítanak. A tavaszi és nyár eleji áradások szállítják a legtöbb hordalékot, a későbbi áradások − még ha magas vízszintet is érnek el – hordalék-szállítási kapacitása kisebb. A vizsgált 2005. évben lassabb volt az áradás (11 cm/nap), mint a 2006-ban érkező két árhullám áradása (16 és 27 cm/nap), tehát 2006-ban nagyobb energiával jellemezhető árhullámok érkeztek. A 2006-os árhullám hosszan, közel 4 napon át tetőzött Mindszentnél, majd gyors apadás indult el. Az árhullám áradó ága általában akár 90%-kal több lebegtetett hordalékot szállít, kivéve a 2006. év második árhulláma, amikor az áradó és apadó ágban közel azonos volt a lebegtetett hordalék

koncentráció. A KÖTIKÖVIZIG mérései szerint a 2006-os árvíz Kiskörénél átlagosan 10%-kal több lebegtetett hordalékot szállított, mint a 2005-ös. A 2006-os intenzív akkumulációra utal az is, hogy a hordalék 54%-a a Kisköre és Szolnok közötti hullámtéren halmozódott fel, míg 2005-ben a hordaléknak csupán 46%-a akkumulálódott a két vízmérce között. (Az adatok pontatlanok lehetnek, mivel Szolnoknál csak hetente egyszer történtek lebegtetett hordalék mérése.)

A hullámtérre érkező hordalék akkumulációját meghatározza a terület növényzete és területhasználata, bár szerepét a hidrológiai és geomorfológiai viszonyok felülírhatják. A 2006-ban végzett felmérés szerint mindhárom mintaterületen a hullámtér legjellemzőbb területhasználati módja az erdőművelés volt. Nagykörűnél a mintaterületen a fás szárú növényzettel borított terület részaránya 95,7%, ennek töredéke (23%) sorolható a „gyér, fás szárú növényzet" kategóriába. A Feketevárosi-holtágnál a mintaterület 71,3%-át borította erdő, ennek csupán 14% gyér, fás szárú növényzettel jellemezhető. A mindszenti mintaterület 72,8%-án található erdőterület, melynek csupán 4,2%-a tartozik a „gyér fás szárú növényzet" kategóriába. (A hullámtéren végzett erdőgazdálkodás aktuális állapota miatt különbözik a 2000-ben készített légifelvétel és a 2006-ban végzett terepi felméréskor tapasztalt erdőterület nagyság.) Az erdők kezelése eltérő a három mintaterületen: míg Nagykörűn és Mindszenten inkább idősebb illetve nem kezelt erdőállomány található, addig a Feketevárosi-holtág öblözetében aktív erdőgazdálkodás folyik, amit irtások, új telepítések és gondozottabb aljnövényzetű állományok jellemeznek. Mivel a Feketevárosi-holtág településtől távol esik, ráadásul a holtág meg is nehezíti a belsőbb területek megközelítését, itt nem alakult ki a másik két területre jellemző kiskertes és szántóföldi gazdálkodás. A kiskerteket és szántókat folyamatosan felhagyják − ami az utóbbi évtized magas vízállásaival és hosszú árvizeivel magyarázható −, így ezeken a területeken is gyorsan terjed a gyalogakác és egyéb özön fajok. A felhagyott területekre és a nem megfelelően gondozott telepített erdők sorközeibe, illetve az erdők széleire sűrű gyalogakácos állományok telepednek be néhány éven belül. A megművelt területek felhagyása, a kertek és szántóföldek elvadulása, gyomosodása, illetve a telepített erdők gondozásának hiánya duplájára növelte a hullámtér érdességét.

A hasonló jellegű nagykörűi és mindszenti területen a mintaterület érdessége is hasonló (n=0,15), míg a folyamatos erdészeti kezelés alatt álló Feketevárosi-holtág öblözetében csupán n=0,12. Azonban fontosnak tartom megjegyezni, hogy ezek az értékek csak tájékoztató jellegűek, hiszen a terület növényzetből adódó érdesség az erdőművelés miatt évről-évre változhat. Az érdességi mutatók leginkább a mintaterületek különbözőségeire világítanak rá, egy adott érdességi tényezőjű növényzeti foltban is változik az érdesség attól függően, hogy az adott folt esetében csak a fák törzseit vagy már az ágait is eléri a víz, illetőleg a sűrű gyalogakácban vagy már afölött tud áramlani az árvíz. Ráadásul a pontszerű mérések alapján az egyes erdőfoltok kategóriába sorolása bizonyos minimum és maximum értékek között változik. Az egyes érdességi kategóriák befolyásolják a hullámtéren a vízáramlását és az ár levonulását.

A legnagyobb vízsebesség értékeket a kevésbé magas folyópartokon az inflexiós sáv környékén (0,2-0,67 m/s), a töltés lábánál (0,23-0,62 m/s), a mederrel párhuzamosan futó tiszta sorközű ültetett erdőkben és a mederrel párhuzamos földutak, nyiladékok mentén (0,29-0,63 m/s) mértünk. Ezen területek érdessége n=0,03-0,12 között változik, legmagasabb a „gyér, fás szárú növényzettel" jellemzett parti erdősávé és legalacsonyabb a töltés lábaknál. A sűrű cserjeszintű erdőkben (n=0,2), az invazív gyalogakáccal borított felhagyott földeken (n=0,2) alacsonyabb volt a vízáramlás sebessége (kivéve Mindszentnél az inflexiós sávnál a gyalogakácosban, de valószínű, hogy itt is sokat csökkentett a vízsebességen a sűrű cserje), nagyobb vízsebességeket a gyérebb növényzetű (n=0,03) területeken (főként a töltés lábánál) tapasztaltunk. Tehát a terület növényzete jelentősen befolyásolja az érdességet, ami meghatározza a vízsebességet és rajta keresztül a hullámtér vízvezető képességét.

A viszonylag keskeny (kb. 300 m) szelvények esetében a vizet a teljes hullámtéri szelvény vezeti. A hosszabb, öblözeti szelvényekben csak a part menti közel 150 m-es sávban volt mérhető vízmozgás. Magas vízállásoknál a holtágnak alig volt szerepe a vízvezetésben.

A 2005 és 2006-os árvizek alkalmával felhalmozódott üledék térbeli mintázatát leginkább a folyótól mért távolság alakította, ugyanis a hordalék jelentős hányada a folyótól maximum

20-50 m-re akkumulálódott a part menti zónában függetlenül a növényzet sűrűségétől. A legvastagabb üledék (Nagykörűnél 240 mm, Feketevárosi-holtánál 109 mm, Mindszentnél 500 mm) a folyóháton és az övzátony területén halmozódott fel. A legnagyobb átlagos üledékvastagságot (24,4 mm) Nagykörűnél mértem, ennél kisebb volt az átlagos akkumuláció a közép-tiszai Feketevárosi-holtágnál (2005: 3,7 mm, 2006: 6,8 mm) és Mindszentnél (19,8 mm) is.

A hullámtéren felhalmozódott üledék mintázatát jellegzetesen módosítja a meder futása és a terület morfológiája. A fejlett kanyarulatok inflexiós sávjában a part közelében szélesebb sávban halmozódott fel vastagabb és durvább szemcse-összetételű üledék (függetlenül a növényzettől), ugyanis itt nagy sebességű víz lépett ki a hullámtérre, majd a túlmagasított part menti sáv mögött, az alacsonyabb hullámtéren áramlott tovább. Viszont a fejletlen kanyarulatok inflexiós sávjában a part közelében nem mérhető hasonlóan magas üledék vastagság, ott ez a jellegű hullámtéri vízvezetés nem játszik jelentős szerepet. Ahol nagyobb volt a víz sebessége (nyiladékok és vízvezető sávok), ott rendszerint durvább szemcse-összetételű üledék halmozódott fel. A folyóhát töltés felöli (külső) oldalán nagyobb volt az üledék vastagsága, mint annak folyó felöli oldalán, tehát a folyóhátak szélesedtek, miközben ezek voltak a leginkább magasodó formák is. A folyóháton mértnél kisebb, de még mindig a hullámtér belső részeinél nagyobb mértékű akkumulációt mértem az övzátonyon. A mély fekvésű területeken, például a mesterséges Árapasztóban, a kubikgödrökben, a sarlólaposokban, a malágynál, a holtágak és a fokok mentén néhány mm-rel nagyobb az akkumuláció a környező területekhez képest.

A folyótól távolodva nemcsak az üledék vastagsága csökkent, hanem szemcseösszetétele is finomodott. A homokfrakció az övzátonyon és a folyóháton dominált (aránya >90%), majd a töltések felé közeledve megnövekedett az agyag és iszap frakció részaránya. A vízvezető sávokban viszont ismét durvább szemcse-összetételű üledék akkumulálódott. Minden fejlett kanyarulatnál megfigyelhető volt a kanyarulat íve mögött kialakuló vízvezető sáv, ami az inflexiós sáv környékén indult. Itt a vízsebesség nagyobb volt a környező hullámtéri területekhez képest, így itt durvább szemcse-összetételű hordalék akkumulálódott, bár nem feltétlen nagyobb vastagságban.

A rövid távú üledék felhalmozódásban a növényzet szerepe másodlagosnak tekinthető, hiszen a fenti tényezők felülírhatják. Azonban a hullámtér belső területein az igen nagy érdességű, sűrű gyalogakácosokban a vízsebesség olyan mértékben lecsökkent (0,15-0,2 m/s-ról mérési határ alattira), hogy ide az árvízkor áramló víz „nem jutott be”, tehát hordalékát sem tudta ide szállítani. Ezért ezekben a foltokban a felhalmozódás erőtelesen korlátozott volt.

A Feketevárosi-holtágnál 2005. és 2006. év árvizeit követően vizsgáltam a friss üledék vastagságát. A 2006-ban feltérképezett friss üledék-felhalmozódás nagyobb mértékű (szélesebb sávban, vastagabb üledék) volt a part menti 300 m-es sávban a 2005. évihez képest. Ennek oka az árvíz hidrológiai paramétereinek különbözőségében keresendő.

