

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi és Informatikai Kar

Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

Geográfus MSc

Országos Tudományos Diákköri Konferencia Dolgozat

Parterózió vizsgálata a Tisza alsó szakaszán

Görbe Ágnes

Témavezető: Dr. Kiss Tímea

2012

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Irodalmi előzmények	4
2.1. Kanyarulatvándorlás	4
2.1. 1. A kanyarulatvándorlást befolyásoló tényezők	5
Tektonikus mozgások	6
Felszínborítottság	6
Partanyag	6
Antropogén hatások	7
2.1.2. A kanyarulatvándorlás mértéke	8
2.2. A fa és talaj viszonyának változása	9
2.1. A gyökérnyak és a felszín helyzete	10
2.2. Erózió vizsgálata	10
2.3. Akkumuláció vizsgálata	11
3. A Tisza és az Alsó-Tisza-vidék általános jellemzése	12
3.1. Felszínfejlődés	12
3.2. Vízrajz	16
3.3. Éghajlat	17
3.4. Talajviszonyok	18
3.5. Növényzet	19
3.6. Emberi hatások	20
4. Mintaterület	22
5. Eredmények	26
5.1. A mintaterület hosszú távú morfológiai változásai	26
5.2. A mintaterület rövidtávú parteróziója	31
6. Összegzés	37
Irodalomjegyzék	39

1. Bevezetés

A geomorfológiai kutatások során újabb és újabb tudományterületek eszközrendszereit lehet felhasználni. A dendrológia tudományának viszonylag új felhasználási módja a dendro-geomorfológia, vagyis a fák évgyűrűinek felhasználása egy-egy geomorfológiai vizsgálat során. A fák árulkodnak a területen lezajlott geomorfológiai változásokról, például a növényzet fajösszetételét, lomkoronáját vagy gyökérzetét vizsgálva láthatóvá válik az évek során a folyók által végzett eróziós vagy akkumulációs munka eredménye is. A fák gyökérzetének vizsgálatával meg tudjuk határozni a változások mértékét is.

A Tisza mindszeinti szakaszán tett kirándulásaim során már korábban felfedeztem a folyó oldalazó eróziójának jeleit, ugyanis néhány kanyarulatban a külső íven mélyen alámosta a partot a Tisza, így az ott élő növényzet gyökérzete is felszínre került. A sok szabadon álló gyökér érdekes látványán túl felkeltette az érdeklődésemet a folyamat gyorsasága, a természet ereje. Ez azért is érdekes, mert az Alsó-Tisza-Vidéken nincs már szabadon fejlődő kanyarulat az Ányási-kanyarulatokat kivéve – hiszen mindegyiket partiztosítással látták el. Így a parterózió és a növényzet vizsgálatára kevés alkalom kínálkozik.

Dolgozatomban a Tisza alsó, Mindszeinti szakaszán a part fejlődését és ehhez kapcsolódóan a part alámosásának vizsgálatát tűztem ki célul, és azt hogy a part fejlődését ezt tükrözi.

A vizsgálat során a következő kérdésekre keresem a válaszokat:

- Az elmúlt, közel 150 év során hogyan változott a Tisza két, máig szabadon vándorló kanyarulata?
- Hogyan változtak a mintaterület kanyarulatainak morфомetriai paraméterei?
- Melyek a kanyarulatok erodálódó és melyek az akkumulálódó szakaszai?
- Vizsgálható-e az erózió mértéke a kitakarózott gyökerekben megjelent évgyűrűk segítségével?
- Milyen mértékben vándorolnak a mintaterület kanyarulatai?
- Van-e különbség térképi feldolgozás és a dendrogeomorfológiai vizsgálat eredményezte adatok között?

2. Irodalmi előzmények

Dolgozatomban az irodalmi előzmények sorát a kanyarulatvándorlás leírásával, illetve annak befolyásoló tényezőinek bemutatásával kezdem. Ezután a partformálódás vizsgálatában használható dendrollógiai módszereket részletezem.

2.1. Kanyarulatvándorlás

A meanderek vándorlása leírható empirikus és determinisztikus modellekkel egyaránt. Az analitikus modellek egyrészt kénytelenek az egyszerűsítéseket használni, például egyenletes folyószélességet, egyenletes mélységet vagy a partanyag homogenitását, másrészt gyakran még így is olyan bonyolultak, hogy a működtetésük költségei nincsenek összhangban az eredménnyel. Így a gyakorlati munkák során empirikus modelleket használnak. A folyókanyarulatok időbeli fejlődését többféle mutatószámmal lehet jellemezni. A kanyarulatok horizontális elmozdulását két vektorösszetevőre kell bontani: a völgy lejtésirányára merőleges elmozdulásra, valamint a lefelé történő elmozdulásra, mely értéke lehet negatív is, ha a kanyarulat folyásiránnyal ellentétesen mozdul el. Ezen kívül változhat a görbületi sugár, valamint el is fordulhat a meander. Ezen adatok m/év mértékegységben adhatók meg, valamint kifejezhető a faljagos vándorlási ütem is, mely a különböző méretű vízfolyások összehasonlítása érdekében a távolság-dimenzió mederszélességgel való osztásával számolható ki (Timár - Telbisz 2005).

Schumm és Lichty (1965) vizsgálati azt mutatják, hogy a geomorfológiai egyensúly csak bizonyos időintervallumban értelmezhető. A vizsgált időintervallum változásával a környezeti változók szerepe is számottevően változik. A geológia hosszú távon független változó, vagyis állandó tényező marad, míg például a talaj vagy az esés jellemzői rövidebb intervallumban (néhány száz év) független, hosszabb időintervallumban vizsgálva viszont már függő, a független változók által kialakított változó. A független és a függő változók mellett elkülönítették a folyó változása szempontjából az adott időintervallumoknál elhanyagolható tényezőket.

Downs és Gregory (1993), megállapította, hogy a változás mértéke függ a zavarás mértékétől a rendszer puffertoló-képességéhez viszonyítva. Ebben az aspektusban fontos, hogy a rendszer mennyire áll közel valamilyen, az egyensúly szempontjából lényeges határhoz és mekkora a rendszer helyreállító képessége. Phillips

(1992) alapján, ha a zavarás a rendszert stabil egyensúlyi állapothoz közeli állapotban következik be, a külső küszöbérték eléréséig képes ellensúlyozni a zavaró hatás következményeit, míg olyan rendszereknél, amelyek labilis állapotúak, a rendszer nem képes visszatérni a zavarás előtti állapothoz, instabil állapotban marad vagy egy új egyensúlyi állapot felé mozdul el.

A medermintázat változásoknak két típusát különböztethetjük meg, úgymint autogén és allogén változások. Autogén változások azok a változások a mederben, melyek a folyórendszer belső sajátosságaiból következnek, mint például a medervándorlás, vagy a kanyarulat áthelyeződés. Az allogén változások azok, amelyeket a folyórendszer a külső tényezők megváltozására ad válaszként (Schumm 1973, Lewin 1977). Ilyenek például hosszú távon a klíma változás vagy az erózióbázis szintjének változása, középtávon éghajlati változás hatására bekövetkező hordalék- vagy vízhozam változás. Rövidtávon az egyedi extrém események mellett egyre inkább az emberi beavatkozások adják a legjelentősebb zavaró hatást, mint például a bányászati tevékenység, a folyószabályozás, a legeltetés mértékének változása vagy a vegetáció változás hatására bekövetkező változások (Downs - Gregory 1993).

2.1. 1. A kanyarulatvándorlást befolyásoló tényezők

A kanyarulatvándorlás vizsgálata során a vízhozam, és az esés jelentősége mellett figyelembe veszik a part stabilitását, a hordalék mennyiségét és szemcseméretét is (Knighton 1998). Hasonló tényezőket tartott fontosnak Thorne (1997), de a kanyarulatvándorlást irányító tényezőkre osztotta, valamint a folyót 7 határoló környezeti tényezőkre. Az irányító tényezőknek a hordalék- és vízhozamot választotta, amelyek együttesen felelősek a hordalék erózió, szállítás és lerakás folyamataiért és kialakítják a jellegzetes meder morfológiát. A folyórendszerben lévő víz- és hordalék kölcsönhatásba lép a környezettel, ezáltal alakítva ki a medret. A környezeti tényezők közül ebben a tekintetben fontos a völgy esése, a part- és mederanyag, illetve a part menti növényzet. A völgy esése meghatározza a maximális áramlási energiát, a part- és mederanyag az erodálhatóságot és befolyásolja a kanyargósság mértékét is (Schumm - Khan 1972). A part menti növényzet szintén hatással van a part erodálhatóságára (Smith 1976), valamint a meder szélességére (Hey - Thorne 1986).

Tektonikus mozgások

A tektonikus mozgások a folyókra jelentős hatást gyakorolhatnak (Blanka 2008). Megváltozhat a vízgyűjtő terület vízhálózatának rajzolata, a meder feltöltődhet, bevágódhat, vagy az emelkedések- süllyedések akár a mederáthelyeződését vagy a meder eltérítését is okozhatják. Blanka (2008) vizsgálta a völgy esése és az egyes Hernád szakaszok kanyargóssága közötti kapcsolatot. Megállapította, hogy a felszín esésének növekedésével a kanyargósság mértéke is növekszik, az eséskülönbségeket pedig tektonikus hatásokra vezette vissza. Lovász (2006) a Duna egyes szakaszain vizsgálta, hogy milyen kapcsolat mutatható ki a jelenkori szerkezeti mozgások és a folyó eséstöréseinek térbelisége között. Eredményei szerint a Rajka és Szap között mérhető a Duna legnagyobb mederesése, melyet a folyó közvetlen szomszédságában található Hansági-medence süllyedésével, és az ezáltal kialakult Rába fiatal, elhagyott medreivel magyarázott. Szap-Csallóközarányos között a mederesés jelentősen mérséklődik, melyet egy keskeny, ÉK-DNY irányban elterülő, 2-3 mm/10 év ütemben emelkedő felszín okoz. Lovász rámutatott arra, hogy ez az emelkedő felszín okozza a Duna mederesésének 50 %-os mérséklődését.

Felszínborítottság

Sándor és Kiss (2006, 2008) vizsgálták a hullámtéren felhalmozódó üledék mennyiségét és az ezzel kapcsolatba hozható felszínborítottságot. Munkájukban látható, hogy függetlenül a növényzet sűrűségétől, a legtöbb üledék a folyóháton, az övzátanyon illetve a part menti 20-30 méteres sávban akkumulálódik. A terület érdekességének fontos szerepe van az akkumuláció mértékének befolyásolásában. Minél nagyobb az érdekesség, annál jobban csökken a vízsebesség, így több üledék tud az övzátanyon és a hullámtéren lerakódni, ami elősegíti a mederkanyarulat növekedését. A vízsebességet lassító hatása miatt a partélen az erózió mértékét is csökkenteni tudja a sűrű növényzet, így lassítja a part pusztulását (Knighton 1998).

Partanyag

A kanyarulatvándorlás egyik meghatározó tényező a partanyag, erózióval szembeni ellenálló képessége. A lazább, kevésbé kötött mederanyag könnyebben

erodálható, mint a tömörebb és kötött üledékek. A legkönnyebben a közepes szemcseméretű homok (0,25-0,5 mm) erodálható, mivel indítási sebessége a legkisebb. A kohézióra képes agyag, iszap és a nagyméretű kavics frakció irányába az indítási sebességek egyre növekednek. A kis kohéziójú homokot és kavicsot tartalmazó partok ezért sokkal inkább hajlamosak az erózióra, mint a nagy agyag-iszap tartalmú partok (Brierley - Fryirs 2005).

A Tisza felső szakaszán az allúvium sokkal lazább, mint az alsó szakaszon. Ez azzal magyarázható, hogy a Vásárosnamény - Csongrád közti szakasz csak kb. 20 000 éves, hiszen a Tisza a pleisztocén végéig az Ér-völgyében folyt. Az alsó szakasz jelenkori üledékei idősebbek, tehát tömörebbek, ezáltal nehezebben erodálhatóak (Károlyi 1960). De ehhez járul az is, hogy az esés miatt az alsó szakaszra mindig is agyagos, iszapos hordalék jutott, míg a felső szakasz árterei kavicsos, homokosak, amelyek könnyebben erodálhatóak.

Antropogén hatások

Az emberi beavatkozások megváltoztathatják a folyórendszer geomorfológiai és a természeti folyamatait, módosítva a folyórendszer önszabályozó folyamatainak mértékét és jellegét, befolyásolva a meglévő formák és folyamatok térbeli és időbeli elrendeződését. Az emberi beavatkozások a természetestől eltérő körülményeket idéznek elő, módosítva például az üledékszállítást és az áradásokat, ami jelentős egyensúlyvesztést és környezeti problémákat okozhat (Blanka 2010).

