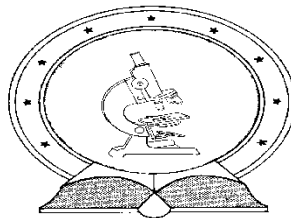


**DE TTK**



**1949**

## **Ártérfejlődési vizsgálatok felső-tiszai mintaterületeken**

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

Vass Róbert

Témavezetők: Dr. Szabó József és Dr. Lóki József

DEBRECENI EGYETEM  
Természettudományi Doktori Tanács  
Földtudományok Doktori Iskola  
Debrecen, 2014

*Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi Doktori Tanács Földtudományok Doktori Iskola „A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai” programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.*

*Debrecen, 2014. 05. 07.*

*Vass Róbert  
doktorjelölt*

*Tanúsítom, hogy Vass Róbert doktorjelölt 2007-2010 között a fent megnevezett Doktori Iskola „A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai” programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotótevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.*

*Debrecen, 2014. 05. 07.*

*Dr. Szabó József  
témavezető*

*Tanúsítom, hogy Vass Róbert doktorjelölt 2007-2010 között a fent megnevezett Doktori Iskola „A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai” programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.*

*Debrecen, 2014. 05. 07.*

*Dr. Lóki József  
témavezető*

# ÁRTÉRFEJLŐDÉSI VIZSGÁLATOK FELSŐ-TISZAI MINTATERÜLETEKEN

Értekezés a doktori (Ph.D.) fokozat megszerzése érdekében

a Földtudományok tudományágban

Írta: Vass Róbert okleveles geográfus

Készült a Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori Iskola doktori iskolája

(A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai programja) keretében

Témavezetők: Dr. Szabó József és Dr. Lóki József

A doktori szigorlati bizottság:

elnök: Dr. Csorba Péter .....

tagok: Dr. Lócy Dénes .....

Dr. Szabó György .....

A doktori szigorlat időpontja: 2013.05. 13.

Az értekezés bírálói:

Dr. ....

Dr. ....

A bírálóbizottság:

elnök: Dr. ....

tagok: Dr. ....

Dr. ....

Dr. ....

Dr. ....

Az értekezés védésének időpontja: 2014. . . .

## Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉS	7
2. SZAKIRODALMI- ÉS MÓDSZERTANI ÁTTEKINTÉS	12
2.1. Az ártéri területek osztályozása	12
2.2. Az akkumulációs folyamatok mérési módszerei	14
2.2.1. A hosszú távú akkumulációs folyamatok mérése	14
2.2.2. A rövid távú akkumuláció mérésének módszerei	15
2.3. Az akkumulációt befolyásoló tényezők	17
2.4. Az akkumuláció mennyiségi adatai	19
2.4.1. A hosszú távú akkumuláció üteme	19
2.4.2. A rövid távú akkumuláció üteme	21
3. BEREGI-SÍK- ÉS A BODROGZUG TERÜLETÉT ÉRINTŐ FLUVIÁLIS HATÁSOK ÁTTEKINTÉSE	24
3.1. A Beregi-sík- és a Bodrogzug vízfolyásait érintő antropogén beavatkozások	25
3.1.1. A Beregi-sík ármentesítése	25
3.1.2. A Tisza Tarpa és Jánd közötti szakaszának szabályozása	26
3.1.3. Folyószabályozási és vízkormányzási munkálatok a Bodrogzugban	27
3.2. A Felső-Tisza hidrológiai jellemzői	28
3.3. A Bodrog hidrológiai jellemzői	32
4. MINATERÜLETEK BEMUTATÁSA	34
4.1. A Felső-Tisza és a Bodrog futásvonalának kialakulása	34
4.2. A Beregi-sík mentett ártere	36
4.2.1. Az ártéri szigetek kérdése	36
4.2.1.1. A megvizsgált ártéri szigetek bemutatása	37
4.2.2. A terület elhagyott medereiek problémaköre	39
4.2.2.1. A megvizsgált morotvák, ártéri lapályok és folyóhát bemutatása	44
4.3. A beregi hullámtér mintaterületei	50
4.3.1. Vágás-szeg	51
4.3.2. Szilvás-szeg	52
4.3.3. Boroszló-kert	53
4.3.4. Foltos-kert	54
4.4. A bodrogzugi nyílt ártér mintaterületei	56
4.4.1. A Bodrogzug geomorfológiai jellemzése	56

4.4.1.1. Övzátonyos területek	58
4.4.1.2. Ártéri lapályok	62
4.4.1.3. Magasabb helyzetű formaszegény felszínek	66
<b>5. ANYAG ÉS MÓDSZER</b>	<b>68</b>
5.1. Terepi módszerek	68
5.2. Laboratóriumi módszerek	71
5.3. Geoinformatikai módszerek	73
5.3.1. A formák azonosítása és digitalizálása	73
5.3.2. A hullámtéri feltöltődés vizsgálata	74
<b>6. EREDMÉNYEK</b>	<b>76</b>
<b>6.1. Hosszú távú ártérfejlődési vizsgálatok</b>	<b>76</b>
6.1.1. Hosszú távú folyamatok vizsgálata a Beregi-sík mentett árterén	76
6.1.1.1. A Beregi-sík ártéri szigeteinek morfológiai osztályozása és szedimentológiai értékelése	76
6.1.1.1.1. <i>Az ártéri szigetek morfológiai alapú csoportosítása</i>	76
6.1.1.1.2. <i>Az ártéri szigetek szedimentológiai értékelése</i>	78
A; <i>A Homok-tanya eróziós szigetek üledékei</i>	78
B; <i>A Sulymos dűlő eróziós szigetek üledékei</i>	85
C; <i>Az Új-tanya övzátony üledéke</i>	86
D; <i>A Tyúk-hegy parti dűne üledékei</i>	88
6.1.1.2. Részösszegzés	89
6.1.1.3. A Beregi-sík elhagyott medreinek vizsgálati eredményei	90
6.1.1.4. Az ártéri lapályok és a Bence folyóhát üledékei	98
6.1.1.5. Részösszegzés	102
6.1.2. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata a Bodrogzugban	109
6.1.2.1. Övzátonyos területek üledékei	109
6.1.2.2. Az ártéri lapályok üledékei	111
6.1.2.3. Magasabb helyzetű formaszegény sík felszíneküledékei	114
6.1.2.4. Részösszegzés	116
<b>6.2. Rövid távú akkumulációs vizsgálatok</b>	<b>117</b>
6.2.1 Hullámtéri feltöltődés vizsgálata	117
6.2.1.1. A tivadari vízmérce 1901-2013 közötti adatainak kiértékelése	117

6.2.1.2. A tivadari hídszelvényben mért lebegtetett hordalékhozam adatok kiértékelése	118
6.2.1.3. A feltöltődés mennyisége mintaterületenként	121
6.2.1.3.1. <i>Foltos-kert</i>	121
6.2.1.3.2. <i>Boroszló-kert</i>	127
6.2.1.3.3. <i>Szilvás-szeg</i>	129
6.2.1.3.4. <i>Vágás-szeg</i>	130
6.2.1.4. Részösszegzés	131
6.2.2. Az akkumulációs folyamatok jellemzése a bodrogzugi nyílt ártéren a 2008-2013 közötti időszakban	135
6.2.2.1. A vizsgálati időszak során levonult árhullámok kiértékelése	135
6.2.2.2. Az egyes begyűjtéseket megelőző árhullámok bemutatása	137
6.2.2.3. A minták mennyiségi jellemzői	138
6.2.2.4. A minták szemcse-összetételbeli jellemzői	146
6.2.2.5. Részösszegzés	150
7. ÖSSZEGZÉS	152
8. ÖSSZEFOGLALÓ	157
9. SUMMARY	162
10. KÖSZÖNETNYÍLVÁNÍTÁS	168
11. IRODALOMJEGYZÉK	169

## 1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉS

A magyar geomorfológián belül mindig is meghatározó hányaddal képviseltették magukat a vízfolyások felszínalakító tevékenységével foglalkozó tanulmányok. Ez természetesen elsősorban ország sajátos domborzati és hidrológiai helyzetével magyarázható.

A Kárpát-medence központi részét elfoglaló Alföld Európa egyik legnagyobb folyóvizek által kialakított síksága. Hazánk területének több mint fele részét foglalja el, és itt él az ország népességének mintegy 40 %-a (Lászlóffy 1982). Az Alföld lakóinak életét a folyók mindenkori vízjátéka határozta meg, mely olykor pusztító áradásokat produkált ezzel téve kiszámíthatatlanná a mezőgazdasági termelést. Különösen igaz ez a Tiszára és mellékfolyóira, melyek mentén az ország legtermékenyebb mezőgazdasági területei fekszenek.

A török kort követően a népesség gyarapodásával egyre nagyobb területeket kellett művelés alá vonni, melyet elsősorban az alföldi folyók ármentesítésével és szabályozásával kívántak elérni. Az ármentesítéseket követően mintegy 2 millió hektár szabadult fel a Tisza és mellékvízei időszakos elöntései alól. Az ármentesítés mellett az árvizek gyorsabb levonulását a folyó esésének növelésével kívánták elérni, amit kanyarulat átvágásokkal értek el. Az egységes ártér a töltésépítések következtében két részre szakadt: a gátak közötti hullámtérre és a gátakon kívüli mentett ártérre. Azokon a területen, ahol a társadalmi érdekek nem indokolták az ármentesítéseket ott napjainkban is emberi beavatkozásoktól mentesen zajlanak a fluviális folyamatok, bár kiterjedésük korlátozott és előfordulásuk mozaikszerű.

Az ármentesítések következtében a Tisza mentén három, a folyóvízi felszínfejlődés szempontjából egymástól eltérő helyzetű és fejlődésű területtípus van jelen:

- **természetes (nyílt) ártér:** ármentesítések előtti, vagy azok által nem érintett ártér, amely napjainkban csak mozaikszerűen fellelhető
- **hullámtér:** az ártér gátakkal határolt része
- **mentett ártér:** az ártér gátakon kívüli rekedt része

Dolgozatomban e három folyóvízi térszínen végbement és még napjainkban is zajló akkumulációs és ártérfejlődési folyamatokat kívánom bemutatni azok hosszú és- rövid távú időtartama szerint felső-tiszai

mintaterületeken a Beregi-sík és a Bodrogzug példáján keresztül. Céljaim között szerepel a folyamatok sebességének összehasonlítása, valamint az eddig még nem kellően tisztázott felszínfejlődési kérdésekre való válaszadás. A célkitűzéseimet az alábbiakban a ható folyamatok időtartama szerint- és azon belül területtípusokra lebontva mutatom be.

#### Hosszú távú akkumulációs- és ártérfejlődési vizsgálatok:

A **Beregi-sík** hosszú távú felszínfejlődésével és akkumulációs viszonyaival kapcsolatban még napjainkban is számos megválaszolatlan kérdés és vitatható eredmény van. Egyik ilyen kérdés a sík szinte teljes területén elszórtan megtalálható, az iszapos-agyagos üledékekből előbukkanó egy korábbi üledék-felhalmozódási ciklus nyomait őrző, a zömében homokból álló ártéri szigetek eredete. A formák morfológiája nem egységes és irányultságuk sem mutat semmilyen szabályszerűséget. A korábbi tanulmányok (Borsy 1954, 1969) csak néhány mondat erejéig térnek ki a keletkezésükre. A részletes geomorfológiai feltárásuk nem készült el, így genetikai eredetükre vonatkozólag sincs egyértelmű magyarázat.

Az ártéri szigetek mellett nem kellően tisztázott a Beregi-sík felszínét borító eltérő szélességű és feltöltöttségi állapotú elhagyott medrek lefűződési ideje sem. Az egyes morotvák elhalási korának meghatározásával talán választ kaphatunk a Felső-Tisza pleisztocén végi irányváltásának időpontjára is. Köztudott, hogy a pleisztocén végén jelentősen süllyedő Szatmári-sík magához vonzotta az Érmelléken futó Tiszát, de az irányváltás pontos időpontja körül napjainkban sincs teljes egyetértés (Borsy 1995, Tímár et al. 2005, Nádor et al. 2005, 2007, Gábris 2007, 2011 Gábris et al. 2012). Borsy (1969) véleménye szerint a Beregi-sík legidősebb felszíni elhagyott medrei a boreális- és a késő-glaciális folyamán fűződtek le. A mai távérzékelési és egyéb szoftveres eszközök felhasználásával azonban elképzelhető, hogy olyan, az ismert korúaknál jóval idősebb, erősen feltöltődött, a korabeli térképek alapján nem, vagy csak nehezen azonosítható medrek is előfordulnak. A Beregi-sík holt-meder hálózatának vizsgálata az egyes felszínfejlődési kérdések megválaszolásán kívül felvilágosítást ad a terület akkumulációs viszonyairól is.

### Célkitűzések:

- A Beregi-sík területen lévő összes ártéri sziget azonosítása, morfológiai alapú osztályozása és genetikai eredetének meghatározása.
- A Beregi-sík felszínén lévő eltérő szélességű elhagyott medrek egy-egy kiválasztott tagjának vizsgálata és elhalási korának meghatározása.
- Az elhagyott medrek és ártéri lapályok negyedidőszak végi akkumulációs ütemének meghatározása, valamint azokból a terület felszínfejlődésére vonatkozó következtések levonása.

A **Bodrozug** felszínén az alluviális területekre jellemző, szinte összes fluviális formaelem (sarlólapos-övezet, ártéri lapály, folyóhát, fokok) megtalálható. A terület erőteljes akkumulációs jellegét mutatja, hogy a legattraktívabb formáknak minősülő, sarlólaposok és övezetek rajzolata már erőteljesen elmosódott a felszínükön felhalmozódott üledékek miatt. A vizsgálataim során arra kerestem a választ, hogy a fent említett formákat – kiemelten kezelve az övezetnyos területeket – fedő üledékek vastagságában és szemcse-összetételében kimutatható-e valamilyen eltérés, illetve a fedőüledékek szemcse-összetételében megfigyelhető-e valamilyen vertikális irányú különbség.

### Célkitűzések:

- A Bodrozug különböző morfológiájú formáin a negyedidőszak végétől zajló akkumulációs viszonyok feltárása.
- A sekélyfűrészekkel feltárt üledékekben ki mutathatóak-e vertikális irányú változások?
- A kis horizontális távolságú (max. 30 m) és pár deciméteres szintkülönbséggel bíró formák, mint az övezetek és sarlómedrek, valamint az ártéri laposok és az azokat övező magasabb felszínek akkumulációja mutat-e valamilyen eltérést. Ennek ismeretében előre vetíthető, hogy vajon a jelenlegi szintkülönbség továbbra is átöröklődnek, vagy a formák teljes mértékben nivellálódnak.

### Rövid távú akkumulációs vizsgálatok:

A hullámtér kialakításával egy a korábbiakban nem létező, sajátos geomorfológiájú antropogén fluvialis térszín jött létre. Míg gátépítéseket követően a mederben levonuló víz és- hordalékhozam megközelítőleg változatlan maradt, addig az árhullámok levonulására és hordalékuk kiülepedésére biztosított terület kiterjedése jelentősen lecsökkent és a fokok elzárásával az azokon keresztül távozó jelentős mennyiségű hordalék is a hullámtéren akkumulálódik.

A szűk keresztmetszet és a nagyszámú üledékcsapdaként funkcionáló hullámtéri holt-meder következtében a nyílt árterekre jellemző fejlődési/feltöltődési ütem, jelentős mértékben felgyorsult (Kiss et al. 2004, Sándor és Kiss 2007, Oroszi 2009, Sándor 2011, Borsy 1974, Schwitzer et al. 2001).

### Célkitűzések:

- A hullámtéri mintaterületre vonatkozó vízállás (1901-2013) és lebegtetett hordalékhozam (1991-2013) adatok kiértékelése és egymással való párhuzamba állítása, annak érdekében, hogy kimutatható-e valamilyen összefüggés a vízállás és hordalékhozam között.
- A hullámtéri feltöltődés mértékének meghatározása a Felső-Tisza **beregi** Tarpa és Jánd közötti szakaszán szedimentológiai és geoinformatikai módszerek segítségével.
- A feltöltődés területi rajzolatának és szemcse-összetételbeli különbségeinek kimutatása és az azokat befolyásoló tényezők feltárása.

A **Bodrozug** területe napjainkig is nagyobb emberi beavatkozásoktól mentesnek mondható, felszínén a múltban csak kisebb vízkormányzási munkák folytak. Emiatt a folyóvízi formafejlesztő folyamatok a terület egészére kiterjedhetnek és napjainkban is aktívak, így az egykor általuk létrehozott – az Alföld többi részén a mentett ártéren „rekedt” ezzel inaktívvá váló – övzátonyok és sarlólaposok, ártéri lapályok és az azokat elválasztó magasabban fekvő teljesen sík felszínek területét rendszeres árvízi elöntések érik. Az elöntések gyakoriságától és mértékétől függően egy folyamatos feltöltődéssel számolhatunk a terület egészét tekintve.

Ennek mértéke azonban igen nagy eltéréseket mutathat a folyóktól távolodva, valamint az eltérő formakincsű területtípusokon.

Célkitűzések:

- Kimutatható-e valamilyen összefüggés az akkumuláció mértéke és az árvizek hidrológiai tulajdonsága között.
- A folyóktól távolodva a lerakódott anyag mennyiségében és szemcse-összetételében megfigyelhető-e valamilyen változás, illetve a folyóktól távolodva meddig mutatható ki az üledék-felhalmozódás. Elképzelhető e, hogy a terület egyes részein, ha csak időszakosan is, de szünetel az üledék felhalmozódás?
- A sekélyfúrások legfelső, rétege és a friss árvízi minták szemcse-összetétele között milyen hasonlóság mutatható ki.
- A beregi hullámtéri mintaterület és a bodrogzugi nyílt ártér példáján keresztül arra a kérdésre kerestem a választ, hogy a folyót közvetlenül övező területek akkumulációja valóban felgyorsulhatott-e a gátépítések következtében.

## 2. SZAKIRODALMI- ÉS MÓDSZERTANI ÁTTEKINTÉS

Az ártérfejlődéssel kapcsolatos fluviális folyamatokat elemző hazai- és a rendkívül széleskörű nemzetközi tudományos munkák azon részének eredményeit igyekeztem bemutatni, amelyek szorosan kapcsolódnak az általam végzett, elsősorban akkumulációs vizsgálatokhoz. A szakirodalmi eredmények, valamint az alkalmazott vizsgálati módszerek bemutatását a folyamatok hosszú- és rövidtávú időtartama alapján rendszerezem. A hosszú távú fejlődés alatt a több száz, vagy több ezer éves időtartamú folyamatokat értem, amelyek jelentős része napjainkra már lezárult. A rövid távú ártérfejlődés témakörén belül az egy árvízi esemény okozta akkumulációs folyamatokat és azok vizsgálati módszereit, valamint a hullámterek feltöltődését és az ott zajló egyéb folyóvízi folyamatokat vizsgáló tanulmányok eredményeit mutatom be. A módszerek és az eredmények bemutatása mellett kitérek az árterek feltöltődését befolyásoló tényezőkre is. Habár a hullámtéri akkumuláció kezdete jóval több, mint 100 éves időtartamra nyúlik vissza, aminek következtében nem feltétlenül tekinthető rövidtávú eseménynek, de mivel a folyamatok a kezdetüktől megszakítás nélkül napjainkban is tartanak ezért azok recensnek tekinthetőek.

### 2.1. Az ártéri területek osztályozása

Az árterek fejlődésének törvényszerűségeivel és azok osztályozásával már a 19-20. század fordulóján, ha csak érintőlegesen is, de számos írás foglalkozott (Gilbert 1877, Davis 1898, 1903). Az árterek osztályozását elsőként morfológiai alapon közelítették meg, amelyen belül két fő fejlődési folyamatot írtak le a laterális, valamint a vertikális akkréciót (Collinson 1978). A mérsékelt égövi síksági folyók leglátványosabb a folyamatos középvonal eltolódásából következő vízszintes irányú ártérfejlődést (laterális akkréció) emelték ki (Cotton, C. A. 1941, Wolmann és Leopold 1957). Ebben az esetben elsősorban lapos árterek képződnek melyek fő felszínformáit a középvízi mederrel megközelítőleg egy szintben lévő övzátonyok és a közöttük elhelyezkedő sarlólaposok adják. Erre a típusú felszínépülésre kiváló példával szolgál a Duna Fajszi alatti, valamint a Tisza szinte teljes magyarországi szakaszának meanderöve (Károlyi 1960, Somogyi 1974, Schweitzer et al. 2002). A vízszintes irányú ártérfejlődéssel párhuzamosan egy függőleges irányú fejlődési típus (vertikális akkréció) is jelen van (Schumm 1977). A vertikális akkréció minden esetben az ártér felmagasodását jelenti, aminek következtében egy enyhén domború forma jön létre, amelyre hazai

példaként a Beregi-sík területe hozható fel (Lóczy 2013). A laterális akkréció során nem beszélhetünk egyértelmű felmagasodásról, mert sok esetben a folyóhátal rendelkező pusztuló magas part eróziójával párhuzamosan a szemközti oldalon jóval alacsonyabb formák képződnek. A két folyamat természetes körülmények között egy időben is jelentkezhet, de hogy közülük melyik a domináns az elsősorban a vízfolyás hidrológiai paramétereitől, egyensúlyi állapotától és az antropogén beavatkozások milyenségétől függ. Az mindenesetre kijelenthető, hogy a folyó meanderövében első sorban az oldalirányú ártérfejlődés a meghatározó, míg attól távolabb a vízszintes irányú felmagasodás. A folyószabályozásokat következtében az egyensúlyi állapot újbóli eléréséig a laterális akkréciót tekinthetjük domináns folyamatnak (Károlyi 1960). A Tisza szabályozását követő néhány évtizedben nagyarányú (4-25 m/év) középvonal eltolódás volt megfigyelhető, amely a 20. század első negyedére – még a partbiztosítás előtt – jelentősen mérséklődött (Károlyi 1960). Károlyi számításai szerint 1891-1952 között, mintegy 10,5 millió m<sup>3</sup> földtömeg erodálódott laterális akkréció révén, amely az alsóbb szakaszokon később felhalmozódott. A természetes folyamatok megváltozása mellett az antropogén beavatkozások következtében is a vertikális akkréció irányába tolódhat el az ártérfejlődés jellege (Brown 1983, Magilligan 1992). Ezek első sorban a partstabilizáló művek építésére és egyéb olyan beavatkozásokra vezethető vissza, amelyek következtében jelentősen megnő a szállított hordalék mennyisége (Ten Brinke et al. 1998).

A genetikus ártérosztályozási rendszer kizárólag számszerűsíthető változókat alkalmaz, első sorban a vízfolyások energiája és a lerakott üledék fizikai paramétere közötti egyensúlyt vizsgálva (Nanson és Croke 1992). Ez alapján a szerzők hét fő ártérfejlődési (akkréciós) folyamatot különítenek el (1) vízszintes irányú övzátony épülés, (2) vertikális akkréció korlátozott térben, (3) vertikális akkréció széles ártéren, (4) fonatos medrek feltöltődése, (5) partszéli ferde akkréció, (6) ellenoldali akkréció a meder pusztuló oldalán, (7) holt-meder feltöltődés.

Az osztályozás elvégezhető az ártér üledékeinek szemcseösszetétele alapján is, amely a folyószakasz hegyvidéki, vagy síksági helyzetével mutat szoros összefüggést (Knighton 1998). Az értelmezés szerint a nagy energiával rendelkező folyók ártéri üledékei első sorban lazán települt kavics és homokanyagból állnak, míg a síksági folyók üledékei jóval kohézívabb, első sorban iszap és- agyag frakciójú üledéket akkumulálnak.

## 2.2. Az akkumulációs folyamatok mérési módszerei

### 2.2.1. A Hosszú távú akkumulációs folyamatok mérése

Az egyes vízfolyások elhalási korát, vagy tómedencék- és morotvák több ezer éve folyó feltöltődési ütemét számos relatív és abszolút kormeghatározási módszerrel meg lehet adni.

Az egyik ilyen legkorábban alkalmazott relatív kormeghatározási módszer az öskörnyezeti rekonstrukción alapuló palinológia (Borsyné és Borsy 1955, Csinády 1960, Papp 1956, Andersen 1964, West 1981, Ramanujam 1987, Sümegi 1999, 2004, Magyarai 2002, Félegyházi 1998, Félegyházi és Tóth 2001, 2003). A módszer hátrányai közé sorolható, hogy a morotvák lefűződésük után még huzamosabb ideig szállíthatnak vizet, ami nem kedvez a pollenek felhalmozódásának. Emellett az áradások következtében az újraéledő medrekben az erózió következtében a már leülepedett virágporszemeket tartalmazó rétegek is elpusztulhatnak és az így kialakult réteghiány megnehezítheti a kormeghatározást. Ugyancsak probléma léphet fel a rétegek keveredése következtében, ami kialakulhat bioturbáció miatt, a fent említett arózió és akkumuláció, vagy akár a helytelenül elvégzett mintavétel közben is.

Az abszolút koradatot adó radiokarbon méréseket első sorban elszenesedett fa, tőzeg és egyéb növényi, valamint élőlények maradványokból mérhetnek (Csongor et al. 1982, Borsy 1983, 1995, Kasse et al. 1995, Klimek 1995, Gábris és Nagy 2005, Gábris et al. 2001, 2012, Nádor et al. Borsy et al. 1989, Félegyházi-Tóth 2003, Tímár és Gábris 2008). A módszer nagy hátránya a  $C^{14}$ -es izotóp rövid felezési idejéből adódó relatíve szűk mérési időkeret ( $\sim 300$ - $30000$  BP év), valamint a vizsgált minta elhalását követő többszöri áthelyeződése, aminek következtében a beágyazó üledéket a valós koránál vagy idősebbnek, vagy fiatalabbnak határozzuk.

A radiokarbon módszerhez képest jóval tágabb földtörténeti időintervallumban mérhetünk az OSL módszerrel, amely a kvarc- és földpátszemcsék eltemetődésének korát adja meg azok szabad elektronhéjaiba az eltelt idő függvényében beépülő elektronok mennyisége alapján (Nádor et al. 2005, Gell et al 2009, Hughes et al. 2010, Gábris et al. 2012, Sümeghy 2014). A minta felszínre kerülése során a napfény hatására a szabad elektronhéjak kiürülnek és az újbóli eltemetődésig abban az állapotban is maradnak. Az eljárás alkalmazása folyóvízi minták esetében némi bizonytalansággal járhat, mivel a felszínre kerülő minták elektronjai egy sekély vízborítás esetében nem teljesen ürülhetnek ki.

## 2.2.2. A rövid távú akkumuláció mérésének módszerei

A már említett pollenanalitikai eljárás a maximum 100-200 éves ártéri akkumulációs folyamatok korolására is alkalmas lehet (Clark 1986). A 19. század elején megjelenő invazív fajok pollenjeinek kiértékelésével (Oroszi és Kiss 2004, Oroszi 2009).

A legkevésbé eszközigényes vizsgálatok közé tartozik valamilyen ismert korú szedimentológiai markerréteg azonosítása. Ez első sorban a folyó szabályozások alkalmával elvégzett mederáthelyezések során alakul ki (Sándor és Kiss 2006, Kiss 2011, Szabó et al. 2012, Vass et al. 2013), vagy a folyó felső szakaszán bekövetkező eróziót növelő műveléság váltásból, illetve újonnan meginduló antropogén tevékenységek folytán, amelyek következtében durvább szemcséjű és alacsonyabb szervesanyag tartalmú üledék halmozódik fel (Magilligan 1992, Lecce és Pavlowsky 2004).

Az egy árvíz okozta friss lerakódások mérése legtöbbször könnyen elvégezhető, mivel azok az eltérő színű és tömörségű korábbi felhalmozódásoktól jól elkülöníthetőek és mintegy jelzőrétegnek tekinthető a korábbi vegetációs ciklus avartakarója is (Kiss et al. 2002, Vass 2007a, Oroszi 2009, Sándor 2011).

Sok esetben azonban a felszíni körülmények megkövetelik, hogy valamilyen eszköz alkalmazását is igénybe vegyünk a mérések során. Megfelelő lehet a függőlegesen, egy jelzőszintig leszúrt eróziós cövekek telepítése (Warren 2001), vagy valamilyen korábban eltemetett mesterséges felszín alkalmazása (Kiss és Fejes 2000, Kiss et al. 2002, Oroszi és Kiss 2004, Vass 2007a, 2007b, Sándor 2011). Némileg nagyobb előkészületeket igényel az üledékcsapdák használata, de sok esetben pontosabb méréseket is tesznek lehetővé (Vass et al. 2009, Szabó et al. 2012). A legegyszerűbb ilyen eszköz az eltérő felületű és szálsűrűségű műfű lap alkalmazása (Gosztanyi 2011, Sándor 2011). A módszer hátrányai közé tartozik, hogy a szálak hosszúsága miatt csak korlátozott mennyiségű anyagot lehet vele begyűjteni és a minták kinyerése során számolnunk kell némi veszteséggel is.

Az ártéri- és hullámtéri területek feltöltődését gyakran határozzák meg, valamilyen nehézfémhez köthető markerréteg segítségével (Taylor 1996, Graf et al. 1991, Martin 2000, Rumsby 2000, Knox 2006). A nehézfém markerrétegek kialakulását a legtöbb esetben, valamilyen határozott időponthoz köthető havária esemény idézheti elő. Ilyen esemény volt a 2000. évi cianid- és nehézfém-szennyezés is, amely után ugrásszerűen megnöttek az erre vonatkozó, a Tisza hullámterén végzett vizsgálatok (Braun M. et al. 2003, Papp et al. 2007, Szalai 2007, Sándor

és Kiss 2008, Szabó Sz. et al. 2008, 2010, 2012). A szakirodalom véleménye szerint a legalkalmasabb elemnek az ólom minősül, mivel többi elemhez képest ennek legkisebb a mobilitása (Wolfenden és Lewin 1977, Braun et al. 2003, Sándor és Kiss 2006, 2008).

A radiokatív izotópok közül míg a  $^{14}\text{C}$ -es elsősorban hosszabb távú folyamatok korolására alkalmas addig a cézium 137-es és az ólom 210-es izotópja – rövid felezési idejük révén – a rövid távú folyamatok nyomon követésére alkalmas (Walling 1996, Thorndycraft et al. 1998, Braun et al. 2003). A főként urán 238-as izotóp bomlásával keletkező 22 év felezési idejű  $^{210}\text{Pb}$  a légkörből való kiülepedéssel kerül a felszínre. Az üledéksorban lefelé haladva annak egyenletesen csökken a mennyisége, aminek alapján kiszámolható az eltemetődés időpontja és ezzel a felhalmozódás mennyisége (Stokes és Walling 2003). A 30 év felezési idejű  $^{137}\text{C}$  izotóp második világháborút követően a kísérleti atomrobbantások, valamint az 1986-os csernobili reaktorbaleset következtében került nagy mennyiségben a légkörbe, majd ülepedett le. Így az üledékek a kiugró  $^{137}\text{C}$  értékük alapján könnyen korolhatóak és az akkumuláció mértéke is megállítható. Az izotópok alkalmazása az üledékek korának meghatározására azok eltérő mértékű vertikális elmozdulásuk miatt bizonyos körültekintést igényel (Syversen et al. 2001, Mediolli 2003)

Az árterek feltöltődésének mértéke valamilyen távérzékelési, vagy egyéb digitális eljárással előállított adatbázis segítségével meghatározható. Az egyik ilyen módszer a nagy méretarányú szintvonalas térképek felhasználásával adja meg a feltöltődés mértékét a bedigitalizált szintvonalakból készített digitális domborzat modell (DDM) segítségével (Gábris et al. 2002, Botlik 2005, Vass et al. 2009, Kiss et al. 2011, Szabó et al. 2012, Túri 2013). A módszer a gáton belüli és kívüli területek átlagmagasságának összevetésén alapszik. A mérés abból az elvből indul ki, hogy gátépítést megelőzően a két térszint a közel azonos magassági viszonyok jellemezték, és ha a hullámtéren nagyobb magassági értékeket kapunk, akkor az a szűk területre korlátozódó akkumuláció következményeként jött létre. Távérzékelési módszerek segítségével az ártérre kilépő víztömeg színéből következtetni lehet annak hordaléktöménységére és a szükséges kalibrációs méréseket követően, ha kell a terepi mérésekkel pontosítva, izovonalas térképeken ábrázolják az ártér egyes részein mért felhalmozódást (Gomez et al. 1995, Miller et al. 1999, Parsons és Gilvear 2002).

### 2.3. Az akkumulációt befolyásoló tényezők

Egy adott ártéri terület akkumulációs viszonyait együttesen több tényező és változó alakítja. A legfontosabb tényezőnek az ártéri terület vízfolyás mentén való helyzete tekinthető. Általánosan elmondható, hogy a forrásvidék területét és a felsőbb szakaszokat alapvetően eróziós folyamatok jellemzik, majd a folyó alsóbb szakaszain az esés csökkenése következtében fokozatosan az akkumuláció kerül túlsúlyba. Az akkumulációs területeken belül, pedig helyi szinten jelentkező tényezők azok, amelyek meghatározzák feltöltődés mértékét és területi mintázatát. Az akkumuláció mennyiségi összetevőit jelentős mértékben határozza meg a medertől mért távolság (Borsy 1972, Middelkoop és Asselmann 1998, Kiss et al. 2002). A kutatók egybehangzó véleménye alapján a medret övező viszonylag szűk parti sávban mérhető a legnagyobb felhalmozódás (Kiss et al. 2002, Bathurst et al. 2002, Vass 2007a, Oroszi 2009, Sándor 2011). Az egy árvíz során lerakódó üledék vastagsága a meder mentén akár a 70-80 cm-t is elérheti (Borsy 1972, Kiss et al. 2002), de a folyótól több száz méteres, vagy több km-es távolságban már az 1 mm-t sem éri el. A parttól távolodva a felhalmozódások hirtelen csökkenése a meder és az ártér találkozásánál megfigyelhető jelentős méretű áramlási sebességkülönbséggel magyarázható (Zellei és Szeibert 2003). A két terület határfelületén a kialakuló turbulens áramlások következtében jelentős mennyiségű homokos üledék áramlik meder mélyebb zónáiból a part felé. Majd ezek az áramlások hirtelen elvesztvén energiájukat a szállított hordalékuk jelentős részét lerakják. Így az értér irányába már csak jóval kisebb hordaléktöménységű vizek távozhatnak (Simm és Walling 1998, Makaske et al. 2002, Cazanacli és Smith 1998, Sándor és Kiss 2007).

Az üledék mennyisége és a medertől való távolság között csak egy bizonyos távolságig figyelhető meg összefüggés és azon túl már egyéb befolyásoló tényezők válnak dominánsá, mint például az ártér magassági mintázata, vagy a növényborítottság (Oroszi et al. 2006, Oroszi 2009). Oroszi (2009) mérései szerint a Maros magyarországi szakaszán ez a távolság 300-400 m, de a legnagyobb akkumuláció ezen a területen is természetesen medret övező 20-50 méter széles sávban figyelhető meg (Oroszi 2009, Sándor 2011).

Megoszlanak a vélemények arról, hogy az ártér/hullámtér szélessége miként befolyásolja az akkumuláció mértékét. Károlyi (1960) véleménye szerint inkább a keskeny ártér kedvez a nagyobb felhalmozódásnak, míg más eredmények szerint nem mutatható ki eltérés a keskeny és a széles ártéren mért felhalmozódások mennyisége között (Kiss et al. 2011).

A felhalmozódások mennyiségi mintázatát illetően a medertől mért távolság mellett igen kiemelt szerepe van az ártér morfológiájának is (Asselman és Middelkoop 1995, Oroszi 2009). Ugyancsak a Maros hullámterén végzett kutatások szerint a medertől több száz méteres távolságban lévő holt-medrekben több mint 200 cm-es felhalmozódást mértek, egy ártéri lapályban 98 cm-t, míg egy inaktív folyóhátan már csak 35 cm (Oroszi 2009). Sándor (2011) mérései szerint egy alig több mint 1 méteres szintkülönbség esetében már 57 cm-es felhalmozódási differencia volt megfigyelhető az ármentesítéseket követő időszakban. A külföldi tapasztalatok szerint, a rendszeres átöblítéssel rendelkező holt-medrek esetében inkább eróziós jelenségek figyelhetők meg. Első sorban csak azon medrekben van jelentős mértékű akkumuláció, amelyek nem kapcsolódnak be az árvizek levezetésébe (Middelkoop és Asselman 1998).

Az üledékek medertől mért távolságával nem csak a mennyisége, de a szemcseösszetétele is jelentős különbségeket mutat (Borsy 1972, Zhao et al. 1999, Steiger et al. 2001, Kiss et al. 2002, Walling 2003, Oroszi 2009). A legtöbb esetben a lerakódások vastagsága és azok szemcse-összetétele között szoros kapcsolat figyelhető meg (Steiger et al. 2001, Brooks 2005). Általában a szemcseösszetétel a folyótól mért 20-60 m széles sáv után kezd el rohamosan csökkenni (Marriott 1992, Hudson és Heitmüller 2003). A Felső és az Alsó-Tiszán és a Maroson folytatott mérések egyaránt azt mutatják, hogy a medertől távolodva exponenciálisan csökken a szemcse-átmérő (Borsy 1972, Hughes és Lewin 1982, Kiss et al. 2002, Vass 2007a, 2007b, Oroszi 2009, Sándor 2011). Sándor (2011) mérései alapján a legdurvább szemű üledék a folyó menti övztáonyokon és folyóhátakon volt megfigyelhető, itt a homok aránya meghaladta a 90 %-ot. Majd a töltések felé közeledve fokozatosan emelkedett az agyag aránya, de vízvezető csatornák alján – a medertől való távolságtól függetlenül – nagy homoktartalmú minták rakódtak le. Hasonló eredmény volt tapasztalható a Maros hullámterén is, ahol, míg a meder mentén 35 %-os homoktartalommal lehetett számolni, addig 325 méteres távolságban már 10 % alá csökkent az aránya (Oroszi 2009).

Jelentős befolyással lehet az árterek feltöltődésre növényzet hidraulikus érdességet növelő szerepe is (Borsy 1972, Steiger és Grunnel 2003, Werner et al. 2005, Brooks 2005, Szalai et al. 2005). Károlyi (1960) megfigyelései szerint a folyók partját kísérő sűrű aljnövényzetű ligeterdők jelentős mértékben növelhetik az akkumuláció mértékét, ami már növényzet nélkül is ebben a zónában a legnagyobb. Az 1970-es Szamos árvizének akkumulációs értékei is ezt támasztják alá (Borsy 1972). A legnagyobb felhalmozódás (20-80 cm) a part menti fák tövében volt

megfigyelhető főként, akadály mögötti 10-30 méter hosszú – szélzászló szerű – felhalmozódások formájában. Az ártér belső részein azonban már nem teljesen egyértelmű a növényzet akkumulációt növelő szerepe, mivel azt felülírja a morfológia és az áramlási viszonyok (Sándor 2011), de egy bizonyos vízszintig a növényzetnek jelentős áramláslassító szerepe van, aminek következtében jelentős mértékű ülepedés tapasztalható. Egyes esetekben a növényborítottság már olyan méreteket ölt, hogy a gyalogakác „tábla” belső területein már egyáltalán nem volt mérhető anyagmennyiség (Sándor 2011). Kimutatták, hogy az árhullámok növekedésével jelentősen csökken az érdesség szerepe (Chow 1959), amiből arra lehet következtetni, hogy ezzel párhuzamosan csökken üledékcsapdázás mértéke is.

## 2.4. Az akkumuláció mennyiségi adatai

### 2.4.1. A hosszú távú akkumuláció üteme

Az ártérfejlődés hosszú távú – akár több tízezer éves – ütemének meghatározására jó lehetőséget biztosítanak az üledékgyűjtőként szolgáló paleo-medrek vizsgálata. Hazánkban az Alföld területéről számos a pleisztocén- és a holocén kor folyamán elhalt meder rétegeinek ismerjük a relatív, vagy abszolút korát.