A hullámtéri akkumuláció csökkenti a hullámtér árvízvezető képességét (2006-ban 0,14-0,46%-kal), mely legnagyobb mértékű a keskeny szelvényekben (1,31-1,44%), ahol a folyóhát és az övzátony intenzíven épül. Az inflexiós sávokban szintén nagyobb mértékű a csökkenés (1-1,5%), hiszen itt a hullámtérre nagy sebességgel kilépő víz mélyen a hullámtér belsejébe juttatja a hordalékot, ami aztán a nagy érdesség miatt lerakódik. Viszont a széles hullámtereken a part menti sáv intenzíven épül, de a belső területeken jóval kisebb az akkumuláció mértéke, és ezáltal az árvízvezető képesség csökkenés is kisebb mértékű (0,05-0,1%).

7.3. Az eredmények összevetése a korábbi kutatások adataival

A hosszú- és rövid távú vizsgálati eredményeimet összevetve a korábbi kutatások adataival (2.3. táblázat) elmondható, hogy a mérési eredményeim illeszkednek a Tisza hullámterén korábban végzett kutatások eredményeihez. Az általam mért hosszú távú akkumuláció mértéke (0,29-0,79 cm/év) hasonló a Károlyi (1960) által a VO-szelvényekből számolt értékekeihez (0,1-1,3 cm/év), a Gábris et al. (2002) által DDM segítségével számszerűsített akkumuláció mértékéhez (0,1-0,4 cm/év), a Balogh et al. (2005) által Vezsenynél vizsgált paleotalajok azonosításával kapott értékekhez (0,2-0,5 cm/év), valamint a Felső-Tiszán keresztszelvények és

DDM alkalmazásával megadott 0,2-1,0 cm/év-es ütemhez (Vass et al. 2009b). A vizsgálati eredményeimhez képest Jakucs (1982) számítások alapján és Szlávik (2001) a VO-szelvények vizsgálatát követően nagyobb átlagos feltöltődést (1,25 cm/év) adott meg, valamint a Gulácsnál történt vizsgálatok is intenzívebb akkumulációt (0,9-5 cm/év) mutatnak (Félegyházi 2008, Szabó et al. 2008, Dezső et al. 2009). Az egy árvízi eseményt követő vizsgálati eredmények jól illeszkednek a Kiss és munkatársai (2002) által az Alsó-Tiszán (övzátonyon 30 cm, hullámtéren 0,1-0,5 cm friss üledék), és Vass (2007) által a Felső-Tiszán (part közelében 15 cm, töltés lábánál <0,1 cm) végzett mérési eredményeihez, valamint Kiss és Fejes (2000) Mindszentnél végzett méréseihez (parton 30-100 cm, hullámtéren 1 cm). Számos hosszú- és rövid távú üledék-felhalmozódás vizsgálat mutatja, hogy a part menti övzátony és folyóhát intenzívebben épül a hullámtér belső területeihez képest (Keller és Marsovszki 1992, Kiss és Fejes 2000, Nagy et al. 2001, Szlávik 2001, Kiss et al. 2002, Schweitzer et al. 2002, Braun et al. 2003, Gönczy és Molnár 2004, Balogh et al. 2005, Vass 2007, Dezső et al. 2009). Ezt tapasztaltam én is mindhárom mintaterületen.

7.4. Általános eredmények

A hosszú- és rövid távú akkumuláció mérési eredményeim összevetése alapján elmondható, hogy mindhárom mintaterületen az egy árvíz okozta átlagos hullámtéri akkumuláció mértéke nagyobb, mint a számszerűsített hosszú távú akkumuláció üteme. Figyelembe véve az 1950 és 1970-es évek között a Tisza hidrológiai paramétereinek (árvizek időtartama, vízállás) változását és a hullámtér átlagos érdességi tényezőjének növekedését, az üledék-felhalmozódás gyorsabb üteművé válhatott. Az egy árvíz okozta akkumuláció nagysága azonban árvizenként igen eltérő, a szállított lebegtetett hordalék mennyiségétől függően. A lerakódott hordalék nagyságát meghatározza a növényzet sűrűsége. A növényzetből adódó átlagos érdesség a folyószabályozási munkákat megelőző alacsony értékről, a 21. század elejére megnégyszereződött. Az özönnövények agresszív terjedése a hullámtér érdességének további növekedését eredményezi, ami nagyobb mértékű üledék-felhalmozódást okozhat, ugyanis a sűrű növényzet lecsökkenti a vízáramlási sebességét és a szállított lebegtetett hordalék lerakódik. Viszont a nagyon sűrű gyalogakácos a víz sebességét olyan mértékben lecsökkenti, hogy az akkumuláció nagyságában egy küszöbérték átfordulás történik, így az igen sűrű gyalogakáccal borított területek belső részeire a víz már nem szállít hordalékot.

A hullámtéren egyértelműen megjelennek vízvezető sávok a fejlett kanyarulatok mögött. Azonban ezek funkciójukat nem tudják maradéktalanul ellátni, hiszen a nagy növényzeti érdesség és az intenzív akkumuláció csökkenti hatásfokukat, ami tovább fokozza az árvízi kockázatot. Az árhullámok gyorsabb levonulását már az is segíthetné, ha legalább ezeket a vízvezető sávokat folyamatosan tisztán tartanák.

Az akkumuláció miatt a partok egyre jobban kiemelkednek, a folyóhátak és övzátonyok magasodásával és szélesedésével, miközben a hullámtér belső területei egyre síkabbá és egységesebb felszínűvé válnak. A folyószabályozás előtti, természetesen fejlődő formák és a szabályozások következtében létrejött mesterséges formák a feltöltődés következtében lassan eltűnnek. A meder partél menti formáinak (folyóhát, övzátony) intenzív épülése miatt az árvizek egyre magasabb vízállásnál tudnak kilépni a hullámtérre, ami pozitív visszacsatolással tovább növeli épülésüket. Viszont a terepi tapasztalataim azt mutatják, hogy a tömegmozgások révén, a parton felhalmozódott anyag egy része visszakerülhet a mederbe, csökkentve a part menti túlmagasodott felszínek szerepét.

Összegezve a fentieket arra a véleményre jutottam, hogy az árvizek magasságának és levonulási idejének az utóbbi évtizedekben tapasztalt megnövekedésében fontos szerepet kaphat a hullámtér érdességének növekedése. A növényzetből eredő érdesség a folyószabályozások óta megduplázódott, főként az utóbbi évtizedekben, és a tendencia folytatódhat, ha az özön fajok egyre nagyobb mértékben telepednek meg a hullámtéren. Ez azt jelenti, hogy az árvízi kockázat mérsékléséhez a hullámterek folyamatos karbantartása és az idősebb erdők fenntartása lenne szükséges.

8. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani a témavezetőmnek, Dr. Kiss Tímeának az elmúlt években nyújtott szakmai támogatásért, a folyamatos iránymutatásért és bátorításért.

Szeretném megköszöni a Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék dolgozóinak a dolgozat megírásához adott hasznos tanácsaikat. Külön köszönöm Fekete Istvánnak a laboratóriumban végzett munkáját, Tápai Ibolyának a laboratóriumi vizsgálatok során nyújtott segítségét, és Gresó Zsoltnak a Wolverhamptoni Egyetemen végzett méréseit. Továbbá köszönöm azon egyetemi hallgatók munkáját, akik a terepi mérések során segítettek.

Köszönettel tartozom az ATIKÖVIZIG és a KÖTIKÖVIZIG munkatársainak – legfőképp Vajk Ödönnek – a rendelkezésemre bocsátott adatokért.

Szeretnék köszönetet mondani az Elgoscar-2000 Kft. vezetőségének a dolgozat megírásához biztosított szabadidőért.

Hálásan köszönöm férjemnek, családomnak és barátaimnak a folyamatos biztatást, a türelmet valamint a mintavétel és a dolgozat megírása során nyújtott segítséget.

9. Irodalomjegyzék

Alloway B.J. 1999: Land contamination and reclamation. In: Harrison R.M. (edt.): Understandig our environment. An introduction to environmental chemistry and pollution. Royal Society of Chemistry, 199-236.

Andó M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. SZTE TFT, Szeged, 168.

Asselman N.E.M. – Middelkoop H. 1995: Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes. Earth Surface Processes and Landforms 20, 481-499.

Asselman N.E.M. – Middelkoop H. 1998: Temporal variability of contemporary floodplain sedimentation in the Rhine-Meuse delta, The Netherlandand. Earth Surface Processes and Landforms 23, 595–609.

Asselman N.E.M. – Wijngaarden M. 2002: Development and application of a 1D floodplain sedimentation model for the River Rhine in The Netherlands. Journal of Hydrology 268, 127–142.

Bakonyi P. 2003: A Közép- és Alsó-Tisza egydimenziós modellezése. In: Szlávik L. (szerk.): Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001. évi ár- és belvizekről. Vízügyi Közl különsz. 4, 173-189.

Báldi T. 1994: Elemző (általános) földtan I. Kézirat ELTE TTK, Budapest, 309.

Bálint Z. – Konecsny K. – Szabó J. A. 2001: Az erdőborítottság változásának hatása a Felső-Tisza vízjárására. MHT XIX. vándorgyűlésén elhangzott előadás 1-10.

Balogh J. – Nagy I. – Schweitzer F. 2005: A Közép-Tisza mente geomorfológiai adottságainak és a hullámterek feliszapolódásának vizsgálata mintaterületeken. Földrajzi Értesítő 54/1-3, 29-59.

Balogh K. 1991: A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége. In: Balogh K. (szerk.): Szedimentológia I. Akadémiai Kiadó, Budapest, 155-156.

Benedetti M.M. 2003: Controls on overbank deposition in the Upper Mississippi River. Geomorphology 56, 271-290.

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

Bogárdi J. 1955: A hordalékmozgás elmélete. Akadémia Kiadó, Budapest, 543.