Az emberi beavatkozás hatására bekövetkező változások csoportosíthatók az alapján, hogy a változás célja vagy következménye a beavatkozásnak. Ezalapján megkülönböztethető közvetlen és közvetett beavatkozást. Közvetlen beavatkozás például a folyószabályozás, a víz- és hordalékegyensúly megváltoztatása, víz vagy hordalékkivétel vagy hozzáadás. Közvetett beavatkozás például a vízgyűjtőn és az ártereken a területhasználat megváltoztatása, mint például az erdőkivágás és telepítés, beépítés, ami azonban jelentősen módosíthatja a víz- és hordalék lefolyás időbeli eloszlását és mértékét (Hooke 1997).

Vásárhelyi Pál tervei alapján a Tisza Tiszaújlaktól Titelig tartó, 1214 km hosszú szakaszát 102 átvágással 756 km-re rövidítették, amelynek eredményeként nőtt a folyó áramlási sebessége, növekedett az esése. Későbbi munkák alatt az átvágások száma 112-re nőtt (Vágás 2007). Fontos megemlíteni, hogy az 1960-as évekig a legerősebben

vándorló kanyarulatok nagy részét partvédő művekkel látták el, így ma már egyre kisebb az erózió mértéke (Károlyi 1960). Ezzel az eljárással leginkább a part laterális eróziója ellen próbáltak védelmet nyújtani. Megfelelő hosszúságú kőszórással védik a partot az erózió ellen, így az adott partvonal állandónak mondható, míg a szemben levő oldal lassan épül. Ennek a mesterséges, egy oldalon stabilizált medernek a szelvényalakja az évek múlásával torzul, a sodorvonal és a maximális mélység egyre jobban megközelíti a biztosított oldalt, miközben a domború partoldal folyamatosan épül (Fiala - Kiss 2004).

2.1.2. A kanyarulatvándorlás mértéke

A hazai kutatások során a kanyarulatok fejlődésének vizsgálata legtöbbször légifotók és térképek segítségével történik. Hátránya, hogy geokorrekciónál során nehéz pontos fedésbe hozni őket, illetve a térképeken a partvonalak kijelölése nem mindig ugyan azon elv alapján, ugyanolyan vízmagasságnál történt (Sipos - Kiss 2008).

Károlyi (1960) vizsgálta a Tisza kanyarulatvándorlásait. Ez 1890-1951 között a legnagyobb értéket (100-1700 m) Tokaj és Csap között mutatta, ami évi 1,6-27,9 m/évnek felel meg. Az évi közel 28 méteres vándorlás oka, hogy ekkoriban még partvédő műveket nem építettek, tehát a szabályozás után a megnövekedett esés miatt gyors kanyarulatfejlődés történt, ráadásul ezen a szakaszon a folyó nagyobb esésű és a mederanyag is kisebb kohéziójú, mint az alsó szakaszon.

Somogyi (1974) a Duna sárközi szakaszán vizsgálta a medereltolódások maximális értékeit 1783 és 1900 között. Mérései alapján 16-50 méteres évi oldal irányú és 20-38 m/év folyásirányú eltolódást kapott, ami igen nagy eltérésnek számít a többi mérés adataihoz viszonyítva.

A Közép-Tiszán Szolnoknál Nagy et al. (2001) végeztek méréseket. A 109. V0-szelvényhez kapcsolódóan végezték vizsgálatukat. Tapasztalatuk szerint a szabályozások óta 2001-ig a meder 200 métert mozdult el, ez évi 1,6 méter elmozdulást jelent. Ezenkívül eredményeik szerint a folyó a szabályozások óta a kanyarulatok növekedése miatt 16 km-el lett hosszabb.

A Tisza alsó szakaszán Mindszentnél Fiala és Kiss (2004) végzett vizsgálatokat. Méréseik alapján a vizsgált 25 km-es folyószakaszon a középvonal hossza a szabályozásoktól 1950-ig átlagosan 6 m/év ütemmel növekedett, majd 1970-től ez az

érték 0,8 m/évre csökkent. Véleményük szerint a védőművek kiépítése óta a kanyarulatok alakjában torzulás következett be, így egyre élesebb kanyarulatok jöttek létre.

A Maros magyarországi szakaszán Blanka et al. (2006) végzett méréseket. Munkájuk során a kanyarulatfejlődés mértékét, valamint a partépülés folyamatát vizsgálták dendro-geomorfológiai, térinformatikai valamint menader-geometriai vizsgálatok segítségével. A Maros hazai szakaszának partépülését 1953-2000 között készült légifotók alapján elemezték. A vizsgált 50 km-es szakaszt a kanyarulatépülés szempontjából 3 részre osztották: a felső, a szabályozások által nem érintett kanyarulatokon zavartalan fejlődés látszott, a középső szakaszt a szabályozás során kiegyenesítették, így azokon csak álkanyarok jöttek létre, az alsó szakaszon egyenetlen nagyságú kanyarokat találtak, melyek nagyobb kanyarulatai a szabályozás előtt is léteztek, a kisebbek pedig a szabályozás óta alakultak ki. A térképi elemzések során megállapították, hogy a természetes úton fejlődő kanyarulatok tetőpontjai folyásirányban 300-750 métert mozdultak el, mely 2,5-6 méteres évenkénti elmozdulást jelent.

Hasonló vizsgálattal a Hernádon Blanka és Kiss (2008) egy eredetileg 5,7 km-es szakaszon 1,7 km-es középvonal növekedést figyeltek meg 1937 és 2002 között, amely főleg új kanyarulatok létrejöttével magyarázható, de ez esetben közrejátszott egy erős tektonikai hatás is. A kanyarulatvándorlás során évi 4-5 méteres parthátrálás történt.

2.2. A fa és talaj viszonyának változása

A kanyarulatvándorlás vizsgálható dendro-geomorfológiai módszerekkel is, ezért fontosnak tartom biológiai alapjának bemutatását is. Az erózió, defláció, mállás során a fa szintje a talajhoz viszonyítva megváltozik, ezt demonstrálja a gyökérnyak helyzete, illetve a fa gyökérrendszerének kitakarózása. Ezzel ellentétes irányú folyamat, amikor a lerakódás hatására a gyökér mélyebbre kerül vagy a fakorona eltemetődése is bekövetkezhethet. Ha felszín magassága nő, a fa eltemetődik és ezen folyamatok során a növekedési tényezők megváltoznak a talajban. A növény gyökerének és szárának fedett, illetve kitakart állapota befolyásolja a gyökérrendszer és a korona vertikális növekedését még akkor is, ha a fa helyzete változatlan. A fa abszolút helyzetének

megváltozásához egyéb hatások jelenléte szükséges, mint pl. egy csuszamlás vagy kúszás (Alestalo 1971). Eszerint a geomorfológiai folyamat, amely felelős a felszín abszolút magasságának változásáért, sok esetben tanulmányozható az adott helyen növekvő fák fejlődési változása alapján (Sipos - Kiss 2008).

2.1. A gyökérnyak és a felszín helyzete

Az akkumuláció és erózió mértékének meghatározását segíti a gyökérnyak helyzetének vizsgálata, azaz hogy ez a szint a talajhoz viszonyítva eltér-e a normálistól. A gyökérnyak a fa gyökérzetének és törzsének találkozásánál helyezkedik el, normál esetben ez a szint a felszínnel egyvonalban található (Alestalo 1971), azaz jelzik a felszín magasságát az elsődleges gyökérképződés idején (Kiss - Sipos 2009). Tehát amennyivel a gyökérnyak magasabbra került, annyival erodálódott a felszín.

2.2. Erózió vizsgálata

A növények élettevékenységük során igyekeznek alkalmazkodni a megváltozott körülményekhez. A fák képesek alkalmazkodni a felszín lassú lepusztulásához is. Mind az erózió, mind az akkumuláció eredményeként változások zajlanak le a fa gyökérrendszerében, ezzel lehetővé téve a folyamatok nyomon követhetőségét.

Erózió hatására a fa támaszpontja megváltozik, lefelé mozdul el, a kitakarózott részekben lecsökken a gyökér élőtere. A lejtőkön a gyökérrendszer egyoldalúan nő, ha az erózió folyamata gyorsan zajlik le, a gyökérzetnek nincs ideje adaptálódni, így a fa vagy a földre zuhan, vagy kipusztul. Ha a változások lassan következnek be, a gyökérzetnek van ideje alkalmazkodni, mélyebben hatol a földbe. A napfényre kerülő gyökér szöveti szerkezete megváltozik a gyökér megvastagszik (Alestalo 1971).

A teljesen kitakarózott gyökér elhal. Hosszanti szeleteket vágva a gyökérből meghatározható, hogy a gyökér mikor pusztult el a kitakarózás következtében. Az így kapott adatok alapján meghatározható a felszín magassága a fa élete során. A kitakarózott gyökérrendszer még földalatti részei megvastagodnak ellensúlyozva az elhalt gyökerek szerepét a víz és tápanyagfelvételben, ezáltal a mélyebb részek felé hatolnak, megváltoztatva korábbi növekedési irányukat (Kiss - Sipos 2009). A kitakart, nem elpusztult gyökérrészek a felszínen a törzshöz hasonlóan kezdenek viselkedni, megjelenik benne az évgűrűs szerkezet. A legfiatalabb évgűrűk esetében a legjobban

kifejlett rész a gyökér alsóbb részeiben van. A legutolsó évgyűrű a legvastagabb a jelenlegi földfelszínnél. Attól kezdve, hogy egy kitakarózott gyökér szövetei fásszerűvé válnak, datálni lehet az erózió menetét (Alestalo 1971). Egy formálódó felszín átalakult szintjei meghatározhatóak, ha veszünk a területről különböző korú fákat, megmérjük ezeknek a fáknek a gyökérnyak szintjét, illetve a kitakarózás mértékét. Így megadhatjuk az erózió intenzitásának változását, valamint az erózió különféle stádiumainak átlagos ütemét is (Alestalo 1971).

2.3. Akkumuláció vizsgálata

Amennyiben a gyökérnyak a jelenlegi felszín alatt van, a területen feltöltődés zajlott. A jelenlegi felszín és a gyökérnyak közötti különbség megmérése, és a fa korának meghatározása lehetőséget ad a teljes akkumuláció kiszámolására, valamint a folyamat ütemének meghatározására (Alestalo 1971).

Az akkumulációs folyamatokat jól jelzik a fák gyökerei, mivel az eltemetődés idejét követően másodlagos, ún. járnokgyökerek képződnek. Ezen új gyökerek segítenek a fa támasztásában, a víz és ásványi anyag felvételében. Adott mélységben található, újonnan képződött gyökér kora tehát megadja az eltemetődés pontos idejét, így a különböző korú gyökerek segítségével következtetni lehet a feltöltődés ütemére. Ezt kihasználva a dendrológiai kutatások nagyon jól felhasználhatóak az árterek feltöltődésének, illetve az eolikus felhalmozódás mértékének vizsgálatára (Kiss – Sipos 2009).

3. A Tisza és az Alsó-Tisza-vidék általános jellemzése

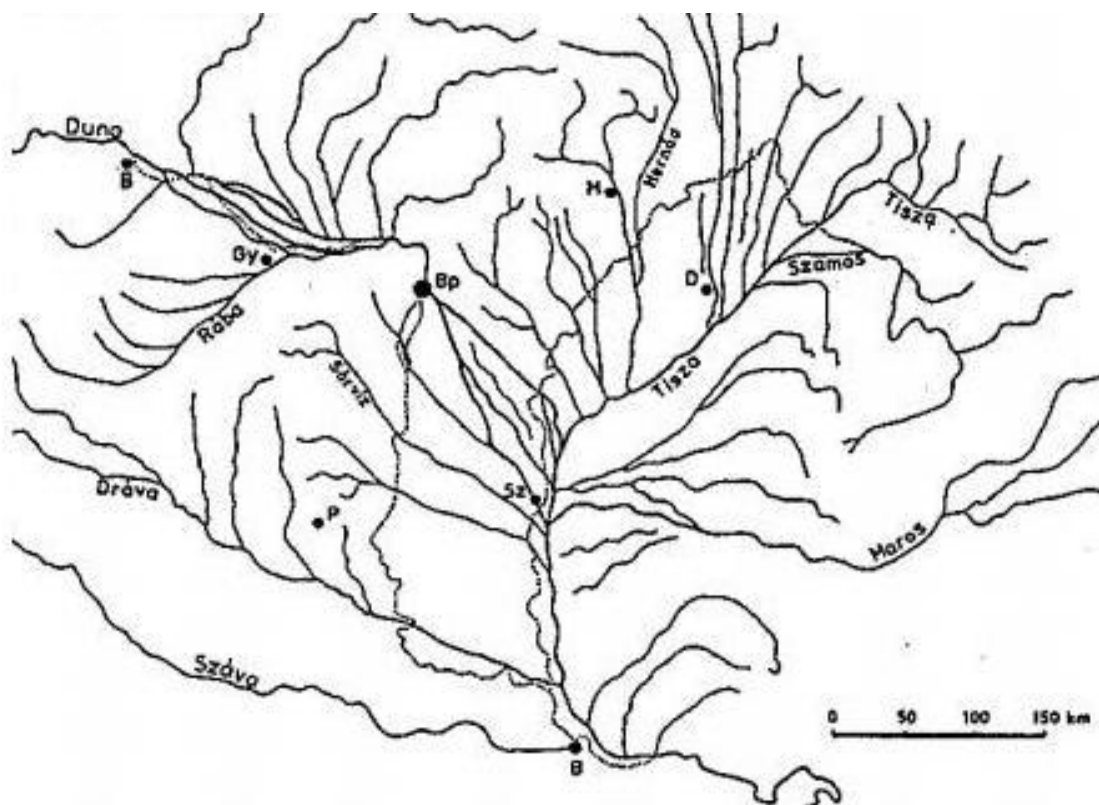
Mivel a vizsgálataimat az Alsó-Tisza- vidéken végeztem, fontosnak tartom a terület áttekintő bemutatását. Az Alföldön keresztül folyó 157 186 km² kiterjedésű vízgyűjtő területtel rendelkező Tisza a Kárpát-medence keleti felének csaknem összes vízfolyását magához vonzza. A megközelítőleg 2000 km²-es területű Alsó-Tisza-vidék Magyarország legdélebbi területe, amelynek tengelyében a Tisza folyik (Pécsi 1969). Az Alsó-Tisza-vidék a Hármas-Körös torkolatától, a déli országhatárig terjed. A 85 méternél alacsonyabb tengerszint feletti magasságú területeket magába foglaló vidéket nyugatról a Duna-Tisza közti hátság, keletről a Körös-Maros közti síkság határolja (Frisnyák 1978).