Részletes medervizsgálatokat hazánkban először Kádár László és kutatócsoportja végzett az 1950-es évek elejétől a Felső-Tisza és a Nyírség területén (Borsy, 1954, 1959; Borsyné és Borsy, 1955; Papp, 1956; Csinády, 1960). Ezek a mérések elsősorban a medrek elhalási korát voltak hivatottak meghatározni, amelyek számos felszínfejlődési, valamint az ösfolyók futásváltozásával kapcsolatos kérdésekre adtak választ. Az elhalási kor meghatározását minden esetben palinológiai módszerrel végezték. Sajnos a medrekben felhalmozódott üledék vastagságát, – mint nem elsődleges információt – csak elvétele közölték. Konkrét feltöltődési ütem a Beregi-sík Csaroda melletti egyik tölgyfázis elején elhalt mederénél számolható, melynek értéke 0,53 mm/év (Csinády, 1960). Borsy (1959) a Bereg-Szatmári sík egyes részeinek holocén kori felhalmozódási ütemét 0,63-1,3 mm/év között határozta meg.

Az 1980-as évektől a palinológiai mérések kiegészítéseként, majd önállóan is egyre gyakrabban határozzák meg a különböző üledékszintek korát radiokarbon módszerrel (Csongor et al. 1982, Lóki et al. 1993, Sümegi 1999, Magyarai 2002, Félegyházi et al. 2004). Az így nyert több és pontosabb adat segítségével részletesebb képet kaphatunk egy adott

terület eltérő morfológiájú területeinek a különböző földtörténeti időszakokban jellemző feltöltődésére. A bodrogi paleo-medrek feltöltődési sebessége a késő glaciálisban évi 0,2-0,3 mm volt, majd az atlantikus fázisban már elérte az 1,2 mm/évet, a szubboreálisban pedig átlagosan 0,8 mm/év anyag rakódott le (Csongor és Félegyházi 1987; Borsy et al. 1989). A Vajdácskánál lévő egyik szubboreálisban lefűződött morotvánál 1,1 mm/év felhalmozódási ütemet méretek (Borsy et al. 1989). Az ártéri laposokban mért felhalmozódási ráta valamivel alacsonyabb volt, értéke 0,2-0,8 mm/év között változott.

A Felső-Tisza gulácsi szakaszánál radiokarbon módszerrel megvizsgált 10,5 m vastag rétegsor átlagos felhalmozódási üteme 0,33 mm/év volt, de ezen belül az egyes szintek akkumulációs rátája 0,06-0,7 mm/év között alakult (Félegyházi et al. 2004). Az ugyancsak Beregsíkon lévő az atlantikus fázisban elhalt csarodai Báb-tava 505 cm-es rétegsora átlagosan 0,72 mm/év sebességgel halmozódott fel, de az egyes ciklusok akkumulációja 0,2-2,2 mm/év között alakult (Magyari 2002). Érdekes, hogy a Báb-tavától pár kilométerrel keletebbre fekvő Nyíres-tó 425 cm-es üledéksora már csak átlagosan 0,33 mm/éves ütemmel töltődött (Sümei 1999). Itt érdemes megjegyezni, hogy a klimatikus okokra visszavezethető üledék felhalmozódási különbségek mellett nem szabad figyelmen kívül hagyni az adott felszín mindenkor folyótól mért távolságát sem, amely döntően befolyásolhatja az ott lerakódó üledék mennyiségi értékeit függetlenül a vízfolyás hordalékhozamától (Ritchie et al. 1975; Asselman és Middelkoop 1998; Steiger et al. 2001).

A Szamos érmelléki futását bizonyító két preboreális fázisban elhalt meder feltöltődési üteme egyaránt 0,3 mm/év volt (Félegyházi 1998). A Körös-medence késő pleisztocén vízhalózatának rekonstruálása céljából feltárt eltérő méretű és morfológiájú Tisza és Szamos eredetű medreinek OSL és radiokarbon módszerrel meghatározott feltöltődési üteme 0,16-0,44 mm/év közé esett (Nádor et al. 2005). A Nagykunság területén fekvő változatos méretű elhagyott medrek (Halas-fenék, Üllő-lapos, Énekes-ér) az eltérő elhalási koruk ellenére viszonylag egyenletes 0,33- 0,43 mm/év feltöltődési ütemmel bírtak (Félegyházi és Tóth 2001, 2003, Gábris és Nagy 2005, Tóth 2003). A Hernád folyó nyílt árterén lévő paleo-medrek szubboreális fázisban mért felhalmozódási üteme 0,5 mm/év volt, ami a szubatlanitkus fázis elejére 1 mm/évre emelkedett, majd az elmúlt 300 évben már 8 mm/éves ütem jellemzi (Szabó 1996).

Az Alsó-Tisza vidékéhez köthető, mintegy 24 ezer éve lefűződött kardoskúti Fehér-tó morotva feltöltődése az élővizektől való jelentős távolsága következtében igen lassú (0,2 mm/év), de egyenletes sebességgel töltődött (Sümei et al. 1999). Az, hogy a meder lefűződését

követően a feltöltést végző folyók esetében lezajló víz- és hordalékhozam ingadozások nem éreztették hatásukat az akkumuláció ütemében, az szintén a nagy távolsággal magyarázható.

Az adatokból egyértelműen látszik, hogy a hosszú távú akkumuláció, ütemében mind az eltérő területeken, mind egy adott üledéksoron belül nagyságrendnyi különbségek lehetnek (0,14-2,2 mm/év). Ez a jelentős eltérés két okra vezethető vissza: (1) a feltöltődési időszak során nagy valószínűséggel olyan klímaváltozásbeli események következhetnek be, amelyek hatására a folyók hordalékhozamában határozott változások mentek végbe, (2) a feltöltést végző folyó/folyók mindenkori távolságára az adott üledékgyűjtőhöz viszonyítva jelentősen változott. Ez a távolság a laza allúviumi területek esetében elsősorban a középvonal gyors oldalirányú elmozdulásával széles határok között mozogott, amely esetleg nagyobb befolyással lehet a leülepedő hordalék mennyiségi és szemcseösszetételbeli jellemzőire, mint a klíma.

#### 2.4.2. A rövid távú akkumuláció üteme

A rövidtávú akkumulációs viszonyok áttekintését leginkább a Tisza és mellékfolyói mentén érzem szükségesnek elvégezni, mivel ezen területek és a Felső-Tisza menti mintaterületeim tartoznak egy hidrogeográfiai egységbe. Elsőként a hullámtér folyamatos feltöltődésére vonatkozó (160-0 év) eredményeket mutatom be, majd az egyes árvizek felhalmozódásai során mért eredményeket.

Direkt hullámtéri feltöltődés vizsgálatokat hazánban elsőként Károlyi (1960) végzett a Tisza felső és középső szakszán. A tiszaberceli szakasz szűk hullámtérén a töltések megépítése óta 1-1,6 m-es akkumulációval kalkulált, míg a tágabb területeken csak 0,2-0,5 m-el, szolnok térségében ez az érték 0,3-1,5 m volt. Az 1970-es gátszakadással járó szamosi árvizet követően Borsy (1972) végzett akkumulációs és morfológiai vizsgálatok a hullámtéren és a mentett oldalon egyaránt. Habár mérései első sorban az adott árvíz üledékeire vonatkoztak, de megállapította, hogy a gátpítést követően Tunyogmatolcsnál 200-250 cm-t töltődött a hullámtér a part menti zónákban, de még 150 m-re a parttól is legalább 150-210 cm-es az akkumuláció. Szlávik (2001) a Tisza alsó- és középső szakaszán 1976-83 között végzett vizsgálatai szerint a hullámtér évi átlagos feltöltődése 1 cm volt. Nagy et al. (2001) és Schweitzer et al. (2002) mérései szerint a Tisza eleve nagy hordalékhozamát a robbanásszerűen felgyorsuló urbanizációs folyamatok tovább növelték, aminek egyenes következménye a hullámtér gyorsabb feliszapolódása. A legnagyobb áradások idején 10-45 cm-es felhalmozódással számoltak a meder menti területeken, a hullámtér

egészére a gátépítéseket követően, pedig 1,6-1,8 méterest. A hullámtér feltöltődését Tiszadob és Tiszaszederkény között digitális domborzatmodell segítségével határozták meg a gát két oldalán lévő területek magassági értékeinek összevetésével (Gábris et al. 2002). Az eredmények szerint a terület átlagosan 0,13-0,49 cm/év ütemmel töltődött. A Közép-Tiszán végzett hullámtéri vizsgálatok szerint 1858-2003 között a medertől 230 m-re lévő ponton évente átlagosan 0,8 cm feltöltődés volt tapasztalható, míg ugyanezen a területen egy part közelében, lévő folyóháton már csak 0,6 cm/év, ami egyértelműen a folyóhat magasabb helyzetéből adódott (Sándor és Kiss 2006, Sándor 2011). A szerzőpáros Alsó-Tiszán végzett hullámtéri vizsgálatainál is hasonló méretekű felhalmozódást mértek 0,3-0,8 mm, de ezek a területek jóval távolabb 1400-1500 m-re feküdtek a Tiszától (Sándor és Kiss 2006, Sándor 2011).

Koncsos és Kozma (2007) a hullámtéri feliszapolódást egy hidrodinamikai modell segítségével határozta meg. Méréseik szerint hosszú távon a hullámtér lebegtetett hordalék általi feliszapolódásra kell számítani, aminek üteme 0,8 cm/év ütemű lehet. A Maros hullámterén a tiszai adatoktól némileg magasabb akkumulációs értékekkel lehet számolni (Oroszi et al. 2005, 2009). A hullámtéri holt-medrek átlagos feltöltődési üteme 1,3-2,45 cm/év között változott, de egyes időszakokban ez az érték elérte a 3,45 cm/évet is. A ártéri lapályok töltötése némileg lassúbb ütemben 0,63 cm/év ütemmel folyt. A hullámtér legmagasabban fekvő inaktív folyóhátjain, pedig mindössze 0,23 cm/év volt az akkumulációs ráta. A Körösök mentén tapasztalt feltöltődés Babák (2010) véleménye szerint azonos méretekű az Alsó-Tisza hullámtéri akkumulációjával. A Hármas-Körös hullámterén napjainkig, mintegy 150-180 cm-es feltöltődést mértek, aminek üteme a 20. század végén emelkedő tendenciát mutatott (Babák 2006, 2010). Babák (2010) Hármas-Körös mentén végzett vizsgálatai szerint az ezredforduló nagy árvizeinek alkalmával 5, 10, 13 cm vastagságú üledék is felhalmozódhatott egyszerre.

Egy árvízi eseményt követő feltöltődést a Tisza mentén elsőként Borsy (1972) a már említett 1970-es árvíz után mért. A legnagyobb akkumulációt apartok mentén tapasztalta (20-80 cm), de még a gátszakadás helyétől több km-re is talált hártavékony üledéket. A part menti felhalmozódások nagy mennyiségében jelentős szerepe volt a növényzetnek. A 2001. évi Beregi-síkot érintő áradás után Vass (2007a, 2007b) a gátszakadás helyétől 12 km-re egy paleo-meder fenekén 1,5-2,5 cm vastag, 70 %-os iszaptartalmú felhalmozódást talált, míg a part közelében a zömében apró szemű homokot tartalmazó felhalmozódás 15 cm vastag volt. Oroszi et al. (2006) a 2005-ös marosi árvízét követően

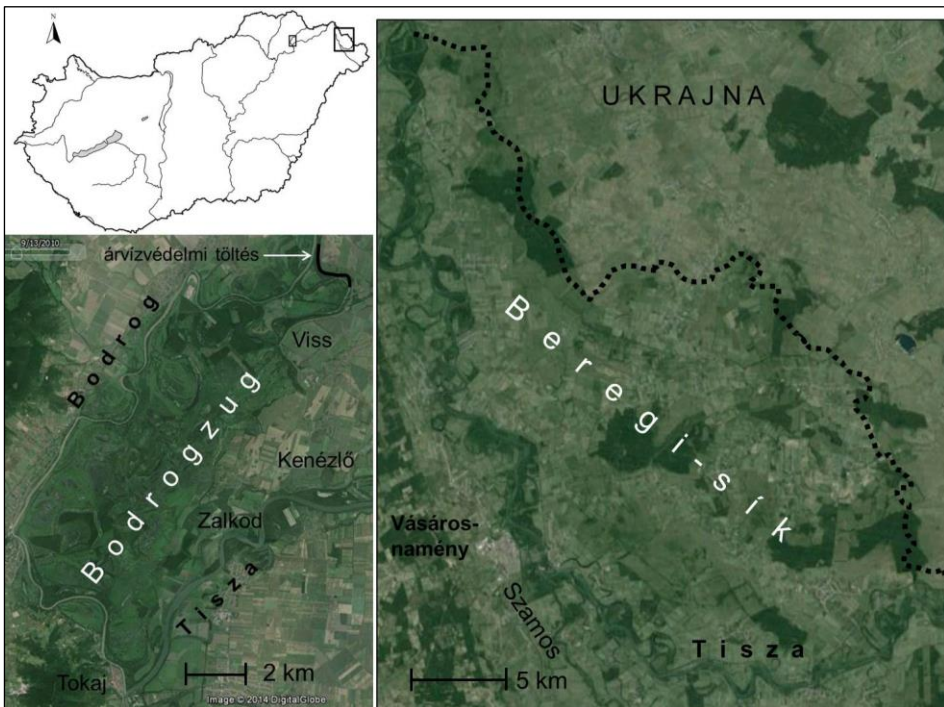
egy holtág partján 15 cm-es felhalmozódást mért, míg 2006-ban a folyó mentén 11-26 cm közötti felhalmozódást jegyzett, de a hullámtér átlagos feltöltődése ennél jóval kisebb volt (Oroszi 2009). Sándor (2011) a közép- és alsó tiszai mintaterületeken a partok mentén egy 20-50 méteres sávban folyóhát és övzátony felszíneken 24, 10,9 és 50 cm-es felhalmozódást mért. A hullámtér belsőbb területeinek átlagos feltöltődése a Közép-Tiszán 24,4; 3,7 és 6,8 mm, míg az Alsó-Tiszán 19,8 mm volt.

A felsorolt adatokból jól látszik, hogy a rövid távú feltöltődés üteme legalább egy nagyságrenddel nagyobb, mint a mentett ártéren mért hosszútávú akkumulációs értékeké. Ez természetes abból is adódhat, hogy a hosszú távú folyamatok során igen erősen változott a feltöltődés mértéke, és a mintavételi pontoktól sok esetben jelentős távolságban lehetett a feltöltést végző folyó, de figyelembe kell venni az üledékek nem elhanyagolható tömörödését is, ami tévesen lassabb feltöltődési ütemet jelez.

### 3. BEREGI-SÍK- ÉS A BODROGZUG TERÜLETÉT ÉRINTŐ FLUVIÁLIS HATÁSOK ÁTTEKINTÉSE

A Beregi-sík természetes határok által közrefogott 1126 km<sup>2</sup> kiterjedésű területének délnyugati 556 km<sup>2</sup>-es része tartozik Magyarországhoz (1. ábra). Az egységes árteret északról Ásvány és Munkács között a Latorca, nyugatról és délről a Tisza, keletről a Borsa és a Munkácsi és a Beregszászi-hegyek határolják. A terület hazánkhoz eső részének legmagasabb ártéri része Tarpa-Beregsurány (111,5 m) vonalában van innen észak-északnyugat felé lejt Lónya (105 m) irányába (Csoma 1979).

A Bodrogzug a Tisza, a Bodrog és az országhatár között fekvő Bodrogtörzs délnyugati részén elhelyezkedő mintegy 40 km<sup>2</sup> területű kistájrézlet. Természetes határait nyugatról és északról a Bodrog, délről és keletről a Tisza, valamint a Viss-Kenézli-Zalkod települések mentén fekvő eróziós szigetehely alkotják. Egyedüli mesterséges határát a terület ÉK-i részén, a Bodrogot és a vissi homokvonalatokat összekötő, mintegy 2 km hosszú árvízvédelmi töltés alkotja (1. ábra).



1. ábra. A Beregi-sík és a Bodrogzug elhelyezkedése.

### 3.1. A Beregi-sík- és a Bodrogzug vízfolyásait érintő antropogén beavatkozások

#### 3.1.1. A Beregi-sík ármentesítése

A terület lejtésviszonyaiból következően az elöntések a Tisza és a Borsa irányából érkeztek, amelyek a Csaronda fattyúágain keresztül (11. ábra) a Latorca vízrendszerébe jutottak, onnan pedig a Bodroközbe (Vázsonyi 1973, Mike 1991). Az ármentesítés a Bereg-vármegyei Ármentesítő és Vízsabályozó Társulat 1846-os megalakításával vette kezdetét. Az 1840-es évek közepén végzett munkálatok a Borsza és a Tisza jobb parti kezdetleges községi gátszakaszainak összekötésére szorítottak. Majd 1849-re Váritól és Tarpáig, 1856-ig Lónyáig, majd 1876-ig pedig Csapig épültek ki a töltések (Vázsonyi 1973). A Latorca bal parti töltésének kiépítésével 1900-ig a Beregi-sík teljes területe ármentes térszinné vált. Az árvédelmi rendszer Magyarországra eső szakasza Tarpa és Lónya között 63 km hosszan húzódik. A hullámtér szélessége 300-2200 m között változik. A beavatkozás következtében a területen végbemenő – elsősorban az akkumulációra korlátozódó – fluvialis folyamatok teljes mértékben leálltak. Azok csak az esetlegesen előforduló és csak korlátozott kiterjedésű területeket érintő gátszakadások alkalmával indulhatnak újra. Ezzel szemben az árvédelmi töltések között lévő nagyvízi mederként funkcionáló hullámtéren fokozott üledékakkumulációval lehet számolni.

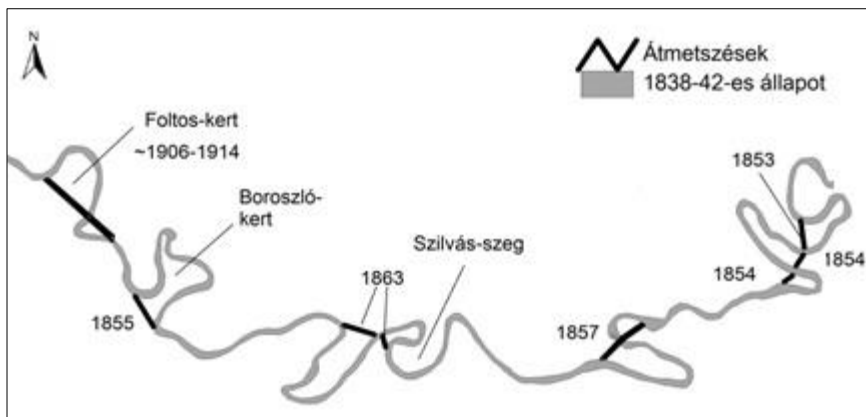
Az 1869 és 2001 között levonuló árvizek közül hat esetben következett be gátszakadás, melyek során eltérő nagyságú területek kerültek víz alá (Vázsonyi 1973, Váradi et al. 2003, 1. táblázat). Ezek kivédésére már a töltésépítésekkel egy időben folyamatos volt azok magasítása. A jelenlegi koronaszint a 2001-ben mért LNV fölött 1 méterrel helyezkedik el. A gát magasítása mellett a Gulács határában lévő Boroszló-kerti hullámtéri öblözet felső részén (707,3 fkm) árvízvédelmi szempontból kedvezőtlen vonalazású gátszakaszt (Károlyi 1960, Mike 1991) mintegy ezer méterrel áthelyezték, így az átfolyási keresztmetszvény 800 méterről 1800 méterre növekedett (24. ábra). Az utóbbi másfél évtizedben levonuló rendkívüli árvizek kormányzása érdekében újból napirendre, majd megvalósítási szakaszba került a Tisza mentén létesített árapasztó tározók rendszere. Az Új Vásárhelyi terv keretében a Beregi-síkon Gergelyugornya-Tákos-Hetefejércse-Gulács-Jánd községek között egy 60 km<sup>2</sup> területű, 60 millió m<sup>3</sup> kapacitású árapasztó kivitelezése indult meg 2012 folyamán. A tározó üzembe helyezésével annak funkciójából adódóan jelentős mértékű akkumulációra, és ezek gyors feliszapolódására lehet számítani.

1. táblázat. Gátszakadással járó árvizek a Beregi-síkon.

előntés éve	gátszakadás helye	előntött terület (km <sup>2</sup> )
1869	Gulács, Jánd	150
1870	Csap	74
1871	Eszeny	74
1888	ismeretlen	45
1947-48	Tivadar	212
2001	Tarpa	260

### 3.1.2. A Tisza Tarpa és Jánd közötti szakaszának szabályozása

Az ármentesítésekkel szinte egy időben a Bereg-vármegyei Ármentesítő és Vízsabályozó Társulat irányításával kezdetét vette a beregi Tisza szakasz ármentesítése is. A Paleocapa tervei szerint meginduló Tisza szabályozás az érintett szakaszon egyetlen kanyarulat átvágást sem tartalmazott, „nem lenne idején és helyén most az apró, de szakadatlanul menő kanyarulatok sokszori javítgatásával gondolkodni.” Ennek ellenére 1852-54-ig – két évvel a Vásárhelyi-féle tervhez való visszatérés előtt – négy átvágást is létesítettek Tarpa, Tivadar és Tiszaszalka határában (Vályi 1901). A munkálatok nagy részére – 14 átvágásra – 1855 és 1867 között került sor, a 20. században Jándnál 1905-14 között, valamint Tiszaszalkánál 1974-ben történt átmetszés (Vázsonyi 1973, Lászlóffy 1982). Az 1880-ban végzett felmérésekig az átvágások 60 %-a fejlődött főmederré, 20 %-a még fejlődésben volt, 20 %-a pedig nem fejlődött ki, vagy teljesen feliszapolódott. Ez utóbbira kiváló példa a szilvás-szegi vezérárok feltöltődése Gulácsnál (23. ábra). Az általam vizsgált Tarpa-Jánd közötti szakaszon 9 átvágásból 8 fejlődött főmederré (2. ábra). A lerövidített és megnövekedett esésű, egyensúlyi állapotát veszítő folyó ismét heves kanyarulatfejlesztésbe kezdett, ennek megállítására a 19. század végére a legkritikusabb kanyarulati szakaszokat kövezéssel stabilizálták (Szappanos 1979, Mike 1991).



2. ábra. A vizsgált szakaszon történő kanyarulat átvágások 1853 és 1914 között.

### 3.1.3. Folyószabályozási és vízkormányzási munkálatok a Bodrogzugban

Bodrogköz és vele együtt a Bodrogzug ármentesítése, a Bodrogközi Ármentesítő Társulat 1846-os megalakulásával vette kezdetét, a már meglévő községi gátak magasztásával és esetenként újravonalazásával (Andó 1979). A Bodrogzug területén egyetlen kanyarulat átvágást végeztek 1873-ban Vámosújfalú és Viss közötti Bodrog szakaszon (Vályi 1901). A frissen épült töltések az 1861-es árvíz alkalmával mind a Tisza, mind a Bodrog felőli oldalon több helyen átszakadtak. Ezért a túlzott anyagi ráfordítást kerülendő a Bodrogzug ármentesítésének tervéről hosszú időre lemondtak. Csak az 1900-as évek elejére került újra napirendre a terület teljes ármentesítése és lecsapolása, de a töltésmagasztások és csatornák kiépítése nem hozta meg a várt eredményt (Vázsonyi 1973). Az újabb ármentesítési munkák a tiszalöki duzzasztás hatásainak kivédésére indultak meg. A Bodrogzugi Belvízrendező és Nyárigát Társulat 1958-tól folyamatosan újította és a szükséges műtárgyakkal ellátta az 1,5-2 méter magasságú összesen 26,4 km hosszúságú nyárigátat (Mike 1991). A terület lecsapolására tett újbóli erőfeszítések is hiábavalónak bizonyultak, mivel annak jelentős része a tiszalöki duzzasztási szint alatt fekszik. Mára a gátakat megszakító zsiliprendszereket teljesen felszámolták, a töltések nagy részét elbontották és a megmaradt szakaszok bontása is folyamatban van. A mindössze pár évtizedes és akkor sem teljes védeltséget biztosító gátszakaszok felszámolásával a Bodrogzug területén újra biztosítottá váltak a zavartalan fluvialis felszínformálás feltételei. Hangsúlyozni kell, hogy az antropogén beavatkozások már csak időtartamuknál fogva is elenyésző

hatással lehettek a Bodrogzug hosszú távú akkumulációs folyamatira. A rövid távú vizsgálataink idejére pedig azokkal már nem kellett számolni.

### 3.2. A Felső-Tisza hidrológiai jellemzői

A 157 200 km<sup>2</sup> vízgyűjtő területű Tisza két forrása a Fekete- és a Fehér-Tisza a Máramarosi-havasokban ered, és a szabályozás után 962 km-re rövidült folyó Titelnél ömlik a Dunába. A teljes futása három szakaszra osztható, a Szamos-torkolatig Felső-Tisza, onnan a Marostorokig Közé-Tisza, míg a titeli torkolatig Alsó-Tisza (Lászlóffy 1982). Az 596 km-es magyarországi futását szintén három részre osztják a felsőszakasz Tiszabecstől a Bodrog-torkolatig, középsőszakasz a Bodrog-toroktól Csongrádig és alsószakasz Csongrádtól a magyar-szerb határig tart (Lászlóffy 1982). A fejezet címében jelölt Felső-Tiszát ez utóbbi beosztás alapján jellemzem, mivel a vizsgált beregi és bodrogzugi mintaterületek ezen szakaszhatáron belül vannak, valamint a két érintett folyószakasz hidrológiai jellemzői nem mutatnak jelentős eltérést. A Felső-Tisza vízgyűjtő területe a Bodrog torkolatig 44 449 km<sup>2</sup>, hossza 413 km (Andó 2002). A folyó hegyvidéki szakaszának alsó részén még 190 cm/km-es eséssel rendelkezik, majd elhagyva azt, az Ugocsai-síkságon Tiszabecsig 70 cm/km-re csökken. Tiszabecstől már teljesen alföldi jellegűvé váló folyó esése a Szamos-torkolatig 13 cm/km, innen a Bodrog beömléséig 9,5 cm/km (Károlyi 1960, Vágás 1979, Lászlóffy 1982).

A Felső-Tisza vízgyűjtőterülete az óceáni, a kontinentális és mediterrán területek határánál helyezkedik el, ami döntően befolyásolja a csapadék éven belüli eloszlását és ezzel az árvizek kialakulásának idejét. A Felső-Tisza leggyakoribb árhullámai március-április folyamán vonulnak le (Lászlóffy 1982). A téli hónapok kevés csapadéka rendszerint hó formájában érkezik, amely az alföldi területeken március elején, míg a magasabban fekvő területeken április folyamán olvad el (Andó 1979, Konecsny 2002). A hóolvadásból táplálkozó árvizek ritkán érnek el rekordszintet, rendszerint több kisebb árhullám elhúzódó sorozatából állnak. Csak abban az esetben alakulhat ki rendkívüli vízállás, ha a hóolvadással egy időben jelentős mennyiségű csapadék is hullik (Konecsny 2002). Ez a helyzet állt fenn az 1999, 2000, és a gátszakadással járó 2001. évi árvizek esetében. Tavasz végén, nyár elején az Atlanti-óceán irányából érkező ciklonok hatására gyakran alakul ki árvíz, de csak akkor ér el nagyobb magasságot, ha azt elhúzódó tavaszi árvizek következtében telt meder fogadja (Lászlóffy 1982). A Felső-Tisza

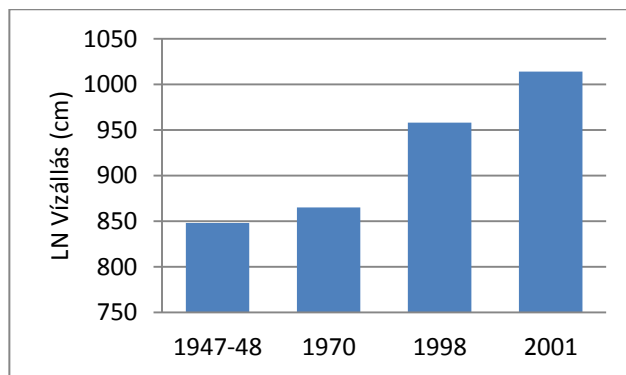
jobb parti mellékvizeink vízgyűjtője DNY-i kitettsége révén útját állja a Földközi-tenger térségéből érkező őszi ciklonoknak, aminek hatására gyakoriak a november-decemberi áradások. Erre példa az 1915-16, 1947-48 fordulóján bekövetkező, valamint az 1998-as novemberében Tivadarnál rekordméretű vízállást (LNV: 953 cm, 3. ábra) elérő áradás (Konecsny 2002).

A Felső-Tisza vízhozamát és az egy év alatt lefolyó víztömeget rendkívüli szélsőségek jellemzik. A hegyvidéki szakaszon Rahónál a rendkívüli gyors lefolyás és a nyári hókészlet hiánya következtében a minimum (1,14 m<sup>3</sup>/s) és a maximum vízhozam (734 m<sup>3</sup>/s) közötti arány 1:700. Tivadarnál a két érték aránya már csak 1:150, átlagos vízhozam itt 244 m<sup>3</sup>/s, Vásárosnaménynál a Szamos-torkolat alatt 1:106, átlagos vízhozama 350 m<sup>3</sup>/s, míg Tokajnál 1:74, átlagos vízhozama 450 m<sup>3</sup>/s (Andó 2002, Konecsny 2002). A fentiekből világosan látszik, hogy a Tisza kis és közepes vízhozamai lefelé haladva fokozatosan nőnek, ami a mellékfolyóknak és a felszín alatti vízutánpótlásnak köszönhető (Andó 1979). A maximális vízállások (LNV) esetében jelentős növekedés figyelhető meg 1947 és 2001 között (3. ábra). Emellett az 1955-2000 közötti időszakban a Tivadari szelvényben mért éves maximális vízhozamok növekedése is megközelítőleg 20 % volt (Konecsny 2002). A Felső-Tiszán az eddigi legnagyobb vízállást 4040 m<sup>3</sup>/s-ot Tivadarnál mérték 2001-ben. Ugyanebben az időben Záhonyánál már csak 3620 m<sup>3</sup>/s volt a maximum, ami alátámasztotta a korábbi megfigyeléseket, miszerint árhullámok a Szamos-torkolat alatt fokozatosan ellapulnak (Konecsny 2003). A vízügyi szakemberek véleménye szerint a Felső-Tiszán – Közép Tiszán leirtakkal ellentétben (Nagy et al. 2001) – az LNV emelkedését nem a hullámtér feliszapolódása okozta, „hanem az erőteljesen emelkedő tendenciájú vízhozam” (Konecsny 2003). A 2001-es Tarpai gátszakadás ideje és az azt előidéző esőzés kezdete között mindössze 72 óra telt el. Tivadarnál ez alatt az idő alatt 1200 cm-es vízszintemelkedést észleltek (Konecsny 2003). A lefolyó éves víztömeg minimuma Tivadarnál mintegy 3 km<sup>3</sup>/év maximuma pedig 12 km<sup>3</sup>/év. A vízhozamhoz hasonlóan ez az érték is átlagosan 20 %-al növekedett 1955 és 2000 között annak ellenére, hogy a tárgyidőszakban a csapadék területi átlaga 8-10 %-al csökkent. Ezt az elmozdulás az átlagos éves lefolyás 0,5-ről 0,65-re való növekedését jelenti (Konecsny 2002). A lefolyás növekedése Konecsny K. (2000). véleménye szerint egyértelműen a vízgyűjtőn bekövetkezett antropogén tevékenységből és azok egymásra hatásából ered:

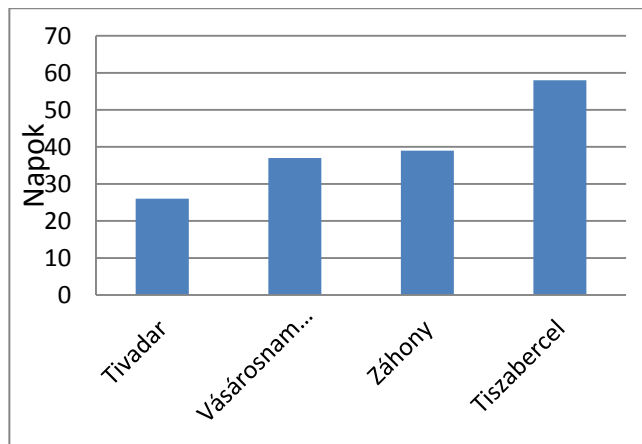
- a vízgyűjtő erdősültségének csökkenése 17-20 %-al (Illés és Konecsny 2000, Lóki et al. 2004),

- megváltozó mezőgazdasági művelés (melioráció, vízrendezés)
- hullámtér kialakítása, víztározók kialakítása
- urbanizációs hatások (burkolt felületek növekedése, csatornázás)

A jelentős mértékű erdőirtások – habár kedvezőtlenül hatottak a lefolyásra–, de a rekordméretű áradások kialakulásában nem játszanak döntő szerepet (Illés és Konecsny 2000). Az árvizek tartóssága a folyón lefelé haladva nő, ami első sorban a mellékfolyók és a Tisza eltérő időpontban tetőző nagyvizeinek köszönhető (4. ábra).



3. ábra. A Tisza legnagyobb vízállásainak alakulása a Tivadari szelvényben (Konecsny 2003)



4. ábra. Az árhullámok tartóssága a Felső-Tiszán sokévi átlag alapján (Konecsny 2003).

Az 1998-as novemberi árvízkor a Tisza vásárosnaményi mintegy 1500 m széles hídszelvényében végzett vízhozam mérésekből kiderült, hogy a

3480 m<sup>2</sup>/s-os teljes vízhozam mindössze 16 %-a szállítódik a hullámtéren, tehát a vízhozam nagy része a Tisza főmedrére jut (Konecsny 2001). A teljes vízhozam 50 %-os csökkenése esetén a hullámtér szállítási kapacitása 2 %-ra csökken. Apadás idején a vásárosnaményi híd feletti mederszakaszon szabad szemmel is jól látható homorú vízfelszín alakult ki, ami a főmeder hullámtérre gyakorolt szívóhatása révén jött létre (Konyecsny 2002). Ez a jelenség a nagyban befolyásolhatja a hullámtéri akkumulációs és eróziós folyamatokat.

A Felső-Tisza legfontosabb mellékfolyója a 15882 km<sup>2</sup> vízgyűjtő területű Szamos. Vízgyűjtője kevésbé csapadékos, mint a Tiszáé, ennek ellenére maximális vízhozamát az 1970-es árvíz idején mérték 3000-3600 m<sup>3</sup>/s, de egyes számítások szerint a 4200 m<sup>3</sup>/s-ot is elérte (Andó 1979). A Szamos romániai vízgyűjtőjén azóta épült árvízi tározóknak köszönhetően kiegyenlítettebbé vált a folyó vízjárása (Andó 1979). Természetes körülmények között a folyó tetőzése néhány órával követi a Tiszáét. A Felső-Tiszába torkolló további kisebb mellékfolyók, a Borsa, Batár, Túr és a Kraszna csak jelentékeny befolyással bírnak a levonuló árhullámokra, mivel maximális vízhozamuk 100-300 m<sup>2</sup>/s között mozog és nagyvizeik nem egy időben éri el a befogadjukat (Andó 1979).

A folyó hordalékanyaga a hegyvidéki szakaszt követően gyorsan finomodik: míg Tiszabecsnél 5-10 cm nagyságú kavicsok is előfordulnak a mederanyagban, addig Tarpánál a legnagyobb szemcseátmérő átlagosan 5 mm, míg a Szamos-torkolatnál a durva homok a jellemző (Károlyi 1960). A nagy vízhozamú, hirtelen emelkedő árhullámok esetében előfordul, hogy a hordalék összetételben megfigyelhető szakaszhatárok több kilométerrel is lejjebb kerülnek (Illés és Konecsny 2001). A folyó gulácsi szakaszánál egy meder menti övzátony furásanyagának 600-620 cm-es rétegében, – amely a folyó medrével azonos szintben van – 5-20 mm-es kavicsokat találtunk (5. ábra).



5. ábra. A Tisza gulácsi szakaszánál egy part menti övzátony 600-620 cm-es rétegéből származó kavicsok.

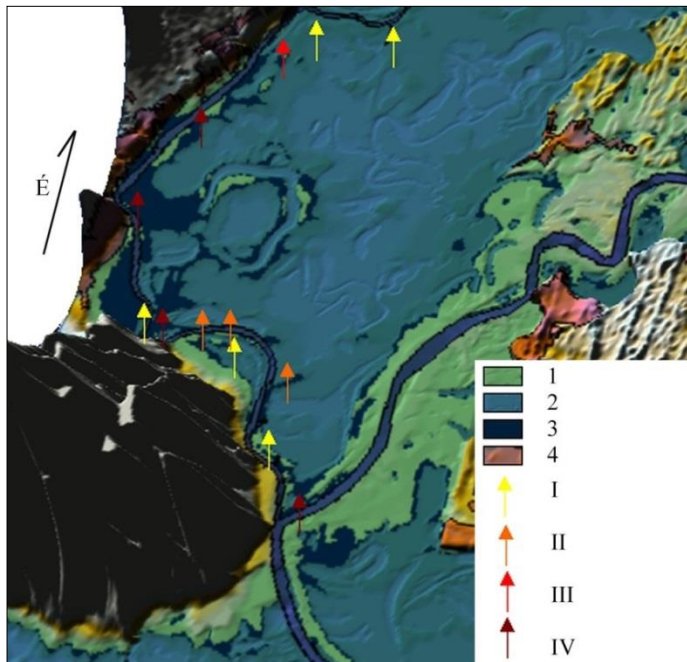
### 3. 3. A Bodrog hidrológiai jellemzői

A Bodrogot összetevő folyók (Latorca, Ung, Laborc, Tapoly, Ondava) az Északkeleti-Kárpátokban erednek, vízgyűjtő területük 13579 km<sup>2</sup>. Az egyesült Latorca és Ondava már Bodrog néven folytatja útját, melynek hossza a tokaji torkolatáig 65 km. Magyarországi szakasza 51,1 km hosszú, míg magyarországi vízgyűjtőterülete 972 km<sup>2</sup>. Sárospataknál a közepes vízhozama 122 m<sup>2</sup>/s, a legnagyobb vízhozama 1250 m<sup>2</sup>/s (Lászlóffy 1982). A folyó magyarországi szakaszának esése átlagosan 20 cm/km, középsebessége pedig 0,4 m/s. Hordalékhozama a nagyvizes időszakoktól eltekintve minimális mértékű, akkor is zömében lebegtetett anyagot szállít (Borsy et al. 1988). A csekély hordalékhozam és az viszonylag jelentős esés ellenére is kis áramlási sebesség oka a tiszalöki duzzasztásban keresendő, mely egészen a Bodrog 37. fkm-ig érezteti hatását. Ezért a hordalék jelentős része már a felsőbb szakaszokon lerakódik (VKKI 2010).

A Bodrog árhullámai a Tisza árvizeit nem befolyásolták döntően. Kivételes esetnek számít az 1888-as áradás, amikor a két folyó tetőzése részlegesen találkozott, és Tokajnál 872 cm-el tetőzött (Andó 1979). Az azóta szlovák területen kiépített víztározó rendszer hatékonyságának köszönhetően csak 1998-ban, a Tisza visszaduzzasztása révén alakult ki újabb LNV. A Bodrog 55 éves sárospataki és a Tisza 110 éves tokaji vízállás adatsora alapján az III. fokú árvízvédelmi szintet elérő vízállások és az árhullámok száma és tartóssága folyamatosan emelkedik (Szabó et al. 2011). A jelenség feltehetően a Felső-Tiszánál leírt antropogén okokra vezethető vissza. Mivel a Tisza a Bodrogra jelentékeny és távolra ható visszaduzzasztó hatást gyakorol, ezért a Bodrozugot érintő elöntések menete jól vizsgálható a tokaji vízmérce adatai segítségével (Szabó et al. 2004). Az 1980-2002 közötti tokaji adatsorok szerint a vízszint 54 alkalommal haladta meg a 600 cm-es szintet, amely a Bodrozug 100 %-os elöntésével jár (6. ábra), de már az 550 cm-es vízszint is elborítja a terület több mint 80 %-át (7. ábra). Az árhullámok éven belüli eloszlásában három maximum figyelhető meg. Leggyakoribbak a hóolvadás táplálta márciusi, áprilisi árvizek, majd ez után nagyjából egyenlő számban követik a tavasz végi-, nyár eleji zöldár és a mediterrán ciklonok hatására kialakuló őszi és téli áradások. Az első fokú készültség fölötti vízszintek tartóssága a tavaszi hónapokban a legnagyobb, majd ezt követi a november, december és legkisebb tartóssággal a nyári árvizek bírnak (Szabó et al. 2004).