Bogárdi J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítása. Akadémiai Kiadó, Budapest, 826.

Borsy Z. – Félegyházi E. – Csongor É. 1989: A Bodrogköz kialakulása és vízhálózatának változásai. Alföldi Tanulmányok 13, 65-83.

Borsy Z. 1972: Üledék- és morfológiai vizsgálat a Szatmári-síkon az 1970. évi árvíz után. Földrajzi Közlemények 96/1, 38-42.

Borsy Z. 1982: Az Alföld hordalékkúpjainak fejlődéstörténete. BGyTF Tudományos Közleményei1982-től. Nyíregyháza, 5-37.

Borsy Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. Földrajzi Értesítő 38/3-4, 211-224.

Botár I.– Károlyi Zs. 1971a: A Tisza szabályozása I. Vízügyi Történeti Füzetek Budapest, 75.

Botár I.– Károlyi Zs. 1971b: A Tisza szabályozása II. Vízügyi Történeti Füzetek Budapest, 85.

Botlik A. 2005: Az ártéri akkumuláció vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Diplomamunka, Szeged, TFGT, 1-53.

Braun M. – Szalóki I. – Posta J. – Dezső Z. 2003: Üledék felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. MHT XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD kiadvány), 2/2. 1-11.

Brezdán M. 2011: A vízjárás változása a Tisza dél-alföldi szakaszán. In: Rakonczai J (szerk.): Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 7, Békéscsaba 199-210.

Brierley G.J. – Murn C.P. 1997: Europe, an impacts on downstream sediment transfer and bank erosion in Cobargo catchment, New South Wales, Australia. Catena 31, 119-136.

Brooks G.R. 2005: Overbank deposition along the concave side of the Red River meanders, Manitoba, and its geomorphic significance. Earth Surface Processes and Landforms 30, 1617-1632.

Brown A.G. 1983: An analysis of overbank deposits of a flood at Blandford-Forum, Dorset, England. Revue de Geomorphologie Dynamique 32, 95-99.

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.

Cazanacli D. – Smith N.D. 1998: A study of morphology and texture of natural levees, Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. Geomorphology 25, 43–55.

Chan L.S. – Ng S.L. – Davis A.M. – Yim W.W.S. – Yeung C.H. 2001: Magnetic properties and heavy-metal contents of contaminated seabed sediment of Penny's Bay, Hong Kong. Marine Pollution Bulletin 42/7, 569-583.

Chorley R.J. – Schumm S.A. – Sugden D.E. 1985: Geomorphology. Methuen, London, 607.

Chow V.T. 1959: Open-channel hydraulics. McGraw-Hill, New York, 89-127.

Collins A.L. – Walling D.E. – Leeks G.J.L. 1997: Use of the geochemical record preserved in floodplain deposits reconstruct recent changes in river basin sediment sources. Geomorphology 19, 151-167.

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 Surface Processes and Landforms 30, 813–821.

Corenblit D. – Tabacchi E. – Steiger J. – Gurnell A.M. 2007: Reciprocal interactions and adjustments between fluvial landforms and vegetation dynamics in river corridors: A review of complementary approaches. Earth-Science Reviews 84, 56–86.

Czeglédi I. 2003: Hullámtéri erdőgazdálkodás. A Szolnoki Műhely Szemelvények a Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztésének megalapozó tanulmányaiból. Szolnok, 77-88.

Csépes E. – Bancsi I. – Végvári P. – Aranyné Rózsavári A. 2003: Hordalékviszonyok vizsgálata a Tisza középső (Kisköre-Szolnok közötti) szakaszán. MHT XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD kiadvány), 2/3. 1-10.

Csépes E. – Nagy M. – Bancsi I. – Végvári P. – Kovács P. – Szilágyi E. 2000: A vízminőség alakulása a Tisza középső szakaszán az évszázad egyik legnagyobb árvizének tükrében. Hidrológiai Közlöny 80/5, 285-287.

Daniels J.M. 2003: Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment. Geomorphology 56, 225–242.

Dezső Z. – Szabó Sz. – Bihari Á. 2009: Tiszai hullámtér feltöltődésének időbeli alakulása a ^{137}Cs-izotóp gamma-spektrometriai vizsgálata alapján. In: Mócsy I. – Szacsvai K. – Urák I. – Zsigmond A.R. (szerk.): Proc. V. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, Sapientia-Erdélyi Magyar Tudományegyetem, Kolozsvár 438-443.

Dezső Zs. – Bartholy J. – Barcza Z. – Pongrácz R. – Bogárdi I. 2003: A felszínborítottság változásának vizsgálata a Felső-Tisza vízgyűjtőn műholdadatok felhasználásával. MHT XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD kiadvány), 2/1. 1-9.

Doolitle W.E. 2006: Agricultural manipulation of floodplains in the southern Basin and Range Province. Catena 65, 179-199.

Downs P.W. – Gregory K.J. 2004: River channel management. Oxford, 395.

Dövényi Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 876.

Dunka S. – Fejér L. – Vágás I. 1996: A verítékes honfoglalás. A Tisza szabályozás története. Bp, 215.

Félegyházi E. – Kiss T. – Szabó J. 1999: Természetföldrajzi gyakorlatok. Debrecen, 67-114.

Félegyházi E. – Lóki J. – Szabó J. 2003: A folyó őstörténete, a mai Tisza kialakulása az Alföldön. In: Teplán I. (szerk.): A Tisza vízrendszer I. kötet Budapest, 29-39.

Félegyházi E. – Szabó J. – Szántó Zs. – Tóth Cs. 2004: Adalékok az Északkelet-Alföld pleisztocén végi, holocén felszínfejlődéséhez újabb vizsgálatok alapján. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD-kiadvány), Szeged, 1-9.

Félegyházi E. 2008: Ártéri lapályok elhagyott meder- és morotvatavainak feltöltődési sebessége. In: Kiss T. – Mezősi G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok 2, Szeged, 55-65.

Félegyházi E. 2010: A bodrogzugi Nagy Tökös-tó üledékének palinológiai értékelése. In: Lóki J. (szerk.): Interdiszciplinaritás a természet- és társadalomtudományokban. DE-TGT Debr, 95-102.

Félegyházi P. 1929: A Tisza folyó jellegzetes szakaszainak és az egész Tiszának átlagos szelvény adataiban a szabályozás kezdete óta 1922. évig beállott változások és azok összehasonlítása. Vízügyi Közlemények 11, 93-102.

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

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

Fiala K. 2002: A Tisza felszínformáló tevékenységének vizsgálata Mindszentnél. Diplomamunka, Szeged, TFGT, 49.
Florsheim J.L. – Mount J.F. 2003: Changes in lowland floodplain sedimentation processes: pre-disturbance to post-rehabilitation, Cosumnes River, CA. Geomorphology 56, 305–323.
Foster I.D.L. – Boardman J. – Keay-Bright J. 2007: Sediment tracing and environmental history for two small catchments, Karoo Uplands, South Africa. Geomorphology 90, 126–143.
Foulds S.A. – Macklin M.G. 2006: Holocene land-use change and its impact on river basin dynamics in Great Britain and Ireland. Progress in Physical Geography 30/5, 589–604.
Frisnyák S. 1988: Magyarország földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest, 34-43.
Fryirs K.A. – Brierley G.J. – Preston N.J. – Spencer J. 2007: Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. Geomorphology 84, 297–316.
Fryirs K.A. – Brierley G.J. 2001: Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, Australia: implications for geomorphic river recovery. Geomorphology 38, 237–265.
Gábris Gy. – Félegyházi E. – Nagy B. – Ruszkiczay Zs. 2001: A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. I. Magyar Földrajzi Konferencia (CD-kiadvány), Szeged, 1-10.
Gábris Gy. – Telbisz T. – Nagy B. – Bellardinelli E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. Vízügyi Közlemények 84/3. 305-322.
Gábris Gy. – Tímár G. – Somhegyi A. – Nagy I. 2004: Árvízi tározás vagy ártéri gazdálkodás a tisza mentén. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), 1-18.
Gábris Gy. 1985: Az Alföld holocén paleohidrológiai vázlata. Földrajzi Értesítő 34, 391-408.
Gauzer B. – Bartha P. 2003: Árvízi szimulációs vizsgálatok a Felső-Tiszán az 1998. novemberi árhullám alapján. In: Szlávik L. (szerk.): Az 1998. évi árvíz. Vízügyi Közlemények különszám 1, 93-105.
Geerling G.W. – Kater E. – van den Brink C. – Baptist M.J. – Regas A.M.J. – Smits A.J.M. 2008: Nature rehabilitation by floodplain excavation: The hydraulic effect of 16 years of sedimentation and vegetation succession along the Waal River, NL. Geomorphology 99, 317-328.
Gell P. – Fluin J. – Tibby J. – Hancock G. – Harrison J. – Zawadzki A. – Haynes D. – Khanum S. – Little F. – Walsh B. 2009: Anthropogenic acceleration of sediment accretion in lowland floodplain wetlands, Murray–Darling Basin, Australia. Geomorphology 108, 122-126.
Georgeaud W.M. – Rochette P. – Ambrosi J.P. – Vandamme D. – Williamson D. 1997: Relationship between heavy metals and magnetic properties in a large polluted catchment: The Etang de Berre (South of France). Physics and Chemistry of the Earth 22/1-2, 211-214.
Glasby G.P. – Szefer P. – Geldon J. – Warzocha J. 2004: Heavy-metal pollution of sediments from Szczecin Lagoon and the Gdansk Basin, Poland. Science of the Total Environment 330, 249-269.
Gomez B. – Eden D.N. – Peacock D.H. – Pinkey E.J. 1998: Floodplain construction by recent, rapid vertical accretion: Waipaoa River, New Zealand. Earth Surf. Proc. and Landforms 23, 405-413.
Gomez B. – Mertes L.A.K. – Phillips J.D. – Magilligan F.J. – James L.A. 1995: Sediment characteristics of an extreme flood: 1993 upper Mississippi River valley. Geology 23/11. 963-966.
Gomez B. – Phillips J.D. – Magillan F.J. – James L.A. 1997: Floodplain sedimenation and sesnsitivity: summer 1993 flood, Upper Mississippi River Valley. Earth Surface Processes and Landforms 22, 923–936.
Goudie A. (edt.) 1990: Geomorphological Techniques. London and New York, 280-301.
Gönczy S. – Molnár J. 2004: A Tisza vízjárás változások valószínű okai. Műszaki Szemle 25, 9-15.
Gregory K.J. – Benito G. – Downs P.W. 2008: Applying fluvial geomorphology to river channel management: Background for progress towards a palaeohydrology protocol. Geomorphology 98, 153–172.
Gresó Zs. 2003: Tiszai és marosi ártéri üledékek mágneses tulajdonságainak vizsgálata. Szakdolgozat, Szeged, TFT 1-56.
Gurnell A.M. – Gregory K.J. 1995: Interactions between semi-natural vegetation and hydrogeomorphological processes. Geomorphology 13, 49-69.
Gurnell A.M. 2007: Analogies between mineral sediment and vegetative particle dynamics in fluvial systems. Geomorphology 89, 9–22.