3.1. Felszínfejlődés

Az Alsó-Tisza-vidék felszínfejlődés szempontjából az egyik legváltozatosabb hazai tájegységünk. Felszínfejlődésében szerepet játszott az Ős-Duna, az Ős-Tisza, az Ős-Körös és az Ős-Maros is. A területen zajló fluviális folyamatokat főként a vertikális tektonikai mozgások alakították, befolyásolva a folyók futásvonalát, hidrológiai tulajdonságait, eróziós és akkumulációs tulajdonságait (Kiss - Hernesz 2011).

A Pannon-tó visszahúzódását követően az újonnan feltöltött területen megindult az új vízhálózat kialakulása. Azonban ez a pliocén kori vízhálózat nagyban különbözött a mostanitól. A Duna ekkor már keresztül folyt a Visegrádi-szoroson, de a Pesti-síkságra kiérve DK felé fordult, Csongrád, Szentes, Szeged irányába (1. ábra). A Tisza mellékfolyóival együtt, a Nyírségen keresztülhaladva szintén Csongrád-Szentes felé tartott, ez a terület volt akkoriban az Alföld legjobban süllyedő része (Borsy 1960).

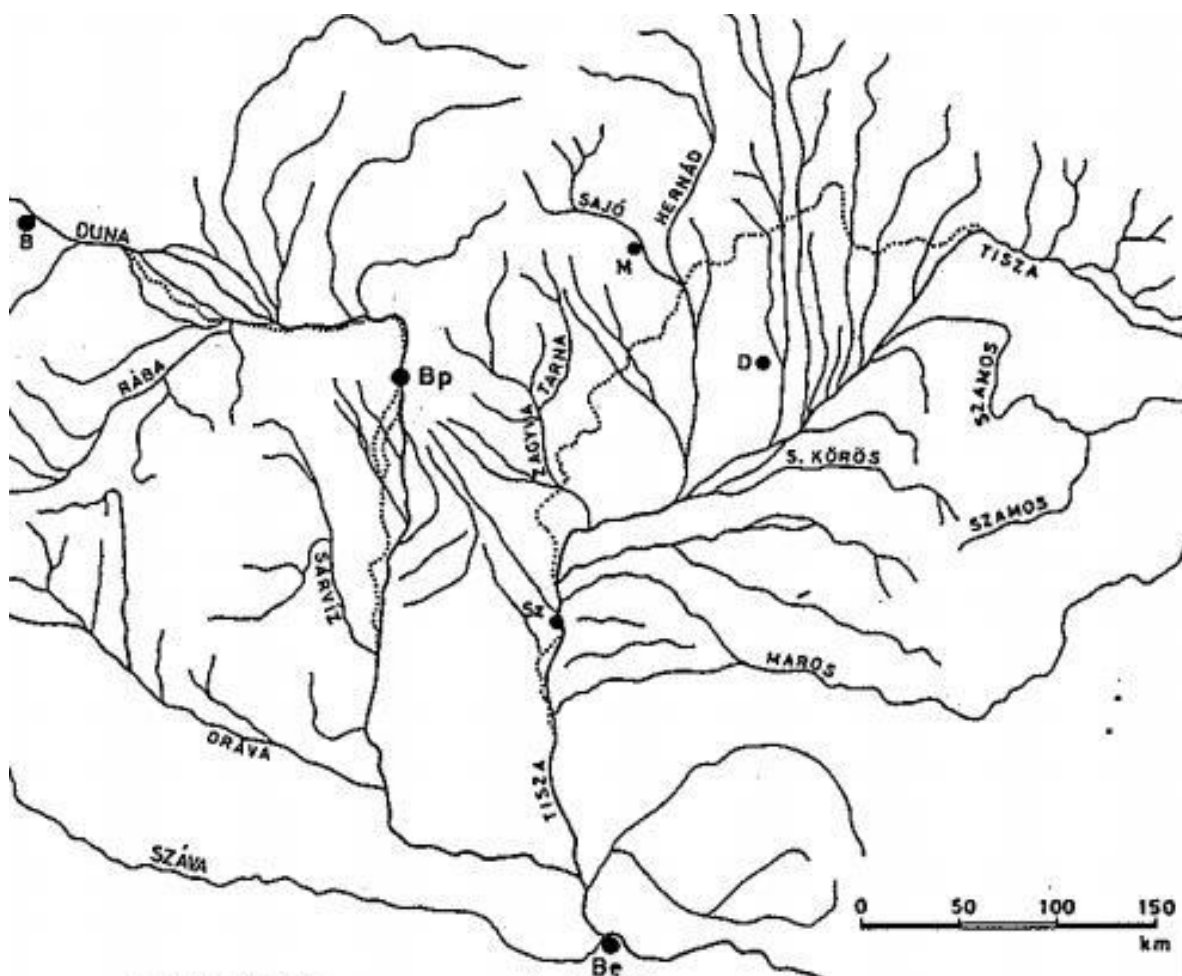
A negyedidőszakban az Alföld tovább süllyedt, főként a Csongrád-Szentes-Makó-Szeged közti terület, a Berettyó-Körös vidék valamint a Maros mente. A Tisza, a Nyírség irányából a Berettyó-Körös vidéket érintve Csongrád felé folyt. Az Északi-középhegységből lezúduló vízfolyások benyomultak az Alföld belsejébe, a Hortobágytól délre egyesültek a Tiszával. A würm időszakig változatlanul ebbe az irányba folyt (Borsy 1996).



1. ábra: Vízhalózati a negyedidőszak idején (forrás: Borsy 1996)

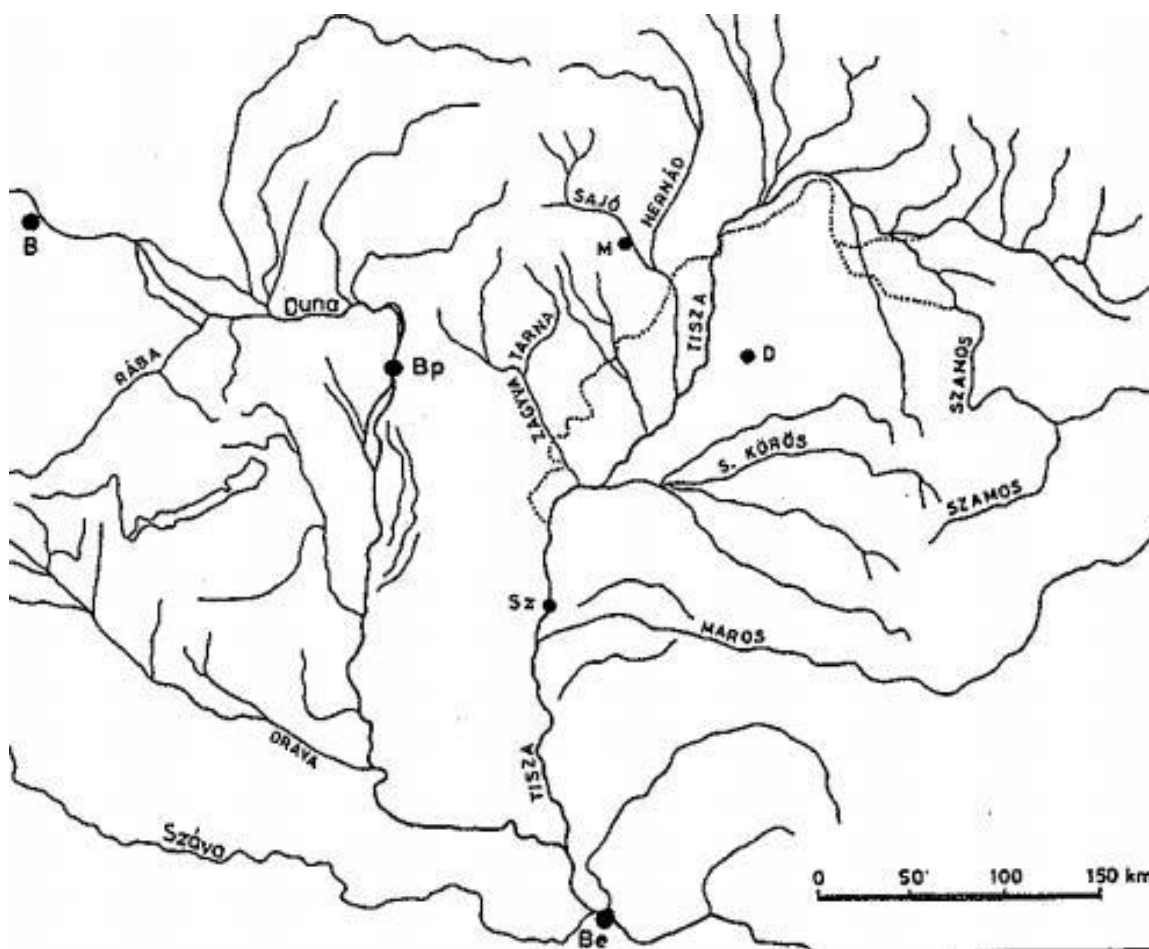
Az Alföldre kiérve a relatív relief energia csökkenésének következtében hordalékanak lerakására kényszerült, hordalékkúpokat hozva létre. Jelenleg 3 nagyobb hordalékkúp található a folyó vízgyűjtőjének területén: a Nyírség hordalékkúpja, az Északi középhegység patakjainak összenőtt hordalékkúpja és a Maros hordalékkúp (2. ábra) (Pécsi 1969).

A würm elején a Szamos és a Tisza elhagyta régi futásvonalát és az Ér-mellékre tevődött át. A Nyírség déli oldalán előbb egy széles eróziósíkot alakítottak ki, majd a Berettyó-Körös vidék süllyedése miatt ebbe bevágódva alakították ki az Ér-völgyét. Mike (1970) szerint a Tisza a günz glaciálisban elhagyta az Ér-völgyet Karcag-Orosháza irányába fordult, majd a günz-mindel interglaciális idején egyre nyugatabbra tevődött, feltehetően tektonikai változások hatására. Véleménye szerint a Duna a mindenképpen hagya el véglegesen a Tisza vízrendszerének mai területét.



2. ábra: A vízhálózat képe 45 000 évvel ezelőtt (forrás: Borsy 1996)

A Beregi- és a Szatmári- síkság a würm idején kezdett jelentősebb mértékben süllyedni. Ennek következtében a Tisza egy nagyobb áradást követően megváltoztatva eddigi folyásirányát, nyugat felé fordult, a Beregi-síkságot átszelve a Bodroghözbe jutott. Az eddig dél-felé folyó vízfolyások a Bodroghözben egyesültek a Tiszával. A Bodroghözből kilépve, a Tokaji kapun át dél-felé fordult, a Hajdúhát nyugati szélén folyt. A würm glaciálist követően a folyók sokkal több vizet szállítottak, így a korábbinál sokkal erőteljesebb felszínalakító munkába kezdtek. A Tisza, kanyarulatfejlesztő képessége révén bejárta az egész Hortobágyot, majd a szubboreális időszakban került jelenlegi helyére (3. ábra). A pleisztocén során 5-600 m üledék rakódott le (Rónai 1979).