6. ábra. A Bodrogzug felszíne a tokaji vízmércén mért 596 cm-es vízszint esetén, ami a terület 100 %-os elöntésének felel meg. (Dr. Szabó József felvétele 2005. március).



7. ábra. A Bodrogzug déli részének különböző vízállásokhoz tartozó elöntési térképe. 1: az 575 cm-es vízszintnél magasabban fekvő területek. 2: az 550 cm-es vízszintnél mélyebb fekvésű területek, 3: az 575 cm-es vízszintnél mélyebb fekvésű területek. I, II, III, IV: a vízmozgást befolyásoló természetes árvízi kapuk. (Szabó et al. 2004.)

## 4. MINATERÜLETEK BEMUTATÁSA

A mintaterületek bemutatását területenként végeztem el. Először a területek negyedidőszaki felszínfejlődését, valamint a Tisza és a Bodrog futásvonalának kialakulását mutatom be. Ezt követően a Beregi-sík mentett árterén található ártéri szigetek és elhagyott medrek problémakörét tárgyalom és mutatom be részletesen a vizsgálat alá vont területeket és formákat, majd a Beregi-sík hullámtéri mintaterület. A fejezet végén a bodrogzugi mintaterületeket formatípusok szerint csoportosítva mutatom be.

### 4.1. A Felső-Tisza és a Bodrog futásvonalának kialakulása

A harmadidőszak végén a Kárpát-medence központi süllyedékét borító Pannon-tenger a Kárpátokból érkező vízfolyások deltaépítő tevékenysége következtében teljesen feltöltődött (Somogyi 1967, Borsy et al. 1989, Rónai 1985, Sümeghy 1944). Így a negyedidőszak elején a már szárazulattá váló hordalékkúpon a fő felszínformáló tényező a folyók eróziós és akkumulációs munkája volt. A hordalékkúp épülését elsősorban az aljzatot feldaraboló szerkezeti vonalak mentén történő tektonikai mozgások határozták meg (Sümeghy 1944, Urbancsek 1965). Ennek megfelelően a negyedidőszak folyamán a Würm elejéig – bár erről, eddig kevés információval rendelkezünk – a Tisza, Szamos, Bodrog, valamint mellékfolyóik ősei sokszor változtatták medrüket, de az általános lefolyási irányuk a Nyírbátor-Debrecen vonalon volt (Borsy et al. 1989). Ekkor az Alföld északkeleti része a mélyfúrások adatai szerint a mainál jóval egységesebb képet mutatott (Tímár és Sümegi 2005). A jelentős szintkülönbségektől mentes, akkumulációs területet sekély medrei között elterülő hordalékkúpok magas talajvízszintje miatt csak korlátozott mértékben alakulhattak ki eolikus formák (Borsy et al. 1982, Rónai 1985).

A Würm elején újabb szerkezeti mozgások következtében a Tisza és a Szamos elhagyta a nyírségi hordalékkúpot és az Érmellékre helyeződött át (Borsy et al. 1989). A Würm közepén mintegy 45 ezer éve a Szatmári-sík északi része, a Beregi-sík és a Bodrogtörzs süllyedni, míg az Érmellék emelkedni kezdett (Borsy et al. 1988). A Tisza bevágódásával huzamosabb ideig biztosította érmelléki futását, de a felső pleniglaciális első szakaszában elhagyta azt és a Bereg-Szatmári-sík felé fordult. A bodrogtörzsi megjelenése, Borsy et al. (1989) véleménye szerint, – amit abszolút koradatokkal támaszt alá alapol – mintegy 20 ezer évre tehető, amikor Záhogy-Tokaj irányában vágott keresztül a területen. Más

elképzések szerint ez az időpont jóval később mintegy 18-14 ezer évvel ezelőtt az utolsó glaciális maximum idején következett be (Nádor et al. 2005, 2007 Sümegi et al. 2005). A Tisza maival nagyjából megegyező futásvonal felvette az Ős-Bodrog keleti ágait (Tapoly, Ondava, Laborc), amelyek addig a nyírségi hordalékkúp mélyebben fekvő keleti részét építették (Borsy et al. 1988). A pleisztocén során a Beregi-síkon 50-100 méteres, míg a Bodrozugban 70-90 méteres előbb kavicsos később durva majd közép- és apró szemű homokból álló, ritmikusan változó, de fölfelé általánosan finomodó rétegek halmozódtak fel (Rónai 1985, Vaszkó 2004). A pleisztocén utolsó szakaszában lerakódó közép és- apró szemű homokból (Sümeghy (1944) által "kék homoknak" nevezett) álló hordalékkúpok magasabban fekvő részein az erős északias szelek hatására a futóhomok képződés indult meg, míg az ártér alacsonyabb területein az infúziós löszképződés (Borsy et al. 1989).

A felszín képének jelentős átalakulásához vezetett a folyók – holocén-pleisztocén határán valószínűleg klimatikus és tektonikai események együttes hatására bekövetkező – eróziós tevékenységének és ebből adódóan hordalék összetételének hirtelen változása (Sümeghy 1944, Borsy 1969). Ennek következtében az oldalazó erózió során elszállított homok helyére jóval finomabb szemcseösszetételű, több méter vastag főként iszapos, agyagos rétegek települtek (Borsy 1953, 1954, 1955, 1959). A Beregi-síkon megjelenő Tisza jelenlegi futásvonalát ÉK-i irányból a Beregszászi-hegy lábától haladva folyamatos oldalazó erózióval és kisebb, ugrásszerű irányváltásokkal a szubboreális fázisban foglalta el (Borsy 1969, 1995).

A területen található igen nagyszámú, de eltérő szélességű paleomeder egy részét a Tisza és a Szamos mellett feltehetően a jóval kisebb vízhozamú folyók, mint például a Borzsa hagyta hátra (Gábris 1986). Borsy (1959) szerint a legidősebb felszíni holt-medrek a boreális fázis végéről és az atlantikus fázis elejéről származnak, mert az idősebbek vagy megsemmisültek, vagy az újholocén során lerakódó agyagos-iszapos üledékekkel betemetődtek.

Az elhagyott medrek között néhány helyen a cikluszáró agyagos üledékből alig pár méternyire néhány pleisztocén kori lösszel fedett homokfelszín bukkan elő, amelyek száma Borsy véleménye szerint a holocént megelőzően jóval nagyobb lehetett. Az, hogy a formák elkerülték a letarolást a folyómedrek avulziójával magyarázható (Borsy 1969). Természetesen a Tisza mederszabályozásával ezen formák további eróziójának elvi lehetősége megszűnt.

A Bodrozug területét a Tisza és a Bodrog az újholocén során a teljes egészében bejárta, így a Bodrogtól még napjainkban is megtalálható

pleisztocén kori homokvonulatok a Bodrogzugban maradéktalanul megsemmisültek, és a felszínt csak fiatal, igen magas agyagtartalmú 2-3 m vastag öntésképződmények borítják (Borsy et al. 1988). A cikluszáró agyagos üledékek alatt a Beregi-síkon is leírt, de itt némileg finomabb szemcseösszetételű a korábbi üledék felhalmozódási ciklus során lerakódó „kék homok” található (Borsy et al. 1988). Mivel a területet ért pár évtizedes antropogén hatás nyomait felszámolták a felszínén napjainkban is folyamatos és zavartalan a fluviális felszínformálás.

#### 4.2. A Beregi-sík mentett ártere

Az ármentesítéseket megelőzően a tarpai Nagy-hegy és a barabási Típet-hegy miocén kori vulkánjai, valamint néhány kisebb kiterjedésű ártéri sziget kivételével a területet rendszeres elöntések érték. A Beregi-sík teljes ármentesítése 1845 és 1900 között ment végbe, aminek következtében az egységes ártér egy 376 km<sup>2</sup>-es mentett ártérre és mintegy 20 km<sup>2</sup>-es hullámtérre különült (Andó 1979). A mentett érteret nyugatról és délről a Tisza 62,8 km-es jobb parti töltése, keletről és északról az magyar-ukrán országhatár határolja (11. ábra). A sík legmagasabban fekvő területe (114 m) délkelten található innen a lejtésirány ÉÉNy felé mutat, ahol az átlagmagasság 105 méter.

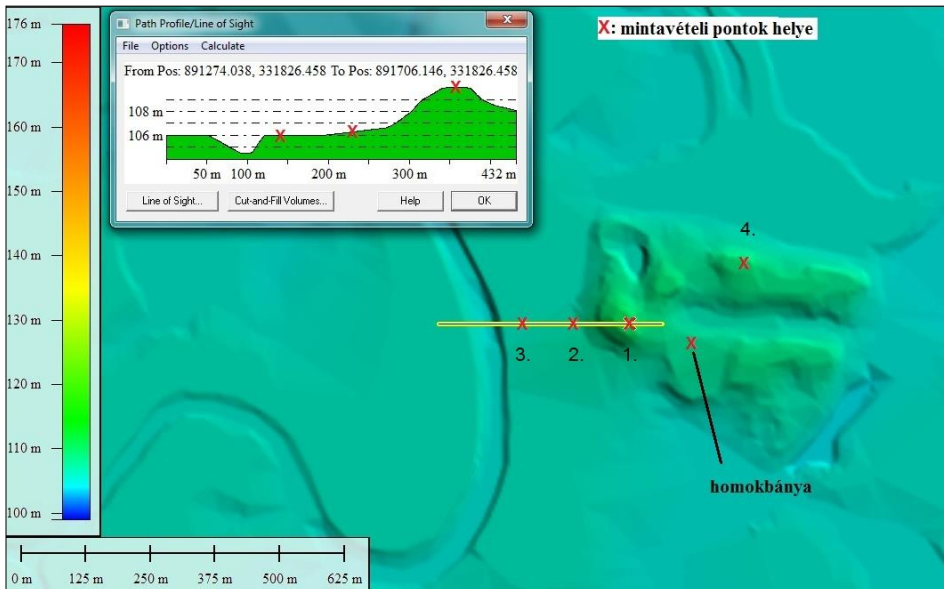
##### 4.2.1. Az ártéri szigetek kérdése

Borsy Z. (1969) a Tiszai Alföld kötetben a Beregi-sík geomorfológiai fejezeténél az ártéri szigeteit, mint a fiatal öntésképződményekből néhány helyen homokos lösszel, vagy löszös homokkal fedett pleisztocén kori futóhomok buckáknak írta le (11. ábra). A homokvonulatok viszont nem rendelkeznek a nyírségi buckáknál megfigyelhető az uralkodó széliránynak megfelelő irányultsággal, elhelyezkedésük semmilyen szabályszerűséget nem mutat, de előfordulásuk a terület Gergelyugornya-Tákos-Csaroda vonaltól északra gyakoribb (11. ábra). Ennek oka lehet, hogy az említett vonaltól délre lévő elhagyott medrek szélessége és feltöltöttségi foka jóval változatosabb, mint északi részeken, tehát valószínű, hogy itt nagyobb lehetett az erózió mértéke, ami a homokanyag nagy részét elpusztította.

#### 4.2.1.1. A megvizsgált ártéri szigetek bemutatása

##### *Homok-tanya (11. ábra. 1)*

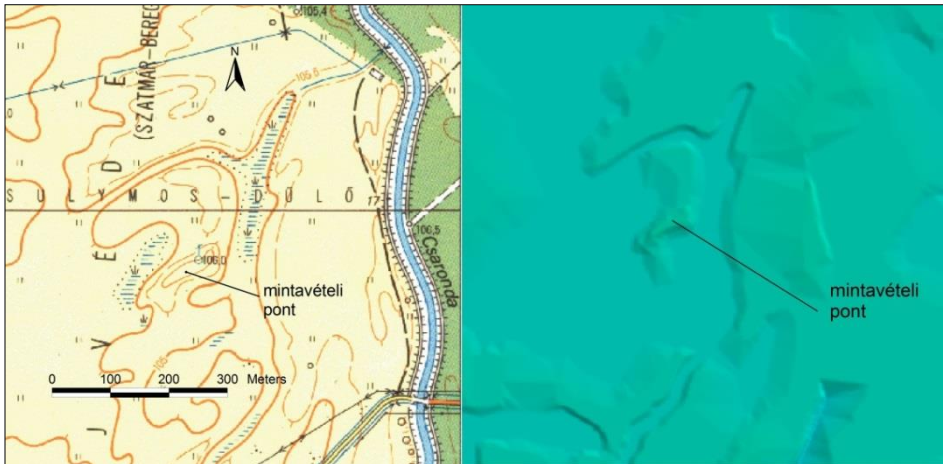
A Mátyus községtől 1,5 km-rel keletre elhelyezkedő a 400x600 m kiterjedésű Homok-tanya legmagasabb pontja mintegy 3,5 méterrel emelkedik ki környezetéből (8-11. ábra). A vonulat nyugat-keleti metszetén (8. ábra) és a három szintet lehet megfigyelni. A legalsó szint azonos magasságban fekszik a homokszigetet határoló holt-mederrel. A vizsgálatok során öt mintavételi pontot létesítettünk. Három fúrászelvényt mélyítettünk a már említett szinteken, egyet a vonulat kissé lealacsonyodó ÉK-i részén (4. fúrás), valamint a délen lévő egykori homokbánya északi falából is vettünk mintákat.



8. ábra. A mátyusi Homok-tanya eróziós sziget digitális domborzat modellje és a mintavételi pontok.

##### *2. Sulymos-dűlő (11. ábra. 2)*

A mátyusi Homok-tanyától 2,5 km-re DK-i irányban Tiszakerecseny keleti határában a Sulymos-dűlő területén egy holt-medrekkkel határolt 0,5-1 m magasságú 250 méter hosszú 100 méter széles homoksziget helyezkedik el (9-11. ábra). A 106 méteres vonulat tetőszintje eredetileg magasabb lehetett, mivel abban homokbányát nyitottak. A mintavételezés a bányaudvar északi falából történt, valamint a fal lábánál mélyített fúrással.



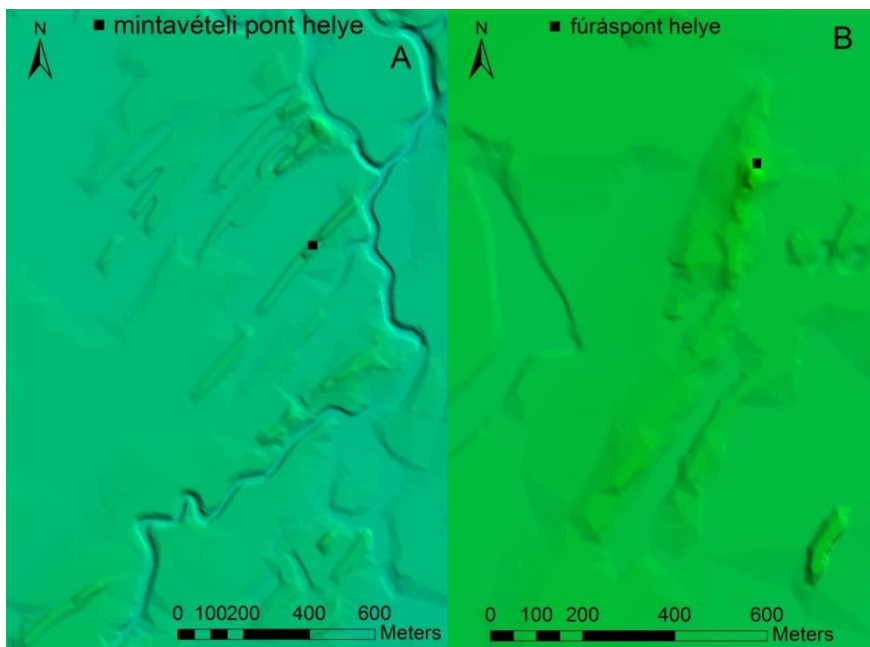
9. ábra. A sulymos-dűlői eróziós sziget M 1:10000 topográfiai térképen és digitális domborzat modellen ábrázolva.

#### *Új-tanya (11. ábra. 3)*

A Tiszaszalkától keletre fekvő Új-tanya területen egy legalább öt ívből álló övzátony sorozat figyelhető meg (10-11. ábra). A vonulatok egy részét az azokat déli és keleti irányból megközelítő vízfolyások meanderezésük közben letarolták. Az övzátonyok magassága 109-110,3 m között a köztük lévő területeké átlagosan 107,5-108 m. A mintavételt az övzátónysor legépebben maradt és legmagasabb tagjának egykori homokbányájában végeztük (10. ábra).

#### *Tyúk-hegy (11. ábra. 4)*

A Kárpátok hegylábi területeihez legközelebb fekvő, Beregsurány délkeleti határában lévő mintegy 1000 m hosszú és 100-150 m széles Tyúk-hegy parti dűne vonulat, amelynek a pontja (10-11. ábra.) A vonulat 114,8 m-es tetőszintje egyben a Beregi-sík negyedidőszaki területének is a legmagasabb pontja. A mintavételi pontot a dűne ezen részén jelöltük ki.



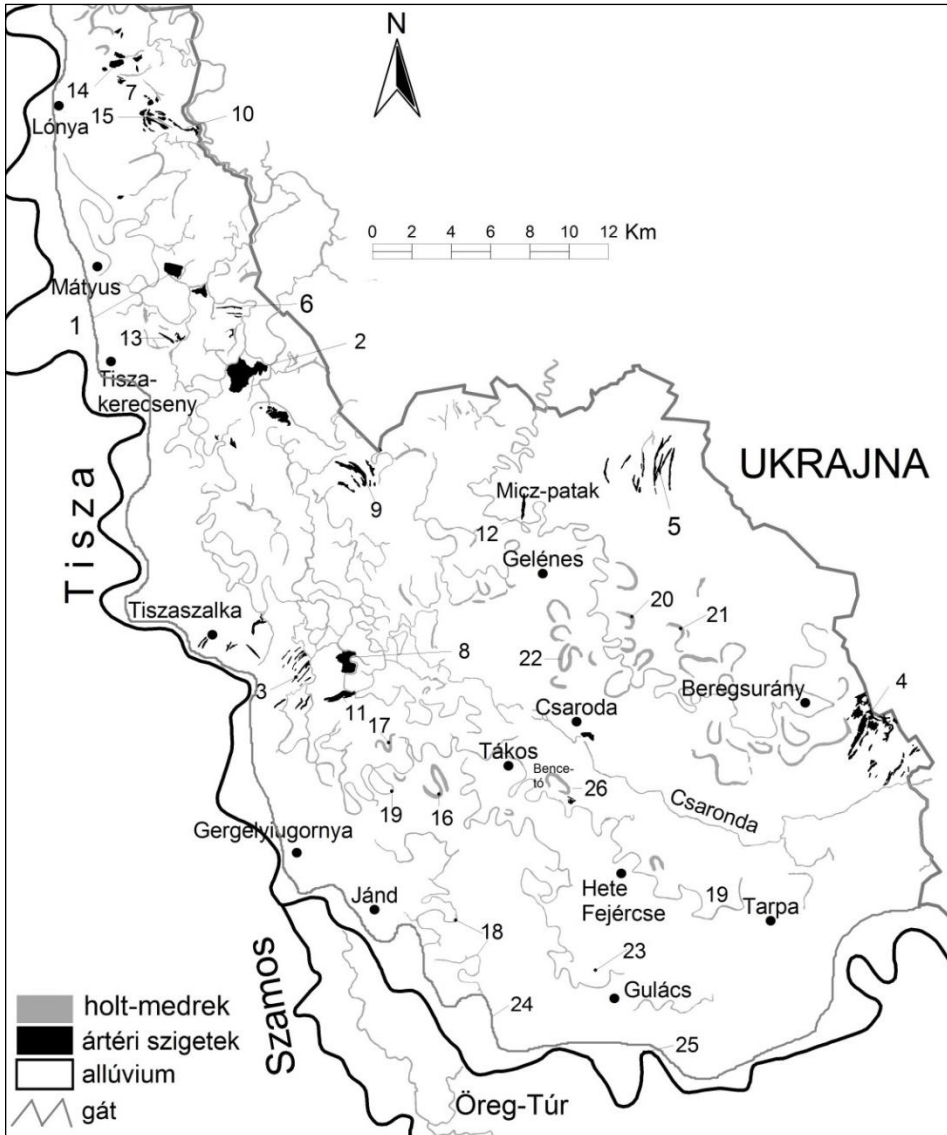
10. ábra. A Tiszaszalkától keletre lévő Új-tanya terület övzátony sorozata (A) és a Beregsuránytól délkeletre lévő Tyúk-hegy parti dűne (B) digitális domborzat modellen ábrázolva.

#### 4.2.2. A terület elhagyott medereik problémaköre

A sík geomorfológiai képét alapvetően meghatározza a Tisza, Szamos, Borzsa és vélhetően a Túr által hátrahagyott különböző szélességű és feltöltöttségi állapotú holt-medrek hálózata. A legfiatalabbnak tűnő 10-30 m széles elhalt mederszakaszok több kilométer hosszan kanyarognak a sík általános lejtésének megfelelően, például: a **Tarpa-Hetefejércse-Tákos** menti elhagyott meder és a **Jándi-meder** (11-12. ábra). Futásukat széles, legalább 1,0 méterrel a környezete fölé emelkedő folyóhát kíséri (9. ábra). A fiatalabb generációk folyóhátjai által határolt mély fekvésű részeken légifelvétel segítségével néhány olyan erősen roncsolt, feltöltött holt-medret találtunk melyek maximális szélessége eléri a 150 m-t, tehát a mai Tiszáét, ilyen például az **Örvény-szeg** morotva (11-14. ábra). A morotvák feltöltöttségi állapota jóval előrehaladottabb, mint a későglaciális korú Nyíres-tóé, amiből arra lehet következtetni, hogy egy idősebb futásvonal nyomait őrzik. Borsy az 1950-es években végzett kutatásai idején ezek a medrek az akkor rendelkezésre álló harmadik katonai felmérés lapjain nem voltak feltüntetve. Így könnyen elképzelhető, hogy elkerülték figyelmét, és csak a térképeiken ábrázolt

határozott mederéllal rendelkező kevésbé feltöltött fiatalabb morotvákat vizsgálták meg.

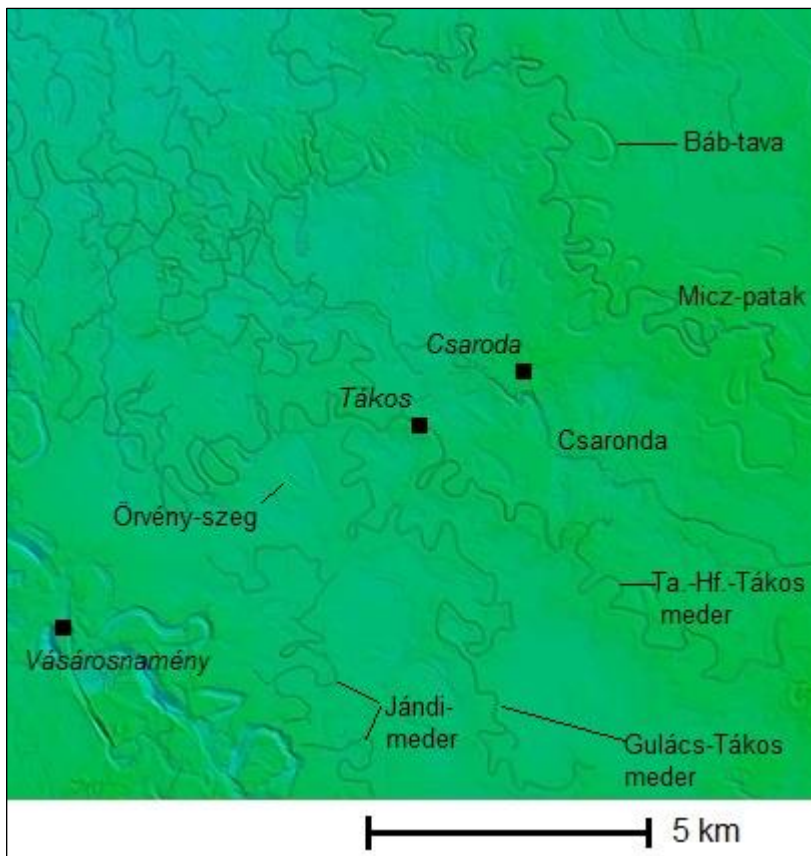
A Tisza megjelenésének korát a Beregi-síkon közvetett módon egy megközelítőleg 20-22 ezer éve lefűződött bodroközi morotva segítségével határozták meg (Borsy et al. 1989). Ilyen idős Tisza medret a Beregi-sík területén eddig nem sikerült azonosítani. A korábbi tanulmányok szerint a legidősebb felszíni medrek – amelyek nagy számban fordulnak elő a sík területén – a boreális korúak (Borsy 1959, 1969, Csinády 1960) Majd ezt a későglaciálisra (~ 13000 ezer BP év) kellett módosítani a csarodai Nyíres-tó üledékeinek palinológiai és radiokarbon vizsgálatai alapján (Sümegei 1999). A Nyíres-tótól 1,5 km-rel keletre fekvő Báb-tava (11. ábra) legalsó üledékeinek kora  $6955 \pm 70$  C<sup>14</sup> BP év, ami alapján a meder elhalása a borális fázis végén következett be (Magyari 2002). A medreknek a szélessége 80-100 m közé tehető méreteik alapján, mondhatni köztes állapotnak minősülnek (pl: **TM2** meder 11. ábra). Mederélük határozott, a feltöltődés kevésbé előrehaladott, medreikben tőzegmoha lúp található. A medreket hátrahagyó folyó eredetéről megoszlanak a vélemények, de szélesség alapján tiszai eredetűnek tartják (Sümegei 1999, Magyari 2002), míg Gábris (1986) szerint elképzelhető, hogy a jelenleg szerény vízhozamú Borzsa hagyta őket hátra. Ez utóbbi azért tűnik logikusnak, mivel a Borzsa-folyó Latarocába tartó 20-30 m széles, mára vízutánpótlással nem rendelkező Micz-patak nevű kiágazása mentén fekszenek (11. ábra). Abból, hogy a Micz-patak két oldalán nagyszámú hasonló szélességű holt-meder helyezkedik el, a futásirány tartósságára lehet következtetni. A morotvák parabola szerű szárai minden esetben a Micz-patak felé mutatnak, ami alapján egyértelmű, hogy annak lefűződései (11. ábra). A Micz-patak és a holt-medrek 2-3-szoros szélességbeli eltérésére több magyarázat is szolgál. Elképzelhető, hogy az utolsó glaciális maximumot követő nagy olvadás miatt nőtt meg ilyen mértékben a Borzsa vízhozama, mint ahogyan azt a Szamos Szatmári-síkon lévő egykori óriásmedrénél a Nagy-égernél is látjuk (Borsy 1959). A másik magyarázat az lehet, hogy a holt-medreket valóban a Tisza alakította ki, majd annak hirtelen átváltása után a medrét elfoglaló jóval kisebb vízhozamú és keskenyebb Borzsa üledékeivel feltöltötte, tehát leszűkítette azt. Erről a mederszűkítő folyamatról a hazai szakirodalomban először Cholnoky (1907) tesz említést. A Micz-patak mellett további négy, hasonlóan 10-30 m szélességű, jól fejlett folyóháttal kísért elhagyott meder kanyarog szinte párhuzamosan az ÉÉNy-i irányba tartó a Tiszával (11-12. ábra). A fent említett három szélességi kategóriába tartozó és vélhetően eltérő elhalási korú morotvák tagjait vizsgáltam meg, valamint egy folyóhát területét és két ártéri lapályt.



11. ábra. A Beregi-sík geomorfológiai térképe. A vastaggal szedett számok a mintaterületeket és a mintavételi pontokat jelölik. **1:** Homok-tanya, **2:** Sulymos-dűlő, **3:** Új-tanya, **4:** Tyúk-hegy, **5:** Bagoly-vár **7:** Bíró-homok, **8:** Kerek-homok, **9:** Barabási-homok, **10:** Csaronda-hát, **11:** Hosszú-homok, **12:** Ravasz-homok, **13:** Kis-dűlő, **14:** Nagy-homok, **15:** Lovas-homok; *elhagyott medrek:* **16:** Örvény-szeg, **17:** TM2 meder, **18:** Jándi-meder; **19:** Tarpa-Hetefejércse-Tákos meder, **20:** Báb-tava, **21:** Nyíres-tó, **22:** Csarodai-meder; *ártéri lapályok:* **23:** Gulácsi-rét, **24:** Morotva-hát, **25:** Gulácsi-partfal, *folyóhát:* **26:** Bence-folyóhát.

2. táblázat. A mintavételi pontok neve, morfológiája és EOY koordinátája. ESZ: eróziós sziget, ÖZ: övzátony, PD: parti dűne, EM: elhagyott meder, L: ártéri lapály, FH: folyóhát.

Mintavételi hely neve és a 8. ábrán szereplő száma	morfológia	a mintavételi pontok EOY koordinátája (E, N)
1. Homok-tanya	ESZ	homok bánya: 891821, 331780 1. fúrás: 891631, 331836 2. fúrás: 891483, 331838 3. fúrás: 891408, 331842 4. fúrás: 892008, 331947
2. Sulymos-dűlő	ESZ	893549, 329917
3. Új-tanya	ÖZ	895703, 320189
4. Tyúk-hegy	PD	912169, 318 553
16. Örvény-szeg	EM	899683, 316521
17. TM2	EM	898131, 317610
18. Jándi-meder	EM	899865, 312623
19. Tarpa-Hetefejércse-Tákos	EM	896941, 316703
23. Gulácsi-rét	L	904124, 311190
24. Morotva-hát	L	903574, 316472
26. Bence-folyóhát	FH	903482, 316394



12. ábra. A Beregi-sík 10-30 m széles medrei és azok folyóhátjai digitális domborzat modellen ábrázolva.

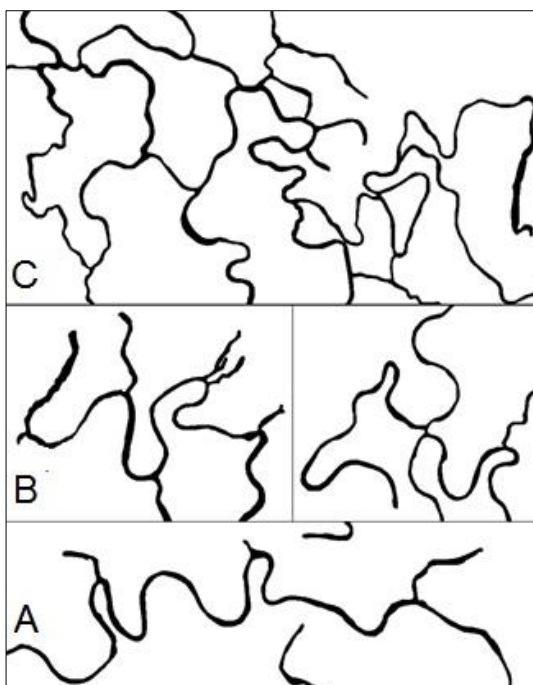
#### *Medermaradványok sajátos összekapcsolódásai*

Az akár több 10 km hosszan teljesen épen fennmaradt mederszakaszok azok fiatal koráról tanúskodnak, de eredetük meglehetősen bizonytalan. A medersorozat három keleti tagja a már említett Micz-patak, a Csaronda és a Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti meder egyaránt a Borsa kiágazásai. Míg a Gulács-Tákos és a Jándtól keletre futó (Jándi-medér) meder feltehetően a Túr egykori ágai, amelyeket a Tisza jelenlegi futásvonalának felvételekor lefejezett (11. ábra).

A Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti medret – a Micz-patakhoz hasonlóan – számos, a mostani méreténél jóval szélesebb (50-100 m) lefűződések kísérik (11. ábra). A jelenség okát ebben az esetben is a vízhozam-csökkenés okozta mederszűkülésben kereshetjük.

A mederhálózat fejlődéstörténeti rekonstruálását jórészt annak rendkívül „kusza” rajzolata nehezíti (13. ábra). A Csaronda és Tarpa-

Hetefejércse-Tákos menti meder Vámosatya térségében teljesen összekapcsolódik a kanyarulatok csúcsánál lévő „Y” alakot formáló kiágazások, mederkitörések mentén (13/B-C. ábra). A kiágazások a felsőbb szakaszokon is megfigyelhetők de, ott csak rövid az ártéri lapályon elvesző mederkezdemények (13/A. ábra). Nézetem szerint a kiágazások a még élő medrek mentén kialakuló folyóhátakon át a környezetbe kiömlő és visszahúzódó árvizek egykori útvonalai, amelyek fokozatosan hosszabbodtak, s egyes helyeken összekapcsolódtak a szomszédos medrekkel, vagy azok hasonló kiágazásaival (13/C. ábra). A kiágazások ilyen értelmezése megkönnyíti a kusza mederhálózat áttekintését, és jó alapot ad az egykor önálló meandervonulatok azonosításához.



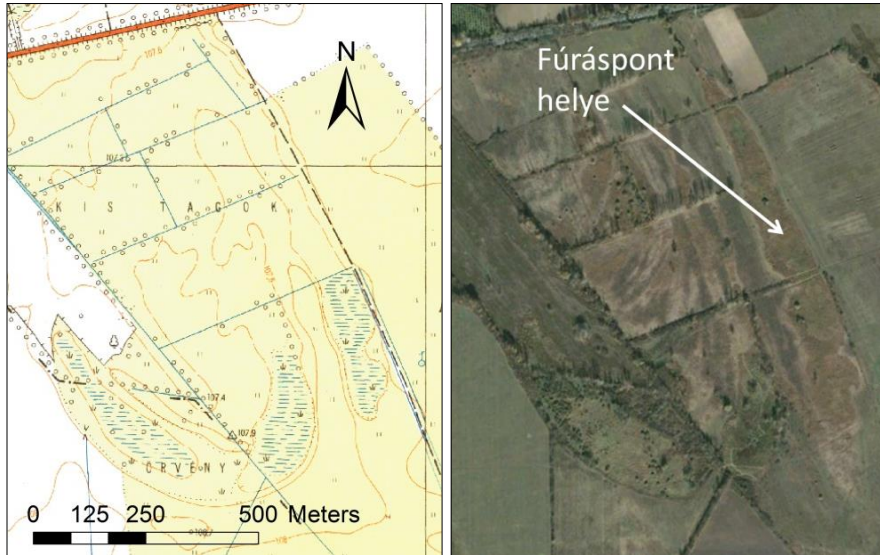
13. ábra. A Csaronda és a Tarpa-Hetefejércse-Tákos (A) menti holt-medrek „Y” alakú elágazásainak fejlődési fázisai és a két meder összekapcsolódása.

#### 4.2.2.1. A megvizsgált morotvák, ártéri lapályok és folyóhát bemutatása

##### *Örvény-szeg morotva (11. ábra.16)*

A Tákostól 2 km-el nyugatra lévő Örvény-szeg morotva szélessége 100-150 m között változik, meder feltöltöttségi állapota jóval meghaladja a Nyíres-tóét (11-14. ábra.). Fenékszintje mindössze pár dm-el mélyebb

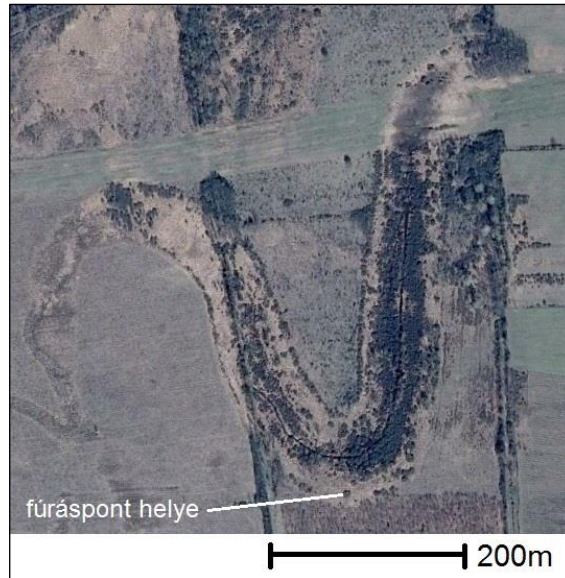
környezetétől, állandó vízborítása nincs. A morotva a Tarpa-Hetefejércse-Tákos- és a Gulács-Tákos menti medrek folyóhátjai által határolt területen fekszik (12. ábra). A fúrásponthoz a meder inflexiós sávjában, egy kb. 100 m széles szakaszán jelöltük ki (2. táblázat). A Tiszától mért legkisebb távolsága 3,5 km.



14. ábra. Az Örvény-szeg morotva M 1:10000 topográfiai térképen és légifelvételen ábrázolva.

#### *TM2-es meder (11. ábra.17)*

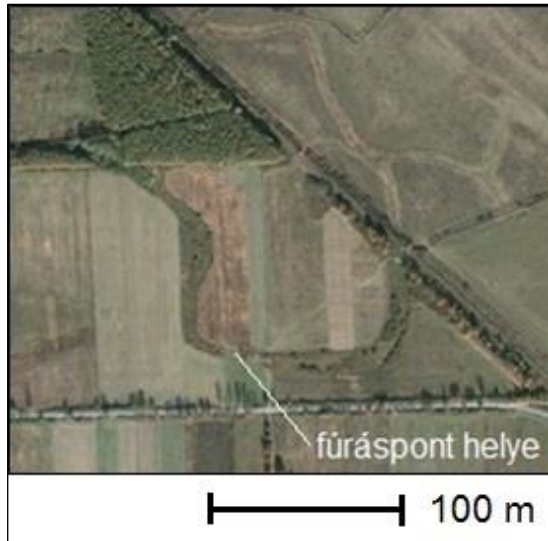
A Tákostól 3,5 km-rel északkeletre fekvő holt-meder (TM2) 80-100 m-es szélessége alapján a Báb-tavával és a Nyíres-tóval mutat hasonlóságot. A meder feltehetően a Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti holt-meder korábbi lefűződése. Azonban feltöltődése azokénál valamivel előrehaladottabb állapotú (11-15. ábra). A morotva legmélyebb pontján állandó vízborítás tapasztalható. A mintavételi pontot a meder homorú részénél jelöltük ki (2. táblázat), melynek a Tiszától mért legkisebb távolsága 3,4 km, míg a Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti medertől 340 m.



15. ábra. A TM2-es holt-meder M 1:10000 topográfiai térképen és légifelvételen ábrázolva.

*Jándi-meder (11. ábra. 18)*

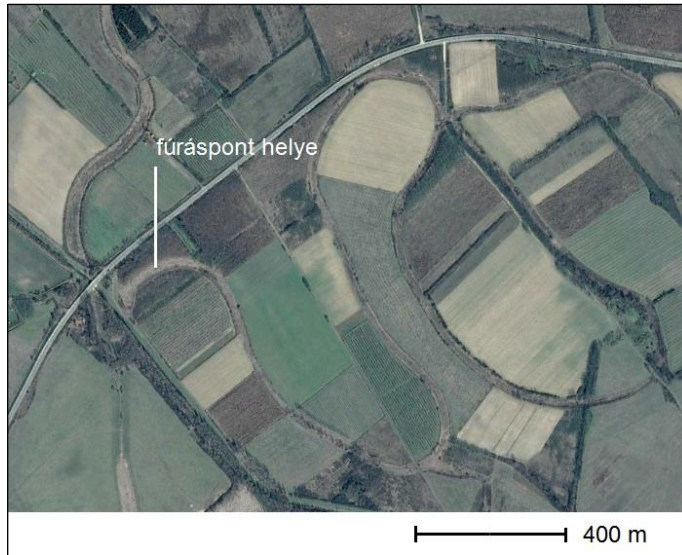
A Jánd községtől keletre fekvő mindössze 15 m széles több km hosszan meanderező elhagyott meder feltehetően egy a Szatmári-sík irányából érkező vízfolyáshoz tartozott, amit a Tisza megjelenésekor lefejezett és később az oldalazó eróziójával két részre osztta (11-12. ábra). A meder feltöltődése igen előrehaladott, legmélyebb része legfeljebb 10 cm-rel alacsonyabb környezetétől (16. ábra). A mintavételi pontot a egy egyenes szakaszán jelöltük ki (16. ábra, 2. táblázat). A mintavételi pont Tiszától mért legkisebb távolsága 1150 m.