Hardy R.J. – Bates P.D. – Anderson M.G 2000: Modelling suspended sediment deposition on a fluvial floodplain using a two-dimensional dynamic finite element model. J.of Hydrology 229, 202–218.
Helmiö T. 2002: Unsteady 1D flow model of compound channel with vegetated floodplains. Journal of Hydrology 269, 89-99.
Hohensinner S. – Habersack H. – Jungwirth M. – Zauner G. 2004: Reconstruction of the characteristics of a natural alluvial river-floodplain system and hydromorphological changes following human modifications: the Danube River (1812–1991). River Research and Applications 20, 25-41.
Hooke J.M. – Mant J.M. 2000: Geomorphological impacts of a flood event on ephemeral channels in SE Spain. Geomorphology 34, 163–180.
Hudson P.F. – Heitmuller F.T. 2003: Local- and watershed-scale controls on the spatial variability of natural levee deposits in a large fine-grained floodplain: Lower Pánuco Basin, Mexico. Geomorphology 56, 255–269.
Hudson P.F. – Middelkoop H. – Stouthamer E. 2008: Flood management along the Lower Mississippi and Rhine Rivers (The Netherlands) and the continuum of geomorphic adjustment. Geomorphology 101, 209–236.
Hughes A.O. – Croke J.C. – Pietsch T.J. – Olley J.M. 2010: Changes in the rates of floodplain and in-channel bench accretion in response to catchment disturbance, central Queensland, Australia. Geomorphology 114, 338–347.
Hupp C.R. – Bornette G. 2003: Vegetation, fluvial processes and landforms in temperate areas. In: Piegay H. – Kondolf M. (eds.): Tools in Fluvial Geomorphology. Wiley, Chichester, 269-288.
Hupp C.R. – Noe G.B. – Schenk E.R. 2010: Floodplains, equilibrium, and fluvial geomorphic impacts of human alterations. 2nd Joint Federal Interagency Conference, Las vegas, NV, 1-12.
Hupp C.R. – Simon A. 1991: Bank accretion and the development of vegetated depositional surfaces along modified alluvial channels. Geomorphology 4, 111-124.
Hutchinson S.M. 1995: Use of magnetic and radiometric measurements to investigate erosion and sedimentation in a Brithish upland catchment. Earth Surf. Proc.Landforms, 20, 293-314.
Iglesias P.A. – Quintana B. – Rubio B. – Arlucea M.P. 2007: Sedimentation rates and trace metal input history in intertidal sediments from San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain) derived from ^{210}Pb and ^{137}Cs chronology. Journal of Environmental Radioactivity 98, 229-250.
Ihrig D. (szerk.) 1973: A magyar vízszabályozás története. Budapest, 398.
Illés L. – Konecsny K. 2000: Az erdő hidrológiai hatása az árvizek kialakulására a Felső-Tisza vízgyűjtőben. Vízügyi Közlemények 82/2. 167-199.
Iványi B. 1948: A Tisza kisvizi szabályozása I-II. Vízügyi Közlemények 1948/2-3, 9-159, 271-435.
Jakucs L. 1982: Az árvizek gyakoriságának okai és annak tényezői a Tisza vízrendszerében. Földrajzi Közlemények 30, 212-236.
Károlyi Z. 1960: A Tisza mederváltozásai, különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI, Tanulmányok és kutatási Eredmények sorozat 8, Budapest, 102.
Károlyi Zs – Nemes G. 1975b: A Közép-Tiszavidék vízügyi múltja II. (1846-1944). Budapest, 134.
Károlyi Zs. – Nemes G. – Pálhidy Cs. 1976: A Közép-Tiszavidék vízügyi múltja III. Budapest, 168.
Károlyi Zs. – Nemes G. 1975a: A Közép-Tiszavidék vízügyi múltja I. (895-1846). Budapest, 114.
Kasai M. – Brierley G.J. – Page M.J. – Marutani T. – Trustrum N.A. 2005: Impacts of land use change on patterns of sediment flux in Weraamaia catchment, New Zealand. Catena 64, 27–60.
Keesstra S.D. – van Huissteden J. – Vandenberghe J. – Dam O.V. – de Gier J. – Pleizier I.D. 2005: Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land-use changes. Geomorphology 69, 191–207.
Keesstra S.D. 2007: Impact of natural reforestation on floodplain sedimentation in the Dragonja basin, SW Slovenia. Earth Surface Processes and Landforms 32, 49-65.
Keller P. – Marsovszki G. 1992: Az ATIVIZIG kezelésébe tartozó Tisza szakasz általános szabályozási terve és annak megvalósulását elősegítő tudományos vizsgálatok eredményei. MHT X. Országos Vándorgyűlése, Szeged, 152-170.
Kesel R.H. – Dunne K.C. – McDonald R.C. – Allison K.R. 1974: Lateral erosion and overbank deposition on the Mississippi River in Luisiana, caused by 1973 flooding. Geology 2/9, 461-464.
Kesel R.H. 2003: Human modifications to the sediment regime of the Lower Mississippi River flood plain. Geomorphology 56, 325-334.

King J. – Banerjee S. – Marvin J. – Özdemir Ö. 1982: A comparison of different magnetic methods of determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. Science 21, 687-697.
Kiss T. – Fejes A. 2000: Flood caused sedimentation on the foreshore of the River Tisza. Acta Geographica 37, 51-55.
Kiss T. – Fiala K. – Sipos Gy. 2008: Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). Geomorphology 98, 96-110.
Kiss T. – Oroszi V.Gy. – Sipos Gy. – Fiala K. – Benyhe B. 2011: Accelerated overbank accumulation after nineteenth century river regulation works: A case study on the Maros River, Hungary. Geomorphology, doi:10.1016/j.geomorph.2011.08.017
Kiss T. – Sándor A. 2009: Land-use changes and their effect on floodplain aggradation along the Middle-Tisza River, Hungary. AGD Landscape and Environment 3/1, 1-10.
Kiss T. – 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. – Sipos Gy. 2009: Dendrológia alkalmazása a geomorgológiai kutatások során: A szigetvándorlás vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Földrajzi Közlemények 133/1, 13-21.
Kiss T. – Sipos Gy.– Fiala K. 2002: Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. Vízügyi Közlemények 84, 456-472.
Kiss T. –Sándor A. –Gresó Zs. 2004: Investigation on the rate of floodplain sediment accumulation int he Mártély embayment of the Lower Tisza. Acta Geographica Tomus 38. 15-26.
Klimek K. 2002: Human-induced overbank sedimenation in the foreland of the Eastern Sudety Mountains. Earth Surface Processes and Landforms 27, 391–402.
Knighton D. 1998: Fluvial forms and processes. Arnold Publ. Oxford, 383.
Knox J.C. 1987: Historical Valley Floor Sedimentation in the Upper Mississippi Valley. Annals of the Association of American Geographers 77, 224-244.
Knox J.C. 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. Geomorphology 79, 286-310.
Konecsny K. 2000: Az országhatáron túli tájátalakítás hatása az Alföld vízviszonyaira. In: Pálfai I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 6, 27-45.
Konecsny K. 2002: Hegy és dombvidéki erdők hatása a lefolyásra, különös tekintettel a Felső-Tisza vízgyűjtőjére. Hidrológiai Közlöny 82/6, 327-331.
Kovács Gy. 1974: A felszíni lefolyás általános vizsgálata és az árvizek előrejelzése. Vízügyi Közlemények, 56/1, 5-59.
Kovács S. – Váriné Szöllősi I. 2003: A Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztését megalapozó hidrológiai és hullámtér hidraulikai vizsgálatok eredményei a Közép-Tiszán. MHT XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD kiadvány), 2/12. 1-11.
Kovács S. 2003: A hullámtér árvízlevezető képességének javítása. In: Az árvízkezelés kihívásai a XXI. században (CD kiadvány), 8/2. 1-10.
Kovács S. 2007: Kisköre, déli országhatár közötti Tisza szakasz lefolyásviszonyainak jellemzése, ATIKÖVIZIG és KÖTIKÖVIZIG, Kézirat, 1-43.
Kozák M. – Rátky I. 1999: Hullámtér szélességének és beépítettségének hatása az árvízszintekre. Vízügyi Közlemények 81, 311-317.
Kroes D.E. – Hupp C.R. 2010: The effect of channelization on floodplain sediment deposition and subsidemce along the Pocomoke River, Maryland. J.Am. Water Resources Ass. 46/4, 686-699.
Kvassay J. 1902: A szabályozások hatása a folyók vízjárására Magyarországon. Budapest, 15-18.
Lászlóffy W. 1971. Az urbanizáció hidrológiai hatásai. Földrajzi Közlemények 95/2-3, 169-173.
Lászlóffy W. 1982: A Tisza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 610.
Lecce S.A. – Pavlowsky P.T. 2001: Use of mining-contaminated sediment tracers to investigate the timing and rates of historical flood plain sedimentation. Geomorphology 38, 85–108.
Lecce S.A. – Pavlowsky R.T. 2004: Spatial and temporal variations in the grain-size characteristics of historical flood plain deposits, Blue River, Wisconsin, USA. Geomorphology 61, 361-371.
Liébault F. – Gomez B. – Page M. – Marden M. – Peacock D. – Richard D. – Trotter C. 2005: Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. River Research and Applications 21, 739–756.