3. ábra: A vízhálózat 20 000 évvel ezelőtt (forrás: Borsy 1996)

A felszínalakítás során a holocén időszakban a Tisza bevágódott, így egyetlen épülő hordalékkúpja sem maradt. Hordalékkúpjait elhagyva a mélyebb, déli fekvésű ártéri síkságokon fejtette ki hatását. Az ártéri síkságokon két szint vált elkülöníthetővé, az alacsony és a magas ártér. A magasabb szintek a folyó által kialakított folyóhátak, melyek nagy része a holocén során keletkezett. Áradások során a folyóhátak közötti területeken, főként az atlantikus fázist követően rossz lefolyású, vizenyős területek alakultak ki (Borsy 1996). A kis lejtés további következménye, hogy a Tisza folyó az Alföldön nagy kanyarulatokkal rendelkezik.

A Tisza az Alföldre kilépve középszakasz jellegű, meanderező folyó. Az Alsó-Tiszavidék területe a harmadidőszaktól napjainkig szerkezeti mozgások, feltöltődések színtere. A terület északi részén található alapkőzet geosinklináltist alkot, jól elkülöníthető. A Körös-torkolat és Algyő közötti terület erősen süllyed, az Algyőtől délre eső szakasszon alaphegységi felboltozódás található. Az alapkőzet a pannon időszakban süllyedt, 2000-2800 méter vastag üledék halmozódott fel rajta, legnagyobb

rész a Szentese-Algyő közti szakaszon. Az Alsó-Tiszavidék legfelső rétege holocén kori üledék, melyet a felszín felé egyre finomabb folyóvízi homok, iszapos homok, finomhomokos iszap, agyagos iszap, végül réti agyag fed. A lentről történő finomodás a folyó hordalékszállító erejének folyamatos csökkenését tükrözi. A változások nem szűntek meg a jelenben sem, a kanyarulatok vándorlásával a meder folyamatosan változik (Pécsi 1969).

Az Alsó-Tiszavidék harmadidőszaktól napjainkig tartó süllyedés és feltöltődése során a kristályos alaphegységre 3000-3800 m vastag üledék rakódott. A felszínen holocén üledék található, főként folyóvízi homok, iszapos homok, agyagos iszap és réti agyag (Frisnyák 1978), mely csupán 10-20 m vastagságú (Andó 1969).

3.2. Vízrajz

A Tisza vízjárási viszonyait a vízgyűjtő távolabbi domborzata és időjárása befolyásolja. Árvizei általában a tavaszi hóolvadást követően márciusban, illetve a késő tavaszi zöldárként jelentkeznek. Ha a hóolvadás késik, együtt jelentkezik a zöldárral és veszélyes, magas vízállású árvizeket okozhat (Pécsi 1969). Hazánk árvíz-veszélyeztetettségét jelentősen meghatározza medence jellegű fekvése, melyen a környező hegységekből lezúduló víz ellen védekezni kell. A Tisza ártere 96 ártéri öblözetre (15610 km²) tagolható, melyek egyrészt természetes domborzati, másrészt mesterséges létesítmények. Feladatuk, hogy felfogják a kitört árvizet anélkül, hogy az ár másik öblözetbe jutna. Az elmúlt másfél évszázadban jelentős árvízvédelmi fejlesztések történtek, habár ennek fejlettsége elmarad a kívánatostól (Szlávik 2000).

A folyón végzett beavatkozások jelentősen megváltoztatták természetes vízjárását. Első, legszembetűnőbb következménye, hogy egyre magasabban tetőznek az árvizek. Az átvágásoknak köszönhetően a víz gyorsabban folyik le, a gátak közé szorított víz nem önt el óriási területeket, viszonylag gyorsan, néhány hét alatt levonul. Az árvízi szintek növekedésével csökkent a kisvizek mértéke. Ennek oka a szabályozásokban rejlik, hiszen a mederesítés megnövekedésével megnőtt a folyó bevágódása (Rakonczai 2009).

Az Alsó-Tiszavidék földrajzi helyzete kedvező az áradásokkal szembeni védekezésben, hiszen van idő felkészülni az ár levonulására, védekezésre. Azonban a Tisza fentebbi szakaszairól közeledő illetve a Körösökről és a Marosról érkező árvizek

egy időpontban érhetik el e területet, így a tetőzések meghatározása nehézségekbe ütközik. Ráadásul a Dunának is van visszaduzzasztó hatása, mely például a 2006-os árvízkor jelentkezett. Az Alsó-Tiszavidék töltéseire nagy teher nehezedik, mivel itt az árvizek időtartama igen hosszú, márciusban megkezdődik és akár júniusig is tarthat. (Rakonczi 2009).

A Tisza vízhozama nagyban függ a csapadék mennyiségétől, a mellékfolyók vízhozamától. Mintaterületem a Tisza alsó szakaszán helyezkedik el, ahol a vízszintesítés 2,9 cm/km, sebessége (Szentestől) kisvízkor 0,1-0,4 m/s, középvízkor 0,6-0,9 m/s, nagyvízkor 1,5 m/s. A mintaterület átlagos vízhozama kisvízkor 115 m³/s, közepes vízállásnál 550 m/s, árvízkor ez az érték eléri a 3630m³/s-ot, azaz a kisvízi és árvízi vízhozamok különbsége 30-szoros (Fiala - Kiss 2006).

A Tiszát egész magyarországi szakaszán kiegyenlített hordalékszállítás jellemzi. A szállított hordalék méretét tekintve sokkal több hordalékot szállít lebegtetve, mint görgetve. Lebegtetett hordalékának leggyakoribb szemcsemérete 0,035-0,050 mm, a görgetett hordaléké 0,120-0,300 mm között változik. A Vízrajzi Évkönyvek adatai alapján a folyó lebegtetett hordaléka átlagosan 18 700 000 t/év, ennek csak töredéke a görgetett hordalék, 9000 t/év (Fiala - Kiss 2006).

3.3. Éghajlat

Az Alsó-Tiszavidék egész területe a meleg, száraz, forró nyarú éghajlati zónában fekszik. Évi felhőzete csekély, 50-55% között mozog, hazánk legderültebb területei közé tartozik, ennek eredménye a rendkívül sok az évi napsütöses órák száma, mindenhol meghaladja a 2100-at. A tél mérsékeltlen hideg, a nyár forró. Hosszú, meleg ősz jellemzi. Az évi középhőmérséklet 10,5 °C, április elejétől a napi középhőmérséklet 10 °C fölött van, majd 197-198 napig felette is marad egészen október végéig. Általánosságban az utolsó tavaszi fagy a déli területeken általában április közepéig, északi területeken április elején várható. Az első őszi fagyra október 25-28 közt lehet számítani. Az évi abszolút hőmérsékleti maximumok átlaga 34,5 °C, évi hőmérsékleti minimumok átlaga -16 °C (Marosi et al. 1990).

Mint az egész Kárpát-medencében, itt is északnyugati az uralkodó szélirány, azonban a Tisza bal partján egyre fokozódik az északi szél. Az átlagos szélesség 3 m/s erősségű. Csapadékmennyiség északról délre növekszik, a Körös-torkolat vidékén

500 mm, a Maros torkolatánál már 580 mm évente. Ebből a mennyiségből 300-320 mm a vegetációs időszakban hullik. Legcsapadékosabb hónap a június, legszárazabb a január. A hótakarós napok száma 28-30, az átlagos hó vastagság 18-20 cm. (Pécsi 1969).

Általánosságban elmondható, hogy a Tisza árterén az agyagos-iszapos alapkőzetén képződött talajok hűvösek, hideg talajok. Ennek következtében a léghőmérséklet kiegyenlítettebb mint másutt, hiszen a nedves talaj nagy mértékben képes a párologtatásra. Általában az ilyen területeken a talaj menti fagy gyakorisága kicsi, hiszen a párologtatás csökkenti a fagyveszélyt. Jelentős tényező még az árvízi elöntés, amely fokozza az általános nedvességi viszonyokat (Lovász - Majoros 1997).

3.4. Talajviszonyok

A szabályozások előtti időkben a Tisza árvízkor nagy területeket öntött el, hosszú időre, mely során fekete agyagszinteket hozott létre. A levegőtlen viszonyok közt elbomló növényi részek nem szenvedtek kilúgozást, így új kolloidokat alkottak. Ez a szerves és szervetlen kolloidokban gazdag agyag elszikesedhet, ha vízborítás nélkül marad, de a víz hatásától nem szakad el. Azonban az idők során ezt az agyag réteget más üledékek fedték, így csak a partfal anyagában bukkannak felszínre. Ahol ez a fekete agyag a felszíntől csak 100-200 cm-re található, ott a felszíni talajképző folyamatokra hatással lehet. Mint vízzáró réteg, erősen befolyásolja a felette levő talaj képződését, kémiai tulajdonságait. Az meder közelében nyers öntés talaj, a gátak mellett réti talajok alakulnak ki, melyek réti csernozjomokig fejlődhetnek (Marosi - Somogyi 1990).

A Tisza öntésterületén, a folyó közelében durva szemű öntéshomok, a medertől távolodva egyre finomabb szemű öntésiszap található, amin csekély szerves anyag tartalmú, szerkezet nélküli talaj alakul ki. Az öntéstalaj alsó szintjében a talajvíz mozgása miatt glejszint alakulhat ki. Az árterület magasabban fekvő részein réti talaj fejlődhet ki, amelynek az A-szintjének vastagsága 30-100 cm vastagságú. Humusztartalma 5-8 %, de a humusz nyers, telítetlen. Altalajában gyakran szóda jelentkezik. A réti talajok tömörsége miatt rossz vízháztartású, nehezen művelhető talajok. A talajvíz mélysége 2-4 méter között mozog, mennyisége nem jelentős (Frisnyák 1978).

3.5. Növényzet

Mint minden folyó, a Tisza is nagymértékben meghatározza a környezetének jellegzetességeit. Az árvizek során az árteret birtokába vevő víz hordalékot, növényi magvakat is szállít eredeti helyéről, illetve rak le új területeken, tehát a folyó fontos formáló tényezője a tájnak.

Árvíz során a folyó finom üledéket, iszapot rak le, amelyen törpekákás növénytársulás (*Eleochareto-Schoenoplectetum supini*) jelenik meg, tehát ezen társulások élőhelyei folyamatosan megújulnak.

A törpekákás társulások megjelenése után a talaj nem szárad ki és tápanyagban dús talaj tud kialakulni, majd magasabb szintű növénytársulások váltják fel az eredeti társulást. Előbb fűfélék, később nedvesség kedvelő cserjék, majd puhafák végül keményfás ligetek. A folyamat egyes állomásai addig tartanak, míg meg nem teremtik a következő szintnek megfelelő létfeltételeket. Ha ezt nem tudják előállítani, a folyamat megreked (Borhidi - Sánta 1999).

Jellemző füves társulás a Tisza-vidéki bajuszfüves (*Dichostylido-Heleochoetum alopecuroidis*). Azonális társulás, főként törpekáká, iszapkáká, barna palka, valamint bajuszpázsitfajok jellemzik. Főként a Tisza középső és alsó szakaszán jellemző növénytársulás, ahol a talaj kötöttebb és a vízből kiváló sók miatt karbonátos, ritkán kis mértékben sós.

Nádasok és magasnádasok álló és folyóvizek mentén, lápokon és ártereken fordulnak elő. A víz tápanyagtartalmától függően az egyes társulások jól elkülönülnek. Vannak társulások, melyek igen magasra nőnek, de vannak, amelyek alig érik el a víz felszínét. Hosszan tartó, magas vízállás esetén gyér borítású társulás alakul ki. Nád, széleslevelű gyékény, tavikáká, vízi harmatkása és zsombéksás jellemzi. Az áramló vízhez jól alkalmazkodik a fodros harmatkása (Borhidi - Sánta 1999).

Fűz-nyár ligeterdők folyók alacsony árterén, jelenleg is rendszeres elöntést kapó higrofil erdők alakulnak ki, amelyek fiatal öntéstalajokon fejlődnek, ahol a gyakori elárasztás miatt csak nyers humusz képződik. Ezt az újabb áradások lemoshatják, illetve újabb hordalékkal fedhetik be, utóbbi esetben rétegzett öntéstalaj jön létre. A fűz-nyár ligeterdők három fajtáját különböztethetjük meg (Fekete et al. 1997).

1. Fehér fűz ártéri erdő (*Leucojo aestivo-Salicetum*), mely az iszapos homokkal fedett partszakaszok részleges feltöltődésével alakul ki ott, ahol a mandulalevelű bokorfüzesek fehér füzesekké fejlődnek. Nyers öntéstalajuk

iszapos, kötött. A cserjeszint általában hiányzik, gyepszintjén jellemző a mocsári nefelejcs, vízmelléki csukóka és a nyári tőzike.