16. ábra. A Jándi-meder légi felvétele és a fúrásponthelye.

*Tarpa-Hetefejércse-Tákos meder (11. ábra. 19)*

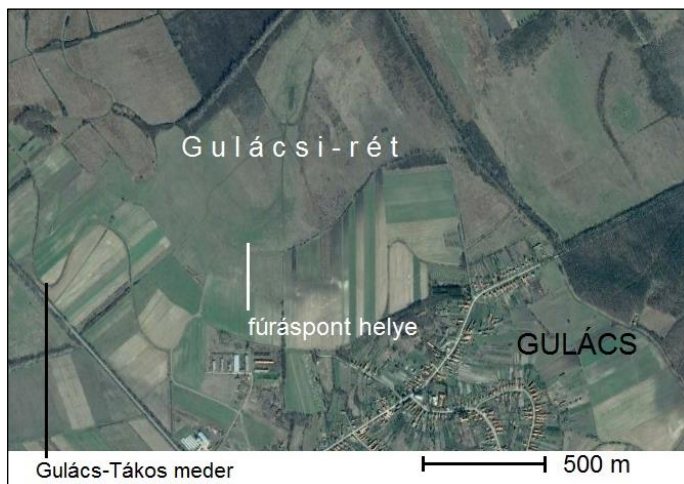
A Beregi-sík egész területét behálózó 10-30 m széles mederhálózat két tagját vizsgáltuk meg. A Tarpa-Hetefejércse-Tákos vonalon fekvő holtmeder erősen túlfejlett és átszakadó kanyarulatokkal rendelkezett (11-17. ábra). A feltöltöttségi állapota a többi mederhez viszonyítva kevésbé előrehaladott. A csapadékosabb hónapokban némi vízborítás figyelhető meg benne. A meder az ármentesítések előtt – a II. katonai felvétel szelvényein látható – állandó vízborítással bírt, és az áradó Tisza időszakos nagyvizeinek levezetőjeként szolgált. A mintavételi pontot a meder egy kanyarulati szakaszában létesítettük Tákostól 3 km-re (2. táblázat). A mintavételi pont Tiszától mért legkisebb távolsága 2,2 km.



17. ábra. A vízzel borított Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti holt-meder légifelvétele.

*Gulácsi-rét (11. ábra. 23)*

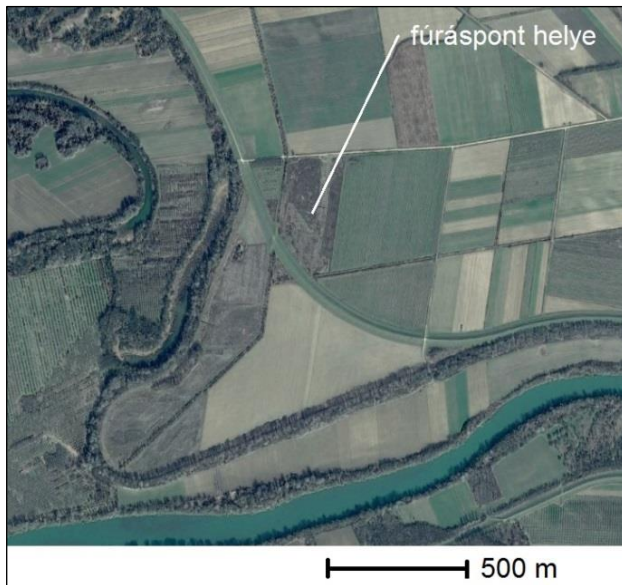
A megmintázott ártéri lapály a Gulács község északi határában a Gulács-Tákos, valamint a Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti medrek folyóhátjai által határolt Gulácsi-rét (12. ábra). A szinte teljesen sík terület (18. ábra) legmélyebb pontja 107,5 méter magasan fekszik, amely a Beregi-sík déli részének legalacsonyabban fekvő része. A mintavételi pont Tiszától mért legkisebb távolsága: 2,6 km.



18. ábra. A Gulácsi-rét légifelvétele.

*Morotva-hát (11. ábra. 24)*

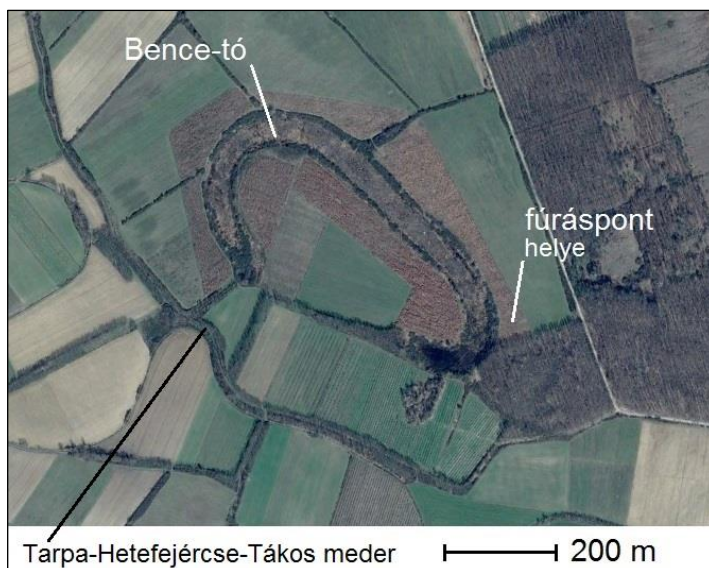
A Gulácsi-réttől 3 km-el délnyugatra lévő ártéri lapály a Tisza egykori lankás folyóhátjának (Morotva-hát) peremén helyezkedik el. A lapály tszf-i magassága 108,5 m, míg a folyóháté 109,5-110 m. A mintavételi pont holt-medertől legkisebb 300 m, a Tiszától 1000 m (11-19. ábra, 2. táblázat).



19. ábra. A Morotva-hát légi felvétele és a fúrásponthelye.

*Bence-folyóhát (11. ábra. 25)*

A Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti elhagyott meder egyik korábbi lefűződésének (Bence-tó) enyhén kiemelkedő 109 m tszf-i folyóhátját vizsgáltuk meg (11-20. ábra, 2. táblázat). A morotva partvonala magassága átlagosan 108 m magasán fekszik. A mintavételi pont Tiszától mért legkisebb távolsága 6,5 km.

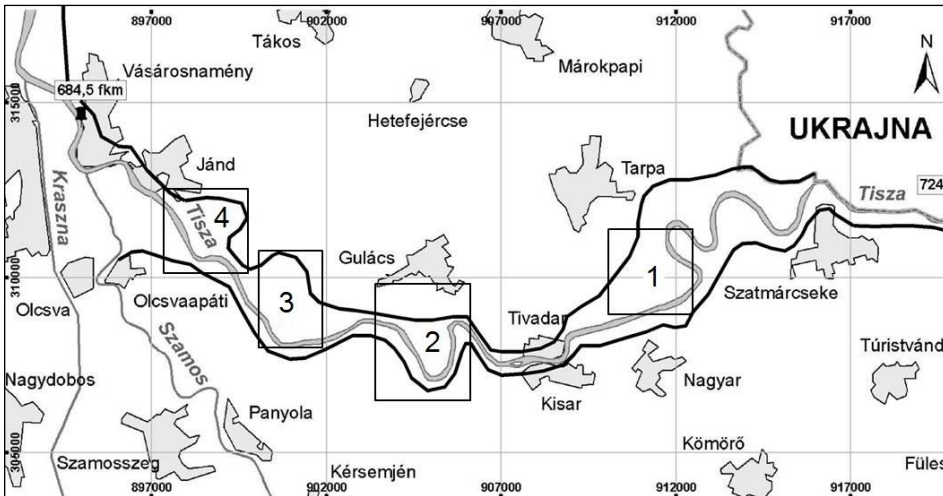


20. ábra. A Bence-folyóhát légi felvétele és a fúrásponthelye.

#### 4.3. A beregi hullámtér mintaterületei

A hullámtéri akkumulációs vizsgálatokat a Tisza beregi síkhoz tartozó, jobb parti hullámtéri szakaszán végeztük Tarpa és Jánd között (21. ábra). A folyó meanderövét szorosan követő hullámtér szélessége az egyenes szakaszokon 300-400 m, míg a jelenlegi és átmetszett kanyarulatok mentén 2-2,4 km-re szélesedik ki. Az ilyen hirtelen kiszélesedő hullámtéri tágulatokban általában jelentősebb akkumulációval számolhatunk a szétterülő, hirtelen sebességüket veszítő árvizek miatt (Gábris et al. 2002, Hudson et al. 2008). Bár meg kell említeni, hogy Kiss és munkatársai (2011) a Maros magyarországi szakaszán a hullámtér szélessége és az akkumuláció mennyisége között nem tapasztalt összefüggést. Károlyi véleménye szerint (1960), pedig inkább a szűk hullámtéri szakaszokon tapasztalható jelentős akkumuláció. A mintaterületeinket az érintett szakaszon található négy hullámtéri tágulatban jelöltük ki (21. ábra). Ezek folyás irányában a következők: Vágás-szeg (Tarpa), Szilvás-szeg (Gulács), Boroszló-kert (Gulács), Foltos-kert (Jánd). A hullámtér átlagos magassága a mintaterület legfelsőbb szakaszán lévő Vágás-szegnél 112-113 m, míg a legalsóbb Foltos-kertnél 109-110 m. Ebből adódóan a hullámtér átlagos esése 17,4 cm/km. A folyó esésviszonyaira a tiszabecsi, tivadari és vásárosnaményi vízmércék 0 centiméterének abszolút magasságai adataiból lehet következtetni. A szabályozások során 1853 és

1914 között 8 kanyarulat átvágására került sor, amelyek közül 3 kettős kanyarulat volt (2. ábra).

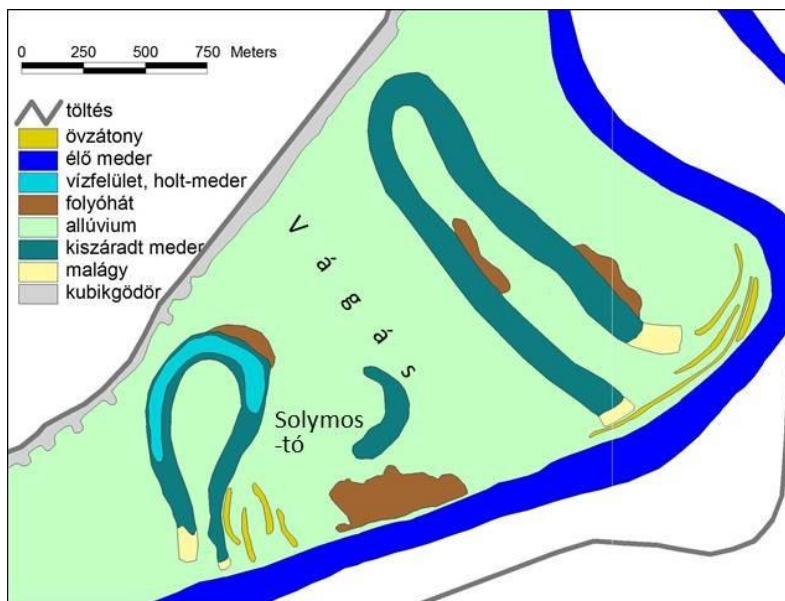


21. ábra. A Beregi hullámtéri területek helyzete 1: Vágás-szeg, 2: Szilvás-szeg, 3: Boroszló-kert, 4: Foltos-kert.

A négy hullámtéri tágulat közül kettőben a jándi Foltos-kertben és a gulácsi Boroszló-kertben a hullámtéri feltöltődés mértékét geoinformatikai módszerek mellett szedimentológiai vizsgálatokkal is meghatároztuk.

#### 4.3.1. Vágás-szeg

A Vágás-szeg hullámtéri területén geoinformatikai módszerrel mértük a hullámtéri feltöltődést, így itt mintavétel nem történt. A Solymos-tó morotva és az 1855-ben átvágott meander (Vályi 1901) között a hullámtér szélessége meghaladja az 1000 m-t (22. ábra). A szabályozást követően a vízrajzi felvételek tanulsága szerint nem volt jelentős medervándorlás, így a terület egészét bevonhattuk a magasságvizsgálatba. A vizsgálat alá vont területrész tökéletesen sík felszíni, amely a szántóföldi művelés- és a feltöltődés planáló hatásának tudható be (Oroszi 2009). A terület teljes elvi elöntése a tivadari vízmércén mért 660 cm-es vízállás esetén megy végbe.



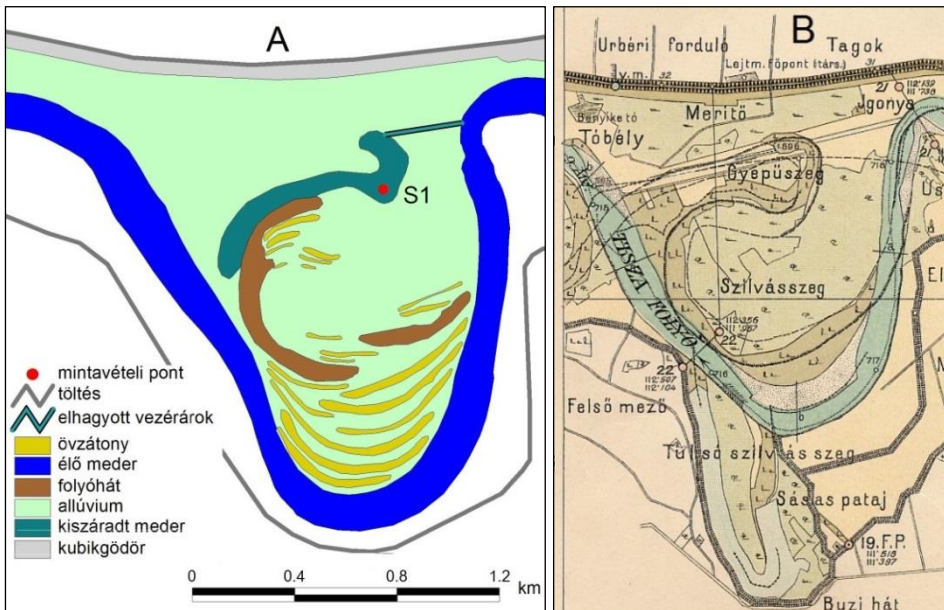
22. ábra. A Vágás-szeg geomorfológiai vázlatja.

#### 4.3.2. Szilvás-szeg

A Szilvás-szeg területén egy természetes és egy mesterséges kanyarulat lefűződést is találhatunk. Az 1838-42-es vízrajzi felvételen jól látható a *Tulsó szilvás szegnévvel* jelölt lefűződés a Tisza kanyarulatának déli részén, amely az egy 1,8 km tágasságú hajtú alakú kanyarulat nyomait őrzi (23/B. ábra). A lefűződés idejére vonatkozólag nincs pontos adat, de feltehetően természetes úton ment végbe egy surrantó mederré alakulásával egy nagyobb áradás alkalmával. Az 1842-es felmérésen jelzett állapot 1863-ban a Gyepű-szeg átszakadó kanyarulat levágásával szűnt meg. A meander teljes átvágására is kísérletet tettek, amit a vízrajzi felvételeken is feltűntettek, ez azonban kudarcot vallott és a folyó továbbra is eredeti medrében maradt (23/A. ábra). A jelenség hátterében a vezérárok mederanyagának összetétele áll, amely több mélységközben is rétiagyag-szinteket tartalmaz (Félegyházi et al. 2004). A vezérárok helye ugyanis néhány méterre fekszik a gulácsi-partfaltól, amelyben ezeket a rétegeket leírták. Az új mederfenék kohéziója miatt a folyó nem tudott elég mélyre bevágódni, így a vízhozam zöme a régi mederben folyt, aminek következtében a vezérárokban jelentős mennyiségű üledék halmozódott fel. Ekkor a meander amplitúdója a maihoz a képest még jóval kisebb volt. A gyors, 5,84 m/év déli irányba történő középvoaleltolódással a balparti Tulsó szilvás-szeg területén lévő hajtú

alakú holtág fokozatosan pusztult. A meander további fejlődését 1926-28 között a balpart partbiztosításával állították meg (Vázsonyi 1973).

A mintavételi hely a levágott meder 108,8 mBf-i pontján létesítettük 230 méterre az a Tiszától (23/A. ábra, 3. táblázat). A terület teljes elvi előntése a tivadari vízmércén mért 570 cm-es vízallás esetén megy végbe, de a mintavételi pont környezete már 340 cm-es vízszintnél előntés alá kerül.



23. ábra. A Szilvás-szeg geomorfológiai térképe (A), valamint a terület 1890-es állapota vízrajzi felvételen ábrázolva (B)

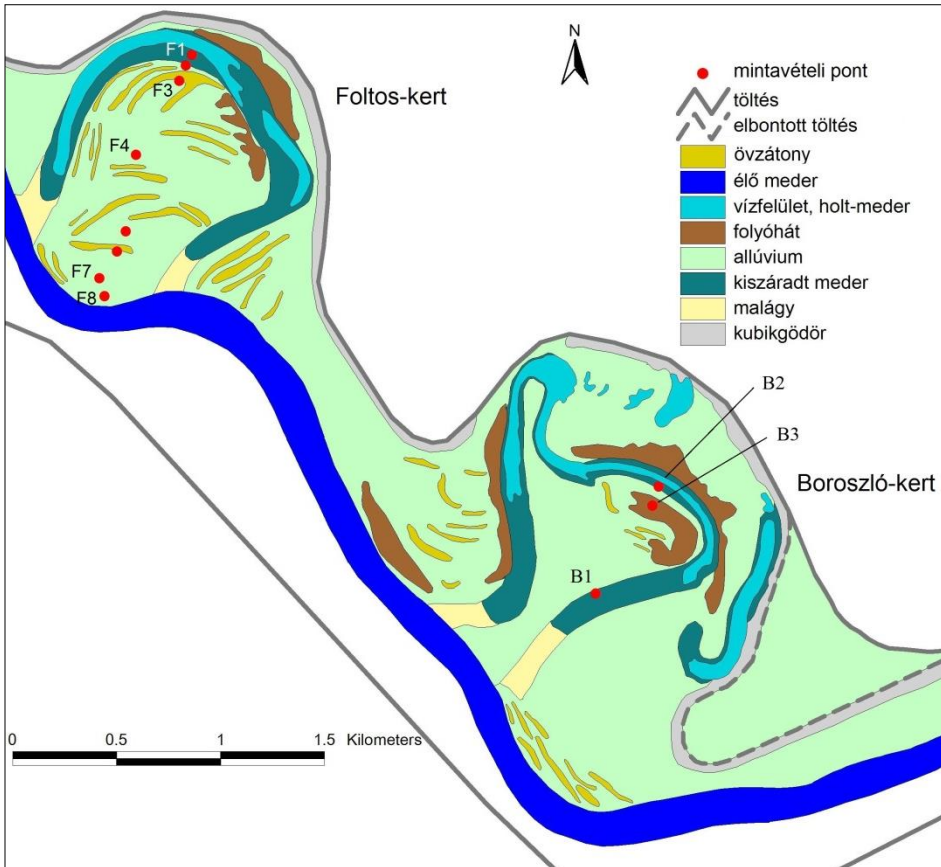
#### 4.3.3. Boroszló-kert

A boroszló-kerti 2 km széles ártéri öblözet az 1855-ben levágott (Vályi 1901), átszakadó állapotú összetett kanyarulatot és annak korábbi természetes lefűződéseit is magába foglalja (24. ábra). A lemetezett holtágat jól fejlett folyóhátak kísérik, de az összetett kanyarulatfejlődés következtében az övzátóny sorozatai kevésbé látványosak. A malágy a holt-meder és az élő folyó közötti összeköttetést mára teljesen elzárta. A mederben jelenleg állandó vízborítás van. A mintavételi pontokat (B1) a meder kiszáradt részében, (B2) a meder peremén és (B3) egy övzátónyban létesítettük (24. ábra). A mintavételi pontok magassági helyzetét és medertől mért távolságát a 3. táblázat tartalmazza. A legmagasabban

fekvő B3 pont elöntése a tivadari vízmércén mért 375 cm vízállás esetén valósul meg, míg a B1 pont elméletileg már 80 cm-es vízszint esetén elöntés alá kerülne, de a part menti felmagasodások következtében ez nem valósulhat meg.

#### 4.3.4. Foltos-kert

A mintaterület legszűkebb szakaszán lévő jándi Foltos-kert területe egy majdnem szabályos félkör alakú hullámtéri tágulat, ahol az aktív ártér szélessége 600 m-ről 2200 m-re nő. A jobb parti töltés vonala párhuzamosan fut a már átvágott kb. 600 m görbületes sugarú, túlfeljuttatott kanyarulattal (24. ábra). A meander átvágásának pontos időpontja nem ismert, arra az Országos Vízügyi Levéltárban sem találtam adatokat, de a mintaterület többi kanyarulatától eltérően a 20. sz. elején következett be. Ezt az bizonyítja, hogy az 1890-91-es vízrajzi felvétel és a *Vályi Béla*-féle 1901-ös tiszavölgyi szelvények szerint, addig nem történt meg a kanyarulat átvágása, de a következő, 1929-31-es vízrajzi szelvény lapja már a mai nyomvonalon jelzi a Tiszát (24. ábra). A Felső-Tisza vidéki Vízügyi Igazgatóság területileg illetékes Vásárosnaményi Szakaszmérnökségének szóbeli közlése szerint az átvágására az első világháború előtt került sor. Ezért annak időpontját 1905 és 1914 közé kell tenni. A hullámtér kialakítása jóval korábban 1855-56-ban történt a jobb parti töltés kiépítésével. A holt-meder belső ívében lévő övzatonnyal sorozat a középvonal gyors elmozdulásról tanúskodik. Folyóhat az átvágott meder külső ívében, illetve egyenes szakasza mentén épült. A mintegy 100 éve elhalt meder Tiszához közel eső malágyai teljesen feltöltődtek. A Foltos-kert vizsgálat alá vont területén szántóföldi művelés folyik, csak az utóbbi pár évben történt számottevő erdőtelepítés tölgy és nyár állományokkal. A mintavételi pontokat a holt-medertől az előfolyóig felvett 1150 m hosszú keresztzelvény mentén létesítettük (F1-F8) egy (24. ábra). A pontok magassági helyzetét és medertől mért távolságát a 3. táblázat tartalmazza. A legmagasabban lévő mintavételi pont (F3) elvi elöntése a tivadari vízmércén mért 543 cm-es vízállás esetén történik meg. A legalacsonyabb F1-es ponté ugyan már 54 cm-es vízállás esetén elöntés alá kerülhetne, de tekintettel a part menti felmagasításokra, csak az azokon átjutó magasabb vízállású árvizek juthatnak be.



24. ábra. A Boroszló-kert és a Foltos-kert geomorfológiai vázlatja

3. táblázat. A mintavételi pontok magassága és a Tiszától mért távolsága.

mintavételi pont	mBf (m)	medertől mért legkisebb távolság (m)
F1	105,94	1130
F2	108,45	1071
F3	110,03	1010
F4	109,72	625
F5	109,48	330
F6	109,79	270
F7	107,85	135
F8	107,45	5
B1	106,20	650
B2	107,09	1210
B3	109,15	1110
S1	108,8	230

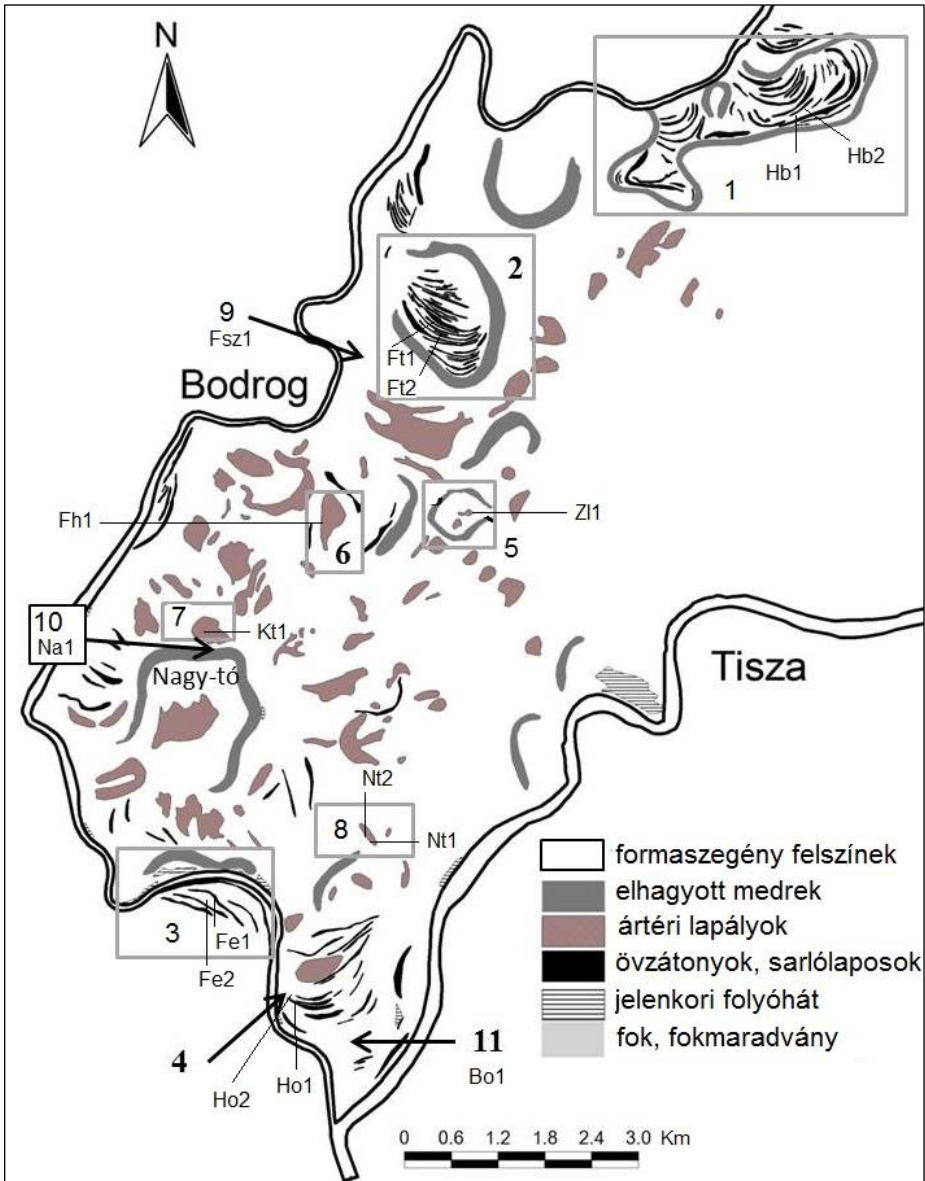
#### 4.4. A bodrogzugi nyílt ártér mintaterületei

##### 4.4.1. A Bodrogzug geomorfológiai jellemzése

A Bodrogzug alapvetően akkumulációs jellegű folyóvízi ártér, és az árterek jellegzetes geomorfológiai formáinak különlegesen gazdag tárháza (25. ábra). Mivel az árvízi elöntések napjainkban is ismétlődnek, formái nem reliktumformák, azok fejlődése nem szűnt meg, és változásaik megfelelő módszerekkel jól tanulmányozhatók (Szabó et al. 2004, 2011, 2012, Vass et al. 2009). Különösen nagy számban vannak különböző szélességű és korú elhagyott medrek, többségükben meanderek. Méreteik és mérhető meander-paramétereik alapján különböző vízfolyásokból származnak, illetve egy meghatározott vízfolyás esetén annak történeti vízhozam-változásait tükrözik. Bár ma már – más természetes árterekhez hasonlóan – csak árvízkor van némi vízmozgás bennük, ami formai átalakulást nem okoz, de a Tisza más szakaszain az árvédelmi gátakon kívülre került morotvákkal szemben a viszonylag gyakori vízcserejük az élővilágnak sajátos feltételeket teremt. Mivel a medermaradványok nem képeznek teljesen összefüggő hálózatot, a vízmozgás elősegítése érdekében köztük számos helyen csatornákat létesítettek, s azok helyenként még a medrek mélyvonalában is folytatódnak. A Bodrogzug belső részein az antropogén felszínalakításnak a csatornákon kívül nincs más formai jele. A medermaradványok mellett a jellegzetes ártéri lapályok sorozata, a jelenlegi és korábbi partokat kísérő folyóhátak vonulatai, a folyóhátakat megszakító, máig funkcionáló (helyenként mesterségesen nyitva tartott) fokok alkotják a fluviális formakincset. Rajtuk kívül különösen látványos formaelemek az egykori kanyarulat-eltolódás során kialakult övzátonyok és a közöttük lévő ívelt futású sarlólaposok (26-27. ábra). Jóllehet ezek között a magasságkülönbség általában csak dm nagyságrendű, de az ebből eredő vízborítás időtartamában lévő különbségek (és általában a nedvesség-viszonyok különbsége) miatt növényzetük lényegesen eltérő, és így az övzátonyos területek markánsan elkülönülnek környezetüktől. A fluviális morfológia előbb említett jellegzetes és attraktív formái a Bodrogzug teljes területének viszonylag kis részét foglalják el. Mondhatni beágyazódnak az azokat mátrixként körülölelő némileg magasabb helyzetű egyhangú, formaszegény felszínekbe.

A terület elöntése szinte kizárólag Bodrog irányából történik meg, mivel a Tisza Bodrogzug felőli jobb partját a zalkodi homokvonulatok kísérik (1. ábra). A Bodrogzug az 1986-ban alakult Tokaj Bodrogzug Tájvédelmi Körzethez tartozik, és 1989 óta RAMSARi terület. A védelem

biztosítását szolgálja, hogy az Aggteleki Nemzeti Park felügyelete álló területen jelenleg csak minimális gazdálkodás folyik. A kaszálók gondozása mellett némi legeltető állattartás és minimális szintű erdőgazdálkodás folyik.



25. ábra. A Bodrogzug geomorfológiai vázlata és a vizsgált területek a mintavételi pontokkal. 1: Viss, Holt-Bodrog; 2: Fekete-tó; 3: Felső-legelő; 4: Horgony; 5: Zalkodi-lapály; 6: Fehér-tó; 7: Kerek-tó; 8: Nagy-Tökös-tó; 9: Favágó-szállás; 10: Nagy-tó folyóhát; 11: Bodrogköz.

4. táblázat. A mintavételi pontok helye, morfológiája, ÖZ: övzátony, SL: sarlólapos, L: ártéri lapály; FF: formaszegény felszín, mintavétel módja, F: fúrás, CS: üledékcspada

Mintavételi hely	morfológia	a mintavétel módja és a mintavételi pont neve ( )	EOV koordináta (E, N)
1. Vissi Holt-Borog	ÖZ	F, CS (Hb1)	832426; 324371
	SL	F, CS (Hb2)	832375; 324399
2. Fekete-tó	ÖZ	F, CS (Ft1)	827750; 321307
	SL	F, CS (Ft2)	827743; 321364
3. Felső-legelő	ÖZ	F (Fe1)	824597; 314064
	SL	F, CS (Fe2)	824583; 314149
4. Horgony	ÖZ	F, CS (Ho1)	825642; 313166
	SL	F, CS (Ho2)	825644; 313139
5. Zalkodi-lapály	L	F (Zl1)	827886; 319289
6. Fehér-tó	L	F (Fh1)	825975; 319377
7. Kerek-tó	L	F, CS (Kt1)	824265; 317698
8. Nagy-Tökös-tó	L (mély)	F, CS (Nt1)	826590; 315035
	L (magas)	CS (Nt2)	826599; 315054
9. Favágó-szállás	FF	F (Fsz1)	826454; 321000
10. Nagy-tó	FF	F (Na1)	824267; 317671
11. Bodrogtő	FF	F (Bo1)	826442; 312776

A mintaterületek bemutatását geomorfológiájuk szerint csoportosítva végzem, folyás irányába haladva.

#### 4.4.1.1. Övzátonyos területek

A Bodrog kanyarulatfejlesztő tevékenysége révén kialakult övzátony és sarlólaposok sorozatok mára fosszilis formáknak tekinthetők. A magasabb övzátonyok és a köztük lévő mélyedések szintkülönbsége a vizsgálati területeken 15 és 83 cm között változik. A legnagyobb különbségek a ma is élő és a 19. század végén lemetszett meanderek belső ívében találhatóak, míg az évszázadokkal ezelőtt természetes úton elhalt morotvák formái már kevésbé élénkek. Ez kiválóan reprezentálják a 1873-ban átmetszett vissi Holt-Bodrog és a folyótól távolabb lévő Fekete-tó morotva belső területei (25. ábra).

#### *Vissi Holt-Bodrog (25. ábra. 1)*

A vissi Holt-Bodrog legnagyobb átmérője 1000 m és benne egy legalább tizenhat tagú övzátónysor azonosítható (25-26. ábra). A Holt-Bodrogtól számított második övzátónynál (Hb1) és sarlólaposnál (Hb2) létesítettünk egy-egy fúrást és helyeztünk ki két üledékcspadát (26. ábra, 4. táblázat).

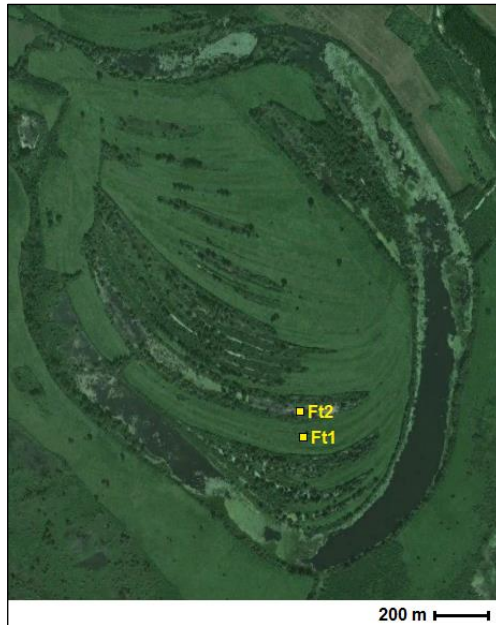
A mintavételi pontok Bordrogtól mért távolsága 1200 m. Az övzátányok átlagmagassága 94,5 m, míg a sarlólapos fenékszintje 93,5 m-en helyezkedik el. A két felszín 83 cm-es szintkülönbsége a megvizsgált formák közül itt a legnagyobb. A mintavételi pontok körüli terület növényzete jellemzően lágyszárú fajokból áll (sás, harmatkása), valamint elszórtan néhány kecskefűz és gyalogakác bokor figyelhető meg.



26. ábra. A vissi Holt-Bodrog légifelvétele és a mintavételi pontok helyzete.

#### *Fekete-tó (25. ábra. 2)*

A Szegilong határában fekvő, lefőződött Fekete-tó morotva átmérője 1700 m (25-27. ábra). A morotván belül látható Bodrogzug területének legszebb övzátány sorozata. Az övzátányok tszf.-i magassága 95 m, köztük a sarlólaposok átlagos fenékszintje 94,5 m. Fúrás és csapdahelyek a Fekete-tótól számított hatodik övzátányon (Ft1) és a mellette lévő sarlólaposon (Ft2) vannak (27. ábra, 4. táblázat). Bodrogtól mért távolságuk, mintegy 1420 m. A két forma magasságkülönbsége 43 cm.



27. ábra. A Fekete-tó légifelvétel és a mintavételi pontok helyzete.

*Felső-legelő (25. ábra. 3)*

A Bodrog Tokaj feletti meanderének jobb partján lévő Felső-legelő (már a Bodrozugon kívül) egy hat részből álló övzátónysorozat (25-28. ábra). A meander átmérője 1900 m. Az övzátónyok átlagmagassága 94,5-95 m, a sarlólaposoké fenékszíntje pedig 94-94,5 m. A területen két fúrást mélyítettünk, medertől számított hatodik övzátónyokon (Fe1) és sarlólaposon, (Fe2) üledékfogót, viszont csak a sarlólaposban helyeztünk (28. ábra, 4. táblázat). A terület magasabban fekvő részét kaszálóként használják évente egy, augusztusi betakarítással. Száraz időszakban csak a legmélyebben fekvő sarlólaposokban van állandó vízborítás. A mintavételi helyek távolsága a Bodrogtól 520 m.



28. ábra. A Felső-legelő légifelvétele és a mintavételi pontok helyzete.

*Horgony terület (25. ábra. 4)*

Az általunk Horgonynak nevezett terület a Bodrog torkolatához legközelebb lévő övzátónysorozat a folyótól mért 240 m-re lévő részét vizsgáltuk meg nyugati részén fekszik (25. ábra). A sarlólapos pereme 94 m tszf-i magasságban fekszik, az övzátony ettől mindössze 15 cm-el magasabban. A területet növényzetét zömmel lágyszárúak alkotják (sás, harmatkása), valamint elszórtan hamvasfűz bokrok találhatóak. Az övzátonyon (Ho1) és a sarlólaposban (Ho2) egyaránt létesítettünk egy-egy furást, és helyeztünk ki üledékcsapdákat. (29. ábra, 4. táblázat).



29. ábra. A Horgony- és a Bodroglak területek légifelvétele és a mintavételi pontok helyzete.

#### 4.4.1.2. Ártéri lapályok

A bodroglaki ártéri lapályok jellemzően kerekded alakú a folyóhátak által határolt, mély fekvésű, pangó vizes felszínűek. A Bodroglak területén feltárt számos ártéri lapos legjellemzőbb üledéke a réti agyag, amely a felszínen, vagy az alatt 1-1,5 m mélyre eltemetve fordul elő. A folyóhátak, habár gyengén fejlettek, de mégis mintegy természetes akadályt képeznek a laposok körül, így oda főként csak iszap és agyagfrakciójú hordalék jut el.

##### *Zalkodi-lapály (25. ábra. 5)*

A Bodrogtól 2300 m-re fekvő Zalkodi lapály egy lefüződött meander belső ívének gyengén fejlett folyóhátjai által körbevett terület (25-30. ábra). Növényzetét kizárólag a már korábban említett lágyszárú fajok alkotják. A területen egy fúrásponthoz létesítettünk a lapály legmélyebb 93 m tszf-i magasságú pontján. A fúrásponthoz neve: Z11 (30. ábra, 4. táblázat).



30. ábra. A Zalkodi-lapály légifelvétele és a mintavételi pontok helyzete.

*Fehér-tó (25. ábra. 6)*

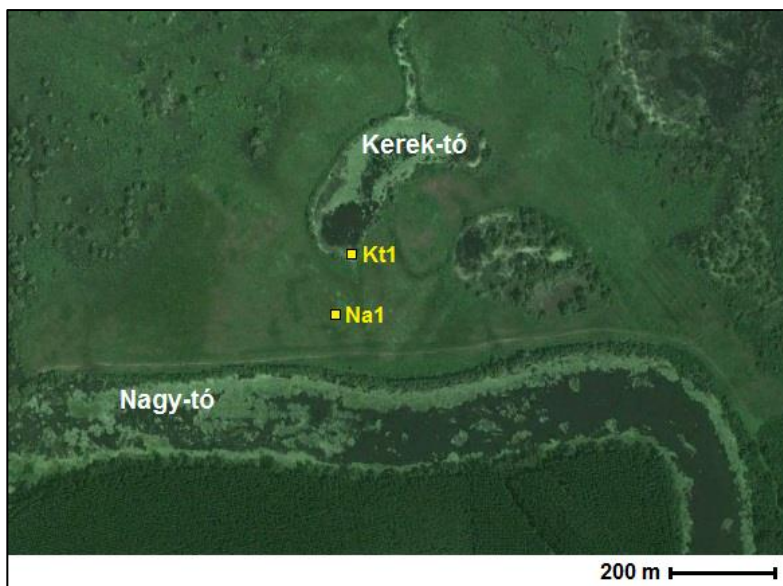
A Zalkodi-lapálytól mintegy 1,5 km-rel nyugatra lévő 350 x 700 m kiterjedésű folyóhátak által határolt lapály (25-31. ábra). Fenékszintje 93 m tszf-i magasan van, növényzetét kizárólag lágyszárú fajok alkotják. A területen egy fűráspontot létesítettünk. Mintavételi pont Bodrogtól mért távolsága 1050 m, neve: Fh1 (31. ábra, 4. táblázat).