Lóczy D. – Kiss T. 2008: Ártérfejlődés és holtágfeltöltődés sebességének vizsgálata. In: Kiss T. – Mezősi G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok 2, Szegedi Egyetemi Kiadó, Szeged, 43-55.

Lóczy D. 2008: Fluvial landscape pattern in an agricultural Danubian floodplain. In: Kertész Á. – Kovács Z. (szerk.): Dimensions and Trends in Hungarian Geography. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 101-109.

Lóki J. – Szabó J. – Konecsny K. – Szabó G. – Szabó Sz. 2004: Az erdősültség és az árhullámok kapcsolata a Felső-Tisza-vidéken. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), Szeged, 1-21.

Lovász Gy. 2005: A hullámtéri akkumuláció gyakorisága a Tisza középső szakaszán. Földrajzi közlemények 129/3-4, 125-132.

Magiera T. – Strzyszcz Z. – Kapicka A. – Petrovsky E. 2006: Discrimination of lithogenic and antropogenic influences on topsoil magnetic susceptibility in Central Europe. Geoderma 130, 299-311.

Mahaney W.C. – Terasmae J. 1988: Notes on radiocarbon-dated Holocene soils in Rouge River basin, South-Central Ontario. Acta Geologica Hungarica 31, 153-163.

Maher B.A. 1986: Characterization of soils by mineral magnetic measurements. Physics of the Earth and Planetary Interiors 42, 76-92.

Mariott S. 1992: Textural analysis and modelling of a flood deposit: River Severn, U.K. Earth Surface Processes and Landforms 17, 687-697.

Martin C.W. 2000: Heavy metal trends in floodplain sediments and valley fill, River Lahn, Germany. Catena 39, 53–68.

Mezősi G. 2008: Magyarország környezetföldrajza. Földrajzi tanulmányok 3, 46-68.

Middelkoop H. – Asselman 1998: Spatial variability of floodplain sedimentation at the event scale in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. Earth Surface Processes and Landforms 23, 561-573.

Miguel E. – Charlesworth S. – Ordónez A. – Seijas E. 2005: Geochemical fingerprints and controls in the sediments o fan urban river: River Manzanares, Madrid (Spain). Science of the Total Environment 340, 137-148.

Mike K. 1991: Magyarország ősvízrajza és felszíni vizeinek története. Budapest, 361-572.

Miller J. – Barr R. – Grow D. – Lechler P. – Richardson D. – Waltman K. – Warwick J. 1999: Effect of the 1997 flood on the transport and storage of sediment and mercury within the Carson River valley, West-Central Nevada. Journal of Geology 107/3, 313-328.

Mizugaki S. – Nakamura F. – Araya T. 2006: Using dendrogeomorphology and ^{137}Cs and ^{210}Pb radiochronology to estimate recent changes in sedimentation rates in Kushiro Mire, Northern Japan, resulting from land use change and river channelization. Catena 68, 25–40.

Mücher H.J. – Slotboom R.T. – ten Veen W.J. 1990: Palynology and micro-morphology of a man-made soil. A reconstruction of the agricultural history since late-medieval times of the Posteles in the Netherlands. Catena 17, 55-67.

Nagy Á. – Vajk Ö. – Tóth T. – Sztanó O. 2005: Természetes folyófejlődés a gátak közé szorított Közép-Tiszán. Hidrológiai Közlöny 85/5, 55-62.

Nagy B. (szerk.) 2002: A felső-tiszai árvizek kialakulásának tényezői, különös tekintettel az utóbbi évek katasztrófáira, illetve azok elhárításának lehetőségeire. Beregszász, 96.

Nagy I. – Schweitzer F. – Alföldi L. 2001: A hullámtéri hordalék-lerakódás (övzátony). Vízügyi Közlemények 83/4, 539-564.

Nanson G.C. – Croke J.C. 1992: A genetic classification of floodplains. Geomorphology 4, 459-486.

Németh E. 1959: Hidrológia és hidrometria. Tankönyvkiadó, Budapest, 179-210.

Nicholas A.P. – Walling D.E. – Sweet R.J. – Fang X. 2006: New strategies for upscaling high-resolution flow and overbank sedimentation models to quantify floodplain sediment storage at the catchment scale. Journal of Hydrology 329, 577-594.

Nicholas A.P. – Walling D.E. 1996: The significance of particle aggradation in the overbank deposition of suspended sediment on river floodplains. Journal of Hydrology 186, 275-293.

Nicholas A.P. – Walling D.E. 1997. Investigating spatial patterns of medium-term overbank sedimentation on floodplains: a combined numerical modelling and radiocaesium-based approach. Geomorphology 19, 133-150.

Nováky B. 1988: Az évi lefolyás változékonyságának függése az éghajlati elemektől. Hidrológiai Közlöny 68/6, 313-319.
Oldfield F. 1991: Environmental Magnetism – a personal perspective. Quat. Science Reviews 10, 73-85.
Orlóci I. – Szesztay K. 2004: Árvízi kockázat a Tisza vízrendszerében. Vízügyi Közl. 86/3-4, 373-421.
Oroszi V. – Kiss T. 2004: Folyószabályozás hatására felgyorsult hullámtér-feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), Szeged, 1-20.
Oroszi V. – Kiss T. 2006: Területhasználat-változás a Maros egy hullámtéri öblözetében a XIX. századtól napjainkig. Tájökológiai Lapok 4/2, 309-316.
Oroszi V. – Sándor A. – Kiss T. 2006: A 2005. tavaszi árvíz által okozott ártérfeltöltődés a Maros és a Közép-Tisza egy rövid szakasza mentén. In: Kiss A. – Mezősi G. – Sümegi Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére. Szeged, 551-561.
Oroszi V. 2008: Egy árvíz okozta ártérfeltöltődés: a maros 2006. évi áradása által lerakott hullámtéri üledék vizsgálata. In: Kiss T. – Mezősi G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Szeged, 73-83.
Oroszi V. 2009: Hullámtér-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, Szeged, 135.
Orr H.G. – Carling P.A. 2006: Hydro-climatic and land use changes in the River Lune catchment, NW England, implications for catchment management. River Research and Applications, 239–255.
Osán J. – Kurunczi S. – Török S. – Van Grieken R. 2002: X-Ray analysis of riverbank sedimnet of the Tisza (Hungary): identification of particles from a mine pollution event. Spectrochimica Acta Part B. 57, 413-422.
Owens P.N. – Batalla R.J. – Collins A.J. – Gomez B. – Hicks D.M. – Horowitz A.J. – Kondolf G.M. – Marden M. – Page M.J. – Peacock D.H. – Petticrew E.L. – Salomons W. – Trustrum N.A. 2005: Fine-grained sediment in river systems: environmental significance and management issues. River Research and Applications 21, 693-717.
Owens P.N. – Walling D.E. – Leeks G.J.L. 1999: Use of floodplain sediment cores to investigate recent historical changes in overbank sedimentation rates and sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. Catena, 36/1-2, 21-47.
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 Surface Processes and Landforms 27, 403-423.
Pálfai I. (szerk.) 2001: Magyarország holtágai. KVM, Budapest, 70-111.
Pécsi M. (szerk.) 1969: A tiszai Alföld. Akadémiai Kiadó Budapest, 381.
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.
Pierce A.R. – King S.L. 2008: Spatial dynamics of overbank sedimentation in floodplain systems. Geomorphology 100, 256–268.
Pizzuto J.E. 1987: Sediment diffusion during overbank flows. Sedimentology 34, 301-317.
Provansal M. – Villiet J. – Eyrolle F. – Raccasi G. – Gurriaran R. – Antonelli C. 2010: High-resolution evaluation of recent bank accretion rate of the managed Rhone: A case study by multi-proxy approach. Geomorphology 117, 287–297.
Rakonczai J. – Kozák P. 2009: Az Alsó-Tisza-vidék és a Tisza. Földrajzi Közlemények 133/4, 385-395.
Rakonczai J. 2000: A környezet-átalakítás hidrogeográfiai összefüggései az Alföldön. In: Pálfai I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 6, 16-26.
Rakonczai J. 2011: Az Alföld tájváltozásai és a klímaváltozás. In: Rakonczai J (szerk.): Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 7, Békéscsaba 137-148.
Rakonczay Z. (szerk.) 1987: Kiskunságtól a Sárrétig. A Dél-Alföld természeti értékei. Bp, 195-209.
Rátky I. – Farkas P. 2003: A növényzet hatása a hullámtér vízszállító képességére. Vízügyi Közlemények 85/2, 246-264.
Rátky I. 2003: Összetett szelvényű medrek vízszállítása, Szolnok térségében a hullámtér-rendezés hatása. MHT XXI. Vándorgyűlésen elhangzott előadás 1-11.
Ritchie J. C. – Hawks P.H. – McHenry J. R. 1975: Deposition rates in valleys determined using fallout Cesium-137. Geological Society of America Bulletin 86, 1128-1130.