2. Fehér nyár ártéri erdő, az alacsony ártér viszonylag magasabb pontjain figyelhető meg, ami csak nagyobb ár hullám esetén kerül vízborítás alá. Nyers öntéstalaja alacsony vízállás esetén kiszárad. Uralkodó faja a fehér nyár, aljnövényzetében főként veresgyűrűs som és hamvas szeder figyelhető meg.
3. Tisza völgyi fűz-nyár ártéri erdők egyforma arányban tartalmazzák fűz, illetve nyárfákat, talaja nyers öntéstalaj. Aljnövényzete igen változatos lehet, megtalálható többek között a veresgyűrűs som, mocsári nefelejcs és a nyári tőzike is. Kifejezetten a Tisza árterére jellemző társulás típus.

Folyóparti keményfaligetek a síksági folyók ártereinek legmagasabb pontjain figyelhetők meg. Laza hordalék öntés erdőtalajain jönnek létre, melyek már hasonlítanak a barna erdőtalajhoz. Főként tölgy illetve kőris alkotja, de mellettük megtalálhatóak még a kányazsombor, borostás sás illetve sárga tyúktaréj. A Tisza mentén tölgy-kőris-szil ligetek találhatók, főként magyar kőrissel, nyárfákkal (Borhidi - Sánta 1999).

Az ártereken megfigyelhetők még telepített erdők is. A fűzeseket a folyószabályozás után telepítettek a töltés védő hatásának fokozására, a töltések hullámveréstől való védelmére. Telepített nyárerdők területe egyre nő Molnár (2004) szerint, köszönhetően annak a ténynek, hogy a nyárfa kiváló alapanyag a rétegelt lemezek illetve bútortlapok gyártására.

3.6. Emberi hatások

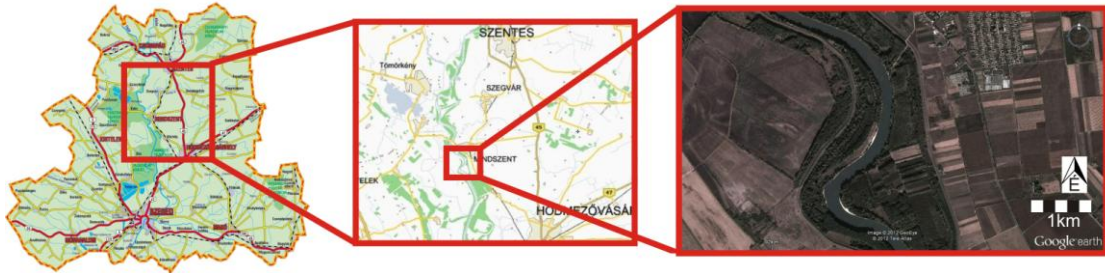
A szabályozatlan Tisza lefolyási viszonyai nagyon kedvezőtlenek voltak. A rendkívül alacsony fekvésű térszín egy-egy árvíz során több hónapig is vízborítás alá került. Széchenyi István kezdeményezésére, Vásárhelyi Pál tervei alapján 1846-ban indult meg a Tisza és mellékfolyóinak szabályozása. Az 1848-as forradalmi események hatására a töltésépítések megakadtak, majd 1849-ig 30 helyen kezdték meg a munkálatokat, 107 km töltést építettek és 9 átvágást készítettek. A szabadságharc bukása után az önkényuralmi kormány hamar belátta, hogy az Alföld folyóinak szabályozására gazdasági érdekek miatt is szükség van (Dunka et al. 1996). Az 1855-ös

árvíz a kezdetleges védőgátakat megrongálta, sok helyen tönkretette. A már megépült gátak hatására az árvíz szintje magasabb volt az addig megszokottaknál, viszont az átvágások nem épültek olyan ütemben, mint a töltések, így a lefolyási tényező nem javult, szükségessé vált tehát az átvágások számának növelése. A Tisza menti töltések hossza 1850-ben még csak 776 km volt, ez a szám 20 év alatt 2360 km-re nőtt, ez idő alatt 110 átvágást készítettek. A védőgátak 1876-ra csaknem készen voltak, viszont az Alsó-Tiszavidéken hiányoztak átvágások, melyek elvégzése még váratott magára. Az emiatt óriásira nőtt víztömeg végül Szeged pusztulását okozta. Összesen 111 átvágás készült el 1880-ra, de ebből csupán 58 fejlődött ki teljesen. A legrosszabb helyzet a Csongrád-Szeged szakaszon alakult ki, ahol az átvágások 89 %-a nem fejlődött ki. Az erőfeszítések nem voltak hiába valók, az 1919-es, majd 1932-es, az akkoriban legnagyobb árvizek gátszakadás nélkül levonultak (Ihrig 1973).

Az Alsó-Tisza-vidéken a Tisza bal partjának ármentesítése 1856-ban kezdődött. Az építkezések nagyon lassan haladtak, a kormányzat többször fel is szólította az illetékes feleket a munka gyorsabb, jobb elvégzésére, hiszen tisztában voltak vele, hogy míg a fentebbi szakaszokon a munka minél jobban előre halad, annál nagyobb árvizek várhatóak a Csongrád-Szeged szakaszon (Ihrig 1973). 1861-ben Hódmezővásárhelynél voltak gátszakadások, ezután 1895-ig töltéserősítéseket végeztek. Az Alsó-Tiszavidéken a folyó jobb partjának ármentesítése hamarabb, már 1830-ban megkezdődött, mikor kialakították a Szeged mellé 15 km-es töltést építettek. 1840-50 között Csongrád is töltést épített 20 km hosszan. Az 1840-es években a Károlyi család építtetett gátat a Vidra- és Dong-ér között. Ettől délre, a Pallavicini uradalom építtetett töltés. A széttagolt, nem szakszerűen kiépített töltések nem feleltek meg funkcióiknak, több helyen átszakadtak. Így történt ez 1879. március 5-én is a petresi szakaszon, majd a betört víz elárasztotta Szegedet. Ezután gáterősítésekbe kezdtek, erős, tartós gátakat építettek ki. 1880-ban megépítették a szegedi körtöltést (Ihrig 1973). A 20. században a szabályozások során is felfedezhető a technika fejlődése. Új módszereket, partbiztosítást és sarkantyúkat alkalmaztak, melyet a világ minden részén alkalmaznak a világon az oldalazó erózió megállítására, a folyó szélességének csökkentésével növeljék annak sebességét (Fiala – Kiss 2006).

4. Mintaterület

Mintaterületem, az Ányási-kanyarulat az Alsó-Tiszavidék területén, Mindszent és Mártély között helyezkedik el (4. ábra).

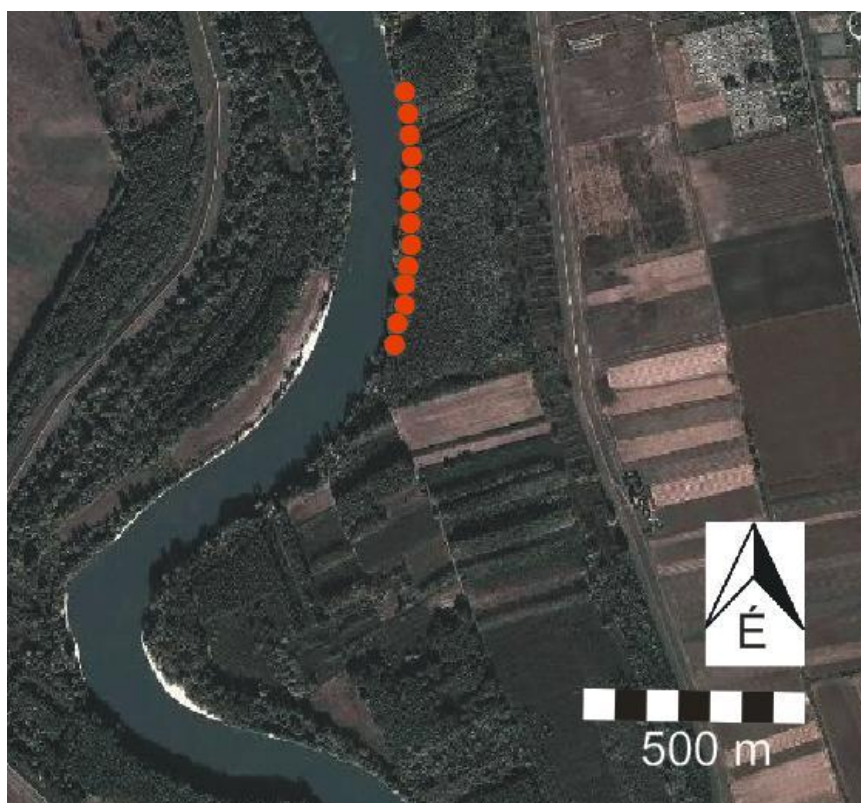


4. ábra: A mintaterület

A terület tengerszint feletti magassága 80-82 m, csupán az övzátonyok és az árvízvédelmi töltések mentén húzódó kubikgödrök teszik változatossá a felszínt. Az imént említett pozitív formák 1-2 méterrel emelkednek a sík terep fölé, az antropogén eredetű kubikgödrök szintén ennyivel fekszenek mélyebben. A folyó kanyarulatainak belső ívén jelenleg is folyamatos az övzátony képződés, a külső ívet jellemzően folyóhátak kísérik. A kanyarulatok jellegzetessége, hogy nem érintették a szabályozások, így szabadon fejlődnek. A Tisza bal partján, a szabályozások során épített árvízvédelmi töltések anyagát szolgáltató kubikgödrök egy részét beszántották. Nagyobb mértékben a folyó jobb oldalán, a töltéshez közelebb maradtak meg, melyek fontos ívóhelyként funkcionálnak. A hullámtér szélessége igen változatos, 110 és 2800 m között változik. A Tisza vízszintjének esése az adott területen 2,9 cm/km, sebessége kisvízkor 0,1-0,4 m/s, középvízkor 0,6-0,9 m/s, nagyvízkor pedig 1,5 m/s. A folyó vízhozama kisvízkor 115 m³/s, nagyvízkor elérheti a 3630 m³/s-ot is, vagyis a kis és nagyvízi vízhozamok aránya 30-szoros (Fiala és Kiss 2005).

A folyóparton galériaerdők találhatók, melyeket a töltés felé haladva szántóföldi gazdálkodás vált fel. Az elmúlt évtizedekben tájidegen fajok jelentek meg, melyek jelentősen befolyásolják az akkumuláció illetve erózió hatékonyságát (Fiala - Kiss 2005).

A dendrológiai mintavétel az északi kanyarulat erodálódó szakaszán, a kanyarulat külső ívén folyt (5. ábra).



5. ábra: A dendrológiai minták mintavételi helye

5. Vizsgálati módszerek

A hosszú távú parterózió vizsgálatához összevettem a II. katonai felmérés (1820) térképeit, a későbbi (1890) állapotokat tükröző térképekkel. Azonban, mivel a II. katonai felmérés nem pontos, ezért a terület fejlődésének megállapításához vízügyi felmérések térképeit is felhasználtam, melyek az 1890, 1929-1931-es, 1974-es fejlettségi állapotot mutatják. A geoinformatikai feldolgozáshoz használt legfiatalabb adatait a Google Earth 2011-es felvétele szolgáltatta. A vizsgálat során a térképeket Egységes Országos Vetületi rendszere korrigáltam, QGIS programmal feldolgozva. A mintaterületen a középvonalakat felvéve 100 méterenként pontokat jelöltem ki, melyekre merőlegesen megmértem a folyómeder szélességét, a kanyarulatok ív és húrhosszát valamint görbületi sugarukat is lemértem.

A rövidtávú morfológiai változásokat terepi vizsgálatokkal elemeztem. E vizsgálat során a kanyarulatok külső ívén jelentkező parteróziót dendrológiai módszerrel vizsgáltam. A dendrológiai elemzés során a partélen elhelyezkedő erózió hatására szabadra került nyárfák gyökereit mintáztam meg, megmérve gyökerek jelenlegi parttól való távolságát (6. ábra). A gyökereket mikroszkóp alatt értékeltem.



6. ábra: A mintavétel fafűró segítségével gyökerekből történt a meder peremén

A vizsgált partszakasz sajátossága az igen meredek partoldal, mely csak kisvíz esetén közelíthető meg gyalogosan. A 2011. októberi kisvizet kihasználva gyalogosan sikerült a minták vétele, azonban a meredek partoldal nehezítette a munkát. Mintavétel során 17 nyárfa gyökérzetéből összesen 44 db mintát gyűjtöttem, ügyelve a megmintázott gyökerek parttól való távolságának változatosságára, illetve arra, hogy élő gyökérből történjen a minta nyérése.

A minták vételének helyét GPS segítségével rögzítettem. A mintákat a fa fűrészára szolgáló bötüözővel, valamint fűrészszel gyűjtöttem. A mintákat előkészítésük után mikroszkóp segítségével vizsgáltam, melyeken bejelöltem a gyökerek kitakarózása után megjelent évgyűrűket (7. ábra).