31. ábra. A Fehér-tó légifelvétele és a mintavételi pontok helyzete.

*Kerek-tó (25. ábra. 7)*

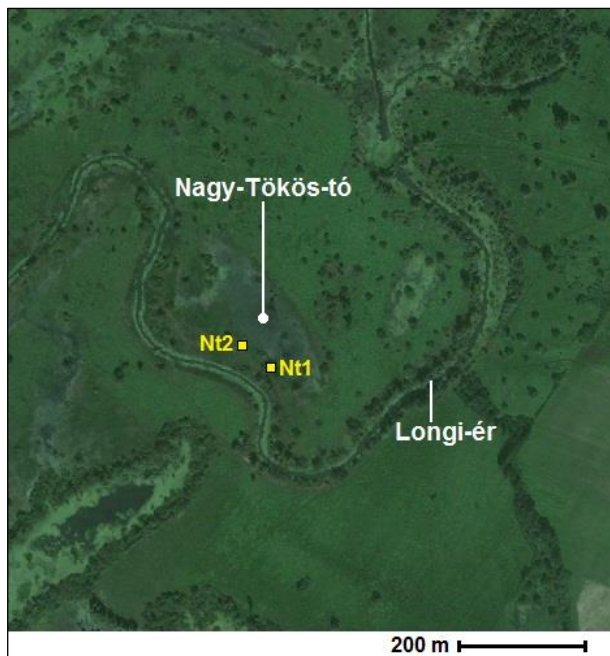
A Kerek-tó egy kb. 300x500m területű a legmélyebb részein állandó vízborítás alatt lévő ártéri lapály (25-32. ábra, 4. táblázat). Környezetében nincs övzátony-rendszer, délről a Nagy-tó folyóhátja határolja. Fenékszintje 94,0 m tszf-i magasságban van, tágabb környezete 94,5-95 m átlagmagasságú. A lapály peremén egy fúrást létesítettünk, valamint egy üledékfogót helyeztünk ki. Mintavételi pont Bodrogtól mért távolsága: 1320 m, neve: Kt1 (32. ábra, 4. táblázat).



32. ábra. A Kerek-tó és a Nagy-tó övzátony területek légifelvétele és a mintavételi pontok helyzete.

*Nagy-Tökös-tó (25. ábra. 8)*

A Longi-ér összetett meanderében lévő Nagy-Tökös-tó egy 300 m hosszú és 150 m széles mély fekvésű, az évek többségében vízzel borított ártéri lapály (25-33. ábra). A lapály 93,5 m-en fekvő partján (Nt1) és a 0,5 méterrel magasabb peremén (Nt2) is létesítettünk egy-egy fúrást és mindkét helyre állítottunk üledékfogót (33. ábra, 4. táblázat). A növényzetet döntően lágyszárú fajok alkotják, amelyben foltszerűen néhány gyalogakác bokor települ. A fúrás és csapdahelyek Bodrogtól mért távolsága 1400 m.



33. ábra. A Nagy-Tökös-tó légifelvétele és a mintavételi pontok helyzete.

#### 4.4.1.3. Magasabb helyzetű formaszegény felszínek

##### *Favágó-szállás (25. ábra. 9)*

A Fekete-tó délnyugati, 95 m tszf-i magasságú sík folyóhátján fekvő Favágó-szállás teljesen sík felszínén kaszáló gazdálkodás folyik évi egyszeri betakarítással (25-34. ábra). A területen egy fúrást végeztünk, mely a Bodrogtól 480 m-es, míg a Fekete-tótól 105 m-es távolságban van. Mintavételi pont neve: Fsz1 (34. ábra, 5. táblázat).



34. ábra. Favágó-szállás légifelvétele és a mintavételi pontok helyzete.

*Nagy-tó folyóhát (25. ábra.10)*

A Kerek-tó ártéri lapálytól délre fekvő Nagy-tó morotva menti 95 m tszf-i magasságú folyóhátan egy fúrászelvényt mélyítettünk. Mintavételi pont neve: Fsz1 (25-32. ábra, 4. táblázat). A területen az állandó legeltetés következtében rövid szárú füves növényzet található. A fúráspon az aktív medertől 1400, míg a holt-medertől 95 m távolságra van.

*Bodrogköz (25. ábra. 11)*

A tokaji Rákóczi-vártól északkeletre fekvő Bodrogköz területén egy mintegy 100 m széles 94,5 m tszf-i magasságú övzátönyin egy fúrásponot létesítettünk a Bodrogtól 380 m-re. Mintavételi pont neve: Bo1 (25-29. ábra, 4. táblázat). A területen kaszáló gazdálkodás folyik, évente egy betakarítással.

## 5. ANYAG ÉS MÓDSZER

Munkámban az árterek fejlődését és akkumulációját a ható folyamatok hosszú- és rövid távú időtartama szerint vizsgáltam és ennek megfelelően eltérő módszereket alkalmaztam. A hosszú távú vizsgálatok során a felső néhány méteres üledékréteg (maximum 13 m) szemcse-összetételét, szerves anyag- és mésztartalmát határoztam meg. Az üledékek relatív korát, – ahol lehetőség nyílt rá – palinológiai módszerrel határoztuk meg. A rövid távú folyamatok esetében a hullámtéri feltöltődés mértékét sekélyfúrások segítségével azonosított markerrétegek segítségével, valamint geoinformatikai módszerekkel határoztam meg. A természetes (nyílt) ártéren a 2008-2013 közötti időszak árvizeinek üledékeit folyamatosan a helyszínen lévő üledékfóggokkal mértem.

### 5.1. Terepi módszerek

#### *Üledék mintavétel*

A több méter vastag ártéri üledékek feltárását 63 mm átmérőjű Ejkelkamp kézi fúróval végeztük, melyhez a talajvíz elérése után a fúrómag megóvása érdekében Földvári-féle fejlet csatlakoztattunk. A kézi fúró korlátozott vertikális hatósugara (maximum 14 méter) miatt az ártéri szigetek teljes üledéksorának feltárására érdekében motoros spirálfúrót használtunk. A minták az eszköz működéséből adódóan részben keveredtek, ezért azok csak, makroszkópikus leírásra feleltek meg, de a rétegsor összetételét illetően fontos információkkal szolgáltak.

Az ártéri szigetek vizsgálatakor, ha kitermelés folyt a területen a bányagödör falát tisztítottuk le és abból rétegenként vettünk mintát, ha a feltárásfal túl alacsony volt a teljesebb rétegsor érdekében annak lábánál néhány méteres fúrást mélyítettünk. Az ártéri szigetek vizsgálata során összesen 5 fúráspontra létesítettünk és 3 feltárásfalból vettünk mintát. A mintavétel a furatok esetében lehetőség szerint 10 cm-enként folyt a mintavétel. Összesen mintegy 150 üledékminta került begyűjtésre, melyek szemcseösszetételét,  $\text{CaCO}_3$  tartalmát és néhány esetben a szerves anyag tartalmát határoztuk meg.

A Beregi-sík mentett ártéren a medrek és ártéri lapályok mintavételezését minden esetben Földvári-féle fejjel ellátott fúróval végeztük, hogy a pollenelemzésre szánt minták ne keveredjenek a felsőbb szintek üledékeivel. A 6 fúrásszelvényből származó mintegy 440 db minta esetében meghatároztuk azok szemcseösszetételét,  $\text{CaCO}_3$  és szerves anyag tartalmát, valamint azokon pollenfeltárást végeztünk.

A Bodrogzug hosszú távú akkumulációjának vizsgálata során összesen 16 fúrászelvényt létesítettünk és ezekből 310 db mintát vettünk, lehetőség szerint 10 cm-es szintközönként. A minták szemcseösszetételét, szerves anyag- és  $\text{CaCO}_3$  tartalmát határoztuk meg. Egy fúrászelvény esetében (Nagy-Tökös-tó) a minták pollenfeltárása is elkészült.

A hullámtéri területek feltöltődését a mederáthelyezések során keletkezett markerretegek segítségével határoztuk meg. A 395 db 10 cm-enként begyűjtött minta szemcseeloszlását határoztuk meg.

A Bodrogzug területén az árvizek során frissen lerakódó üledék vastagságának meghatározása és begyűjtése a rendkívül buja növényzet miatt a talajszinten nehézségekbe ütközik, ami könnyen hibás eredményekhez vezethet (35. ábra). Ezért azok felfogására oszlopokra helyezett üledékcsapdákat használtunk. Csapdánként két szintben összesen 20x30 cm felületű, 10 cm mélységű mintavevő dobozokat helyeztünk el, amelyeket egy kb. 50 cm-es mélyen levert 4x4-es zártszelvénybe csavaroztunk, egymástól 90 °-ban elforgatva (36. ábra). Az alsó a szint a talaj fölött 10 cm, a felső 40 cm-es magasságban van. Az összesen 10 db üledékfogó kihelyezése két ütemben valósult meg. Elsőként 2008.06.15-én a Felső-legelőnél (1db), a vissi Holt-Bodrognál (2 db), a Fekete-tónál (2 db) és a Kerek-tónál (1 db) helyeztük el az eszközöket. A második alkalommal 2008.10.01-én a Nagy-Tökös-tónál (2 db) és a Horgony területén (2 db). Sajnos ritkán fordult elő, hogy az egy oszlopon 10- és 40 cm magasán lévő dobozok mindegyikét sértetlen állapotban találtuk volna meg. A károkat egy-két kivételtől eltekintve a jégtáblák függőleges mozgása okozta, amit a vízállás ingadozása idézett elő. A legtöbb esetben az apadás következtében az oszlopokra nehezedő jég súlya 10-45 cm-el lejjebb nyomta azokat, ezáltal az alsó szintben elhelyezett dobozok tönkre mentek (37. ábra).

A vizsgálati időszak során az árvizek levonulását követően igyekeztünk minél hamarabb elvégezni az eszközök ellenőrzését, valamint a minták begyűjtését, de a tartós vízborítás, vagy az erősen átnedvesedett talaj miatt a mintaterületek megközelítése olykor sem gyalog, sem kenuval nem volt megoldható. Ennek következtében 5 alkalommal volt lehetőségünk a minták begyűjtésére, amelyet 1-5-6-3-3 db árvízi esemény előzött meg. Összesen 39 db üledékmintáját sikerült behozni, és ebből 20 db elegendőnek bizonyult a szemcseösszetételi vizsgálat elvégzéséhez.



35. ábra. A vissi Holt-Bodrog egyik sarlómedrének embermagasságú lágyszárú növényzete.



36. ábra. Üledékfogó-pár (Viss, Holt-Bodrog, sarlólapos alja)



37. ábra. A jég nyomása következtében 45 cm-el mélyebbre került üledékfogók (az alsó eredetileg 10 cm magasan lévő dobozok teljesen megsemmisültek, azoknak csak az eldeformálódott kerete látszik).

## 5.2. Laboratóriumi módszerek

A laboratóriumi méréseket a Debreceni Egyetem Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszékének Földrajzi Fizikai Laboratóriumában végeztük.

Az üledékcsapdákból származó minták jelentős mennyiségű szerves törmelékkel is tartalmaztak ezért a szerves rész mechanikai összetételének meghatározásához először azokat el kellett távolítani. A nagyobb darabokat egy 0,2 mm-es szitán történő nedves szitálással szűrtük ki, az az alatti szerves részeket hidrogén peroxiddal elroncsoltuk. A begyűjtött mintákat mennyiségét mm-ben is meghatároztuk  $2\text{g/cm}^3$ -es üledéksűrűséggel számolva. Ez alapján 100 g agyag  $50\text{ cm}^3$ -nek felel meg, ami  $600\text{ cm}^2$ -es felület esetében 0,83 mm-es feltöltődést okoz.

A frissen lerakódó hordalék és a fúrásminták szemcseösszetételének meghatározását a minták szárítását és betörését követően Köhn-pipettás iszapolással és száraz szitálással határoztuk meg. Az egyes minták  $\text{CaCO}_3$  tartalmát Scheibler-féle készülékkel, szervesanyag tartalmát pedig Tyurin-féle módszerrel határoztuk meg.

A minták szemcseméret szerinti osztályozására a Miháltz-féle skálát használtam (in: Félegyházi et al. 1999). Abban az esetben, ha az üledék közepszemű homoktartalma 1 % alatt volt, négy fő frakcióméretet használtam: homok ( $>0,05\text{ mm}$ ), kőzetliszt ( $0,05\text{-}0,02\text{ mm}$ ), iszap ( $0,02\text{-}0,002\text{ mm}$ ) és agyag ( $<0,002\text{ mm}$ ). Durvább szemcseösszetételű minták

esetében a homok frakciót három részre osztottam: középszemű homok (> 0,2 mm), apró szemű homok (0,2-0,1 mm), finomszemű homok (0,1-0,05 mm). A recens hulló por mintákon végzett vizsgálatok (Konishchev 1987, Pécsi 1993) szemcseméretük 0,05-0,01 mm közé esik. Ezért az utóbbi évtizedek szakirodalmában a hulló por felhalmozódásából származó típusos/valódi löszök szemcseméretét a 0,02-0,01 mm-es tartományra is kiterjesztették. Ezért azoknál a szelvényeknél, ahol az ebbe a tartományba eső szemcsék aránya  $\geq 30$  súly % és a  $\text{CaCO}_3$  tartalom  $\geq 10$  % ott a fő frakciók határait ennek a szemcsetartománynak a figyelembevételével módosítottam. Úgy, hogy az iszapfrakció legdurvább 0,2-0,1 mm-es részét a kőzetliszthez adtam, és mint lösz frakciót együtt ábrázolom. A löszök és löszszerű üledékek meghatározására és elkülönítésére a Szilárd Jenő által kidolgozott szimbólumokkal jelölt szemcseeloszlás és  $\text{CaCO}_3$  tartalom alapján történő löszlitológiai osztályozást és nevezéktant alkalmaztam (Szilárd 1983). A szemcseméret ábrázolásakor szelvények esetében területdiagramot használtunk, aminek függőleges tengelye felülről lefelé növekedve a minták mélységi adatait tartalmazza, vízszintes tengelye, pedig a szemcsekategóriák súlyszázalékos eloszlását. A felszíni, vagy az egy adott szintközből származó minták szemcseösszetételét a könnyebb összehasonlítás céljából 100 %-ig halmozott oszlopdiagramon, ábrázoltam.

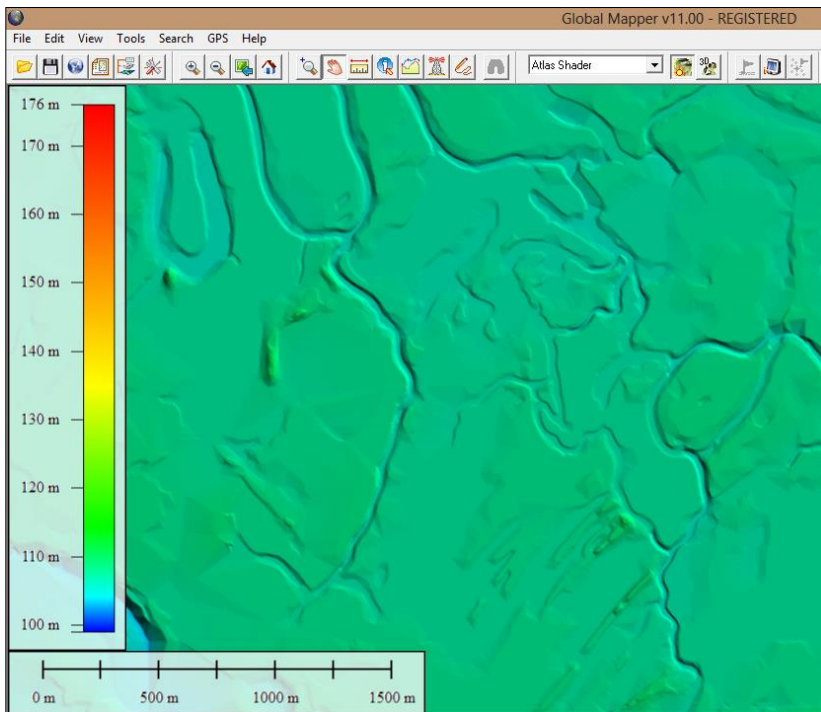
A fúrásokból származó üledék szállítási közegének meghatározásához az erre a célra legalkalmasabb 0,63-1 mm átmérőjű kvarc szemcsék felszíni jegyeit vizsgáltuk meg. A szemcséket előkészítésük során 65%-os salétromsavban, sósavas ónkloridban, nátrium-hidrokarbonát oldatban, majd desztillált vízben 30-30 percig főztük. Az elemzés megkönnyítése érdekében a mikroszkóphoz tükörreflexes fényképezőgépet csatlakoztattunk és különböző nagyításban felvételeket készítettünk a szemcsékről.

A minták pollenanalitikai feltárása a Zólyomi – Erdtman-féle cink-kloridos acetolízises eljárással készült. A pollenelemzésnél a sporomorfa meghatározás 400-600- szoros nagyítás mellett *species*, *genus*, illetve *familia* szinten történt. Az elemzés eredményéből összsporomorfa diagram készült Tilia és Tilia Graf szoftverek segítségével. A sporomorfa meghatározását Dr. Félégyházi Enikő végezte.

### 5.3. Geoinformatikai módszerek

#### 5.3.1. A formák azonosítása és digitalizálása

A Beregi-sík viszonylag nagy kiterjedésű mentett ártéri területének részletes geomorfológiai vizsgálatához a felszínformák azonosításának megkönnyítése érdekében elkészítettük annak digitális domborzatmodelljét. A domborzatmodellt az  $M= 1:10000$  méretarányú topográfiai térképek digitalizált szintvonalai és magassági pontjai alapján ArcGIS 9.2 szoftverben készítettük, amit 5 méteres felbontású (1 pixel 5 méter) raszteres állománnyá alakítottunk. A jobb vizuális megjelenéshez a Global Mapper 11 szoftver Atlas Shader alkalmazását használtuk (38. ábra).



38. ábra. A Beregi-síkról készült digitális domborzat modell egy részlete.

A Beregi-sík teljes paleo-meder hálózatának digitalizálásához az  $1:10000$  topográfiai térképek mellett igénybe vettük természetes állapotokat jobban tükröző 1887-1891 között készült a III. katonai felvétel lapjait is. A már georeferált, de sok esetben nem elég pontos szelvények utókorrigálásra szorultak, amelyet ArcGIS 9.0 szoftverben végeztük el.

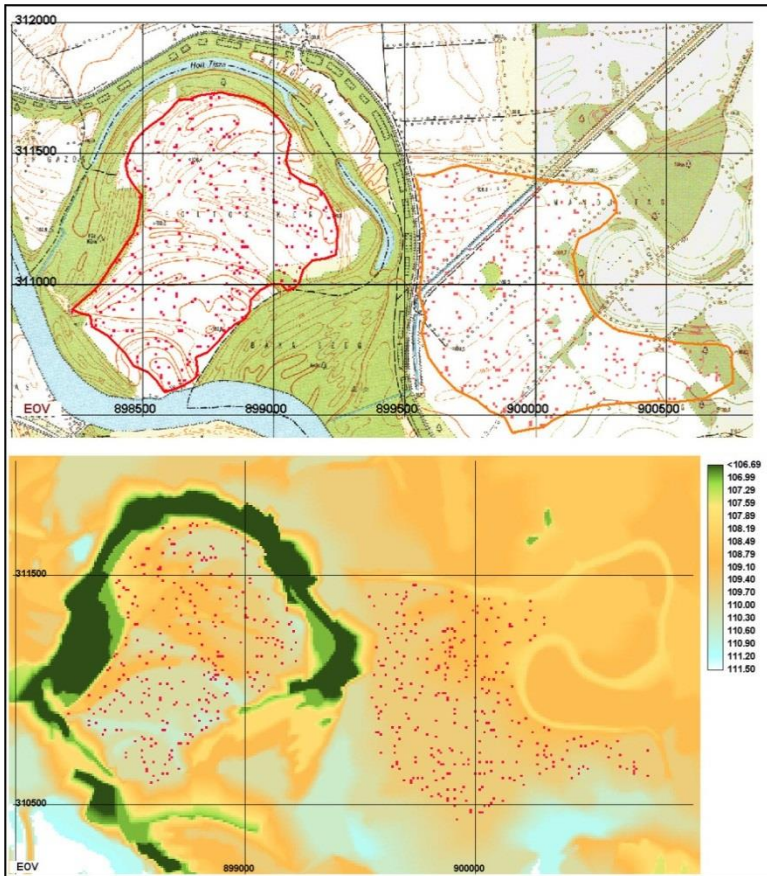
### 5. 3. 2. A hullámtéri feltöltődés vizsgálata

A hullámtéri feltöltődés meghatározására jó alapot biztosítanak a részletes topográfiai térképek, amelyek segítségével összehasonlítható a hullámtéri és az azzal közvetlenül szomszédos mentett oldali területek átlagmagassága (Gábris et al. 2002, Botlik 2005, Vass et al. 2008, Kiss et al. 2011, Szabó et al. 2012). A módszer abból a felvetésből indul ki, hogy a két felszín magassági viszonyai a gátépítéseket megelőzően azonosak voltak és napjainkban a hullámtéren mérhető nagyobb átlagmagasság az ármentesítések következményeként alakult ki.

Az átlagmagasság meghatározásához a mintaterületekről digitális terepmodellt készítettünk. Ehhez vektorizáltuk a területet lefedő 1:10000 méretarányú 1968–71 között készült topográfiai térképek összes szintvonalát és magassági pontjait. Ebből TIN modellt készítettünk ArcMap 9.0 szoftverben. A modellt raszteres állománnyá alakítottuk (1 pixel 10 m felbontással). A hullámtéri területeken az élő folyóhoz való közelség miatt a felszín általában jóval egyenletlenebb, mint a mentett oldalon. Egyrészt több elhagyott mederrészlet található, másrészt gyakoribbak folyóhátak, valamint megtalálhatóak a gátépítés anyagnyerő kubikgödrei is. A jelentős – részben vízzel fedett – negatív formák fenékszintje a térképeken nem jelenik meg, ezért az átlagmagassági eredmények valósabbá tétele érdekében azokat, valamint a medrek mellett jelentkező „túlzott” pozitív formákat kimaszkoltuk a vizsgálandó területből Idrisi R32/2 programban. (39. ábra).

Ügyeltünk arra, hogy a hullámtéri és a mentett ártéri területek nagysága hozzávetőleg azonos legyen a pontosabb összehasonlítás érdekében. Ezután a kijelölt foltok területén véletlenszerű elhelyezkedésben felvettünk területenként átlagosan 300-400 pontot, amelyeknek lekérdeztük magassági adatait, majd a töltés két oldalán lévő pontok magassági értékét átlagoltuk (39. ábra).

A szilvás-szegi mintaterület esetében a hullámtéri és mentett oldali területek átlagmagasságát először nagy pontosságú geodéziai GPS-el határoztuk meg (Trimble S9) mintegy 7000 pontot felvételével. A GPS-el felvett pontok X, Y koordinátáit ArcGIS 9.0 szoftverben ráhelyeztük az EOTR térképekből származtatott TIN modellre, és lekérdeztük a hozzájuk tartozó magassági (Z) értéket. E módszerrel egy olyan adatbázist kaptunk, mely tartalmazta a pontok X és Y koordinátáit, valamint a pontok térképi és GPS-szel mért magasságát egyaránt. A vízállás- és hordalék sűrűség adatsorok feldolgozását és az eredmények ábrázolását Microsoft Excel programban végeztük.



39. ábra. A jándi Foltos-kert hullámtéri és az attól keletre lévő mentett ártéri terület (a pontok a véletlenszerűen meghatározott magassági adatok helyeit jelölik).

**A dolgozatban szereplő nem saját szerkeztésű ábrák forrása minden esetben fel van tüntetve.**

## 6. EREDMÉNYEK

Vizsgálati eredményeit a bevetés tematikája alapján mutatom be. A hosszú távú folyamatok keretein belül a Beregi-sík mentett oldalának ártérfejlődési kérdéseit taglalom, majd a Bodrogzug eltérő morfológiájú területeinek feltöltődési eredményei következnek. A rövid távú folyamatoknál a beregi hullámtér feltöltődést, ezt követően, pedig a Bodrogzug 2008-2013 közötti árvizeinek akkumulációs viszonyait mutatom be.

### 6.1. Hosszú távú ártérfejlődési vizsgálatok

#### 6.1.1. Hosszú távú folyamatok vizsgálata a Beregi-sík mentett árterén

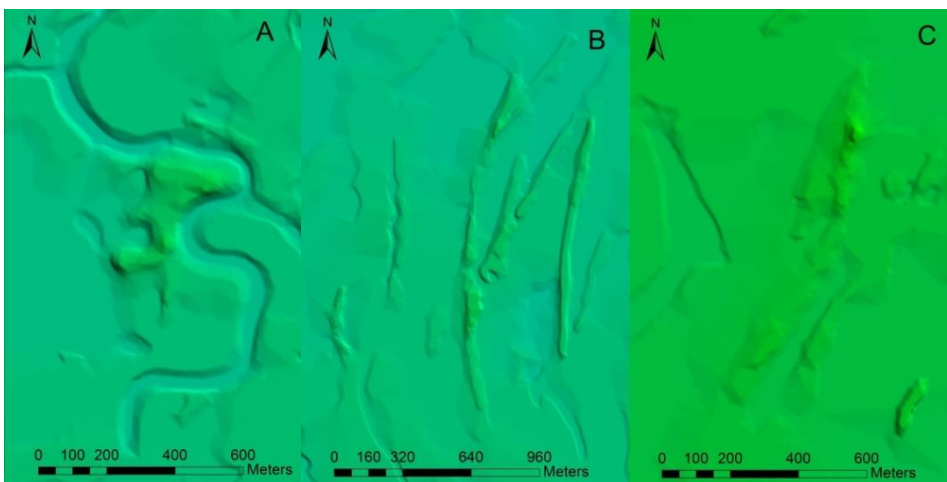
##### 6.1.1.1. A Beregi-sík ártéri szigeteinek morfológiai osztályozása és szedimentológiai értékelése

###### 6.1.1.1.1. Az ártéri szigetek morfológiai alapú csoportosítása

A Beregi-sík területén azonosított ártéri szigetek morfológiájuk alapján három csoportra osztható:

- A szabálytalan alakú, kerekded formájú, 0,5-4 m magasságú, holt-medrek által határolt **eróziós szigetek**. Kiterjedésük néhány tíz, vagy száz méteres között változik, például: Kerek-homok (11-40/A ábra, 5. táblázat).
- A több száz métertől akár a 2 km hosszúságig terjedő, 0,5-3 m-rel a környezetük fölé emelkedő, 20-100 m széles egykori **övezet** ívek tartoznak például: Bagoly-vár (11-40/B. ábra, 5. táblázat).
- A harmadik típust a 600-1500 m hosszúságot elérő 100-200 m szélességű 2,5-4 m-es relatív magasságot elérő **parti dűnék**, például: Tyúk-hegy (11-40/C. ábra, 5. táblázat).

A különböző típusba tartozó vonulatok területen belüli elterjedése semmilyen szabályszerűséget nem mutat. A hosszanti szigetek irányultsága sem azonos, sok esetben kis távolságon belül egymásra merőlegesen helyezkednek el. Emellett a 10 olyan ártéri szigetet azonosítottam a területem, amelyekről eddig a szakirodalom nem tett említést (5. táblázat). A 10 ártéri szigetből 5 övezet, 3 eróziós sziget és 2 parti dűne.



40. ábra. A Beregi-sík ártéri szigetei: eróziós sziget (Kerek-homok) „A”, egykori övzátonyok (Bagoly-vár) „B”, parti dűne (Tyúk-hegy) „C”.

5. táblázat. A Beregi-sík ártéri szigeteinek morfológia szerinti csoportosítása. A részletesen megvizsgált szigetek vastagon szedettel vannak jelölve, míg az újjonon leírtak dőlt betűvel.

név	Morfológia	relatív magasság (m)	Kiterjedés (m)	Anyaguk
<b>1. Homok-tanya (Mátyus)</b>	eróziós-sziget	4	600x800	1,2 homok, lössös- homok
<b>2. Sulymos-dűlő</b>		1	250x300	
<b>(Tizsakerecseny)</b>		3,5	200x200	
<i>7. Bíró-homok (Lónya)</i>		2	100x100	
8. Kerek-homok (Tákos)		1	400x800	
9. Lónyai-homok (Lónya)	2	350x200		
<b>14. Nagy-homok (Lónya)</b>				
<b>3. Új-tanya (Tizzaszalka)</b>	övzátony	2,5	700x50	3. homok, löss, agyag
<i>5. Bagoly-vár (Beregdaróc)</i>		1,5	400x50	
<i>6. Boc-homok (Tizzaszalka)</i>		2,5	600x25	
<i>9. Barabási-homok (Barabás)</i>		1	300x25	
<i>10. Csaronda-hát (Lónya)</i>		2,5	1350x100	
<i>13. Kiss-dűlő (Tizsakerecseny)</i>	3	2000x80		
<b>4. Tyúk-hegy (Beregsurány)</b>	parti dűne	4	1400x200	4. közép szemű homok
11. Hosszú-homok (Tákos)		3	800x200	
<i>12. Ravasz-homok (Gelénés)</i>		1,5	300x60	
<i>15. Lovas-homok (Lónya)</i>		2,5	400x100	

#### 6.1.1.1.2. Az ártéri szigetek szedimentológiai értékelése

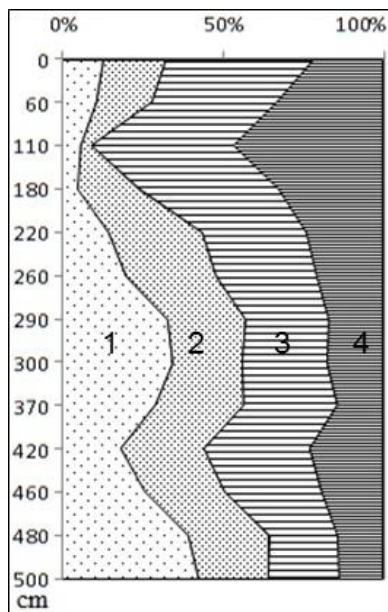
##### *A; Homok-tanya eróziós sziget üledékei*

A legrészletesebb vizsgálatokat Mátyus keleti határában fekvő Homok-tanya nevű kb. 400x600 m kiterjedésű eróziós szigeten végeztük (8-11. ábra). A legmagasabb pontjától nyugati irányba a mintegy 200 m-re fekvő holt-mederig egy keresztaszelvény mentén mindhárom magassági szinten mélyítettünk egy-egy fúrást.

Az eróziós sziget tetőszintjéről (1. sz. fúráspon: 110 m Bf) vett felső 30 cm-es réteg 62 %-ban homokot, 13 %-ban kőzetlisztet és 25 %-ban 0,02 mm alatti szemcséket tartalmaz. Lefelé haladva az üledék szemcseösszetétele folyamatosan durvul. A 16-17 m mélyről származó átlagmintában a durva szemű homok 16,6 %, a középszemű homok 64,2 %, míg az apró- és finomszemű homok 15 %-al van jelen. Az ettől finomabb szemű üledékek együttesen mindössze 4 %-ot tesznek ki. Ilyen szemcse-összetételű recens üledékek csak a Tisza Gulács fölötti mederhordalékában találhatóak (Károlyi 1960, Konecsny 2001).

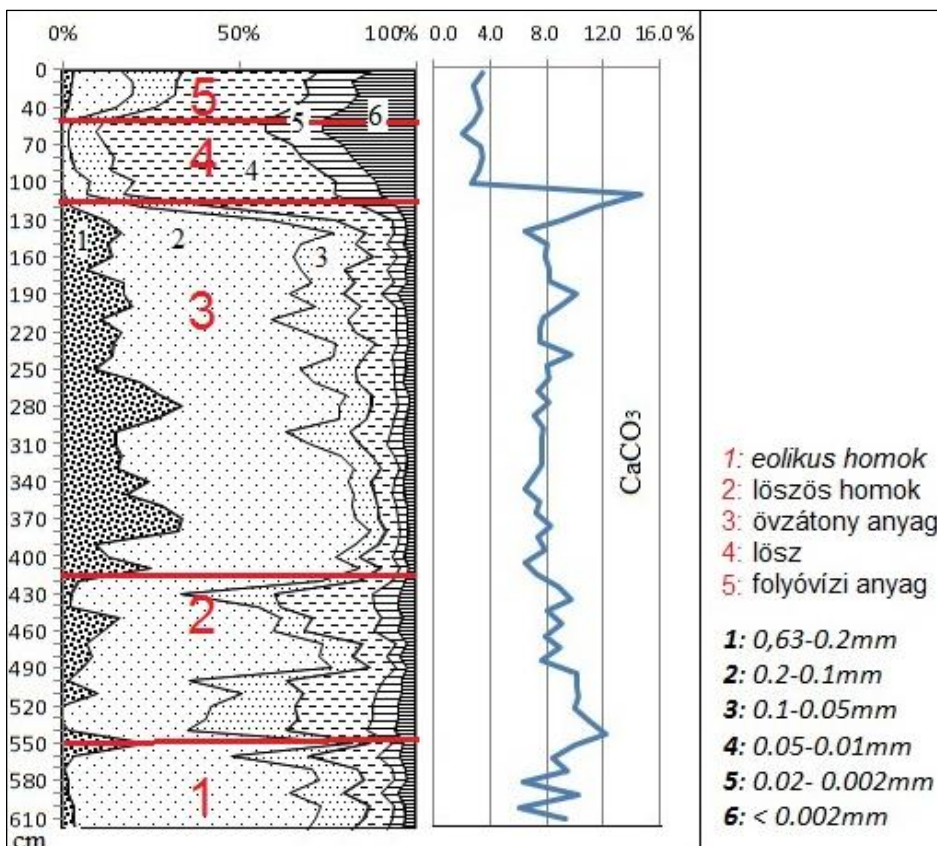
A tetőszinthez képest mintegy 3 m-rel alacsonyabban lévő 2. sz. fúráspon 500 cm-es fúrásaszelvényében a – főként finom szemű – homok aránya, csak 500 és 290 cm között haladja meg a 30 %-ot. A finom középszemű homok (0,32-0,2 mm) maximum 1 %-ban van jelen. A felső, 0-290 cm-es réteg iszap és agyagtartalma átlagosan 50-70 % (41. ábra).

A meder partján létesített 3. sz. fúrásaszelvény teljes 400 cm-es hosszában agyag és iszap dominanciát mutat a finom szemű homok aránya sehol nem éri el a 20 %-ot.



41. ábra. A Homok-tanya eróziós sziget 2. számú furásának szemcseösszetétele súly %-ban. 1: homok, 2: kőzetliszt, 3: iszap, 4: agyag.

A 4. sz. fúrást az eróziós sziget északi peremének alacsonyodó (108,5 m) részén mélyítettük (8. ábra). A 620 cm mély szelvényt 5 egymástól jól elhatárolható üledék-felhalmozódási ciklusra lehet osztani (42. ábra). Az alsó, 620-560 cm közötti réteg magas (65-71%) apró szemű homok arányából futóhomok eredetre lehet következtetni. Borsy Z. többévtizedes futóhomok-területeken végzett kutatásai alapján megállapította, hogy a jól osztályozott futóhomokban az apró szemű homok 60-90 súly %-al van jelen, míg a 0,05 mm alatti szemcsék aránya általában 4 % alatt van (Borsy 1961, 1974, Borsy et al. 1982a, 1982b). Jelen esetben a <0,05 mm-es szemcsék aránya 8 és 13 % között mozog. A finomabb frakciók ilyen magas aránya a homokmozgási periódus rövidegével magyarázható, ami alatt nem tudott az üledék kellő képen osztályozódni. A Nyírségben végzett újabb széleróziós kutatások során számos hasonló szemcseeloszlású futóhomokrétet is azonosítottak (Négyesi 2009).



42. ábra. A Homok-tanya eróziós sziget 4. sz. fúrásszelvényének szemcseösszetétele súly %-ban és CaCO<sub>3</sub> tartalma.

Hogy a réteg folyóvízi, avagy eolikus eredetéről teljesen megbizonyosodjunk a rétegből kb. 20 darab 0,63-1 mm-es kvarcsemmet binokuláris mikroszkóppal vizsgáltunk meg. mivel az ebbe a mérettartományba eső szemcsék felszíni jegyeiből nagy biztonsággal következtethetünk azok szállítóközegére (Borsy 1974). A szemcséknek csupán mintegy negyed részén láthatóak csak eolikus szállítás nyomai (43. ábra), ezért a réteg futóhomok eredetét nem lehet biztosan kijelenteni. Elképzelhető, hogy az egykori felszínen rövid ideig homokmozgás lehetett, de nem zárható ki az sem, hogy a folyó egy futóhomok terület anyagát telepítette át.



43. ábra. A Homok-tanya eróziós sziget 4. sz. fúrásának 620-560 cm-es rétegéből származó 0,63-1 mm átmérőjű kvarc szemcsék fénymikroszkópos felvétele.

Az 560-420 cm-es változatos szemcseösszetételű szintben az 530-500 cm és 440-420 cm-es mintái 29-31 % lösz frakciójú és 10-12 %  $\text{CaCO}_3$  tartalmú rétegeket képviselnek. A Szilárd-féle lösz- és löszszerű üledékek osztályozási rendszere szerint ezek nem tekinthetők valódi lösznek, de a 0,05-0,01 mm-es szemcsék és a  $\text{CaCO}_3$  aránya alapján hulló por eredetre lehet következtetni. Mivel a 0,05-0,01 mm-es szemcsék aránya viszonylag alacsony, ezért elképzelhető, hogy azok a folyók lebegtetett hordalékként jutottak el ide, míg a viszonylag magas mésztartalom pangóvízes körülmények között alakult ki.

A 420 és 110 cm közötti minták egy magas közpszemű homok tartalmú, a szemcseösszetételei diagramon látható erős fogazottság, gyors felhalmozódású hulló por mentes övzátóny anyagra utal. Az övzátóny anyagára éles váltással egy 60 cm vastag 53-60 % lösz frakciójú, 15 %-os mésztartalmú réteg települ. A Szilárd-féle osztályozási rendszer alapján a réteg egyértelműen lösznek tekinthető (pontosabban gyengén iszapos, homokos, agyagos, 40-50 súly % löszfrakció-tartalmú közepesen kalcium-karbonátos lösz, melynek jele:  $L^{II6}$ ). A löszréteg felhalmozódásából a hordalékkúp ezen részének épülésében beálló újabb szünetre lehet következtetni.

Az Alföldön előforduló főként hulló por eredetű típusos és infúziós (ártéri) löszök vastagsága ritkán haladja meg a 4-5 métert, de általában csak pár deciméteres rétegben települnek a folyóvízi üledékekre vagy futóhomokra (Rónai 1985, Lóki 2003). Jelen esetben a lösz- és löszszerű üledékek magas  $\text{CaCO}_3$  tartalmát feltehetően a többi részecskével kiülepedő kalcit és dolomitkristályok okozzák, ami alapján ezt az ásványtartalmat elsődleges, vagy primer karbonátnak nevezik (Pécsi

1993). A tartósan vízállásos, vagy mocsaras területeken felhalmozódó infúziós löszök kialakulását – mint amilyen a mátyusi is lehet – Pécsi (1993) a felső pleniglaciális középső időszakára teszi. Az újabb Mollusca-fauna kutatások szerint, az alföldi árterek löszképződése a felső-würm első hidegmaximumától (25000 év BP) indult meg és a késő glaciális végéig (12 000 év BP) tartott (Sümegei és Korlopp 1995). A Nyírség északkeleti részén fekvő Aranyosapáti határában (az eróziós szigettől 10 km-re) egy kb. 200-300 cm vastag löszkötegen kifejlődött, futóhomokkal fedett Bölling korú ( $C^{14}$  12 900  $\pm$  360 év BP) fosszilis talajréteget tártak fel (44. ábra, Borsy et al. 1982c, Borsy 1987). Borsy szerint a löszréteg kialakulása az utolsó glaciális maximumot követő Ságvár-Lascaux interstadiális (18000-16000 év BP) enyhébb, nedvesebb klímáján indulhatott meg. Ekkor a mélyebben fekvő ártéri területeket elfoglaló növényzet biztosította a kiemelt helyzetű hordalékkúpok anyagából kifűjt hullópor zavartalan felhalmozódását.