Ritchie J.C. – Finney V.L. – Oster K.J. – Ritchie C.A. 2004: Sediment deposition in the flood plain of Stemple Creek Watershed, northern California. Geomorphology 61, 347–360.
Rónai A. 1959: Adatok a folyók üledékképző munkájának ismertetéséhez. Hidrológiai Közl. 39/1, 1-16.
Rustomji P. – Pietsch T. 2007: Alluvial sedimentation rates from southeastern Australia indicate post-European settlement landscape recovery. Geomorphology 90, 73–90.
Sándor A. – Kiss T. 2006: A hullámtéri akkumuláció meghatározása mágneses szuszceptibilitás és röntgensugaras mérések segítségével, közép-tiszai mintaterületeken. III. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), 1-10.
Sándor A. – Kiss T. 2006: A hullámtéri üledék felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán. Hidrológiai Közlöny 86/2, 58-62.
Sándor A. – Kiss T. 2007: A 2006. tavaszi árvíz okozta feltöltődés mértéke és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnoknál. Hidrológiai Közlöny 87/4, 19-24.
Sándor A. – Kiss T. 2008: A területhasználat változás hatása az üledék-felhalmozódásra, közép-tiszai vizsgálatok alapján. IV. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), 1-6.
Sándor A. – Kiss T. 2008: Floodplain aggradation caused by the high magnitude flood of 2006 in the Lower Tisza Region, Hungary. Journal of Env. Geogr. 1/1-2. 31-39.
Sándor A. 2005: A hullámtér feltöltődés mértéke és hatása az árvizek alakulására. A környezettudomány elmélete és gyakorlata Tudományos Konferencia (CD kiadvány), 1-10.
Schweitzer F. – Nagy I. – Alföldi L. 2002: Jelenkori övzátony (parti gát) képződés és hullámtéri lerakódás a Közép-Tisza térségében. Földrajzi értesítő 51/3-4, 257-278.
Schweitzer F. 2001: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. Folyóink hullámtereinek fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. Földrajzi Értesítő 50/1-4, 63-72.
Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, Szeged, TFGT, 120.
Somogyi S. (szerk.) 2000: A XIX. század folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet Budapest, 302.
Somogyi S. 1974: Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782-1950 közötti térképfelvételek tükrében. Földrajzi Értesítő 23/1, 27-36.
Somogyi S. 1980: Korábbi és újabb társadalmi hatások a magyar folyók életére. Alföldi tanulmányok 19-35.
Somogyi S. 1997: Hazánk vízrajza a honfoglalás idején és változásainak tájrajzi vonatkozásai. In: Füleki Gy. (szerk.): A táj változásai a Honfoglalás óta a Kárpát medencében. Konferencia Kiadvány. Gödöllő, 41-57.
Soster F.M – Matisoff G. – Whiting P.J. – Fornes W. – Ketterer M. – Szechenyi S. 2007: Floodplain sedimentation rates in an alpine watershed determined by radionuclide techniques. Earth Surface Processes and Landforms 32, 2038–2051.
Steiger J. – Gurnell A.M. – Ergenzinger P. – Snelder D.D. 2001a: Sedimentation in the riparian zone of an incising river. Earth Surface Processes and Landforms 26, 91-108.
Steiger J. – Gurnell A.M. – Goodson J.M. 2003: Quantifying and characterizing contemporary riparian sedimentation. River Research and Applications 19, 335–352.
Steiger J. – Gurnell A.M. – Petts G.E. 2001b: Sediment deposition along the channel margins of a reach of the middle River Severn, UK. Regulated Rivers: Res. Mgmt. 17, 443–460.
Steiger J. – Gurnell A.M. 2002: Spatial hydrogeomorphological influences on sediment and nutrient deposition in riparian zones: bservations from the Garonne R., France. Geomorphology 49, 1 –23.
Stokes S. – Walling D.E. 2003: Radiogenic and isotopic methods for the direct dating of fluvial sediments. In: Piegay H. – Kondolf M. (eds.): Tools in Fluvial Geomorphology. Wiley, Chichester, 233-267.
Szabó Sz. – Gosztonyi Gy. – Prokisch J. 2010: Measure of heavy metal load in the floodplain of the River Tisza. In: Christofides G. – Kantiranis N. – Kostopoulos D.S. – Chatzipetros A.A. (eds.): Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece, Special volume 100, 133-139.
Szabó Sz. – Molnár L.Sz. – Gosztonyi Gy. – Posta J. – Prokisch J. 2008: A nehézfém-szennyezettség vizsgálata egy felső-tiszai holtmeder környezetében. In: Demeter G. (szerk.): Geographia Generalis et specialis. Debrecen, 255-260.

Sziebert J. – Zellei L. 2001: Árvizi áramlásmérések. MHT XIX. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD kiadvány), 1-5.
Szigetvári Cs. – Tóth T. 2004: Gyalogakác. In: Mihály B. – Botta-Dukát Z.: Özönnövények. KvVM, Budapest, 187-207.
Szlávik L. – Szekeres J. 2003: Az árvízi vízhozammérések kiértékelésének eredményei és tapasztalatai (1998-2001). In: Szlávik L. (szerk.): Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001 évi ár- és belvizekről. Vízügyi Közlemények különszám 4, 45-58.
Szlávik L. 2000: Az Alföld árvízi veszélyeztetettsége. In: Pálfai I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 6, 64-84.
Szlávik L. 2001: A Tisza-völgy árvízvédelme és fejlesztése. I. Magyar Földrajzi Konferencia (CD-kiadvány), Szeged, 1-52.
Tamási E. 1999: A Dunaújváros-Mohács közötti Duna-szakasz lebegtetett hordalék járásának vizsgálata. Hidrológiai Közlöny 79/1, 41-47.
Taylor M.P. 1996: The variability of heavy metals in floodplain sediments: a case study from mid Wales. Catena 28, 71-87.
Temmerman S. – Govers G. – Meire P. - Wartel S. 2003: Modelling long-term tidal marsh growth under changing tidal conditions and suspended sediment concentrations, Scheldt estuary, Belgium. Marine Geology 193, 151-169.
Temmerman S. – Govers G. – Wartel S. – Meire P. 2004: Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: response to changing sea level and suspended sediment concentrations. Marine Geology 212, 1-19.
Ten Brinke W.B.M. – Schoor M.M. – Sorber A.M. – Berendsen H.J.A. 1998: Overbank sand deposition in relation to transport volumes during large-magnitude floods in the Dutch sand-bed Rhine River system. Earth Surface Processes and Landforms 23, 809-824.
Terry J.P. – Garimella S. – Kostaschuk R.A. 2002: Rates of f loodplain accretion in a tropical island river system impacted by cyclones and large floods. Geomorphology 42, 171- 182.
Terry J.P. – Kostaschuk R.A. – Garimella S. 2006: Sediment deposition rate in the Falefa River basin, Upolu Island, Samoa. Journal of Environmental Radioactivity 86, 45-63.
Thompson R. - Oldfield F. 1986: Environmental magnetism. Allen and Unwin, London, 227.
Thorn C.E. and Welford M.R.1994: The equilibrium concept in Geomorphology. Annals of the Assotiation of American Geographers, 84/4, 666-696.
Tickner D.P. – Angold P.G. – Gurnell A.M. – Mountford O. 2001: Riparian plant invasions: hydrogeomorphological control and ecological impacts. Progress in Physical Geography 25/1, 22–52.
Török I. Gy. 2000: Az alföldi folyók hullámterének szerepe és hasznosítása. In: Pálfai I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. Békéscsaba, 125-132.
Vágás I 2003: Az 1998. novemberi árhullám hidrológiai értékelése a Tisza-völgyi árvizek sorában. In: Szlávik L. (szerk.): Az 1998. évi árvíz. Vízügyi Közlemények különszám 1, 85-91.
Vágás I. 1982: A Tisza árvizei. Budapest, 283.
Vágás I. 2011: A Tisza-völgy árvízmentesítése és mai kérdései. In: Rakonczai J (szerk.): Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 7, Békéscsaba, 189-197.
Váradi J. – Nagy I. 2003: Árvíz, árvízi biztonság a Közép-Tisza vidékén. A Szolnoki Műhely Szemelvények a Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztésének megalapozó tanulmányaiból. Szolnok, 149-161.
Vass R. – Szabó G. – Szabó J. 2009b: Hullámtéri feltöltődés vizsgálata geoinformatikai módszerekkel a Felső-Tisza vidékén. Geoinformatika és domborzatmodellezés 2009. A HunDEM 2009 és a GeoInfo 2009 konferencia és kerekasztal válogatott tanulmányai. 1-10.
Vass R. – Szabó J. – Tóth Cs. 2009a: Ártéri morfológia és akkumuláció kapcsolata felső-tiszai mintaterületeken In: Kiss T. (szerk.): Természetföldrajzi folyamatok és formák. Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciájának Természetföldrajzos Tanulmányai, Szeged 1-11.
Vass R. 2007: Adalékok a mentett ártéri és hullámtéri feltöltődéshez a Beregi-síkon a 2001. évi tiszai árvíz tükrében. Acta GGM Debrecina, Physical Geography Series Debrecen, 2, 229-235.
Walden J. – Oldfield F. – Smith J. (szerk.) 1999: Environmental magnetism: practical guide. Technical Guide, No. 6. Quaternary Research Association, London 243.

Walden J. – Slattery M.C. – Burt T.P. 1997: Use of mineral magnetic measurements to fingerprint suspended sediment sources: approaches and techniques for data analysis. Journal of Hidrology 202, 353-372.

Walling D.E. – He Q. 1997: Use of fallout ^{137}Cs in investigation of overbank sediment deposition on river floodplains. Catena 29, 263-282.

Walling D.E. – He Q. 1998: The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. Geomorphology 24, 209-223.

Walling D.E. – Owens P.N. – Leeks G.J.L. 1997: The characteristic of overbank deposits associated with a major flood event in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, U.K. Catena 31, 53-75.

Walling D.E. – Owens P.N. – Leeks G.J.L. 1998a: The role of channel and floodplain storage in the suspended sediment budget of the River Ouse, Yorkshire, UK. Geomorphology 22, 225-242.

Walling D.E. – Owens P.N. – Leeks G.J.L. 1998b: Erratum to ,,The characteristics of overbank deposits associated with a major flood event in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. Catena 32, 309-331.

Walling D.E. – Peart M.R. – Oldfield F. – Thompson R. 1979: Suspended sediment sources identified by magnetic measurements. Nature 281, 110-113.