7. ábra: A gyökér szeleteken bejelölt évgyűrűk

Ezen évgyűrűk, valamint a gyökerek parttól való távolságának segítségével határoztam meg a part erodálódásának mértékét.

5. Eredmények

Eredményeim során előbb a mintaterület hosszú távú partelmozdulásának vizsgálatát térképek segítségével jellemzem, majd az északi kanyarulat rövidtávú erózióját mutatom be, melyet dendrológiai módszerrel elemeztem.

5.1. A mintaterület hosszú távú morfológiai változásai

A II. katonai felmérés (1850) és a vízügy 1890-es vízügyi térképek összevetése során jól látszik, hogy a terület folyamatos morfológiai átalakuláson ment keresztül (8. ábra). A Tisza folyamatosan formálta kanyarulatait, újonnan erodált és akkumulált területeket hozva létre. A vizsgálat során figyelembe kell venni, hogy a II. katonai felmérés térképei - a kor technikai fejlettségének köszönhetően - feltehetően átlagosan 20 méterrel északi irányban elcsúsztak, legalábbis a saját tapasztalataim, az egyéb tereptárgyak helyzete a geo-korrigálást követően ezt mutatják.

A II. katonai felmérés térképi adatai szerint az első kanyarulat legnagyobb szélessége 250 m volt, a kanyarulat legkeskenyebb pontja 200 m (8. ábra), a kanyarulat átlagos szélessége pedig 225 m volt. A kanyarulat fejlettségét a β érték kiszámításával adhatjuk meg, mely a kanyarulat íve (i) és a kanyarulat húrhosszának (h) hányadosa (Lacza 1982). Az első kanyarulat 1850-ben mért fejlettsége $\beta = 1,7$, azaz a kanyarulat Lacza (1982) meghatározása alapján fejlett állapotú volt. 1890-re az első kanyarulat szélességviszonyai változatlanok maradtak. Azonban, mint az a térképek átfedésével jól látható, a kanyarulat nyugati irányba vándorolt, valamint alakja megnyúlt. Tehát 1850 és 1890 között az első kanyarulat áthelyeződő, illetve megnyúló típusú volt, ezt mutatja az is, hogy a kanyarulat fejlettsége 1,9-re nőtt. A partformálódást tekintve az első kanyarulat esetében nagymértékű erózió illetve akkumuláció játszódtott le 1850 és 1890 között. A kanyarulat felső része szinte teljes egészében új medret erodált magának, a régi medrét hordalékával töltötte fel. A kanyarulat alsó részén is megfigyelhető partformáló tevékenység, azonban méretét tekintve elmarad a kanyarulat felső részén tapasztalhatótól (8. ábra).



8. ábra: A Tisza II. katonai felmérés korabeli és az 1890-es futásvonala, eróziós illetve akkumulációs viszonyai

A második kanyarulat esetében a II. katonai felmérés alapján a meder maximális szélessége 200 m volt, a meder legkisebb szélessége pedig 150 m, miközben átlagosan 175 m széles volt (8. ábra). A kanyarulat fejlettségének $\beta = 1,9$ -et kaptam, tehát a kanyarulat fejlett állapotú volt. 1890-re a kanyarulat szélességének maximuma 250 m-re nőtt, a kanyarulat legkeskenyebb pontja is 200 m-re nőtt, a kanyarulat átlagos szélessége is 235 m-re növekedett. Vagyis a második kanyarulat esetében a meander szélesedése figyelhető meg. 1890-re kanyarulat fejlettsége nőtt, számításaim szerint $\beta = 2,0$ értékre. A második kanyarulat eróziós viszonyait tekintve elmondható, hogy a kanyarulat felső részén nagyobb mértékű erózió figyelhető meg. E mellett látható, hogy a kanyarulat dél-felé helyeződött át, melynek mértéke 100-150 m között változott.

Az első kanyarulat szélességi viszonyai 1921-23-ra az 1890-es felméréshez viszonyítva a nem változtak. A kanyarulat fejlettsége számottevően nem változott, a kanyarulat fejlett maradt. Az első kanyarulat esetében a meander felső részének DNY felé való elmozdulása figyelhető meg, a kanyarulat déli részén jelentős változás nem figyelhető meg. Ennek magyarázata a felsőbb folyószakaszon kialakított partbiztosítás lehet. Az első kanyarulat esetében az erózió mértéke nagyobb volt, mint az akkumuláció mértéke. Az erózió főként a kanyarulat belső ívén jelent meg, a külső íven csak a kanyarulat alsó részén látható.



9. ábra: A Tisza futásvonalának változása, eróziós viszonyai
1890 és 1921-23 között

A második kanyarulat maximális szélessége 1921-23-ra 300 m-re, 1890-hez képest 50 m-el nőtt, legkisebb szélessége változatlan maradt, átlagos szélessége 270 m-re nőtt. Azaz az 1890-es állapotokhoz képest a kanyarulat szélesedése figyelhető meg. A kanyarulat ív és húrhosszának hányadosát vizsgálva, a kanyarulat fejlettsége $\beta = 2,1$ -re nőtt, a kanyarulat fejlettebbé vált. A második kanyarulat külső íve erodálódott, főként a kanyarulat középső és alsó részén. A belső íven az erózió mértékével megegyező nagyságú akkumuláció történt (9. ábra). A kanyarulat helyzetét vizsgálva jól látható, hogy az 1980-as viszonyokhoz képest a kanyarulat DNY felé vándorolt, mértéke átlagosan 150 m. Éves átlagban ez 3 m vándorlást jelent.

1921 és 1976 között az első kanyarulat legnagyobb szélessége 200 m-re csökkent, 1921-23-hoz képest 50 m-el, minimális szélessége pedig 140 m, 60 m-el lett keskenyebb, míg a kanyarulat átlagos szélessége átlagosan 160 m-re szűkült (10. ábra). Ez a folyó partbiztosításai miatt következhetett be, így a kanyarulat szélessége átlagosan 10 m-el, vagyis évi 0,2 m-el csökkent. Ezen időszakban az akkumuláció és erózió mértéke is lecsökkent, partformáló tevékenység csak a kanyarulat felső és alsó szakaszán figyelhető meg. Ennek magyarázata a felsőbb folyószakaszon kialakított

partbiztosítás lehetett. A kanyarulat ív és húr hossza nem változott számottevően, a kanyarulat fejlett maradt. Az első kanyarulat külső ívén akkumuláció figyelhető meg, a belső íven a kanyarulat felső részén erózió, a kanyarulat alsó szakaszán akkumuláció. Az 1921-1976 közötti időszakban a korábbiakhoz képest azonban elhanyagolható mind az erózió, mind az akkumuláció mértéke.



10. ábra: A Tisza futásvonala 1921-23 és 1976 között

A második kanyarulat maximális szélessége 250 m-re, 50 m-el csökkent, minimális szélessége pedig 150 m, átlagos szélessége szintén 50 m-el, 220 m-re csökkent (10. ábra). A kanyarulat szűkülése az 1921-23-ban felvett adatokhoz képest itt is bár ez a kanyarulat szabadon fejlődik, nincs partbiztosítással ellátva, ezáltal a folyó itt kiteljesítheti munkavégző képességét. A kanyarulat fejlettsége nem változott, azonban ismét megfigyelhető a folyásirányba történő áthelyeződés. A második kanyarulat esetében a kanyarulat felső részén a partformálódás mértéke kisebb, mint a középső illetve alsó szakaszokon. Az erózió irányát tekintve látható a kanyarulat déli irányba történő vándorlása, amelynek mértéke 150 m, azaz évente 2,7 m/év sebességgel tolódott délebbre a kanyarulat. A korábbi 3 m/év sebességhez képest a kanyarulat vándorlásának lassulása mérhető.

Az első kanyarulat maximális szélessége 2011-re 150 m-re, újra 50 m-el a legkisebb szélessége 100 méterre, 40 m-el csökkent 1976-hoz képest. A kanyarulat átlagos szélessége 120 méter lett, tehát az átlagos szélessége is csökkent 40 méterrel

(11. ábra). Az utóbbi évtizedekben a Tiszán általánosságban megfigyelhető a folyómeder szűkülése. A kanyarulat fejlettségét tekintve elmondható, hogy az ív és húr hossz 1976-hoz képest arányaiban nem változott, így a kanyarulat fejlettsége sem. Az első kanyarulat esetében teljes egészében akkumuláció figyelhető meg. Ez a kanyarulat szűkülésével magyarázható.



11. ábra: A Tisza futásvonala 1976-ban és 2011-ben

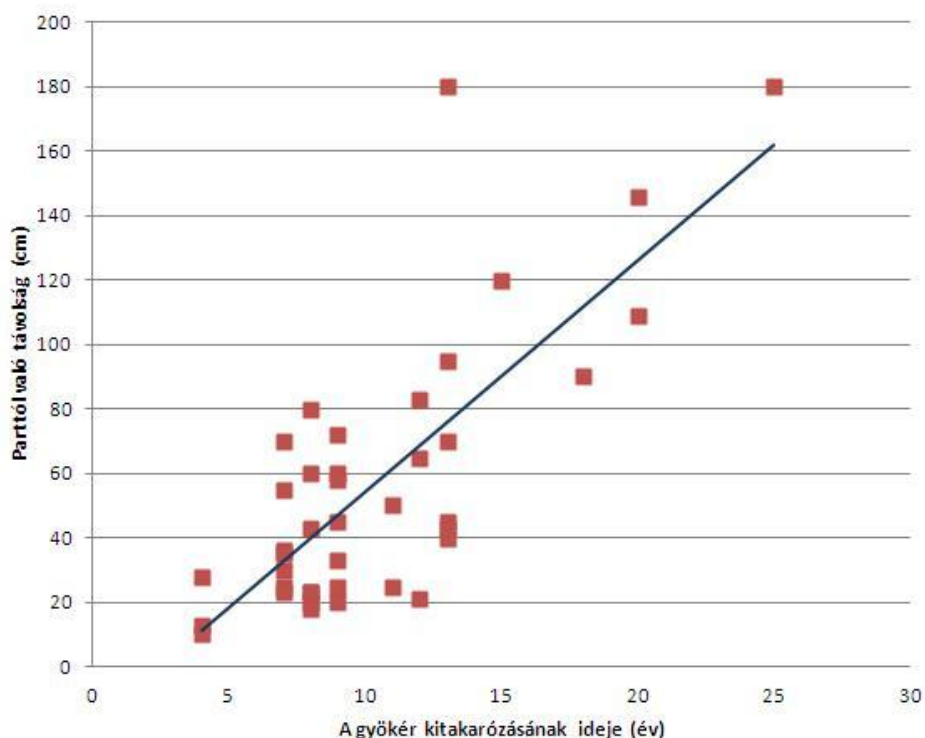
A második kanyarulatot tekintve, annak legnagyobb szélessége 200 m maradt, legkisebb szélessége 120 m, azaz 30 m-el szűkült. Átlagos szélessége 150 m lett, mely 70 m szélességcsökkenést jelez. A kanyarulat fejlettsége nem változott. A meander déli irányba történő áthelyeződése továbbra is megfigyelhető, 2011-re a kanyarulat újabb 100 m-el tolódott déle, mely évi 2,8 m vándorlást jelent. A második kanyarulat esetében a kanyarulat felső és középső szakaszán akkumuláció látható, a kanyarulat alsó szakaszán a folyómeder szűkülése ellenére is látható erózió.

Tehát megállapítható, hogy a hosszú távú trendek a folyó szűkülését mutatják, azonban a vizsgált 2 kanyarulat esetében ennek mértéke eltérő.

5.2. A mintaterület rövidtávú parteróziója

Mint láttuk, a felső kanyarulat eróziója olyan kismértékű, hogy így alig számszerűsíthető, még a térképi korrekció is nagyobb hibákkal terhelt. Ezért ezt a kanyarulatot dendro-geomorfológiai módszerrel is vizsgáltam, arra a kérdésre keresem a választ hogy 1976 után ténylegesen leállt-e az északi kanyarulat esetében ténylegesen leállt-e az erózió, mert a gyökerek, illetve a part morfológiája nem ezt mutatja.

A mintaterület rövidtávú parterózióját az első kanyarulat külső ívén vett gyökér keresztmetszetek dendrológiai vizsgálata alapján mutatom be. Az évgyűrűk száma illetve a gyökér jelenlegi parthoz viszonyított távolsága lineáris összefüggést mutat (13. ábra), vagyis minél messzebb található a gyökér a parttól, annál több évgyűrű alakult ki benne, azaz a távolság és a gyökér kitakarózásától eltelt idő egyenes arányban vannak egymással. Tehát a gyökérben található évgyűrűk szoros összefüggést mutatnak a kitakarózás idejével, tehát felhasználhatóak a part eróziójának számítására.