44. ábra Az Aranyosapátiban lévő homokbánya löszrétege (Borsy Zoltán felvétele)

Véleményem szerint a 4. számú szelvény 110-50 cm-es rétege és az Aranyosapáti löszréteggel azonos korban és azonos feltételek mellett halmozódott fel, amit az egymástól való kis földrajzi távolságukra és a szelvények hasonlóságára alapozok. A jelentős vastagságkülönbség a

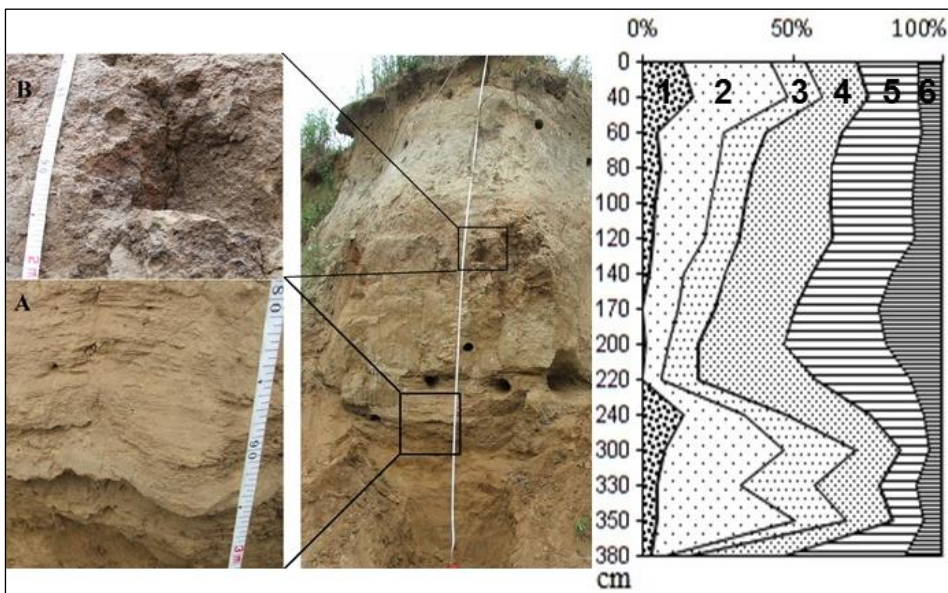
területek eltérő geomorfológiai helyzetéből fakadhatnak. Míg az aranyosapáti típusos lösz a Nyírség kiemelt ármentes futóhomokfelszínén halmozódott fel, addig a mátyusi egy szakaszosan süllyedő, és csak hosszabb-rövidebb időszakokra ármentessé váló felszínen akkumulálódott. A szelvény löszre települő felső rétege (50-0 cm), egy újabb folyóvízi akkumulációs ciklus eredménye, de durvább összetétele miatt nem azonos a 2. és 3. sz. fúráspontról új-holocén kori magas agyag és iszap tartalmú cikluszáró üledékével.

A homoksziget délkeleti részén nyitott bánya 380 cm vastag összletének szemcseösszetétele igen hasonló a tőle mintegy 1,5 méterrel magasabban fekvő 4. sz. fúrászelvény felső két méteréhez (45. ábra). A 380-220 cm mélységben lévő rétegnek a szemcse-összetételi diagramon látható fogazottsága és a terepen megfigyelt keresztirányúválasztottsága alapján övzátany-anyagnak tekinthető (45/A. ábra.). A réteg kvarc- és szilikátszemcséiről készült felvételeken egyértelműen látszik, hogy a fényes felszínük és szilánkos formájuk alapján nem voltak kitéve jelentős eolikus hatásnak (46/A. ábra). Jól láthatóak a különbségek az ugyanazon eljárással előkészített nyírségi (Gégény) futóhomok területről származó szemcsékhez képest, melyek élei lekerekítettek, amelyek felszíne a többi szemcsével való ütközés következtében mattá vált (46/B. ábra).

Az övzátany fölött (220-40 cm) itt is megfigyelhető egy magas, 26-40 %-os – feltételezhetően hullópor eredetű – kőzetliszt frakcióval bíró, 220-140 cm között vöröses barna, több mm-es limonit konkréciókat tartalmazó, majd 140 és 40 cm között fokozatosan kiszürkülő rendkívül kompakt réteg (45/B. ábra). A konkréciók nagy száma a Beregi-sík negyedkori üledékének igen magas vas- (25068-32500 mg/kg) és mangántartalmával (1234 mg/kg) magyarázható (Sümei 1999, Gosztanyi és Braun 2009, Gosztanyi et al. 2011). A 100 m-nél sekélyebb beregi artézi kutak vize alföldi viszonylatban jelentős mennyiségű (3 mg/l) oldott vasat tartalmaz (Urbancsek 1965, Rónai 1985). A szelvény átlagosan 7,5-ös H<sub>2</sub>O-os pH értékéhez képest itt enyhén savas, 5,95 pH-t mértünk, ami magyarázatot ad az 5 % alatti CaCO<sub>3</sub> tartalomra. A Szilárd-féle osztályozás szerint a réteg L<sup>1</sup>2 jelzetű gyengén iszapos, agyagos, homokos 30-40% löszfrakció tartalmú közepesen kilúgozott lösz. A réteg felhalmozódásakor a terület vízfolyásoktól viszonylag távol eső, pangóvízes artéri lapály lehetett, ahol adottak voltak a feltételek vízben oldott fémek feldúsulásához, és jelentős mennyiségű hullópor lerakódásához. A vöröses szín 140 cm-től fokozatosan megszűnik és barnásszürke 26-30 %-os kőzetliszt tartalmú löszös homok következik. A cikluszáró homokréteg a 4-es szelvényével megegyezően 40 cm vastag, ám kissé durvább összetételű. A bányafal 180 cm-es limonitos löszös

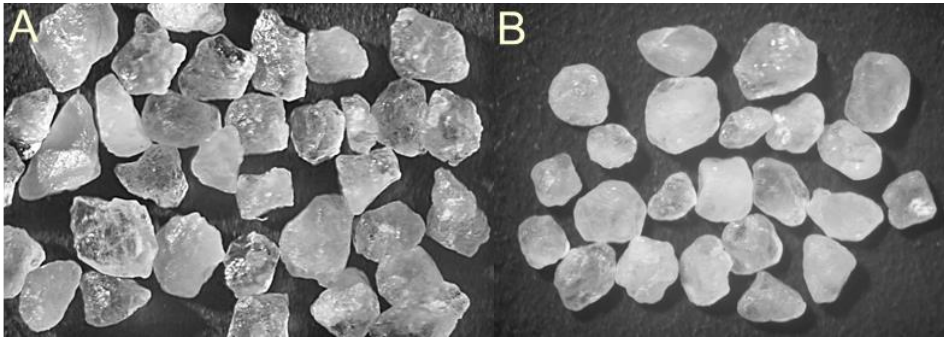
homokrétege a tőle mindössze 200 m-re fekvő, nyilván vele azonos korú 4. fúrásponthoz 50 cm vastag löszrétege közötti jelentős eltérést azok fekvésének a felszínénél is nagyobb, közel 260 cm-es magasságkülönbsége okozhatja. Aminek következtében a bánya mélyebben fekvő övzátonyára leülepedő hullóporba jelentős mennyiségű, változatos szemcseméretű folyóvízi üledék is keveredett, míg a 4. sz. szelvény többnyire ármentes felszínén felhalmozódó anyag nagy része hullópor volt, ami később lösszé alakult.

A felső homokos réteg egy új, heves áradásokkal járó üledékfelhalmozódási ciklus eredménye lehet, amelyet feltehetően a Felső-Tisza vízgyűjtőjén az utolsó glaciális maximum (17-21 ezer év kalibrálatlan  $C^{14}BP$ ) idején felhalmozódott hó- és jégtömeg gyors olvadása váltott ki.



45. ábra. A Homok-tanya bányafalának felvétele és üledékeinek szemcseeloszlása súly %-ban, A: 380-220 cm közötti keresztrétegzett övzátony anyag, B: 220-140 cm közötti vöröses barna, limonit konkréciós szint. 1: közép szemű homok, 2: apró szemű homok, 3: finom szemű homok, 4: kőzetliszt, 5: iszap, 6: agyag

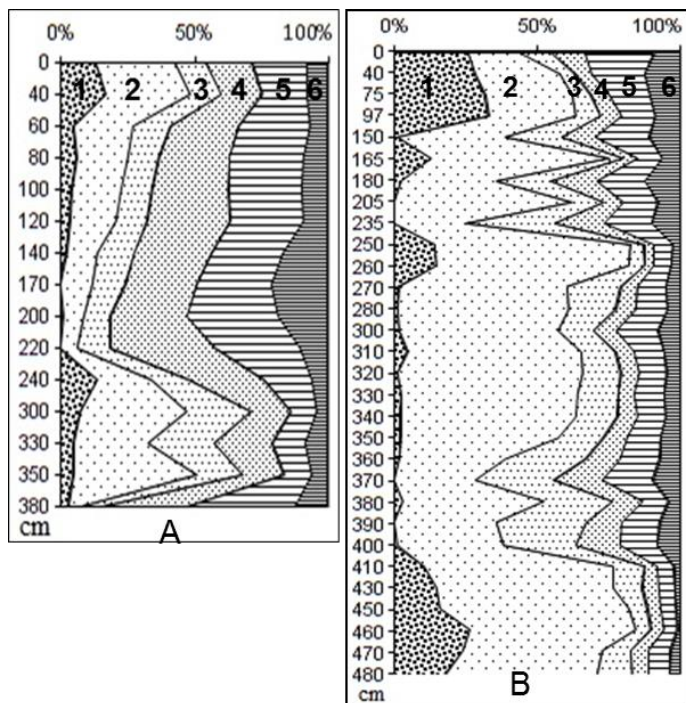
A mátyusi eróziós sziget három legmagasabb pontjának felszíni üledékei tehát arról tanúskodnak, hogy a pleisztocén végétől ármentes területek voltak, mivel csak a náluk 2-3 méterrel alacsonyabban fekvő területeken jelentkeznek a holocén során felhalmozódó magas iszap és agyagtartalmú üledékek (Borsy 1955, 1959, Rónai 1985. Sümegi 1999, Magyarai 2002).



46. ábra. A mátyusi eróziós sziget övzátonyának (A) és a gégényi futóhomok (B) kvarc szemcséinek felvétele.

*B; A Sulymos dűlő eróziós szigetek üledékei*

A mátyusi eróziós szigettől 2,5 km-rel délkeletre Tiszakerecseny határában lévő paleo-medrekkel határolt Sulymos-dűlő homokvonulat a felső, 0-480 cm-es rétegsorát vizsgáltuk meg (9-11. ábra). A minták szemcseösszetétele nagy hasonlóságot mutat a mátyusi homokbánya üledékeivel (47. ábra). A két rétegsor közötti egyetlen kivételt a löszszerű betelepülések hiánya jelenti, valamint a teljes üledéksor némileg durvább szemcseösszetétele és a párhuzamosítható rétegek vastagabb kifejlődése jellemzi.



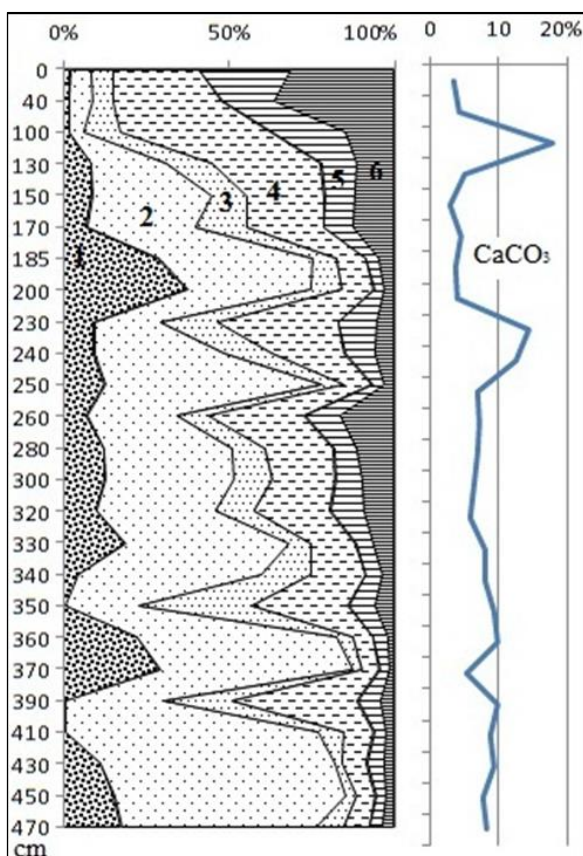
47. ábra. A Homok-tanya (A) és a Sulymos-dűlő (B) eróziós-szigetek feltárásainak szemcseösszetétele súly %-ban. 1: közép szemű homok, 2: apró szemű homok, 3: finom szemű homok, 4: kőzetliszt, 5: iszap, 6: agyag

A löszszerű rétegek itteni teljes hiánya a felszín 2 méterrel mélyebb fekvésből adódó aktívabb folyóvízi folyamatoknak tulajdonítható, aminek során a leülepedő hulló por az ismétlődő elöntések miatt nem egy homogén réteget alkotni, mivel az folyóvízi mintákkal keveredett. Mátyusnál is megfigyelt cikluszáró homokréteg itt majdnem eléri a 100 cm vastagságot, szemcseössztétele pedig jóval durvább. A teljes szelvényre érvényes durvább mechanikai összetétel a vastagabb kifejlődés a mélyebb fekvéssel és a feltöltést végző folyóág közelségével magyarázható.

#### *C; Az Új-tanya övzátony üledékei*

Tiszaszalka keleti határában lévő Új-tanya területén egy több tagból álló sorozat egyik övzátonyának 0-470 cm vastagságú rétegsorát vizsgáltuk meg (10-11. ábra). A három felhalmozódási ciklust reprezentáló összlet 470-130 cm között keresztarétegzett homok anyagot tartalmaz. Ebben, a mátyusi 4. sz. fúrásszelvényhez hasonlóan, 390-400, 350-360 és 230-220 cm között 29-38 % közötti lösz frakciójú, 10-15 %  $\text{CaCO}_3$  tartalmú,

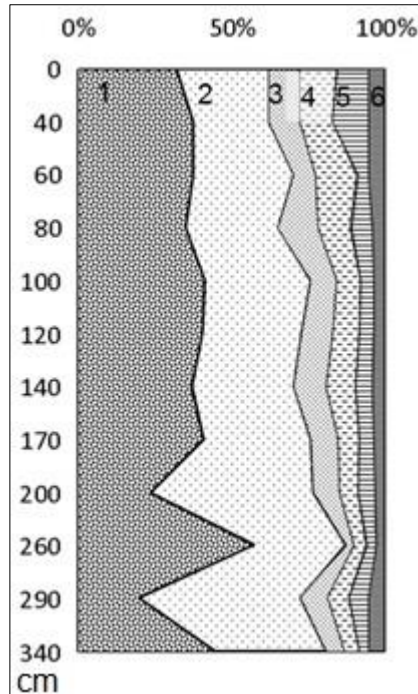
vékony löszös homokrétegek települnek (48. ábra). A *Szilárd*-féle osztályozás szerint a betelepülések nem is tekinthetők valódi lösznek, de a 0,05-0,01 mm-es szemcsék és a mésztartalom viszonylag nagy aránya hulló por felhalmozódásra utal (48. ábra). A 100-50 cm-es réteg ugyancsak a mátyusi 4. sz. szelvény legfelső löszrétegével mutat szinte teljes azonosságot. A felhalmozódásban a löszfrakció aránya 45 % a kalcium-karbonáté 18 %, jele: L<sup>146</sup>. A felszínhez közeli 0-50 cm-es iszapos, kőzetlisztes agyag jelenléte a mátyusi eróziós sziget alacsonyabban fekvő 2. fúrásponjtjának felső rétegeivel rokonítható. Ennek felhalmozódása során a vonulat elég mélyen fekdűt, ahhoz, hogy ha csak pár deciméteres vastagságban is, de a Beregi-sík alacsonyabb részein több méter vastagságban, akkumulálódó finom szemű öntésképződmények ide is eljussanak.



48. ábra. A Új-tanya az övzátöny rétegeinek (B) szemcseösszetétele súly %-ban és CaCO<sub>3</sub> tartalma. 1: közép szemű homok, 2: apró szemű homok, 3: finom szemű homok, 4: lösz (0,05-0,01 mm), 5: iszap, 6: agyag

*D; A Tyúk-hegy parti dűne üledékei*

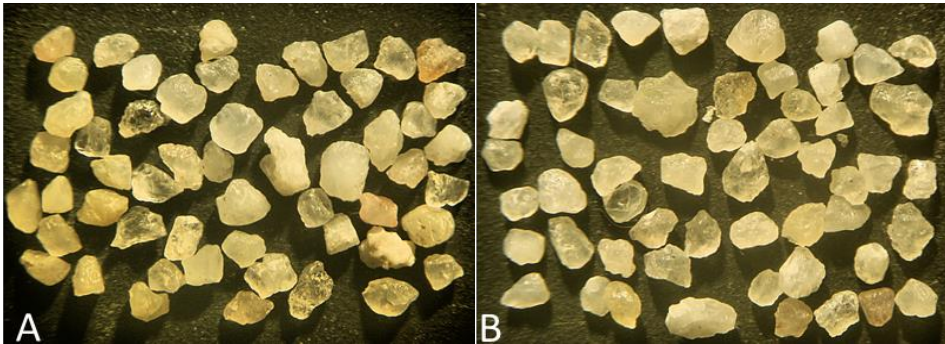
A Beregsurány és az országhatár között a 2-4 méter magas, mintegy 1,5 km hosszú és 150 méter széles Tyúk-hegy parti dűne, fekszik legközelebb Kárpátok hegylábi területeihez (10-11. ábra).



49. ábra. A Tyúk-hegy parti dűne szemcseösszetétele súly %-ban. 1: közép szemű homok, 2: apró szemű homok, 3: finom szemű homok, 4: közetliszt, 5: iszap, 6: agyag.

A vonulat legmagasabb 115 m-es pontján egy 340 cm mély furást készítettünk. A minták szemcseösszetétele az eddig vizsgált szelvények közül a legdurvább, hiszen egyes rétegekben a durva közép szemű homok (0,63-0,32 mm) aránya meghaladja a 30 %-ot (49. ábra). A 340-170 cm közötti, legalsó rétegben erősen váltakozik a közép- és aprószemű homok aránya, majd 170 cm-től a felszínig igen egyveretű – löszös betelepülésektől mentes – fölfelé enyhén, de egyenletesen finomodó rétegsort kapunk. A vonulat eredetét tekintve formája, magassága, valamint üledékeinek egyveretű összetétele alapján egy viszonylag gyorsan akkumulálódó parti dűne lehet. A mikroszkópos elemzések során a 14 vizsgált minta közül három (0-20 cm és 20-40 cm és a legalsó 290-340 cm) kvarcsemcséinek jelentős része bizonyos fokú eolikus hatás

nyomait őrzi, amely szintén a parti dűne eredetet támasztja alá (50. A-B. ábra). Az üledéksor magas durva közép szemű homok aránya az akkumulációt végző vízfolyások hegylábi közelségéből eredő nagyobb esésével magyarázható. A mélyebb fekvésű homokvonulatoknál megfigyelt felszíni agyagos rétegek teljes hiánya a forma holocén előtti inaktívvá válását, és a holocén során a kiemelt, ármentes helyzetét jelzi.



50. ábra. A beregsurányi Tyúk-hegy homokvonulat 20-40 cm (A) és 290-340 cm (B) közötti szintjeinek kvarcsemcséi.

#### 6.1.1.2. Részösszegzés

A Beregi-sík területén az elszórtan megtalálható homokvonulatokat morfológiájuk alapján három csoportra lehet osztani. Ezek a holt-medrek által határolt **eróziós szigetek**, **övezőrétegek**, és egykori **parti dűnék**. A mátyusi Homok-tanya és a tiszaszalkai Új-tanya vonulatokban az eltérő genetikájuk ellenére, több jellegzetes réteg is párhuzamosítható. Az alsó szintek fluviális eredetű homokanyaga közé vékony, feltételezhetően hullópor eredetű homokos-löszcsíkok települnek. Felhalmozódásuk a homokrétegek épülésében beálló hosszabb-rövidebb ideig tartó szünetekben mehetett végbe. A rétegek magas homoktartalma arra utal, hogy a felszín nem volt tartósan ármentes, mert az eolikus löszbe jelentős mennyiségű fluviális üledék is keveredett. A Homok-tanya 4. szelvényben 110-50 cm és az Új-tanya 100-50 cm között található típusos lösz feltehetően azonos korú az Aranyosapátiban feltárt Bölling korú ( $C^{14}$  12900  $\pm$  360 év, Borsy 1987) fosszilis talaj alatti löszsel. A réteg felhalmozódása, minden bizonnyal az utolsó gaciális maximumra tehető, mivel az ekkor jellemző hideg száraz éghajlaton a fagyaprózás következtében nagymennyiségű hullópor alapanyag keletkezett és ennek zavartalan felhalmozódásához megfelelő térszint biztosított a folyók alacsony vízhozama következtében nagy területeken, tartósan szárazulattá

váló ártér. A Homok-tanya eróziós szigettől mindössze 2,5 km-re lévő Sulymos-dűlő eróziós sziget üledékeiben nem található lösz, vagy egyéb löszszerű üledék. Ennek oka a mélyebb fekvésből adódó aktívabb folyóvízi tevékenységnek tudható be, ami nem teremtett megfelelő feltételeket a lösz- és löszszerű üledékek felhalmozódásához.

A sík alluviális részének több méter vastag cikluszáró, iszapos-agyagos összlete éles váltással települ a korábban felhalmozódott homokos, löszös szintekre. A kivételt ez alól csak a homokvonulatok legmagasabb, jelenleg 2-4 méterrel környezetük fölé emelkedő, a holocén folyamán végig ármentes tetőszintjei képezik. A mindössze 1 m magas Új-tanya területen megvizsgált övzátony felső 50 cm-es rétege 65-70 %-os iszap és agyagtartalma alapján már egyértelműen holocén kori képződménynek tekinthető.

A homokszigetek azonosításával és vizsgálatával nyilvánvalóvá vált a felszínfejlődés jellegében a pleisztocén és a holocén közötti átmenet időszakában változás következett be. A korábban lerakódott homok üledékek jelentős része erodálódott és az újabb akkumulációs ciklusban a homok alárendelté vált. A változás valószínűleg tektonikai események hatására indult meg, de annak konkrét idejét ma még nem tudjuk egyértelműen megjelölni.

#### 6.1.1.3. A Beregi-sík elhagyott medreinek vizsgálati eredményei

##### *Örvény-szeg*

A Tiszától 3,5 km-re fekvő erősen feltöltődött, 100-150 m széles (11-14. ábra, 2. táblázat) Örvény-szeg morotvában létesített fúrás 910 cm vastagságú üledékréteget harántolt (51. ábra). A 910-860 cm közötti 70 %-ban középszemű homokból álló egykori mederhordalékra éles váltással települ a meder elhalását követően leülepedő (0-860 cm) 40-60 % iszap és 15-25 % agyagtartalmú réteg. A 860-780 cm közötti enyhén homokos iszap üledékek átmenetet képeznek a mederhordalék és a 780 cm fölötti agyagos iszap üledékek között, mivel attól átlagosan 15-20 %-al kevesebb agyagot és iszapot tartalmaznak. Ez a 80 cm-es réteg még az anyameder viszonylagos közelségét jelzi, de az e fölötti (780-520 cm-ig) szintek lerakódásakor – azok hirtelen finomodása alapján – már jelentősebb távolságra vándorolt. A 520-200 cm-nél némileg (5-7 %-kal) visszaszorul az iszap és az agyag aránya, majd 200 cm-től drasztikusan nő az agyag aránya, ami 100 cm-nél éri el a 48 maximum értékét. Majd innen a felszínig 34 %-ra csökken az aránya. Szedimentológiai szempontból, tehát hat szintközt tudunk elkülöníteni.

A fűræsszelvények rétegeinek palinológiai kiértékelését és a pollendiagram megrajzolását Dr. Félegyházi Enikő végezte.

A meder üledékeiben 910 és 230 cm között - négy minta kivételével - a fenyő (*Pinus*), valamint a nyír (*Betula*) és a fűz (*Salix*) pollenje képviselte a fásszárú növényzet (*arbor-AP*) (51. ábra). Néhány mintában (910-870 cm, 610-570 cm, 450-430 cm és 370-350 cm) az említett fásszárúak mellett kis mennyiségben megjelentek az enyhébb éghajlatra jellemző tölgy (*Quercus*), hárs (*Tilia*), szil (*Ulmus*) és az éger (*Alnus*) pollenjei is. Az erdeifenyő (*Pinus sylvestris*), a luc (*Picea*), a vörösfenyő (*Larix*) és a nyír (*Betula*) pollenjei 230 cm-től eltűnnek és a hárs (*Tilia*), szil (*Ulmus*), tölgy (*Quercus*), éger (*Alnus*) és a mogyoró (*Corylus*) virágporaszemei válnak uralkodóvá. A gyetyán (*Carpinus*) és a bükk (*Fagus*) pollenek csak 180 cm-től jelennek meg. A lágyszárú növényzetet (*nonarbor-NAP*) 910 és 230 cm között az üröm (*Artemisia*) a libatopfélék (*Chenopodiaceae*), pázsitfűfélék (*Poaceae*) és a fészkesvirágzatúak (*Compositae*) pollenjei képviselték. A mohák között a tőzegmoha (*Sphagnum*) spórája jelzi a tőzegmohaláp jelenlétét, valamint a 360-340 cm-es mintában a csipkeharaszt (*Selaginella*) a későglaciális fázisjellemző növényének spórája is megtalálható, mint ahogyan a 440-450 cm-en a *Pediastrum kawrayskyi* zöldmoszat maradványa is. A hideg sarkvidéki tavakra jellemző moszatok maradványai (*Mallomonas teilingii*, *Mougeotia gracillima*, a *Spirogyra* zygospórák) 910 és 230 cm között minden mintában megtalálhatóak. Ezek a moszatmaradványok a vizsgált medrűnkől délre, 9,4 km-re Gulács közelében lévő tiszai szakadó partfalból vett mintákból is előkerültek (Félegyházi E. et. al. 2004).

A pollenanalitikai vizsgálat és a moszatok előfordulása azt mutatja, hogy a meder pangóvízes állapota hosszú időn át biztosított volt, így az éghajlatnak megfelelően 750-360 cm között tőzegmohaláp alakult ki. Az üledék pollenösszetétele alapján több klímaperiódus különíthető el. A 910 és 230 cm közötti üledék hideg, boreális éghajlat alatt képződött, ahol fenyő-nyírelegyes erdő volt a jellemző. Négy alkalommal azonban ebben a hideg, tajga jelegű vegetációban (910-870 cm, 610-570 cm, 450-430 cm és 370-350 cm) melegebb éghajlatra jellemző növények megjelenése is jellemző, ami rövid felmelegedési időszakokat jelez.

Az első enyhe időszak alatt keletkezett üledék 910-870 cm-en a szil, az éger és a mogyoró maradványait őrzi, amely a gulácsi-partfal (11. ábra) 920 cm mélyen lévő tőzeges szintjével azonosítható. Annak kora  $29790 \pm 870$  év BP. (Félegyházi et al. 2004). Ez a periódus a Stillfried B (Ausztria) vagy Denekamp interstadiálisnak felelhet meg, amely 33 000-27 000 év között Közép-Európában több helyen kimutatható. A meder elhalása ezen időintervallumon belül történt meg. A partfal 920 cm-es és a meder 910-870 cm között lerakódott üledékszintje feltételezhetően azonos időben képződhetett.

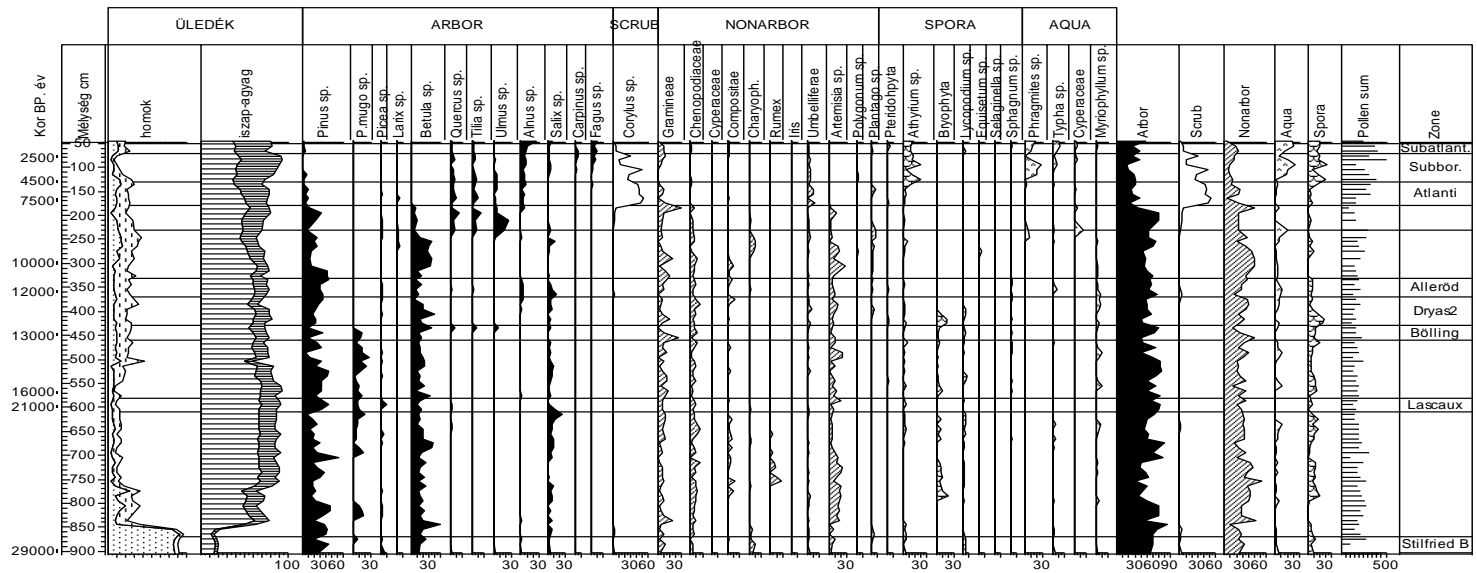
A második enyhe fázis során felhalmozódott 670-570 cm-en fekvő üledékszintben, a tölgy jelenléte enyhébb, csapadékos éghajlatára utal. Mivel az üledékből  $C^{14}$  kormeghatározást megfelelő minta hiányában nem készíthettünk, az üledék lerakódási idejét a 10 km-rel délre lévő

gulácsi partfalban 850 cm-en felhalmozódott réti agyag radiokarbon korával azonosítva 18000-16000 000 BP évvel ezelőtti Lascaux interstadiálisra tehetjük (Félegyházi et al. 2004).

A két felsőbb szintben – 450-430 cm és 370-350 cm között – a tölgy, a hárs, és a szil pollenje mellett talált csipkeharaszt spóra, valamint a *Pediastrum kawraiskyi* zöldmoszat váza, a késő-glaciális időszak indikátor szervezeteitől származnak. A 450-430 cm közötti üledékek a harmadik enyhe fázis, a késő-glaciális Bölling (13 300-12 300 BP) időszakában rakódhattak le, míg a negyedik enyhülési időszakot a 370-350 cm közötti minták jelzik, amelyek akkumulációja az Alleröd (11800-10800 BP) időszakra tehető. E két enyhe szakasz között 430-370 cm-es szintkülönből a hideg, száraz klímára jellemző ürömsztyepp pollenjei kerültek elő nagy számban, valamint a tőzeglápot a nyír- és a lár és a fűzlár váltotta fel, amelyek az idősebb Dyras fázis bizonyítékai.

Az atlantikus fázis (7500±500 BP) növényzetére jellemző (nyír, tölgy, szil, fűz, hárs, erdeifenyő) pollenek 230-150 cm mutathatóak ki. A bükk és a gyertyán 150 cm-től való megjelenése a szubboreális beköszöntét jelzi (4500±500 BP), míg a szubatlantikus fázis 2500 éve 80 cm-től számítható.

Összegzésként elmondható, hogy a pollenek segítségével nyolc klímafázist tudunk azonosítani, de ezek szintközei nem párhuzamosíthatóak a szemcseösszetétel alapján meghatározott hat szinttel. Ebből arra következtethetünk, hogy a leülepedő rétegek szemcseösszetételét első sorban a feltöltést végző folyó aktuális távolsága határozta, nem pedig annak az adott klímafázisra jellemző hordalékhozama.



51. ábra Örvény-szeg elhagyott meder üledékeinek szemcseösszetétele és őzsporoforma diagramja (elemezte és szerkesztette Félegyházi Enikő)

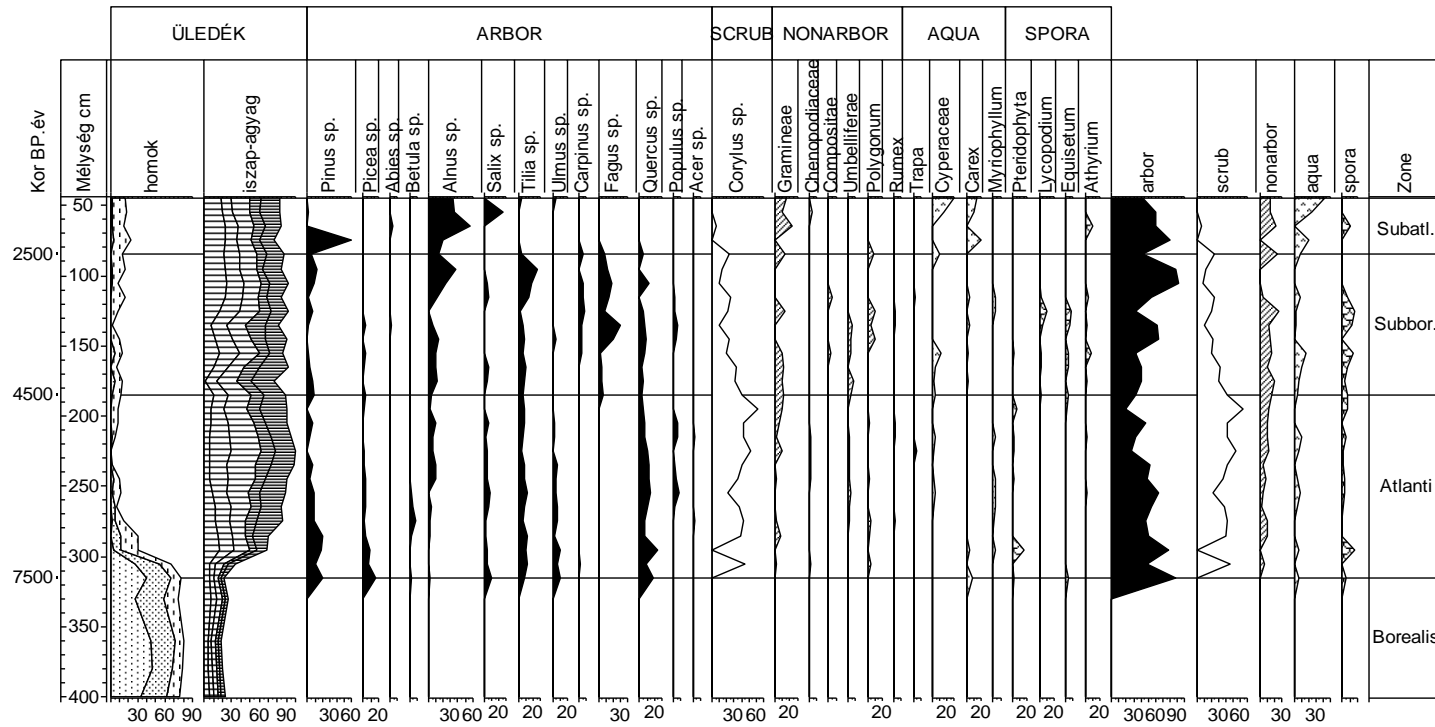
### *TM2 meder*

A Tákos község nyugati határában, a Tiszától 3,4 km-re lévő *TM2-es* jelzésű Báb-tavához és a Nyíres-tóhoz hasonló 80-100 méter szélességű elhagyott mederben egy 410 cm mély fúrást létesítettünk (11-15. ábra, 2. táblázat). A szelvény 410-310 cm közötti zömében apróhomokot tartalmazó rétege az egykori vízfolyás mederhordalékának tekinthető. Erre 310 cm-től egészen a felszínig agyagos iszap települ. Az üledék 220-230 cm között csak iszap és agyagfrakciót ( $\leq 0,02$  mm) tartalmaz (52. ábra). Az Örvény-szegnél megfigyelt felszíni irányú üledékdurvulás itt is megfigyelhető. A 180-170 cm-nél lévő 48,5 %-os agyag arány 20-0 cm között már csak 32,8 %-os

A palinológiai kiértékeléshez a mederhordalék fölötti 310 cm-es kitöltő üledékben megfelelő mennyiségű pollent találtuk (52. ábra).

A fászáru növények pollenjei az erdefenyőtől (*Pinus sylvestris*), a luctól (*Picea*), a jegenyefenyőtől (*Abies*), valamint lombosfáktól: nyír (*Betula*), hárs (*Tilia*), szil (*Ulmus*), tölgy (*Quercus*), éger (*Alnus*), nyár (*Populus*), juhar (*Acer*) és a mogyorótól (*Corylus*) származnak, melyek egy kevert lomberdő meglétére utalnak. A lágyszárúakat a pázsitfűfélék (*Poaceae*), az ernyősök (*Umbelliferae*) jellemzik, valamint a vízinövények és a páfrány-spórák. A nyír (*Betula*) 245 cm fölött eltűnik, a fenyő (*Pinus*) aránya is lecsökken, az éger (*Alnus*) megjelenik és 105 cm-től dominánssá válik. A gyertyán (*Carpinus*) 150 cm, a bükk (*Fagus*) 185 cm fölött lesz jellemző 85 cm-ig. A mogyoró pollenje 310-165 cm-ig dominánsan van jelen majd mennyisége 160 cm-től jelentősen csökken (52. ábra).

A paleo-medret kitöltő, 310 cm vastag rétegek felhalmozódása a vegetációs kép alapján a boreális fázis végétől és az atlantikus fázis kezdetétől indult meg. Ebből következően a meder elhalását a boreális korra tehetjük, ami beleillik a Borsy (1959) és Csinády (1960) által felvázolt ősvízrajzi képbe a Beregi-sík ezen részén. A bükk és a gyertyán pollenjeinek 185 cm-től való megjelenése már a szubboreális fázis kezdetét jelenti. Majd 85 cm-től a bükk teljes visszaszorulása a szubatlantikus fázis beköszöntését jelzi. A meder elhalási kora, tehát a Báb-tavával azonos időszakban következett be, ahol a 380 cm-es kitöltő üledék felhalmozódási kora 6902 cal. BP, míg a 170 cm mélyen fekvő réteg kora pedig 1863 cal. BP év (Magyari 2002).



52. ábra A tákosi TM2-es paleo-meder szemcsősszetétele és összsporoforma diagrammja.