Walling D.E. 2005: Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. Science of the Total Environment 344, 159-184.

Wallinga J. – Hobo N. – Cunningham A.C. – Versendaal A.J. – Makaske B. – Middelkoop H. 2010: Sedimentation rates on embanked floodplains determined through quartz optical dating. Quaternary Geochronology 5, 170-175.

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.

Wilson C.A.M.E. 2007: Flow resistance models for flexible submerged vegetation. Journal of Hydrology 342, 213-222.

Winter L.T. – Foster I.D.L. – Charlesworth S.M. – Lees J.A. 2001: Floodplain lakes as sinks for sediment-associated contaminants – a new source of proxy hydrological data? The Science of the Total Environment 266, 187-194.

Wyzga B. – Ciszewski D. 2010: Hydraulic controls on the entrapment of heavy metal-polluted sediments on a floodplain of variable width, the upper Vistula River, southern Poland. Geomorphology 117, 272-286.

Wyzga B. 1999: Estimating mean flow velocity in channel and floodplain areas and its use for explaining the pattern of overbank deposition and floodplain retention. Geomorphology 28, 281-297.

Wyzga B. 2001: Impact of the channelization-induced incision of the Skawa and Wisloka Rivers, Southern Poland, on the conditions of overbank deposition. Regul. Rivers Res. Mgmt. 17, 85-100.

Yu L. – Oldfield F. 1993: Quantitative sediment source ascription using magnetic measurements in a reservoir-catchmant system near Nijar, SE Spain. Earth Surf. Proc. and Landforms 18, 441-454.

Zellei L. – Sziebert J. 2003: Árvizi áramlásmérések tapasztalatai a Tiszán. In: Szlávik L. (szerk.): Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001. évi ár- és belvizekről. Vízügyi Közlemények különszám 4, 133-144.

Zhao Y. – Marriott S. – Rogers J. – Iwugo K. 1999: A preliminary study of heavy metal distribution on the floodplain of the River Severn, UK by a single flood event. The Science of the Total Environment 243-244, 219-231.

10. Summary

Introduction, aims

Record flood stages have became more frequent in the last decades within the catchment of the Tisza River. The causes of the rising flood stages are different: they are in connection with the environmental and landuse changes of the catchment and the local natural and human induced processes along a river section. These processes may occur separately, or they might intensify each others effect.

The natural fluvial processes of Tisza River were mostly altered by river regulation works in the 19-20th centuries. Since the artificial levee construction the fluvial processes have been confined to the narrow artificial floodplain. As the result of channel regulation the evolution of the meanders has became slower or in same cases it has terminated. As the result of the limited lateral erosion the role of overbank aggradation in floodplain geomorphology has increased. Its rate is controlled by several changing environmental factors (e.g. flood hydrology, vegetation, relief).

The primary aim of the research is to measure the overbank floodplain accumulation since the river regulation works (long-term) and after a single flood event (short-term) along the Middle and Lower Tisza River. The following questions were addressed: What is the long-term rate of accumulation on different morphological forms? How did the accumulation rate change spatially and temporally? Which physical and chemical parameters of the deposited sediment could be applied during the comparison of sediment profiles and defining its age? How does the spatial pattern of the deposited sediment change during a single flood (short-term). As the rate and pattern of accumulation change in space and time, it was important to evaluate its influencing factors. Therefore, water stage data of Tisza River, land-use changes, and the resulting vegetation roughness were analyzed and flow velocity was measured on the floodplain. The final objective is to evaluate the drainage capacity reduction of the floodplain caused by accumulation.

Methods

The studied floodplain sections are located in the Middle- and Lower Tisza Region. The spatial and temporal changes in long- and short-term overbank sedimentation were studied applying different methods.

Long-term overbank accumulation

Sample collection and preparation

To evaluate the overbank accumulation since the river regulation works, sediment samples were collected from points where (1) the grain-size of the sediment changed as the result of river regulation works and (2) the overbank accumulation was continuous for hundreds of years. To find connection between these two sites marker-layers were identified and thus the rate of accumulation could be determined.

Altogether 5 sediment-pits were dug in the study areas (Nagykörű: 2; Feketeváros-cutoff: 1; Mártély: 2). Sediment samples were collected at 2 cm intervals. The following properties of the samples were defined: grain-size, organic matter content (%), heavy-metal content (Cd, Ni, Zn, Cu and Pb in ppm) and pH values. On some sediment profiles magnetic susceptibility measurements and X-ray tests were carried out at the University Of Wolverhampton School Of Applied Sciences. The measurements were visualized by TILIA and TILIA Graph software. Based on the cluster-analysis of the samples they were grouped into zones. A shorter-term (5 years) accumulation was also studied applying the same methods in an artificial flood-passage (Árapasztó) at Szolnok, where two pits were dug.

Characterization of flood hydrology

In order to study the hydrological background of the long-term accumulation daily water stage data were analyzed. The data of the Szolnok gauging station (334,6 fkm) were analyzed for

the period of 1876-2010, whilst at the Mindszent gauging station (217,8 fkm) they are available just from 1901. The annual maximum flood level and the annual length of floods were analyzed.

Long-term changes in landuse and vegetation roughness coefficient of the floodplain

The maps of the I-III. Military Surveys and topographic maps were used to determine the long-term changes in roughness coefficient caused by vegetation. The maps and aerial photos (1950, 1965, 1981, 1991 and 2000) were geo-corrected under ERDAS Imagine 8.6 software, then the total area of landuse categories was calculated under Arcview 3.2. A Manning's roughness coefficient was linked to each landuse category, then the area proportional vegetation roughness of the area was calculated.

Short-term overbank accumulation

Sample collection and preparation

The depth of the sediment deposited by a single flood event was studied along cross-sections after the floods of 2005 and 2006. The leaf-litter layer of last autumn and artificial surfaces served as reference levels, therefore the depth of the newly deposited sediment could be precisely measured. (The different colour and structure of the fresh sediment made the measurement easier.) Based on the hundreds of point-data a map was created showing the spatial pattern of the overbank accumulation. At the points where the depth of the sediment was deeper than 3 mm, samples were collected and their grain-size distribution was determined.

Flow velocity measurements

In order to establish a connection between the flood flow velocity and the rate of aggradation a propeller type current meter (GR-21) was used. Unfortunately the date of the measurements were determined by the local authorities, therefore at Nagykörű in 2005 only 14 points were measured, but in 2006 at the Feketeváros study area 35 points along 6 cross-sections and at Mindszent 87 points along 12 cross-sections were measured. At each point the flow velocity was measured at 90 cm depth from the water surface. At some points the vertical profile of flow velocity was also measured to reveal the role of vegetation in altering the flow.

Calculation of vegetation roughness coefficient

In 2006 simultaneously with the mapping of fresh sediment depths the vegetation was surveyed on all study areas. The arboreous (mainly invasive) vegetation density was defined in 3x3 m quadrates, by counting the number of the trees and bushes and by measuring the periphery of their trunks. Based on the newly invested "vegetation index" the separation of quadrates with low vegetation roughness coefficient (some large old trees with thin underwood) and high coefficient (dense, but thin Amorpha bushes) was possible.

The field survey and the aerial photo (made in 2000) were used to create a landuse map of the study sites under ArcView 3.2 software. The vegetation classes were connected to the Manning's roughness factor, then the territory of the different vegetation roughness categories were calculated based on the landuse map.

Calculation of floodplain's drainage capacity

The deposited sediment reduces the cross-sectional area of the floodplain, thus it decreases its flood drainage. Using 1:10 000 scale topographical maps the total cross-sectional area of the floodplain (up to the top of the artificial levees) was calculated. This area represents the water drainage capacity without accumulation and vegetation. The cross-sectional area of the fresh sediment was measured, so the reduction of the floodplain's water drainage capacity (%) was calculated.

Results

Characteristics of long-term overbank floodplain accumulation

Characteristics of floods

Between 1876 and 2010 the length of the floods and their highest stage increased on the Middle and Lower Tisza too. However, since the 1960-70's the floods became increasingly higher and longer at the Middle Tisza than at the Lower Tisza. These hydrological tendencies accelerate the overbank accumulation.

Long-term landuse changes

In the 18th century the mean vegetation roughness coefficient of the floodplain was low (n=0.03), and it slightly had changed until the end of the 19th century. At the time of the river regulation works gallery-forest appeared on the banks, in front of the artificial levee and in the wide floodplain sections. The forests increased the mean roughness coefficient (n=0.034-0.04).

The landuse of the floodplains hardly changed until the 1950's, though along the artificial levee the area of willow and poplar forest became greater than before, increasing the roughness coefficient. In the first half of the 20th century the vegetation roughness doubled (n=0.06-0.09).

After 1950's the floodplains became the area of intensive forestry, whilst the small gardens and arable lands were abandoned, invasive plants species spread and holiday houses were built. By 2000 the floodplain average vegetation roughness coefficient reached n = 0.11-0.15. This dense vegetation could decrease the flood velocity, thus it could significantly influence the rate of floodplain accumulation.

Spatial and temporal changes in long-term accumulation

The physical and chemical parameters enabled us to determine the long-term accumulation rate. On the sites, where the distance from the active channel changed considerably due to the river regulation works, the grain-size change of the sediment-layers could be used to define the exact time of the cut-offs within the sediment profile. The magnetic characteristics of the samples were useful to divide the intensive overbank aggradation periods from the flood-free soil-formation periods. At the given pH conditions the lead concentration was the most useful as a marker-layer. In the sediment profiles it was possible to calculate the overbank accumulation rate before 1960 and after 1975, using a well-defined lead-peak.

In the Middle Tisza Region at Nagykörű the sampling points represents a point-bar of the pre-regulation channel (N1) and a floodplain-bottom (N2). Based on the analysis of this two sediment profiles the average rate of overbank sediment accumulation rate is 0.36-0.39 cm/y. The N2 profile is located in a flood-passage zone, its existence is indicated by its coarser grain-size distribution.