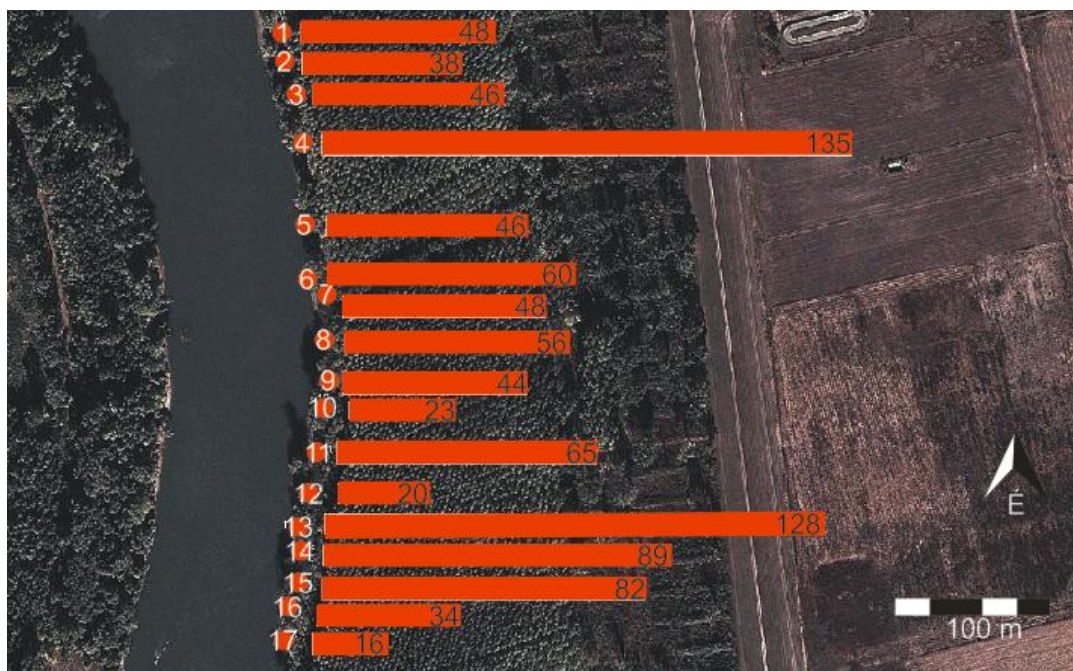


11. ábra: A gyökerek a parttól való távolsága és az évgyűrűk számának alakulása

A legidősebb gyökér, melyből sikerült mintát vennem 25 éves volt, azonban a megmintázott gyökerek évgyűrűinek száma 10 év körül mozgott, így az eredmények

egy kb. 10-15 éves időintervallumot tudnak lefedni. Ha a gyökök kitakarózása teljessé válik, így a gyökér már nem érintkezik a partfallal, így nem jut tápanyaghoz és lassan elhal. Ennek következtében az idősebb kitakarózású gyökök többsége már elhalt állapotú, azaz a dendrológiai mérésre nem alkalmas, hiszen téves eredményt hozna, mivel nem lehet tudni, mikor halt el.

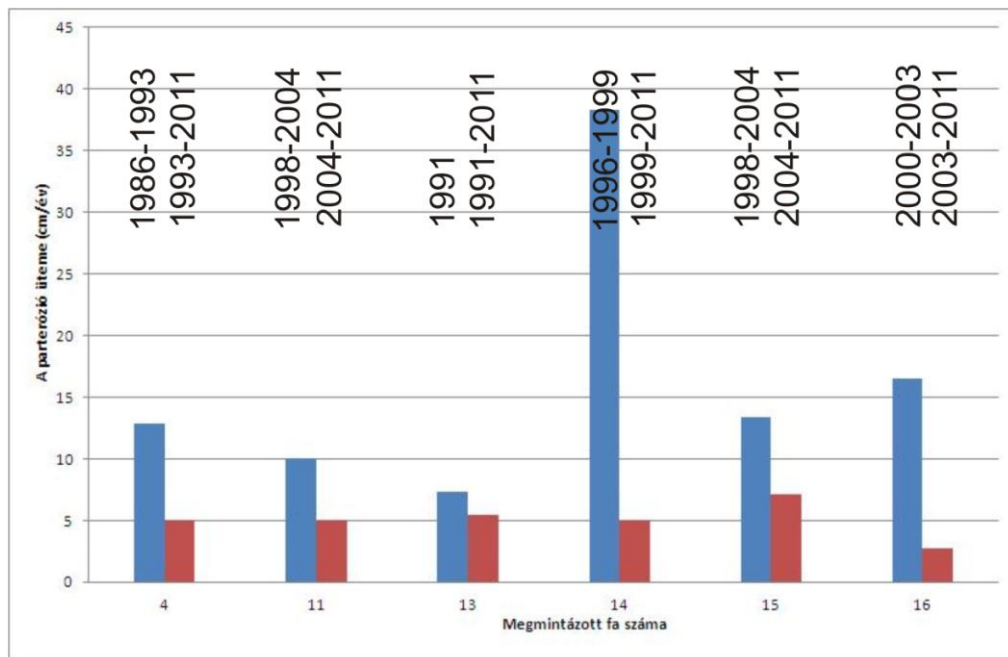
A legnagyobb távolság a part és a megmintázott gyökér között 180 cm volt, a legkisebb pedig 10 cm, a minták parthoz viszonyított átlagos távolsága 56 cm-re tehető. Összevetve a minták évgyűrűinek számát a parttól mért távolsággal megadható az évi átlagos erózió mértéke a vizsgált partvonalon átlagosan 5 cm/év. Azonban a parterózió nem volt egyenletes. Méréseim szerint a 4, 11, 13 - 16 pontokban az átlagos eróziónál magasabb ütemű volt a partpusztulás (14. ábra). Ez arra utal, hogy kagylós formában pusztul a part, ami azt jelenti, hogy egy-egy pont intenzíven hátrál, a part többi része később hátrál ehhez a vonalhoz.



14. ábra: A mintapontokon mért teljes parterózió mértéke (cm)

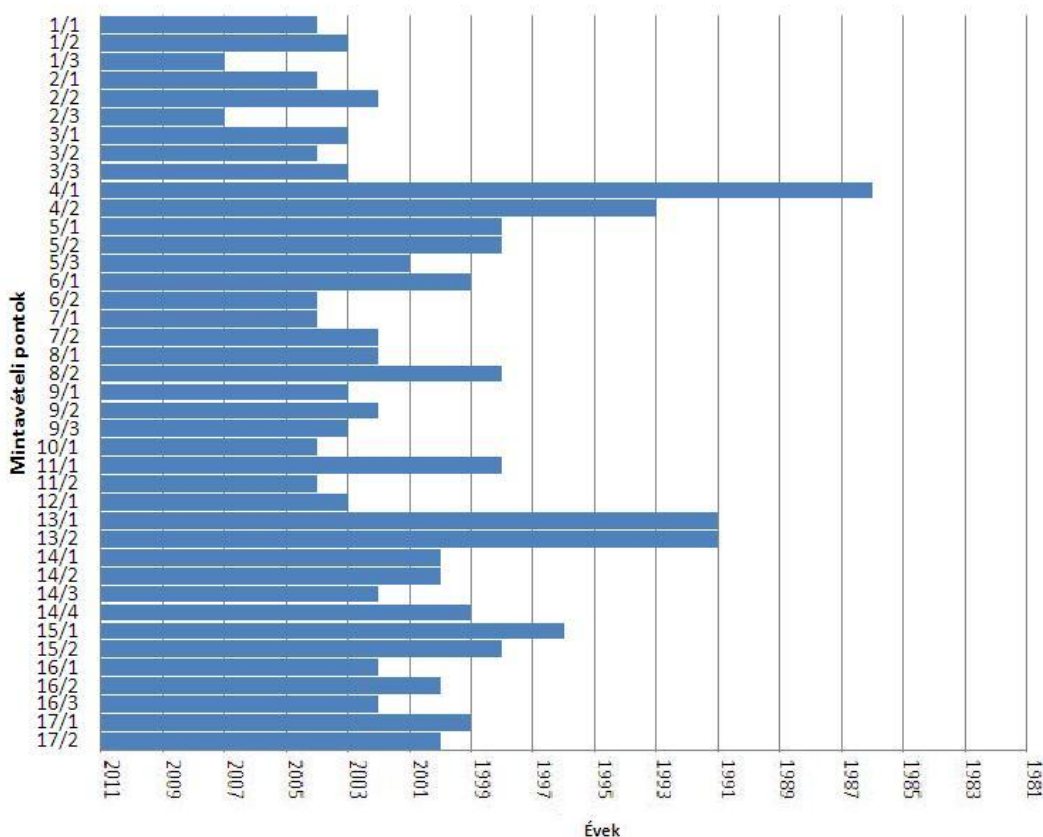
A 4. pontnál két mintavétel történt, 180 és 90 cm távolságban a parttól. Előbbi gyökér, melyből a mintát vettem 25 éve takarózott ki, utóbbi 18 éve, tehát 1986 és 1993 között 13 cm/év, míg 1993-2011 között 5 cm/év volt az erózió mértéke, vagyis az erózió lassult. A 11. pontnál szintén két gyökérmintát vizsgáltam, az első 95 cm-re, a második 35 cm-re a parttól. A 95 cm-es minta a vizsgálataim alapján 13, a 35 cm-es 7

éves volt. Tehát a megmintázott gyökerek 1998 és 2004 között 10cm/év sebességgel, 2004 és 2011 között 5 cm/év sebességgel takarózódtak ki, vagyis az erózió üteme ebben a pontban is lassult. A 13. mintavételi pontnál 146 hasonló méréseket végeztem, így kiderült hogy, mindkét minta 20 éves volt. Az 1991-ig még 37 cm/év majd, 1991 és 2001 között 5 cm/év sebességgel erodálódott a part. A 14. pont esetében négy mintát vettem. A minták átlagos távolsága 180, 65, 60 illetve 50 cm volt, koruk ebben a sorrendben 15, 12, 11 és 9 év volt. Az első gyökér 1996 és 1999 között 115 cm-t erodálódott, ami 38 cm/év sebességű eróziót jelent. Azonban az erózió mértéke 12 éve lelassult, 1999 után a többi mintapont már 5 cm/év sebességgel erodálódott ki. A 15. pontnál a vizsgált 2 gyökér 130 illetve 50 cm-re volt a parttól, koruk 13 és 7 év volt. Tehát az első gyökér 1998 és 2004 között 80 cm-t erodálódott, mely 13 cm/év sebességet jelent, majd az erózió sebessége lelassult, 2004 és 2011 között már csak 7 cm/év sebességű erózió mérhető. A 16. pont esetében 58 illetve 25 cm távolságot mértem, a minták kora 11 illetve 9 évre tehető, így a hamarabb kitakarózott gyökér 2000 és 2003 között 16,5 cm/év sebességű kitakarózást mértem, majd az erózió sebessége lelassult, 2003 után már csak 2,7 cm/év sebességű volt. Tehát általánosságban elmondható, hogy a korábbi nagymértékű eróziót mindenütt felváltotta egy lassabb ütemű partpusztulás (15. ábra).



15. ábra: A parterózió mértékének alakulása a mintavételi pontokban

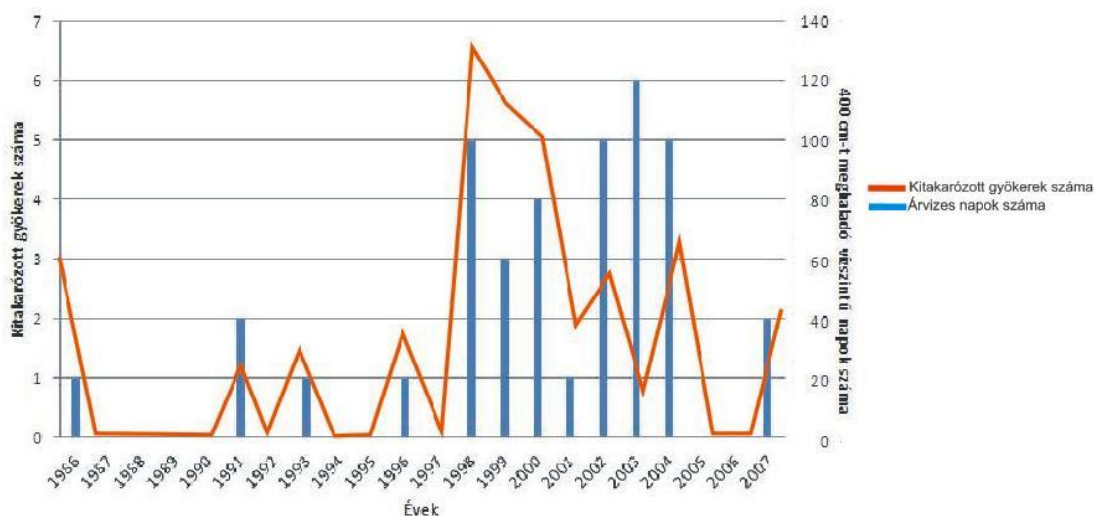
A legnagyobb mértékű erózió a 4. és a 13. pontban figyelhető meg (16. ábra). A parton a nyárfák zöme 1999-2003 között veszítette el talajborítását. A kanyarulat ívét követve a mintapontokban mért kitakarózások mértéke az eltelt idő függvényében nem egyenletes.