### *Jándi-meder*

A 15-30 méter széles medrek csoportjába tartozó *Jándi-meder* Tiszától 1150 m-re lévő pontján egy 430 cm-es fúrást mélyítettünk (11-16. ábra, 2. táblázat). A meder alját jelző egykori mederhordalékot technikai okok miatt nem sikerült elérni az. A fúrásszelvény 430-390 cm-es agyagos-közetlisztes iszap rétegére 390-270 cm között egy 10-25 %-al magasabb homok- és közetliszt tartalmú szint települt (53. ábra). Itt a homok frakció értéke 23-34 %-os maximumot ér el. Majd 270 cm-től 190 cm-ig az agyag aránya drasztikusan emelkedik 17,8 %-ról 74 %-ra. Ezt követően 190 cm-től némileg visszaesik az aránya, de 110 cm-nél egy második maximum (64 %) figyelhető meg. Majd 110 cm-től – az előző furásokhoz hasonlóan – folyamatosan csökken az aránya és a felszínen már csak 17,5 %-os értéket mutat.

A meder üledékei 430 és 110 cm között megfelelő mennyiségű pollent tartalmaztak a diagram megrajzolásához (53. ábra).

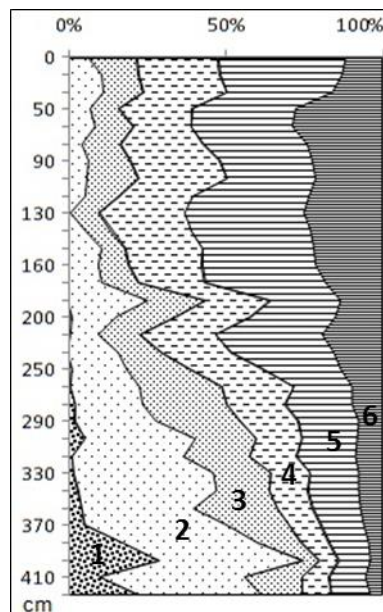
A 430 cm mély szelvény alsó, 20 cm-es része (430-410 cm) sok pernyét és megperzselődött fenyő (*Pinus*) és luc (*Picea*) pollenszemet tartalmazott. Majd 410 cm-től felszínig a mogyoró (*Corylus*) pollenje vált uralkodóvá, a tölgy (*Quercus*), a hárs (*Tilia*), a szil (*Ulmus*) és az éger (*Alnus*) mellett. A lágyszárú növényeket a pázsitfűfélék-*Poaceae* pollenje jellemzi. A 200 és 150 cm között lévő tőzegmoha spórák egyértelműen láposodást jeleznek. A gyertyán (*Carpinus*) és a bükk (*Fagus*) pollenmennyisége 180 és 150 cm között jelentős mértékű, majd 150 cm-től a felszínig az éger (*Alnus*) pollenje a jellemző. A mogyoró pollenjei 180 cm-től háttérbe szorulnak, és a vízinövények dominálnak, de mellettük az éger és a spórák aránya is számottevő.

A *Jándi-meder* 430 és 400 cm közötti rétege a pollenösszetétele alapján a boreális kor végén, mintegy 8000 éve halmozódott fel. Az atlantikus fázis üledékei 380 és 190 cm-en találhatóak. A szubboreális kort jelző pollenspektrum 190-110 cm között halmozódott fel, majd 110 cm-től a bükkös és helyét egy égerláp veszi át, ami már a szubatlantikus fázis kezdetét jelenti. Mivel a meder alját nem sikerült elérni, így az elhalásáról csak annyit lehet tudni, hogy az (jóval) az atlantikus fázis előtt következett be. A meder idős korára utal a terepszintig történő feltöltődése és az, hogy a mindössze 15 méteres szélessége ellenére 430 cm-nél sem értük el a fenékhordalékot, ami ugyancsak a meder előrehaladott korát jelzi.



### *Tarpa-Hetefejércse-Tákos meder*

A Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti elhagyott meder (11-17. ábra) alját jelző magas homoktartalmú mederhordalékra az eddigi medreknél megfigyeltekkel ellentétben nem határozott váltással települt az iszapos-anyag kitöltés. Ez egyértelműen a meder teljesen ép futására vezethető vissza, ami arra utal, hogy az elhalását követően is rendszeresen részt vett a Tisza árvizeinek szállításában, így időről-időre aktivizálódhatott és többszöri átöblítés következtében lassan, és a mindenkori hidrológiai viszonyoknak megfelelő hordalékkal töltődött (54. ábra). Az üledékek felszín felé történő finomodása 50 cm-től itt is megfigyelhető. Az üledékanyag teljes hosszában pollensteril volt így annak korát nem tudtuk meghatározni.



54. ábra A Tarpa-Hetefejércse-Tákos menti meder szemcseösszetétele súly %-ban, 1: közép szemű homok, 2: apró szemű homok, 3: finom szemű homok, 4: kőzetliszt, 5: iszap, 6: agyag

#### 6.1.1.4. Az ártéri lapályok és a Bence folyóhát üledékei

##### *Gulácsi-rét*

A Gulácsi-rét ártéri lapályon létesített fúrásponturnk a Tiszától 2,6 km-es távolságban van (11-18. ábra). A fúrásszelvény 1280-1265 cm közötti rétegében az ártéri szigeteknél és az Örvény-szeg morotva mederhordalékára jellemző közepszemű homokot találtunk (56/A. ábra). A homok 1265 cm-től 1200 cm-ig visszaszorul, míg az agyag aránya

megemelkedik, majd 1200-700 cm-ig a négy fő frakció egyenlő arányban van jelen. Az iszap és az agyag aránya 700 cm-től egészen 350 cm-ig folyamatosan emelkedik, ahol az agyag 55,3 %-os maximumot ér el. Fölfelé haladva, 350-től folyamatosan csökken az agyag mennyisége és 240-140 cm között 30 % körül van az aránya. Majd 140 cm-től folyamatosan emelkedik a mennyisége és 80 cm-nél éri el 73,7 %-os maximum értékét majd pár %-os visszaesés után 50 cm-nél egy – a Jándi medernél is megfigyelt – második agyagmaximum (65.1 %) figyelhető meg. A 50 cm-től a felszínig ennél az üledéksornál is jelentős durvulás figyelhető meg. A 20-0 cm közötti réteg agyagtartalma mindössze 22,7 % (56/A. ábra).

A furásszelvény legalsó néhány rétegében találtunk polleneket, de a spektrum megrajzolásához a mennyiségük nem volt elég.

A Gulácsi-rét ártéri lapos üledékéből 1280 és 1265 cm között az erdeifenyő (*Pinus sylvestris*) és a törpefenyő (*Pinus mugo*), a tölgy (*Quercus*), az éger (*Alnus*), valamint a fűz (*Salix*) virágpóra került elő. A lágyszárú növények közül a pázsitfűfélék (*Poaceae* és *Gramineae*), libatopfélék (*Chenopodium*), a szegfűfélék (*Caryophyllaceae*), a fészkesvirágzatúak (*Compositae*) és a hidegkedvelő medveszőlő (*Empetrum*) pollenje volt felismerhető. A lombos fák pollenmaradványai 1265-cm felett eltűnnek, csak egyetlen mintában (1010-1020 cm) van tölgy (*Quercus*) és fűz (*Salix*) pollen, egyébként egyedül a fenyő (*Pinus*) pollenje képviseli a fásszárú növényzet maradványát egészen 880 cm-ig. A lágyszárúak közül a hideg, száraz sztyeppre jellemző elemek pollenei, azaz az üröm (*Artemisia*), a pázsitfűfélék (*Poaceae*), a libatopfélék (*Chenopodiaceae*), a szegfűfélék (*Caryophyllaceae*) virágpóra konzerválódott az üledékben. Két szintközben 1050-1030 cm és 950-940 cm között tőzegmoha spóra, 1030-880 cm-en gombakonidiumok, 1090-1070 cm között kovamoszat vázak voltak felismerhetőek. Majd 880 cm fölött az üledék teljesen pollensterillé vált.

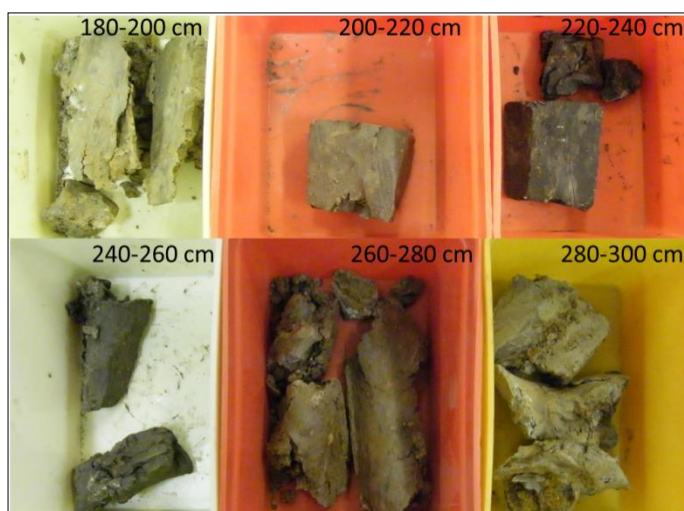
Gulácsi-rét 950-940 cm-en lévő tőzegmoha spórát tartalmazó rétege a gulácsi partfal 920-900 cm-es, 29790±870 BP év szintjével lehet azonos, ami az Örvény-szeg morotva 910 cm-es üledékének felel meg. A Gulácsi-rét 1050-1010 cm közötti szintjében újabb tőzegmoha spórát tartalmazó réteget találtunk, amely a partfal 1050-1030 cm-es (32130±1130 év BP) szintjének felel meg. A furat aljától mintegy 15 cm-es vastagságban (1280-1265 cm) enyhébb éghajlat növényzetének pollenjeit találtuk, de ennek korát csak feltételezhetjük. A különböző szintek párhuzamosítása alapján kézenfekvőnek látszik, hogy ezt a mintát egy interstadiális képződményének tekinthetjük, ez pedig a Hengelo interstadiális lehet, melynek kora 35000-37000 év BP (Zagvijn 1974, Grootes 1977). Ez a felmelegedési időszak a paksi löszfalban is kimutatható egy vékony fosszilis talaj formájában (Pécsi 1993). Sajnos az üledékanyag 880 cm feletti rétegei nem tartalmaztak pollent. A 940 és 880 cm megjelenő kovamoszat vázak hideg időre, a gombakonidiumok a lápi állapot degradálódására, pusztulására utalnak. Az éghajlat szárazabbá és

hidegebbé vált, ami következtében a meder kiszáradhatott, ez indokolja, hogy a 880 cm feletti üledékben nem maradt meg a pollen. Ez azzal magyarázható, hogy a Kárpát-medencében 27000-23000 év között igen hideg, száraz stadiális időszak volt a jellemző (Sümegei et.al. 1999, Járainé Komlódi 2000).

### *Morotva-hát*

A Morotva-hát ártéri lapály a Gulácsi-réttől 3,1 km-el délnyugatra helyezkedik el (11-19. ábra). Az 500 cm-es fúrásszelvény 500-300 cm-es rétege nagyjából egyveretű kőzetlisztes-agyagos iszap (56/B. ábra). Az agyag aránya 300 cm-nél 38 % és innen 220 cm-ig 61 %-ra emelkedik (56/B. ábra). Mennyisége 220 cm-től jelentősen visszaesik 190-180 cm között 23,3 %, majd 130 cm-nél ismét megfigyelhető egy 38,5 % másodmaximum. A 130-0 cm réteg anyagtartalma fölfelé folyamatosan csökken a 30-0 cm között már csak 19,5 % az aránya. A Morotva-hát üledékeinél nem végeztünk pollenelemzést.

Külön említést érdemel 280-220 cm-es, 37,2-60,9 %-os agyagtartalmú légszáraz állapotban is fekete színű üledékszint (55-56/B. ábra). Ez a réteg minden bizonnyal a Borsy (1969) által leírt réti agyagnak felel meg, amely a Bodrogek és a Szatmári-sík folyóhátak által határolt, mély fekvésű területeinek jellegzetes üledéke. Jellemzői közé tartozik az 50 % feletti agyagtartalom és a szurokfekete szín, amit a hosszú lápi állapot során felhalmozódó növényi részek okoznak (Borsy 1988).

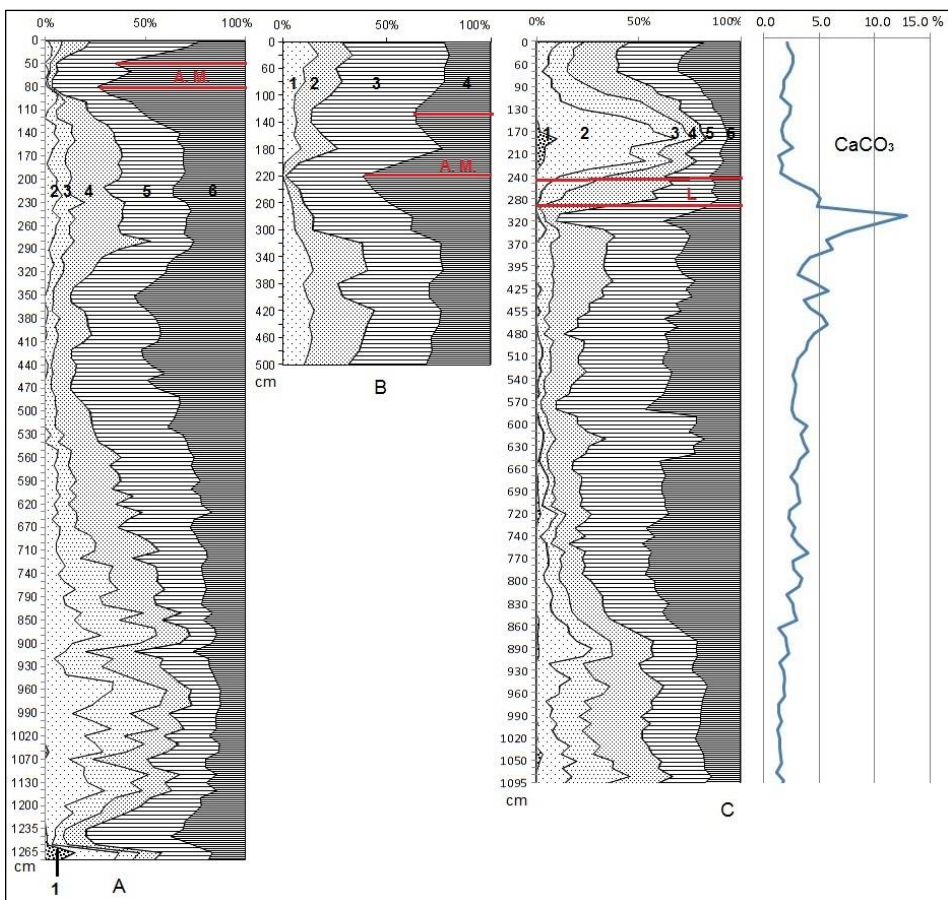


55. ábra. A Morotva-hát ártéri lapály 280-220 cm közötti réti agyag mintái.

### *Bence-folyóhát*

A Bence-tó morotva külső ívén a Bence-folyóhátan egy 1095 cm-es furatot létesítettünk, amely a folyóhát anyagán áthatolva a jóval korábban lerakódott rétegeket is harántolta (11-20. ábra). A 1095-880 cm között a négy fő frakció megközelítőleg azonos arányban mutatkozik (56/C ábra.). Majd 880- cm-től 310 cm-ig kisebb visszaesésekkel az iszap és az agyag válik dominánssá. A 310-280 cm közötti rétegre jellemző 62 %-os iszap arány a 280-260 cm-es rétegben már csak 30 %-ot tesz ki, míg a 8 %-os kőzetliszt frakció hatszorosára! 46,7 %-ra emelkedik és az üledék  $\text{CaCO}_3$  tartalma az addigi 5 % alatti értékről hirtelen 10-13 %-ra nő. Ez a réteg a Szilárd-féle üledékosztályozási rendszer szerint gyengén iszapos, agyagos, homokos 40-50 % 0,05-0,02 mm-es frakciót tartalmazó enyhén karbonátos lösz. Jele:  $L^{II5}$ . A löszfrakció ilyen nagy arányt a mátyusi eróziós sziget 4. számú szelvényében sem érte el (55. ábra). Mivel az üledék igen nagy (65 %-os) arányban tartalmaz a 0,05-0,01 mm-es szemcséket – ami a hulló por tipikus szemcsemérete (Pécsi 1993) – elképzelhető, hogy a felhalmozódása eolikus körülmények között valósult meg. Pécsi (1993) szerint csak a tisztán eolikus löszökben ér el ilyen nagy arányt a 0,05-0,01 mm-es szemcsetartomány. A 260-240 cm közötti szintközben 42,2 % a kőzetliszt és 58 % a 0,05-0,01 mm-es szemcsék aránya. A réteg kora feltehetően megegyezhet a mátyusi Homok-tanya 4. számú fúrásnál leírt, valamint az aranyosapátinál feltárt löszréteg korával, amelynek Bölling kort megelőzően halmozódtak fel.

A löszszerű üledékre 240 cm-től éles váltással egy 77 % homoktartalmú (ebből 10,1 % középszemű homok) réteg települ, amely a területen megjelenő a Bence-tó medrét kialakító vízfolyás folyóhátjának anyaga, amely 130 cm-ig tart. A folyó megjelenése és annak feltételezett eróziója előtt a mintegy 50 cm vastag löszszerű réteg feltehetően vastagabb lehetett. A üledékek 130 cm-től a meander lefűződését jelzik, mert a folyóhát anyagra a mintegy 350 m-el távolabb került mederből (Tarpa-Hetefejércse-Tákos) már jóval finomabb, 60 %-os iszap és agyagtartalmú üledékek érkeztek. Az agyagfrakció rohamos csökkenése a többi fúráshoz hasonlóan itt is megfigyelhető 60 cm-től. A 20-0 cm-es réteg agyagtartalma mindössze 17,5 %. A Bence-folyóhát üledékei teljesen pollensterilek voltak a virágporszemek feltehetően a láp többszöri kiszáradása és a magas  $\text{CaCO}_3$  következtében bomlottak el.



56. ábra. A Gulácsi-rét (A), Morotva-hát (B) ártéri lapályok és a Bence-folyóhát (C) rétegeinek szemcseösszetétele súly %-ban és a Bence-folyóhát rétegeinek CaCO<sub>3</sub> tartalma. A. M.: agyag maximum, L.: lösz.

#### 6.1.1.5. Részösszegzés

A megvizsgált elhagyott medrek közül a Tákostól Ny-ra lévő, a legszélesebb kategóriába tartozó erősen feltöltött Örvény-szeg morotva üledékei adják a legátfogóbb képet a Beregi-sík pleisztocén végi klimatikus viszonyairól (51. ábra). A Gulácsi-partfal több szintjével is korreláló 860 cm vastag kitöltő üledékének felhalmozódása, mintegy 30000 évvel ezelőtt kezdődött. A meder lefűződése pedig a Denekamp interstadiális (33000-27000 év BP) egy korai szakaszában ment végbe. Az ilyen idős tiszai méretű morotva jelenléte a Beregi-síkon azt feltételezi, hogy a Tisza ÉÉNy-i irányváltása jóval korábban következett be, mint ahogyan ezt eddig feltételezték (Somogyi 1967, Borsy et al.

1989, Borsy 1995, Nádor et al. 2005, Tímár et al. 2005). A Tisza korábbi irányváltását támasztják alá Urbancsek (1965) és Franyó (1966) vizsgálatai is. Urbancsek vízföldtani kutatásai szerint a Tisza legkésőbb a würm közepén, azaz több mint 40000 évvel ezelőtt elhagyta az Ér-völgyét és vette fel jelenlegihez nagyvonalakban hasonló futását. Az elméletét több tucat mélyfúrás üledéksorával bizonyítja (Urbancsek 1965). Míg Franyó a nagykunsági medrek eredetét a mai vízhozamának három-négyszeresével bíró Ós-Tiszának tulajdonítja, amely véleménye szerint bifurkált és az Érmellékre csak egyik kisebb hozamú ágán keresztül juttatott vizet, de azt sem tartotta teljesen kizártnak, hogy a Tisza egyáltalán nem vett részt az Ér-völgyének kialakításában csak a Szamos (Franyó 1966). A Tisza korábbi irányváltása választ adhat a vitatott eredetű nagykunsági óriásmedrek kérdésére is (Gábris 2002, Gábris 2007). Azt azonban hangsúlyozni kell, hogy a Borsy Z. és munkatársai által kielemezett több tucat bodrogközi mederfúrás az irányváltás e korai időpontját nem támasztja alá (Borsy et al. 1989). A meder 860 cm-es kitöltő-üledékének felhalmozódási sebessége 0,29 mm/év, ami igen nagy hasonlóságot mutat a Gulácsi-partfal 0,33 mm/éves felhalmozódási ütemével (Félegyházi et al. 2004, 9. táblázat).

A TM2-es jelzésű 80-100 m széles paleo-meder boreális-atlantikus fázis határán történő elhalása alátámasztja Borsynak (1959) a Szamos holocén kori futásával kapcsolatos elképzeléseit, miszerint a holocén kor ezen szakaszában a Szamos torkolata a jelenlegi helyétől jó pár kilométerrel északkeletre helyezkedett el. A morotva üledékeinek felhalmozódási üteme 0,42 mm/év (6. táblázat).

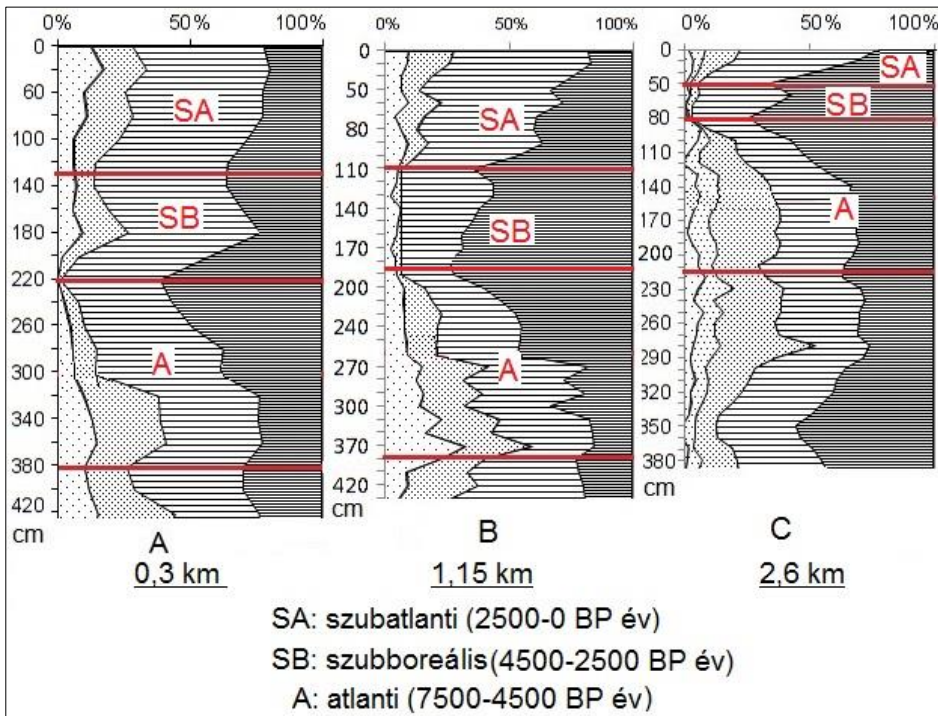
A 15 m széles Jándi-meder legalsó 430 cm-es rétegei, – amelyek nem a meder alját jelzik – a boreális fázis végétől halmozódtak fel 0,54 mm/év ütemmel (6. táblázat).

A Gulácsi-rét legalsó rétegének a kora alapján átlagosan 0,35 mm/év sebességgel töltődött, amely szinte azonos a közelben lévő Gulácsi-partfal felhalmozódási ütemével. A Morotva-hát esetében az 500 cm üledéksor akkumulációjának kezdete nem ismert.

Habár a Gulácsi-rét felsőbb szintjeiből és a Morotva-hátról nincsenek koradatok, de azok 220-0 cm és 380-0 cm közötti rétegei a Jándi-meder 380-0 cm-es szintjével mutatott nagy hasonlóságuk miatt mégis korolhatóak (57. ábra).

A Jándi-mederben a 380 cm-es szint az *atlantikus fázis* kezdetét jelöli, amely a 3000 éves időtartama 190 cm-ig a többi fúrásnál is jól azonosítható (1.) agyagmaximumig tart (57. ábra). Ez a réteg a Morotva-hát esetében 380-220 cm között, a Gulácsi-rétnél pedig 220-80 cm közötti figyelhető meg. A Jándi-mederben a szubboreális folyamán felhalmozódó

1. és 2. agyag maximum közötti szint (190-110 cm) a Morotva-hátnál 220-130 cm, míg a Gulácsi-rétnél 90-50 cm-nél van jelen (57. ábra). A (2.) agyag maximum fölötti, a felszín irányába rohamosan durvuló rétegek, pedig a szubatlantikus fázisban akkumulálódtak, ami a Jándi meder esetében 110-0 cm, a Morotva-háton 130-0 cm és a Gulácsi-réten 50-0 cm között mutatkozik (57. ábra). A Morotva-hát 280-220 cm között lévő réti agyagának kialakulása az atlantikus fázis közepétől, annak végéig tartott, ebből adódóan az üledék kialakulása nem kapcsolható szorosan egy adott klímafázishoz. Annak kialakulása első sorban a terület geomorfológiájától és a medertől való távolságtól függött.



57. ábra. A Morotva-hát ártéri lapály (A), a Jándi-meder (B), valamint a Gulácsi-rét (C) ártéri lapályok azonos korú rétegei. Az aláhúzott számok a fúráspontról Tiszától mért távolságát mutatja.

A Bence-folyóhát teljes üledéksora pollensteril volt. Egyedül a 280-240 cm közötti löszrétegről lehet feltételezni, hogy az Aranyosapáti feltárásban talált Bölling előtt felhalmozódott löszréteggel azonos korú.

A Gulácsi-rét és a Morotva-hát felső rétegeinek korolásával az atlantikus fázis kezdetétől meghatározható a feltöltődési ütemük, valamint azok eltérései a Tiszától mért távolság tükrében.

Az atlantikus fázis kezdetétől napjainkig mért akkumuláció a folyóhoz legközelebb lévő Morotva-háton (0,3 km) és a Jándi-mederben (1,15 km) volt a legnagyobb, egyaránt 380 cm, üteme pedig 0,51 mm/év (6. táblázat, 58. ábra).

A távolabbi területeknél már határozottan kisebb felhalmozódás volt tapasztalható. A folyótól 2,6 km-re lévő Gulácsi-réten csak 220 cm halmozódott fel 0,29 mm/év ütemmel, míg a 3,5 km-es távolságban lévő Örvény-szeg morotvában 230 cm-es és 0,31 mm/év ütemű volt a feltöltődés. Hasonló különbség tapasztalható a már említett Báb-tava és a Nyíres-tó feltöltődési ütemében is (7-8. táblázat). A feltöltést végző folyótól 0,6 km-re lévő Báb-tavában 0,72 mm/év volt a feltöltődés üteme, de a folyótól 1,7 km-re lévő Nyíres-tóban már csak 0,28 mm/év (Sümegei 1999, Magyarai 2002). Némileg kilóg a sorból a Tiszától 3,4 km-es távolságra lévő TM2-es meder 310 cm-es (0,41mm/év) feltöltődési értéke. A nagyobb érték oka a Tarpa-Hetefejércse-Tákos (11. ábra, 19) menti meder közelségével (340 m) magyarázható, amely az elhalását követően még hosszú ideig szolgált a Tiszai árvizek levezetőjeként és ebből fakadóan jelentős mennyiségű hordalékot szállíthatott a morotvába. A Gulácsi-partfal 8100 éves üledékeinek feltöltődési üteme némileg magasabb 0,7 mm/éves értéket mutat (Félegyházi et al. 2004), amely azzal magyarázható, hogy a felsorolt mintavételi pontok közül értelem szerűen ez helyezkedik el legközelebb a Tiszához (9. táblázat).

Az atlantikus- és a szubboreális fázis folyamán szintén a Morotva-háton, a Jándi- és a TM2-es mederben volt a legnagyobb mértékű az akkumuláció (ábra táblázat). A szubatlantikus fázis során, míg a Morotva-háton és a Jándi-mederben 0,52 és 0,44 mm/év feltöltődési ütem volt tapasztalható, addig a TM2-es morotvában már csak 0,32 mm/év, ami szinte teljesen azonos az Örvény-szeg mederben mérttel (6. táblázat, 58. ábra). A jelentős visszaesés oka újból a Tarpa-Hetefejércse-Tákos mederrel hozható összefüggésbe, amelynek ekkora az egyre előrehaladottabb feltöltődése révén már csökkent a víz és ezzel együtt a hordalékszállító kapacitása, így ekkorra a holt-mederbe főként csak a Tiszából érkezhettek anyag.

A Tiszától eltérő távolságban lévő üledékrétegek akkumulációs vizsgálatából számos észrevétel levonható.

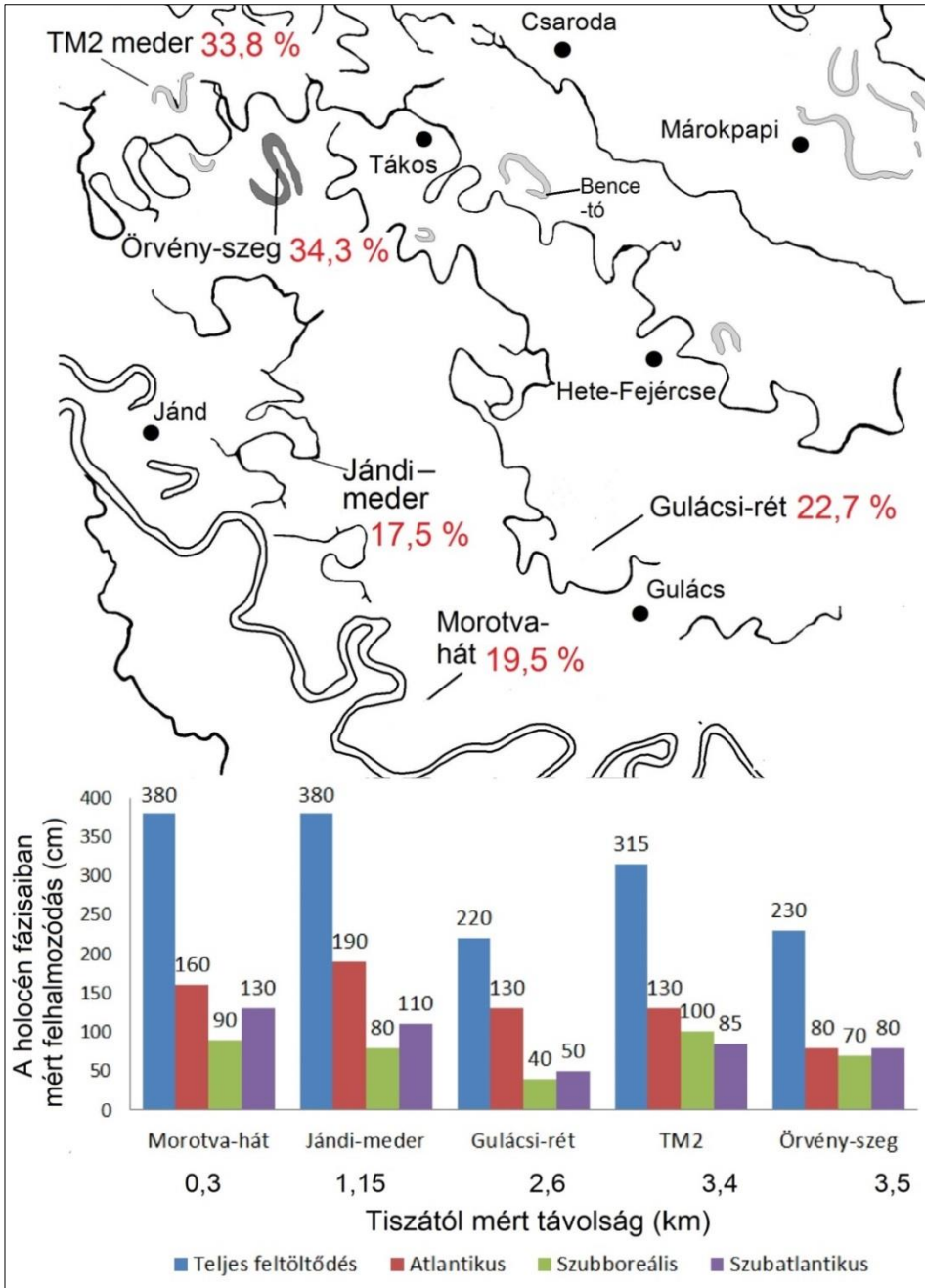
(1) Az adatokból egyértelműen látszik, hogy a folyótól távolodva a felhalmozódás mértéke csökken. (2) Egy bizonyos távolságon túl (jelen esetben 2,6 km) a medernek már nincs befolyásoló hatása az lerakódás mennyiségi viszonyaira. (3) Míg az örvény-szegi morotva üledéksora a három fázis mindegyikében szinte teljesen azonos feltöltődési ütemmel akkumulálódott, addig a Gulácsi-rétnél az atlantikus és a szubboreális

rétegek felhalmozódási sebessége között két és félszeres különbség figyelhető meg (6. táblázat, 58. ábra). Ebből arra lehet következtetni, hogy az előbbi formától végig közel azonos távolságra lehetett a folyó, míg az utóbbi esetében az olykor jelentősen el távolodhatott.

A megvizsgált üledéksorokra általánosan jellemző, hogy 130, 50 cm-től (a szubboreális-szubatlantikus fázis határától) a felszín irányába egyenletes, és sok esetben nagymértékben durvulnak az üledékek, valamint a felszíni (20-0 cm) üledékek agyagtartalma a Tisztától távolodva egyenletesen nő (58. ábra).

6. táblázat. A Beregi-sík elhagyott medreiben és ártéri lapályaiban mért akkumulációs értékek.

	Örvény- szeg	TM2	Jándi- meder	Gulácsi-rét	Morotva- hát
a legelső ismert korú réteg (cm), felt. sebesség (mm/év)	860 <b>0,29</b>	315 <b>0,42</b>	430 <b>0,54</b>	1280 <b>0,35</b>	380 <b>0,51</b>
az atlantikus réteg vastagsága (cm), felt. sebessége (mm/év)	230-150 <b>0,27</b>	315-185 <b>0,43</b>	380-190 <b>0,7</b>	220-90 <b>0,73</b>	380-220 <b>0,53</b>
a szubboreális réteg vastagsága (cm), felt. sebessége (mm/év)	150-80 <b>0,35</b>	185-85 <b>0,5</b>	190-120 <b>0,35</b>	90-50 <b>0,2</b>	220-130 <b>0,45</b>
a szubatlantikus réteg vastagsága (cm), felt. sebessége (mm/év)	80-0 <b>0,34</b>	85-0 <b>0,32</b>	110-0 <b>0,44</b>	50-0 <b>0,2</b>	130-0 <b>0,52</b>



58. ábra. A Beregi-sík elhagyott medreinek és ártéri lapályainak akkumulációja a holocén egyes fázisaiban, a piros számok a 20-0 cm-es rétegek agyag %-át jelölik.

7. táblázat. A Báb-tava rétegeinek kora és felhalmozódási sebessége (Magyari 2002).

mélység (cm)	az üledékek C <sup>14</sup> kora		átlagos felhalmozódási sebesség (mm/év)
	BP	cal BP	
170	1920 ±50	1863	0,9
290	5670 ± 85	6444	0,3
380	6080 ±75	6902	2,2
505	6955 ±70	7761	1,4
505-0			0,72

8. táblázat. A Nyíres-tó rétegeinek kora és felhalmozódási sebessége (Sümegei 1999).

mélység (cm)	az üledékek C <sup>14</sup> kora		átlagos felhalmozódási sebesség (mm/év)
	év BP	cal BP	
162	1695 ±40	cca. 500 cal AD	0,93
240	5683 ± 86	4500	0,4
270	6567 ±110	5400	0,1
280	7670 ±60	6400	0,28
425-0	~13000		0,33

9. táblázat. A gulácsi magaspart rétegeinek kora és felhalmozódási sebessége (Félegyházi et al. 2004).

mélység (cm)	az üledékek C <sup>14</sup> kora		átlagos felhalmozódási sebesség (mm/év)
	BP	cal BP	
520	7200 ± 70	8100	0,7
850	18900 ± 300	21450	0,4
920	29790 ± 870		0,3
1050	32130 ± 1130		0,3
1050-520			0,2

## 6.1.2. A hosszú távú akkumuláció vizsgálata a Bodrogzugban

A Bodrogzug hosszú távú akkumulációját az egyes fluviális formák példáján keresztül mutatom be, mivel azok fejlődése az azonos morfológiájuk következtében hasonló módon folyt.

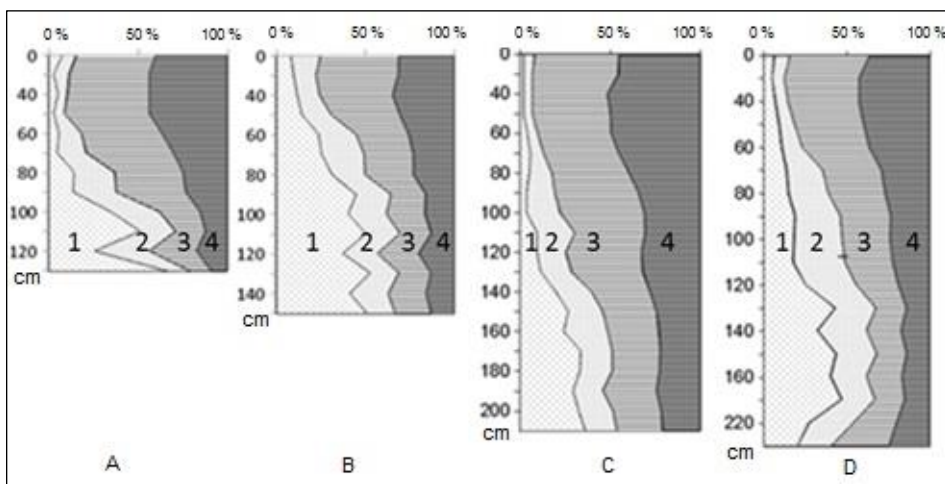
### 6.1.2.1. Övzátonyos területek üledékei

A korábbiaktól eltérve a megvizsgált fúrásszelvények értékelését, azok nagyfokú hasonlósága miatt, nem egyesével teszem meg, hanem jellegzetességeiket kiemelve általánosan mutatom be. Az övzátonyos területek fúrásszelvényein megfigyelhető, hogy a formák kialakulását követően a homokanyagukra egy jelentős vastagságú (150-80 cm) kettős tagozódású 70-90 % iszap- és agyagtartalmú fedőréteg települt (59. ábra). A két réteg között nincs éles határ, fokozatos átmenet tapasztalható. A finom szemcséjű fedőréteg agyagtartalma a felszín alatt 20-80 cm között éri el a maximumát, – amely sok esetben meghaladja az 50 %-ot – majd fölfelé folyamatosan csökken. Az üledékek településében tehát hármas tagozódás figyelhető meg. Az agyagos üledékek felszín felé történő durvulása a Beregi-sík hasonló mélységközű, – szubatlantikus korú – rétegeiben is megfigyelhető. A jelenség hátterében feltételezhetően a Felső-Tiszát és mellékfolyóit (bele értve a Bodrogot) is érintő hidrológiai változások állnak. Ez a változás elsősorban klimatikus eredetű lehetett, aminek következtében a szárazabbá váló éghajlaton a mállási folyamatok lassulása miatt kevesebb agyagos üledék jutott a folyók vízrendszerébe. Az egyes területeken belül a szomszédos övzátony és a sarlólapos fedőüledékének vastagságában és szemcse összetételében is tapasztalhatóak eltérések:

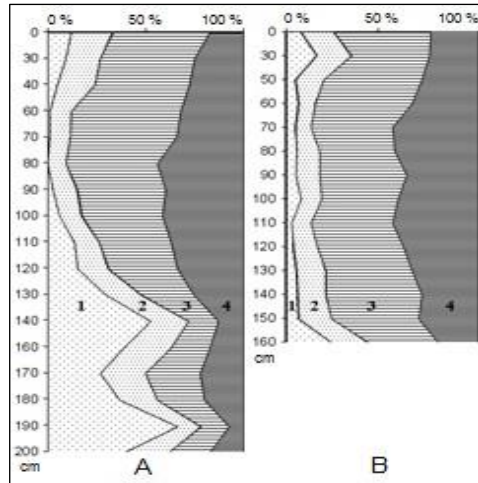
- a sarlólaposok homokanyagán legalább 20-80 centiméterrel vastagabb iszapos-agyagos réteg található, mint azoktól pár tíz méterre fekvő övzátonyokon (59/A, C. ábra).
- az övzátonyok fedőrétege átlagosan 15-20 %-kal kevesebb 0,02 mm alatti szemcsét tartalmaz, mint a sarlómedreké (59/B, D. ábra)

Az eltérést a felszínnek 25-85 cm-es magasságkülönbsége okozza, aminek következtében előfordulhatott, hogy az övzátonyokat kevesebbszer érte elöntés, valamint a magasabb részeken azok időtartama is rövidebb volt. Az elöntések időtartama adhat magyarázatot a sarlómedrek fedőüledékének magasabb agyagtartalmára is, mert ezekben a zárt negatív formákban az igen hosszú ülepedési idejű 0,002 mm alatti szemcsék is teljesen egészében lerakódhattak (Félegyházi et al 1999). Ebből

következően az iszapos-agyagos réteg akkumulációját megelőzően a két forma szintkülönbsége nagyobb volt a mainál, tehát az általános feltöltődés mellett egy fokozatos nivellálódás is kimutatható. Ez alól csak a Bodroghoz legközelebb fekvő Horgony (övezátonyos terület) formái jelentenek némileg kivételt, mert itt a sarlólapos fedőüledéke valamivel durvább összetételű és legalább 30 cm-el vékonyabb, mint az övezátony (59. ábra). A „rendellenes” üledékfelhalmozódás oka a két felszín mindössze 15 cm-es szintkülönbségben, valamint a partmenti területkerek jellemző erősen turbulens áramlási viszonyokban (Mariott 1992, Cazanacli és Smith 1998, Ten Brinke et al. 1998). Az itteni fedőüledék a többi területével összehasonlítva legalább 40-80 cm-el vastagabb és finomabb mechanikai összetételű, ami a Bodrogtól mért kis távolsággal magyarázható (29-60. ábra). Ez megegyezik a korábbi kutatások eredményeivel, miszerint a folyótól távolodva a lerakódó anyag mennyiségé exponenciálisan csökken, és a szemcseösszetétele finomodik (Borsy 1972, Kiss et al. 2004, Sándor és Kiss 2006, 2007, Vass 2007a).