At the sampling point of the Feketeváros-cutoff (M) accumulation rate was greater (0.75 cm/y) than at Nagykörű. It can be explained by the location of the sampling point, as it is situated on the concave bank of the river bend close to the thalweg, and downstream of a straightened high gradient section.

At the Lower Tisza Region, at Mártély the sediment profiles (T1 and T2) were located at the same distance from the active riverbed of the Tisza, therefore the accumulation was mostly affected by the elevation of the sampling points. On the higher area (T2) the accumulation rate was less (0.29 cm/y), then on the lower lying area (T1) (0.79 cm/y).

At the Feketeváros-cutoff along the artificial levee is a chain of a sand-pit, where drillings (Ff1-8) were made, representing relatively lower lying areas. Here the accumulation is greater (0.21-0.46 cm/y) than in the surrounding areas. In the very low-lying flood-passage (Árapasztó: A1-A2) near the bank the accumulation rate is very high (8-13.6 cm/y). These high accumulation rates can be explained by near-channel location and that the sampling points are representing such a very low-lying surface which is inundated by water-stages lower than bankfull.

Between the sediment profiles a comparison was drawn based on high lead-content marker-layers deposited between 1960 and 1975. The accumulation has accelerated since 1975 at the

Middle Tisza Region from 2.7 to 3.7-fold, while at the Lower Tisza Region from 2.3 to 2.8-fold, than it was before. It can be reasoned by the (1) hydrological characteristics, as mainly at the Middle Tisza Region the duration and water stages of floods has increased, (2) floodplain landuse changes increased the mean vegetation roughness coefficient by 300% since river regulation works, and (3) invasive plant species spread on floodplain since 1980's.

Characteristics of short-term overbank floodplain accumulation

The accumulation caused by single flood events at Feketeváros-cutoff (in 2005 and 2006), and at Nagykörű and Mindszent (in 2006).

Characteristics of the floods

The rate of accumulation was influenced by the flood hydrology and the amount of suspended sediment. The rise of the flood was slower in 2005 (11 cm/d) than of the two flood waves in 2006 (16 and 27 cm/d). The first flood wave in 2006 had a long peak (almost 4 days at Mindszent), followed by rapid fall. During the rising limb of the flood-wave the river might deliver by 90 % more suspended sediment than during the falling limb. However, in 2006 the rising and falling limbs of the second flood wave was characterised by the same suspended sediment discharge. According to the measurements of the Hydrological Directorate (KÖTIKÖVIZIG) the 2006 transported more suspended sediment by 10% than the flood in 2005 (measured at Kisköre). According to their measurements 54% of the suspended sediment was deposited between Kisköre and Szolnok in 2006 referring to intensive overbank floodplain accumulation, while in 2005 46% of the suspended sediment was deposited on the same section. (The measurements may be inaccurate, because the suspended sediment was measured only once a week at Szolnok.)

Landuse of the floodplain and the vegetation roughness coefficient

On all study sites the arborescent vegetation occupies 50-70% of the floodplain area. At Nagykörű forests cover 69% of the area, 23% of it belongs to the "sparse wooded vegetation" category. At the Feketeváros-cutoff 53% of the study area covered by forest, but only its 14% have sparse woods. At Mindszent 59% of the area occupied by forest, but its 55% belong to the "dense wooded vegetation" category. At Nagykörű and Mindszent large number of the small gardens and arable lands is abandoned, and on these areas *Amorpha* and other invasive plant spaces spread rapidly increasing the roughness coefficient.

The vegetation roughness coefficient of the areas varies between 0.03 and 0.2 depending on the type, height and density of vegetation. The vegetation roughness coefficient influences the flood flow velocity on the floodplain. The mean vegetation roughness coefficient in 2006 was the greatest at Nagykörű and Mindszent ($n = 0.15$), whilst at the Feketeváros-cutoff it was slightly lower ($n=0.12$).

Flow velocity on the floodplain

The flow velocity is primarily determined by the morphology of the channel. At the upstream inflection zone of the channel the flood enters to the floodplain with high flow velocity (0.2-0.6 m/s) to the flood-passage zone behind the point-bars. In this zone the water flow velocity is higher (0.29-0.63 m/s) than the surrounding area (decreases to 0 m/s). On the relatively narrow (≤300 m) floodplain sections the entire floodplain function as a flood-passage. In the wider floodplains flood flow velocity was measurable only within 150 m distance from the active channel. At high water-level the oxbow lakes has hardly any role in the water drainage.

The flow velocity was lower in forest with dense shrubs and on the abandoned fields covered by invasive *Amorpha* bushes. (The exception was the inflection zone at Mindszent, where the beginning of the flood-passage was also covered by *Amorpha* bushes, but at this point despite of the dense vegetation high flow velocity was measured, though it was probably reduced to a certain extent by the vegetation.) In the inner parts of floodplains lower flow velocities were measured in the forest with highest roughness coefficient ($n = 0.2$), while higher flow velocities were measured

at the areas with sparse (n = 0.03) vegetation, especially in front of the artificial levee. Thus, the vegetation of the area significantly affects the roughness, which defines the water draining capacity of the floodplain.

Spatial and temporal pattern of short-term accumulation

During the flood waves of the 2006 flood, the greatest amount of sediment was accumulated at Nagykörű (average depth of sediment 24.4 mm), while less was measured at Feketeváros-cutoff (2005: 3,7 mm 2006: 6,8 mm) and at Mindszent (19.8 mm).

The spatial pattern of aggradation depends mostly on the distance from the active channel. Significant part of the sediment was accumulated in a maximum 20-50 m wide zone from the riverbed, independently of the density and type of the vegetation. The deepest sediment (Nagykörű: 240 mm; Feketeváros-cutoff: 109 mm; Mindszent: 500 mm) was accumulated on the natural levees and point-bars.

On the floodplain the pattern of the accumulated sediment is modified typical by the horizontal pattern of the river-bed and the morphology of the floodplain.

- In the inflection zone of meanders along the banklines deeper and coarser sediment was accumulated in wider zone (independently of the vegetation). However, in the inflection zone of less developed bends such extreme high sediment thickness was not measured.
- Greater amount of sediment was deposited on the outer side of the natural levee (towards the artificial levee) than on its inner side (towards the river bed), which indicates the widening of the form.
- The amount of accumulation was higher on the natural levee than on the point-bar, suggesting intensive heightening of the natural levee.
- The accumulation is more intensive on the low-lying surfaces than on the surrounding areas. Thus considerable accumulation was measured in the flood-passage of "Árapasztó", in artificial pits, in the scroll-bars, in the area of ox-bows and crevasses.
- At Mindszent behind the point-bar a thinner but coarser sediment was accumulated; referring to the existence of a flood-passage zone, where the flow velocity is high enough to prevent intensive aggradation.
- Where the flow velocity was greater (in forest clearances and in flood-passage zones), coarser sediment accumulated.

The role of vegetation in sediment accumulation is secondary, because the geomorphologic factors overwrite it. However, in the inner part of the floodplain, in the dense *Amorpha* stands the vegetation roughness coefficient is so high, that the flow velocity is reduced to zero, therefore during floods the suspended sediment could not be transported into this area. Thus, under very dense vegetation patches the aggradation is very limited.

In the inner parts of the floodplain, further from the active channel the grain-size of the sediment became finer. The proportion of silt and clay in the freshly deposited sediment became dominant at 40-90 m distance from the channel. The coarsest sediment (sand-content >90%) accumulated on the natural levee and the point bar.

At Feketeváros-cutoff in 2005 and 2006 the pattern of accumulation of sediment was different, highlighting the role of different hydrological situations. In 2006 the amount of deposited sediment was greater, as it was indicated by the contour-lines of the accumulation map: the same contours got further from the river-bed than in 2005. It could be explained by the rate of flood-rising and the amount of the transported suspended sediment.

The Nagykorű and Mindszent-Mártély study areas are quite similar in their landuse characteristics, as their mean vegetation roughness was similar (n=0.15). However, the coefficient was lower (n=0.11) at Feketeváros-cutoff because of active forest management. At Mindszent the greatest flow velocity (max. 0.67 m/s) was measured, whilst slightly lower at Feketeváros-cutoff (max. 0.57 m/s) and the lowest was at Nagykörű (max. 0.37 m/s). In the study areas changes in flow velocity were similar to the changes in roughness coefficient: greater flow velocity was measured in

the flow-passage zones and near the river bed, and lower at the vegetation patches with high roughness.

Changes in flood drainage capacity

The flood drainage capacity of the floodplain is reduced by accumulation, this reduction was 0.21-0.46% in 2006. The reduction was the greatest on the narrow floodplains (0.66-1.44%) and in the inflection zones (1.35%). But in the wide floodplain sections the rate of flood drainage capacity reduction was less (0.05-0.1%), although along a 150-200 m wide zone of the river a very intensive aggradation was measured.

Final conclusions

The average overbank accumulation rate of a single flood was greater than of the long-term aggradation. It could be explained by the altered hydrological parameters of Tisza River (increasing duration of floods and water stages) and by the increased vegetation roughness coefficient of the floodplain. The differences in overbank accumulation caused by single floods are highly depended on the amount of suspended sediment.

Spread of invasive plant spices results additional increase of vegetation roughness, which can cause greater overbank accumulation, because the dense vegetation decreases the flow velocity and the suspended sediment accumulates. However, the very dense *Amorpha* bushes can reduce the flow velocity to zero, and instead of increasing the rate of overbank accumulation, it prohibits the process (double-threshold).

There are flood-passage zones behind the developed river bends. Their continuous maintenance would be useful to reduce flood hazard.

On the river banks point-bars and natural levees develop, increasing the elevation of the banks, while the inner parts of the floodplains become plane and uniform as the result of intensive aggradation of the low-lying areas. Pre-regulation natural forms and even the anthropogenic forms are disappearing due to accumulation. As the result of the elevated near-bank zones (point bar, natural levee), the floodplain is inundated by higher water stages (though my field experiences suggest, that the accumulated sediment on the river bank can get back to the river bed by landslides).