16. ábra: A gyökerek kitakarózásának ideje az egyes mintapontokban

Ez szoros összefüggést mutat a területet elérő mederkitöltő- és árvizek számával (17. ábra). A gyökerek körüli partanyag eróziójához kb. 400 cm magasságú árvízre van szükség, alacsonyabb vízállás nem éri el a gyökérszót, így a 400 cm-t meghaladó napok számát gyűjtöttem össze.

Az első gyökér által jelentett erózió 1986-ban történt, amikor az árvizes napok száma 60 volt, mely március vége és május eleje között erodálta a partot, kitakarva a 4/1-es minta gyökerét (17. ábra). 1991-ben mindössze 25 árvizes nap volt, márciusban, mely a 13/1 és 13/2 minták kitakarózását okozta.



17. ábra: A kitakarozott gyökerek száma illetve a 400 cm feletti vízállású napok száma

Az 1990-es évek erózió szempontjából nem volt lényeges, hiszen a mederkittő árvizek kis arányban fordultak elő és a fák gyökereinek eróziója nem volt jelen. Egy árvizes időszak első évében, 1998-ban három időszakban is mértek nagyvízi vízállást, összesen 140 napon keresztül az évben. Április végétől augusztus elejéig, valamint november elejétől december elejéig volt kiteve a part ezen része eróziósnak. Ennek hatására - ahogy a minták kitakarozásának idejéből látható - az erózió mértéke igen nagy lehetett, hiszen, a mintázásra került gyökerek 12 %-a is ekkor került a felszínre. 1999-ben 110 árvizes nap jelentkezett, február végétől május végéig. Ez a hosszú, nagy munkavégző képességű jeges árvíz újabb gyökerek felszínre kerülését okozta. A 2000-es évben 100 napon keresztül mértek mederkittőtől vagy afeletti vízszintet Mindszentnél. A február közepétől május közepéig tartó ár az árvíz szintjének rekord magasságát is elérte, 2000. április 21-én 1000 cm-en tetőzött a Tisza. A hosszan tartó árhullám tovább pusztította a partot, újabb gyökerek mellől elszállítva a hordalékot. Ezután rövidebb szünet következett, az árvizek szintje nem érte el a gyökérzetet, vagy csak olyan kis mértékben erodálta a partfalat, hogy egészen 2001-ig csupán 1 újabb gyökér takarózódott ki. Újabb árvizes időszak kezdete volt 2002, amikor mindössze 55 napon emelkedett a vízszint 400 cm fölé. Ez azonban elég volt a part további erodálására, újabb 5 gyökér került a felszínre, melyekből sikerült mintát vennem. 2003-ban csupán 2 hétig tartó árhullám jelentkezett, amely elég volt a part újabb erodálásához, vizsgálataim

szerint újabb 6 minta került a felszínre. A 2004-es árvíz 65 napja alatt ismét vízborítás alá került a mintaterület. A két árhullám márciustól májusig, illetve november közepétől december elejéig tartott. Ez idő alatt újabb gyökerek kerültek felszínre. 2006-ban 123 napon keresztül tartó, februártól júliusig elhúzódó árhullám és a 2007-ben bekövetkezett 43 napos árvíz, mely január végétől március közepéig tartott, újabb kierodált gyökereket eredményezett. A 2006-os árhullám újabb rekord árvíz volt, április 22-én 1062 cm-en tetőzött a Tisza Mindszentnél. A 2007-es felszínre kerülés után újonnan kierodált gyökérből nem sikerült mintát vennem, annak ellenére, hogy 2008-ban 70 napos árhullám volt megfigyelhető a területen, 2009-ben 30 napig tartó, 2010-ben pedig 180 napig hosszú volt az árvíz szintje 400 cm-nél magasabban. A 2007 és 2010 között lezajlott időtartamban különböző hosszúságú árhullámok tovább erodálhatták a partot, azonban újonnan kitakarózott gyökerek vagy csak részben, vagy egyáltalán nem jelentek meg a partoldalon. Elképzelhető továbbá az is, hogy ezek a gyökerek annyira vékonyak voltak, vagy annyira hozzáférhetetlen helyen voltak, hogy ezért nem sikerült mintát vennem belőlük.

Levonható tehát az a következtetés, hogy az mederkitöltő vízszintű, vagy az azt meghaladó mértékű napok száma és az erózió mértéke között összefüggés mutatkozik. A hevesebb lefolyású árvizek jellemzően nagyobb munkavégzéssel bírnak, így a part eróziója, a gyökerek kitakarásának mértéke is nagyobb.

6. Összegzés

Az elmúlt közel 150 év alatt a Tisza alsó szakaszán a folyó futásvonalának medre nagymértékben megváltozott, részben a folyószabályozás munkálatok, valamint a természetes, folyó okozta partformálódás eredményeképpen.

Méréseim alapján az alsó-Tisza szakasz kanyarulatainak szélessége évente megközelítőleg 1 méterrel változott ami időnként csökkenést, máskor szélesedést jelentett. . A délebbi, szűkebb görbületi sugarú Ányási - kanyarulat esetében 350 m-es folyásirányú elmozdulást tapasztaltam 1850 és 2011 között. Az eltolódás sebessége az idő előre haladtával csökkent, azonban napjainkban is megfigyelhető. Átlagosan évi 2 m eltolódás jellemezte a kanyarulatot, ami korábbi kutatások eredményénél jóval kevesebb. Somogyi 1974-ben a kanyarulatok elmozdulását a Duna sárközi szakaszán vizsgálta. Mérései szerint a kanyarulatok 16-50 méteres évi oldal irányú és 20-38 méter/év folyásirányú eltolódást tettek meg. A Maros magyarországi szakaszán Blanka et al. végzett méréseket 2007-ben megállapítva, hogy a természetes úton fejlődő kanyarulatok tetőpontjai folyásirányban 300-750 métert mozdultak el, mely 2,5 - 6 m/év elmozdulást jelentettek. Mivel a Duna, valamint a Maros esésükből és sebességükből adódóan sokkal nagyobb munkavégző képességgel bírnak, mint a Tisza, így nem is várható olyan mértékű elmozdulás, mint az említett másik két folyó esetében.

A Tisza általam vizsgált szakaszán a kanyarulatok görbületi sugara sok esetben változott, azonban a változás mértéke nem volt számottevő, mindkét általam vizsgált kanyarulat fejlett típusú maradt (Laczay 1982). Ez szintén a folyó kisebb munkavégző képességével magyarázható, ezen a szakaszon lassuló ütemű parterózió figyelhető meg.

A részletesen vizsgált, folyásirányban feljebb eső kanyarulat külső íve a térképi mérések szerint évente átlagosan 5 m-t erodálódott, mely ugyan elmarad a Somogyi (1974) dunai és Blanka et. al (2007) marosi méréseitől. A dendrológiai vizsgálatok rámutattak arra a tényre, hogy az elmúlt 15-20 évben a parterózió mértéke jelentősen lecsökkent az első kanyarulat esetében, 5 cm/év sebességre, mely kagylós formában erodálódik.

Bizonyítható tehát, hogy a dendrológia alkalmazásával a geomorfológiai vizsgálatokban új, más módon nem mérhető adatokat kaphatunk. Más eszközökkel is mérhetünk ugyan néhány cm-es eróziót, például teodolittal, azonban ezzel csak a mérés időpontjában bekövetkezett partformálódást vizsgálhatjuk. Időben visszamenőleg ilyen

mértékű erózió mérésére más módszerekkel nincs lehetőség, így fontos a dendrológiai módszerek felvétele a geomorfológia eszköztárába.

Irodalomjegyzék

- Aleatalo J. 1971: Dendrochronological interpretation of geomorphic process. *Societas geographica fenniae*, Helsinki, 13-62
- Blanka V. 2008: A jelenkori tektonizmus hatása a Hernád kanyarulatfejlődésére. In: Kiss T. - Mezősi G. (szerk): *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon*. Egyetemi Kiadó, Szeged, 29-39
- Blanka V. - Kiss T. 2008: A kanyarulatfejlődés jellegének és mértékének vizsgálata a Hernád Alsódobsza feletti szakaszán, 1937 és 2002 között. *Geographia generalis et specialis: Tanulmányok Kádár László születésének 100. évfordulójára*, Debrecen, 147-154
- Blanka V. - Sipos Gy. - Kiss T. 2006.: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa MTA FKI, Budapest
- Brierley, G.J. - Fryirs, K.A. 2005: *Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework*. Malden: Blackwell Publishing 93-103.
- Downs, P.W. - Gregory, K.J. 1993: The sensitivity of river channels into the landscape system. In: Thomas, D.S.G. - Allison, R.J. (szerk) *Landscape sensitivity*. Wiley, Chichester 15-30.
- Fiala K. - Kiss T. 2004: Mederváltozások és következményeik vizsgálata az Alsó-Tiszán. II. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadvány, geography.hu
- Fiala K. - Kiss T. 2006: Szabályozások hatására megváltozott mederparaméterek vizsgálata az Alsó-Tiszán. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadvány, geography.hu
- Frisnyák S. (szerk.) 1978.: *Magyarország földrajza*. Tankönyvkiadó, Budapest, 44-135
- Ihrig D. 1973.: A Magyar vízszabályozás története. *Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda*, Budapest, 281-370
- Károlyi Z. 1960: A Tisza mederváltozásai különös tekintettel az árvízvédelemre. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet*, Budapest, 41-74
- Knighon, D. 1998: *Fluvial forms and processes. A new perspective*. Arnold, London. 205-307.
- Kiss T. - Hernesz P., 2011: Az Alsó-Tisza-Vidék árterének geomorfológiai jellegzetességei és kora. *Földrajzi közlemények* 135/3. 261-274
- Kiss T. - Sipos Gy. 2009: A dendrológia alkalmazása a geomorfológiai kutatások során: A szigetvándorlás vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. *Földrajzi közlemények* 133/1. 13-21
- Laczay I. (1982): A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények*, 235-254.
- Lovász Gy. 2007: A jelenkori tektonika hatása a Duna mederesedésére hazánkban. *Földrajzi Értesítő* 56. évf. 1-2 füzet, 69-75

- Phillips, J.D. 1992: Nonlinear dynamical systems in geomorphology: Revolution or evolution? *Geomorphology* 5. 219-229.
- Rakonczi J. 2009: Az Alsó-Tiszai és a Tisza. *Földrajzi közlemények* 133. 4.pp. 385-395
- Sándor A. - Kiss T. 2007: A 2006. tavaszi árvíz okozta hullámtéri akkumuláció mértéke és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnokon. *Hidrológiai Közöny* 87/4. 19-25.
- Sándor A. - Kiss Tímea 2008: A területhasználat változás hatása az üledék-felhalmozódásra, közép-tiszi vizsgálatok alapján. IV. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadvány, geography.hu
- Schumm, S. A. - Lichty, R. W. 1965: Time, space and causality in geomorphology. *American Journal of Science*. 263. 110-119.
- Schumm, S.A. 1973: Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: Morisawa, M. (szerk) *Fluvial geomorphology*. Binghamton, NY, 299-309.
- Smith, D.G. 1976: Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geol. Soc. Of Am. Bulletin* 87. 857-860.
- Sipos Gy. - Kiss T. 2008: Alluviális vízfolyások mederformálásának sebessége. In: Kiss T. - Mezősi G. (szerk.): *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon*. Egyetemi Kiadó, Szeged, 17-27
- Somogyi S. 1974: Meder- és ártérfejlődés a Duna sárgói szakaszán az 1782-1950 közötti térképfelvételek tükrében. *Földrajzi értesítő*, XXIII. 27-36
- Szlávik L. 2000.: Az Alföld árvízi veszélyeztetettsége. In: Pálfi I. (szerk): *A víz szerepe és jelentősége az Alföldön*. Nagyalföld alapítvány, Békéscsaba, 64-83
- Timár G. - Telbisz T. 2005: A meanderező folyók megváltozása és az alakváltozás sebessége. *Hidrológiai közöny* 85. évf. 5. szám 48-54
- Török I. 2000: Az alföldi folyók hullámtérének szerepe és hasznosítása. In: Pálfi I. (szerk): *A víz szerepe és jelentősége az Alföldön*. Nagyalföld alapítvány, Békéscsaba, 125-131
- Vágás I. 2007: Második honfoglalásunk: a Tisza-völgy szabályozása. *Hidrológiai közöny* 87/3. 30-38