59. ábra. A Fekete-tó sarlólaposának (A) és övezátonyának (B), valamint a vissi Holt-Bodrog sarlólaposának (C) és övezátonyának (D) szemcseösszetétele súly %-ban. 1: homok, 2: kőzetliszt, 3: iszap, 4: agyag



60. ábra A Horgony terület sarlólaposának (A) és övzátányának (B) szemcseösszetétele súly %-ban. 1: homok, 2: kőzetliszt, 3: iszap, 4: agyag.

#### 6.1.2.2. Az ártéri lapályok üledékei

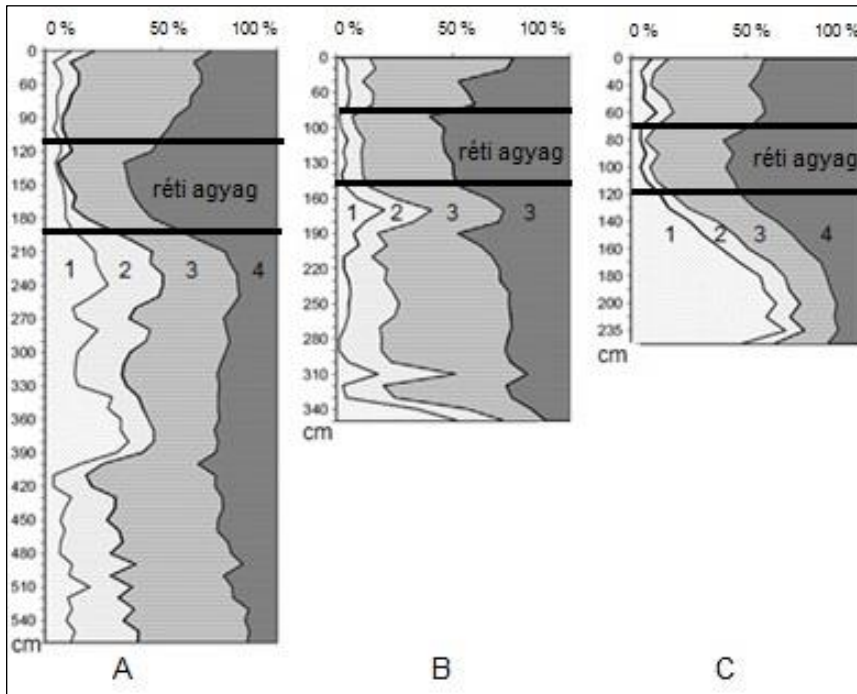
Az ártéri lapályok üledékeinek szemcseösszetétele, hasonlóan az övzátányos területeknél leírtakhoz, hármes tagozódást mutat. Itt az a különbség, hogy a homokos rétegekre települő finom anyagban jelentkező agyagmaximumban a 0,002 mm alatti szemcsék aránya jóval 50 % fölött van (61. ábra). Az agyagos réteg a megvizsgált ártéri lapályok esetében a Nagy-Tökös-tónál 190-120 cm, a Fehér-tónál 140-90 cm és a Zalkodi-lapály 120-70 cm között helyezkedik el. Ezek a magas agyagtartalmú eltemetett szintek azonosak a Borsy Z. és kutatócsoportja által a Bodrogtömbben több helyen is leírt réti agyaggal (Borsy et al. 1988). A Nagy-Tökös-tó és az attól egyaránt 4,3 km-re fekvő Fehér-tó és a Zalkodi-lapály réti agyag szintjeinek szemcsediagramon látható finom fogazottsága nagymértékben megegyezik, ami azonos üledék felhalmozódási feltételekre utal (61. ábra). A Nagy-Tökös-tó 70 cm-es réti agyag szintje szurokfekete színű, fényes törésfelületű humusztartalma, pedig 5 % feletti. A további két lapos üledékei valamivel vékonyabbak és a humusztartalmuk is kisebb, ami a folyóhátakhoz közeli peremi helyzetükből adódhat.

Borsy et al. (1988) véleménye szerint a bodrogtömbi 60-230 cm közötti eltemetett réti agyag szintek képződése az atlantikus fázisra tehető, míg a felszínen lévőké a szubatlantikusra. A Nagy-Tökös-tó ártéri lapály üledékeinek 550-400 cm közötti szintje megfelelő mennyiségű virágpor szemet tartalmazott a pollenspektrum elkészítéséhez.

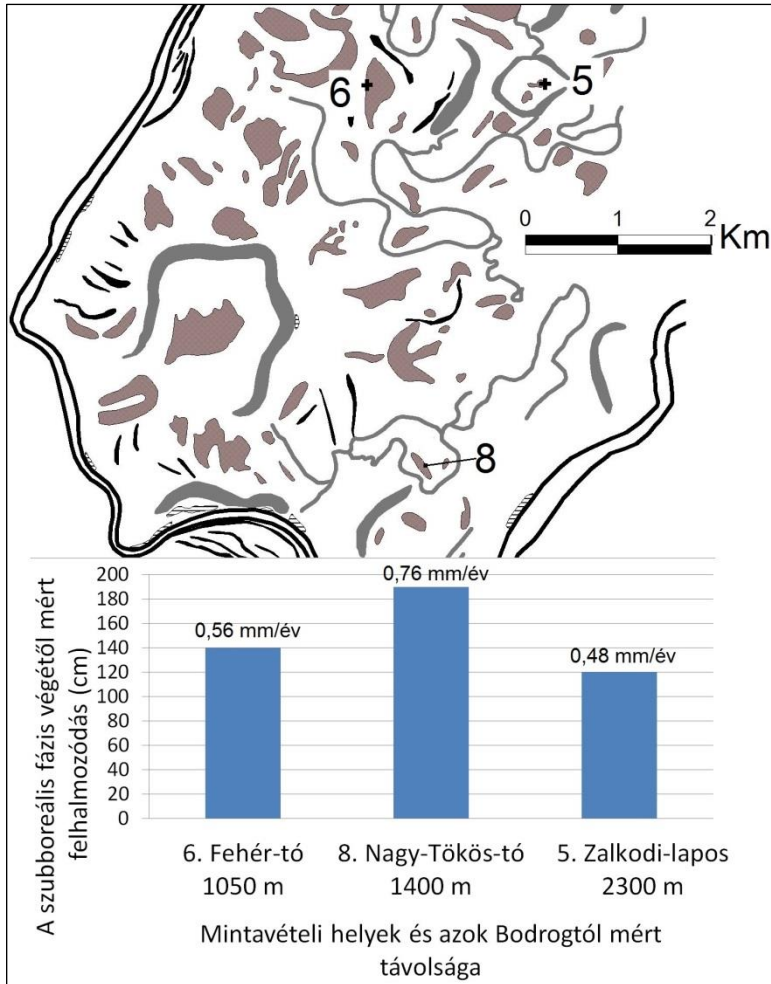
A 150 cm vastag jó pollenmegtartású rétegben dominánsan a tölgy (*Quercus*), hárs (*Tilia*), juhar (*Acer*), valamint a szil (*Ulmus*) virágporai halmozódtak fel. A hidegkedvelő fajok, mint az erdeifenyő (*Pinus sylvestris*), luc (*Picea*), nyír (*Betula*), nagyon kis százalékkal képviselték magukat. Megjelent viszont a jejenyefenyő (*Abies*), ami az atlantikus fázis jellemző fenyőfaja. A szubboreális fázisra jellemző gyertyán (*Carpinus*) és bükk (*Fagus*) még csak nyomokban volt jelen. A fűz (*Salix*), szil (*Ulmus*), kőris (*Fraxinus*) és nyár (*Populus*) pollenek a tölgy-kőris-szil ligeterdők társulásaitól származnak, az égeré (*Alnus*), pedig égeres mocsár- és láperdőtől. A cserjeszintet a mogyoró (*Corylus*) uralta, mely a kocsányos tölgyesek jellemző cserjéje. A gyepszint képviselői közül jelentősebb mennyiségben az égerlápok aljnövényzetét alkotó páfrányfélék spórái azonosíthatóak. 480 cm-től megnövekszik a lebegő hinarak, mint a süllőhínár (*Myriophyllum*), sulyom (*Trapa*), a palkafélék (*Cyperaceae*) és a gyékény (*Typha*) pollenjeinek száma, ami az erőteljes láposodás jele. A 400-360 cm közötti rétegben csak nyomokban volt megtalálható a tölgy (*Quercus*), hárs (*Tilia*), és mogyoró (*Corylus*) pollenje. A 360-0 cm közötti üledék egésze pollensterilnek tekinthető.

Az 550-400 cm-es réteg pollenösszetétele a közép-európai atlantikus fázis nedvesebb időszakának klimax állapotú társulásaira jellemző. Ezt alátámasztja, hogy a 150 cm-t felölelő pollenspektrum jól beilleszthető a *Borsyék* által vizsgált bodrogtői morotvák üledékeinek pollenspektrumába, amelyekből  $C^{14}$ -es mérések is készültek (Borsy et al. 1989). A bodrogtői holt-medrek feltöltődési sebessége az atlantikus fázisban 0,5-0,8 mm/évre tehető, míg a szubboreális fázisban átlagosan 0,8-1,3 mm/év (Borsy et al. 1989, Félegyházi 2008). Ennek értelmében a Nagy-Tökös-tó 550-400 cm-es üledékének felhalmozódása az atlantikus fázis elején mintegy 7500 BP évvel ezelőtt indult meg (61. ábra). A homokfrakció 390 cm-től való hirtelen megemelkedése feltehetően a Tisza atlantikus-szubboreális fázisban bekövetkező irányváltásához köthető, (Borsy et al. 1989), amikor az közelebb került a Nagy-Tökös-tó területéhez és így oda durvább összetételű hordalékot szállított. A magas homoktartalmú üledék lerakódása folyamán klimatikus hatásokra a láp területe többször kiszáradhatott, mivel a rétegsor a felszínig teljesen pollensteril. Így a 390-200 cm közötti réteg korára a bodrogtői morotvák szubboreálisban mért feltöltődési sebességéből tudunk következtetni, aminek értéke 0,9-1,3 mm/év (Félegyházi 2008), tehát a réteg megközelítőleg 4500-2500 BP év között akkumulálódhatott. A 190-120 cm közötti réti agyag üledék kialakulása minden bizonnyal a szubboreális fázis végére és a szubatlantikus fázis elejére tehető, ebben az időben alakultak ki a Tisza és a Bodrog széles 1-3 méter magas folyóhátjai, amelyekben már csak lassan áramló igen finomszemű anyagot szállító vizek jutottak át (Borsy et al. 1988). A teljes 550 cm-es réteg átlagos felhalmozódási üteme 0,73 mm/év. Ezen belül az egyes rétegek felhalmozódása eltérő sebességgel folyt. Az atlantikus fázis során 0,6

mm/év volt a feltöltődés üteme, míg a szubboreálisban ennek duplája 1,27 mm/év. A réti agyag szint legalsó részétől a felszínig számított üledékréteg felhalmozódási üteme 0,76 mm/év volt. Ebből kiindulva a Fehér-tó és a Zalkodi-lapály ezzel azonos korú rétegei 0,56 és 0,48 mm/év sebességgel akkumulálódtak (62. ábra).



61. ábra. Az ártéri lapályok üledékeinek szemcseösszetétele súly %-ban. Nagy-Tökös-tó (A), Fehér-tó (B), Zalkodi-lapály (C) súly %-ban 1: homok, 2: kőzetliszt, 3: iszap, 4: agyag



62. ábra. Az ártéri lapályok feltöltődése a szubboreális fázis végétől.

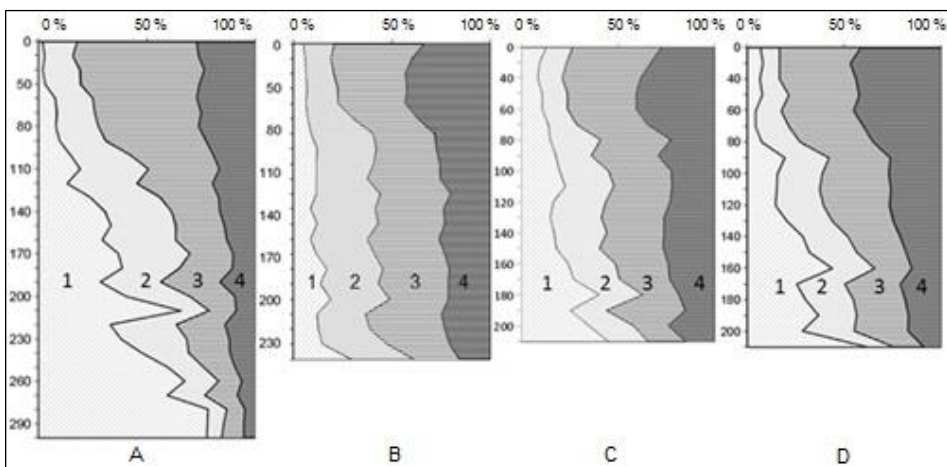
### 6.1.2.3. Magasabb helyzetű formaszegény sík felszínek üledékei

Geomorfológiai szempontból nézve a Bodrogzug legnagyobb részét mintegy mátrixot alkotva lényegében formamentes, a korábban tárgyalt területtípusoktól viszonylag magasabb helyzetű, allúviumi térszínek foglalják el.

A Kerek-tó ártéri lapály szélén és az attól délre lévő Nagy-tó morotva egykori folyóhátján egy-egy fúrást mélyítettünk (32-63/C-D. ábra). Az egyiket a lapos peremén a másikat attól 50 méterrel délebbre lévő, mintegy fél méterrel magasabb háton. Ezekben az üledékekben is megfigyelhető a hármas tagozódás és a homokra települő finomanyag,

amit egy 60-20 cm közötti agyagmaximumú réteg takar, majd az üledék a felszín felé durvul (63/C-D. ábra). A két magassági szint üledék összetétele az övzátonyos területeknél leírt módon tér el egymástól, vagyis a mélyebb rész fedőrétege vastagabb, és az iszap-agyag aránya legalább 15%-al magasabb. A két fúrásponthoz jelenleg meglévő szintkülönbség a fedőüledék lerakódását megelőzően mintegy tíz cm-el volt nagyobb, amit a mély részen 90 cm, míg a magasan 80 cm mélyen kissé kiugró kőzetliszt frakciójú réteg jelez (63. /C-D. ábra). Ez az eredmény is mutatja, – akárcsak az övzátonyos területeken, – hogy az általános feltöltődés mellett szintkülönbség-csökkenés is kimutatható az ártereken.

A Fekete-tó déli ága és a Bodrog között elterülő Favágó-szállás üledéksorának felső 230 cm-e szinte csaknem teljesen azonos a Kerek-tótól délre lévő terület üledékeivel (34-63/B. ábra). Az egymástól 4,2 km-re lévő üledéksorok hasonlósága – akárcsak az ártéri laposoknál – a feltöltést végző folyótól mért mindenkori azonos távolságból adódhat. A Bodrog torkolatához legközelebb eső fúrást Bodrogköz területén mélyítettük (29-63/A. ábra). A tizenhat fúrásunk közül egyedül ebben az üledéksorban nem volt megfigyelhető a rétegek hármastagozódása (63/A. ábra). A homokos üledékre települő finom anyag agyagtartalma a felszín felé haladva folyamatosan emelkedik, de az aránya a többi szelvény fedőrétegével összehasonlítva a legalacsonyabb (27,1 %), míg az iszap a legmagasabb (58 %).



63. ábra. A magasabb helyzetű formaszegény területek üledékeinek szemcseösszetétele súly %-ban. B (A), Favágó-szállás (B), Nagy-tó folyóhát (C), Kerek-tó mély (D). 1: homok, 2: kőzetliszt, 3: iszap, 4: agyag

#### 6.1.2.4. Részösszegzés

A Bodrogzug területére jellemző 70-200 cm vastag, erősen agyagos-iszapos fedőréteg egy pár deciméteres átmenettel települ egy korábbi üledék felhalmozódási ciklus homokos üledékeire. A fedőréteg agyagtartalmának maximuma 20-80 cm mélyen van, majd innen fölfelé egyenletesen durvul. Az agyag részarányában akár 35%-os visszaesés is megfigyelhető. E mögött feltehetően a Bodrog és a Tisza hidrológiai paramétereiben beálló változás állhat, ami a hordalékuk némi durvulásához is vezetett.

Az egymástól kis távolsága (25-50 m) lévő formák esetében egy kivételtől eltekintve a mélyebben fekvők fedőrétege 20-80 cm-el vastagabb, szemcse összetételük pedig finomabb. Ez alól egyedüli kivételt a Bodroghoz legközelebb fekvő Horgony terület üledékei jelentik, ahol az övzátony anyagos rétege, valamivel vastagabb, de a két forma magassági különbsége itt csak 15 cm.

A legfinomabb üledék az ártéri lapályokban halmozódott fel, az agyagfrakció aránya az itt található 50-70 cm vastag réti agyag szintekben meghaladja az 50 %-ot és humusztartalmuk a bodrogzugi üledékeknek átlagánál magasabb. A Nagy-Tökös-tó ártéri lapos 550 centiméteres üledéksorának felhalmozódása az atlantikus fázisban indult meg. Ennek alapján a feltöltődés értéke napjainkig átlagosan 0,73 mm/év. A mindhárom fúrásszelvényben – a szubboreális fázis végétől épülő – jól azonosítható réti agyag szintek és az a fölötti üledékek akkumulációs üteme a Nagy-Tökös-tó esetében 0,76 mm/év, Fehér-tónál 0,56 mm/év, a Zalkodi-lapálynál, pedig 0,48 mm/év. A legkisebb felhalmozódást a Bodrogtól legtávolabb, de a Tiszához legközelebb lévő Zalkodi-lapálynál mértük, ami azt bizonyítja, hogy a feltöltődés mértékét a Bodrogtól mért távolság határozza meg, és arra a Tisza nincs hatással.

Sok esetben az egymástól 4-5 km-re lévő, de azonos morfológiájú területek üledéksorai finomrétegtani szempontból is jelentős egyezést mutatnak. Ez mindekképpen az azonos akkumulációs feltételek következménye, amit elsősorban a terület folyótól mért távolsága határoz meg, de a rétegek vastagságát emellett a felszínek magasságági helyzete is befolyásolja. Méréseink szerint a finom anyag lerakódásának kezdetekor a jelenleginél nagyobb szintkülönbségek voltak, amelyek a mély fekvésű területek erősebb akkumulációjával fokozatosan nivellálódtak.

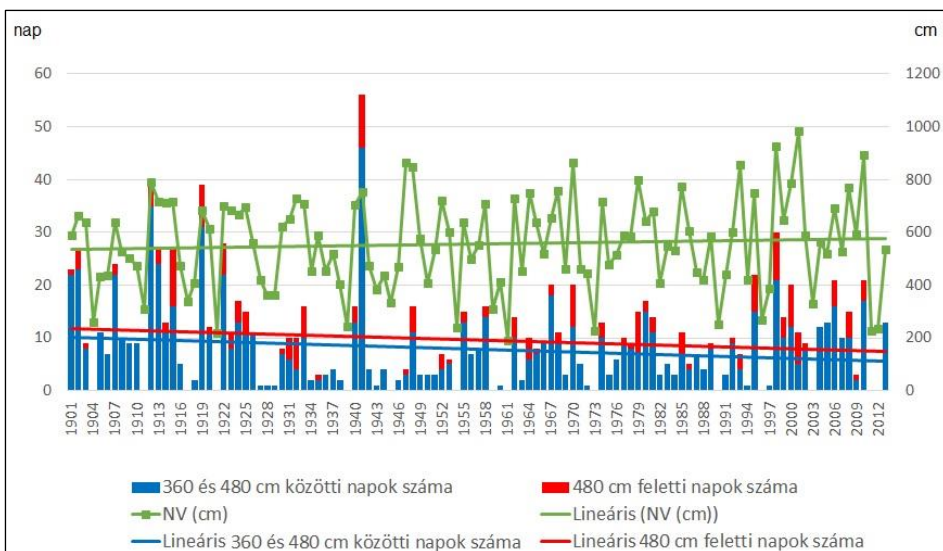
## 6.2. Rövid távú akkumulációs vizsgálatok

### 6.2.1 A hullámtéri feltöltődés vizsgálata

#### 6.2.1.1. A tivadari vízmérce 1901-2013 közötti adatainak kiértékelése

A hullámtéri akkumuláció pontos feltárásához mindenképpen ismerni kell a feltöltést végző folyó vízjárását, valamint hordalékhozamát. A mintaterületen belül egyetlen vízmérce található, az is a felsőbb részéhez tartozó tivadari szakaszon (705,7 fkm, 150,4 mBf). Az 1901-2013-as napi vízállásadatok alapján az éves maximális vízállások (NV) növekvő tendenciát (64. ábra) mutatnak hasonlóan a Közép- és Alsó Tiszán megfigyeltekkel (Sándor 2011). A vizsgálati időszakban az LNV 5 alkalommal dőlt meg, legutóbb 2001-ben (985 cm) a gátszakadással járó áradás idején (64. ábra). Egyes vélemények szerint (Kroes és Hupp 2010) az áradás nagysága és az akkumuláció mértéke között pozitív korreláció figyelhető meg.

A hullámtér részleges elöntése (380 cm) a 113 évből 98-ban történt meg az vízborítottság értéke 9 nap/év, míg a teljes elöntéssel járó 480 cm-es szintet 54 évben lépte át a vízállás, mai átlagosan 4 nap/év. Az 360-480 közötti 1941 előtti három maximum 46, 35, 31 nap volt, 1941 után a legnagyobb időtartamú elöntés 21, 18, 17 napos volt, mind a részleges, mind a teljes elöntés időtartama, ami napjainkra csökkenő tendenciát mutat (64. ábra). Az eredmények alapján tehát a hullámtér akkumulációjának napjainkra csökkenő tendenciát kell mutatnia. Hangsúlyozni kell, hogy a század első felében már jóval alacsonyabb vízhozamok mellett is bekövetkezett, mind a részleges-, mind a teljes elöntés, mivel akkor a hullámtér magassági értékei kisebbek voltak a mainál. A jövőben azzal is számolni lehet, hogy a hullámtér folyamatos felmagasodásával az elöntések száma és tartóssága is csökkenni fog (Ten Brinke et al. 1998) és ezzel együtt feltöltés üteme is lassul.



64. ábra. A tivadari vízmérce 1901-2013 közötti vízállás adatainak kiértékelése.

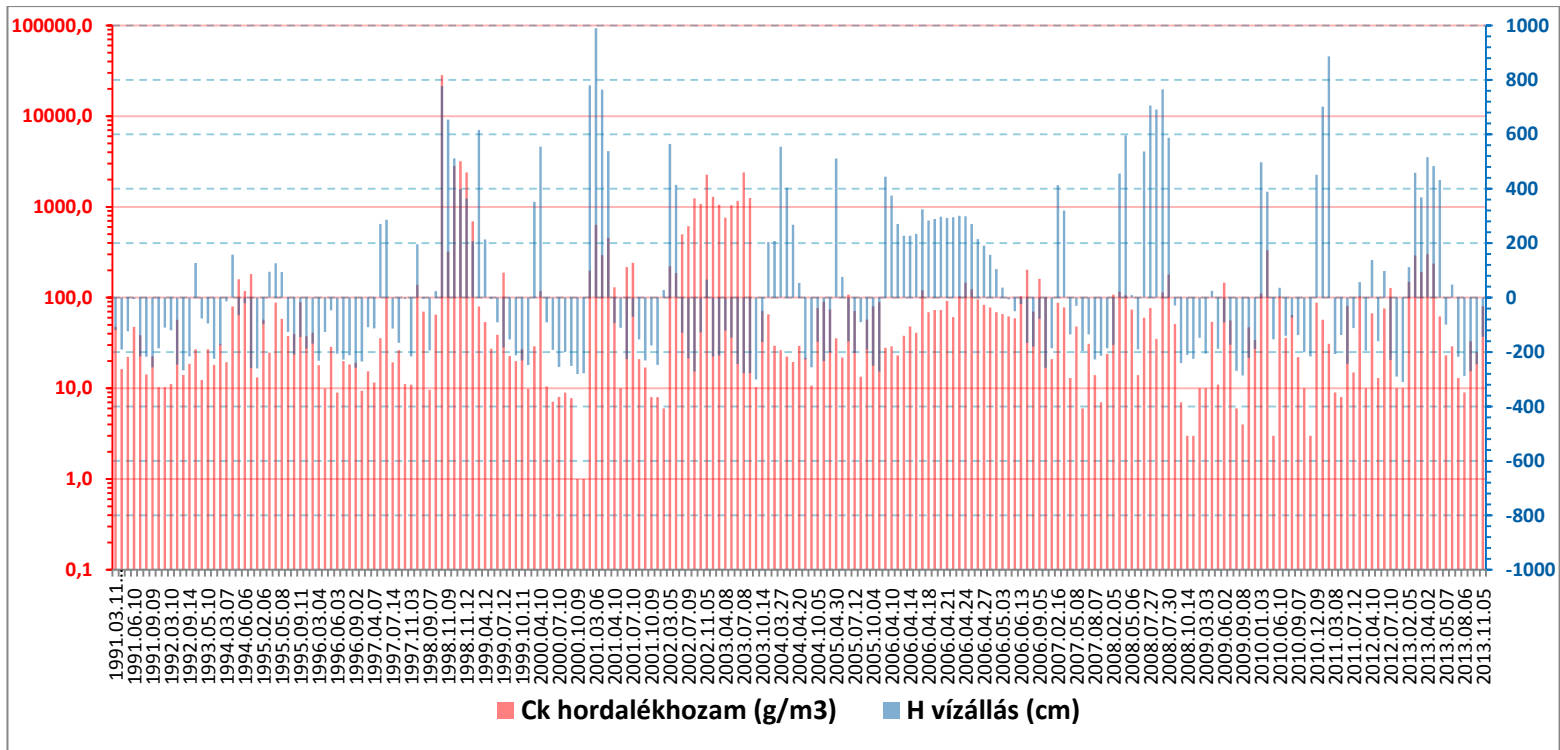
### 6.2.1.2. A tivadari hídszelvényben mért lebegtetett hordalékhozam adatok kiértékelése

Az 1991-2013 közötti időszakból származó összesen 228 db napi adat alapján a részleges elöntést (380-480 cm) okozó árvizek átlagos lebegtetett hordalékhozama  $550 \text{ g/m}^3$ , míg teljes elöntéssel járó (480 cm felett) árvizeké átlagosan  $1517 \text{ g/m}^3$ . Ebből következően a nagyobb vízállások egyúttal jelentősebb mértékű elvi akkumulációs tevékenységgel is járhatnak. Habár Balogh (1991) és Báldi (1994) szerint a hordalékhozam a vízhozam között mutatható kis szoros korreláció. A lebegtetett hordalékra vonatkozó kutatások szerint annak töménysége az árhullámok felszálló ágában a legnagyobb és a tetőzésig folyamatosan növekszik (Csépes et al 2003). Egyes mérések alapján a lebegtetett hordalék 8-28 %-a is leülepedhet az ártéren (Walling és He 1998, Middelkoop és Asselman 1998), de sok esetben a magas víz- és hordalékhozamok ellenére minimális felhalmozódást tapasztaltak (Kiss et al. 2002). A Tivadari szelvényben a legnagyobb hordalékhozamot ( $28377 \text{ g/m}^3$ !) az 1998-as novemberi árvíz idején mérték 777 cm-es vízállás mellett (66. ábra). A rendkívüli hordalékhozam akkumulációs viszonyairól az Alsó-Tisza mentén végzett mérések szolgálhatnak hasznos információval. Kiss és kutatócsoportja (2002) az mindszei hullámtéren 1998-1999, 2000, valamint 2001 között folytatott mérései

során a legnagyobb felhalmozódást (5-15 mm) éppen az 1998-1999-es évek során a tivadari hordalék maximum idején tapasztalták. Ezzel szemben a rendkívüli vízhozammal és vízállással rendelkező, gátszakadást is előidéző 2001-es árvíz idején nem találtak mérhető mennyiségű felhalmozódást. Ennek oka minden kétséget kizáróan, a Tivadarnál 985 cm-es vízállás mellett a tetőzés és a gátszakadás után mért mindössze  $634 \text{ g/m}^3$ -os hordalékhoz volt (66. ábraábra). A tarpai 2 x 120 m-es gátszakadáson keresztül mintegy 140 millió  $\text{m}^3$  víz ömlött ki (Balázs és Györke 2002) és azzal együtt jelentős mennyiségű hordak is távozott. A árvizet követően végzett vizsgálataim során a gátszakadások helyétől még 12 km-es távolságban is 15-25 mm vastag árvízi üledéket találtam egy paleomederdében (Vass 2007a, Vass 2007b). Emellett az árvíz magas hordalékhozamát bizonyítja a gátszakadás helyszínétől pár száz méterre lévő mintegy 15 cm vastag árvízi üledék (65. ábra). Meg kell jegyezni, hogy Borsy (1972) az 1970-es szamosi árvíz után a gátszakadály helyétől 2 km-re még 20-30 mm vastag felhalmozódást talált, de 3-3,5 km-re már csak 1-3 mm-t mért.



65. ábra. A tarpai gátszakadás helyszínétől pár száz méterre lévő mintegy 15 cm vastag árvízi üledék. (Dr. Lóki József felvétele 2001. április)



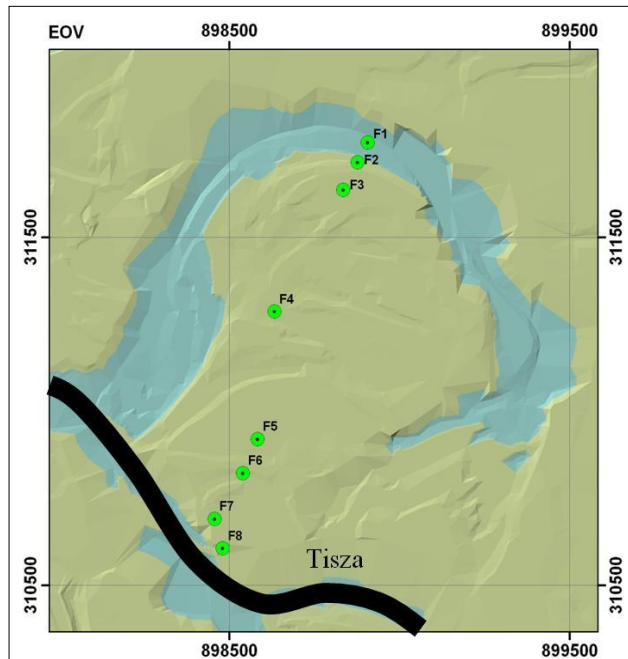
66. ábra. A tivadari hídszelvényben 1991 és 2013 között mért 228 db napi lebegtetett hordalékhozam adat és az aznapi vízállások.

### 6.2.1.3. A feltöltődés mennyisége mintaterületenként

Az eredmények bemutatását a legalsó szakaszon lévő mintaterülettel kezdem, mivel azon a területen végeztem a legrészletesebb vizsgálatokat és onnan haladok fölsőbb szakaszok felé.

#### 6.2.1.3.1. Foltos-kert

A Foltos-kert területén létesített nyolc fúrásból álló szelvény (F1-F8) a 100 éve lemetezett kanyarulat húrjára merőlegesen helyezkedik el (24-65. ábra). A holt-mederben mélyített F1-es fúrás 310-100 cm közötti 75-80 % homoktartalmú mederanyagára hirtelen váltással egészen a felszínig egy 65-83 % iszap- és agyag-frakciójú réteg települ (67. ábra). Az akkumulációban beálló hirtelen változás egyértelműen a 100 éve létesített mederátvágás következménye.



67. ábra. A Foltos-kert területén létesített fúrásponatok TIN modellen ábrázolva.

A holt-meder peremén létesített az F1-es ponttól 251 cm-rel magasabban fekvő F2-es fúrásnál a rétegváltás 90 cm-nél jelentkezik, az F1-es szelvényhez képest a fedőüledék alsó része kevesebb finom anyagot tartalmaz, de annak mértéke a felszínhez közeledve folyamatosan növekszik (68. ábra). A mintaterület legmagasabb részén a holt-meder menti jól fejlett folyóhátan létesített F3-as fúrásnál a rétegváltást 110 cm-

nél tapasztaltuk. Ebben az esetben a két szint mechanikai összetételében már nincs olyan markáns különbség, mint az előző szelvények esetében, ami feltehetően a több mint négy méteres magasságkülönbségből adódik (10. táblázat). A fúrásszelvények magassági helyzetétől függetlenül mindhárom összetelnél 290-310 cm között a homoktartalom 15-20 %-os csökkenése figyelhető meg (73. ábra). Az F1-es ponttól és a mai medertől egyaránt mintegy 600 méterre lévő F4-es fúráspontnál a 90 cm mélyen jelentkező rétegváltásnál már nem a durvább üledékekre települ a finomabb szemű, hanem fordítva (10. táblázat, 68. ábra). Erre a pontra tehát az átvágást követően az új vonalazású mederből a korábbinál homokosabb üledék érkezett. Emellett a fúrás üledékeinek hármass tagozódása figyelhető meg szemben az F1-3 fúrások kétfajta üledéktípusával (68. ábra). A 15-18 % homoktartalmú felső réteg alatt (90-0 cm) egy 150 cm vastag 3-10% homoktartalmú szint (240-90 cm) helyezkedik el, ami egyértelműen az átvágás előtt akkumulálódott. Az ez alatt fekvő durvább réteg (580-240 cm) mederhordaléknak tekinthető, ami a kanyarulat oldalirányú eltolódásakor, mint meder- és övzátany anyag rakódott le. Ennek akkumulációja a meder távolabb kerülésével szűnt meg.

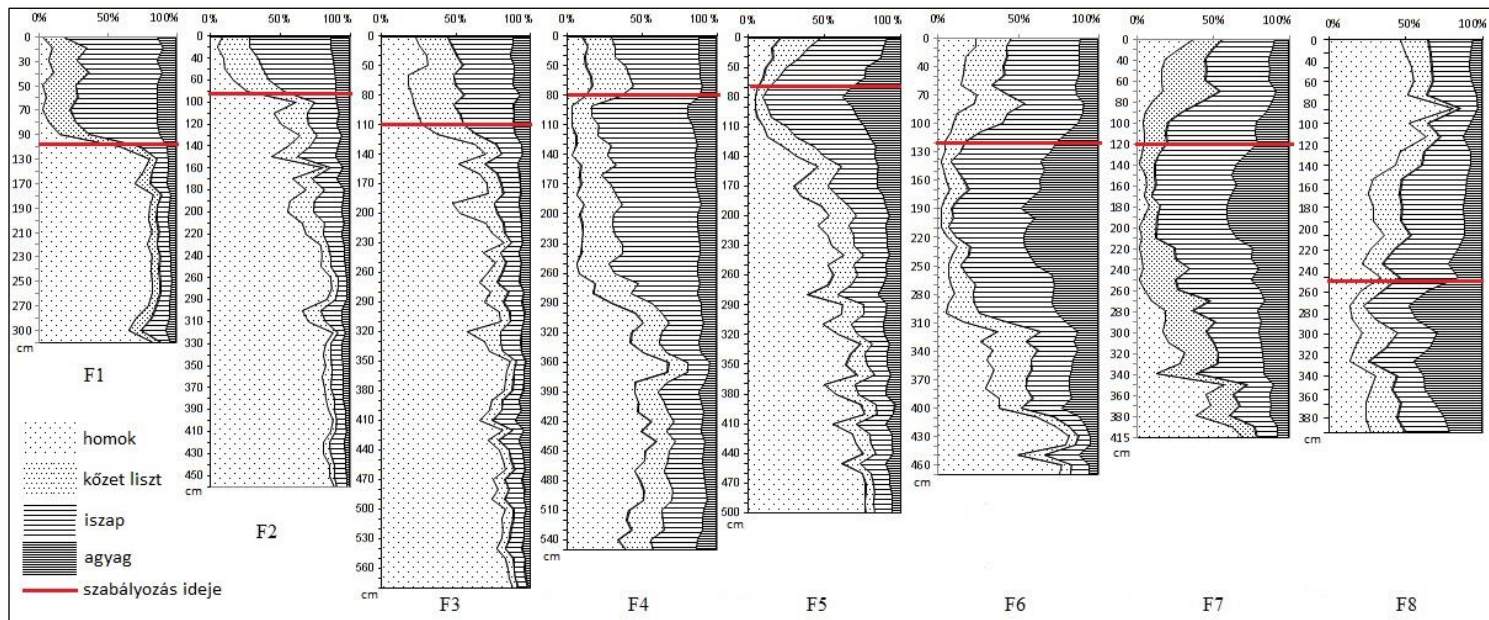
Az F5-ös szelvényénél is megfigyelhető a rétegek hármass tagozódása, valamint az átvágást követően települő mintegy 70 cm-es üledék durvább szemcseösszetétele (68. ábra).

Az ugyancsak hármass tagozódású F6-7-es szelvények rétegei a 194 cm-es szintkülönbségük ellenére igen nagy hasonlóságot mutatnak egymással. A rétegváltás egyaránt 120-120 cm-nél van, de a Tiszához közelebb lévő F7-es fúrásnál a homok aránya némileg nagyobb (41 %) és több középszemű szemcsét tartalmaz. A két fúrásszelvény középső iszapos rétege (340-120 cm), mind a felszíntől számított mélysége mind a szemcseösszetétele egymással teljesen azonosnak tekinthető (68. ábra).

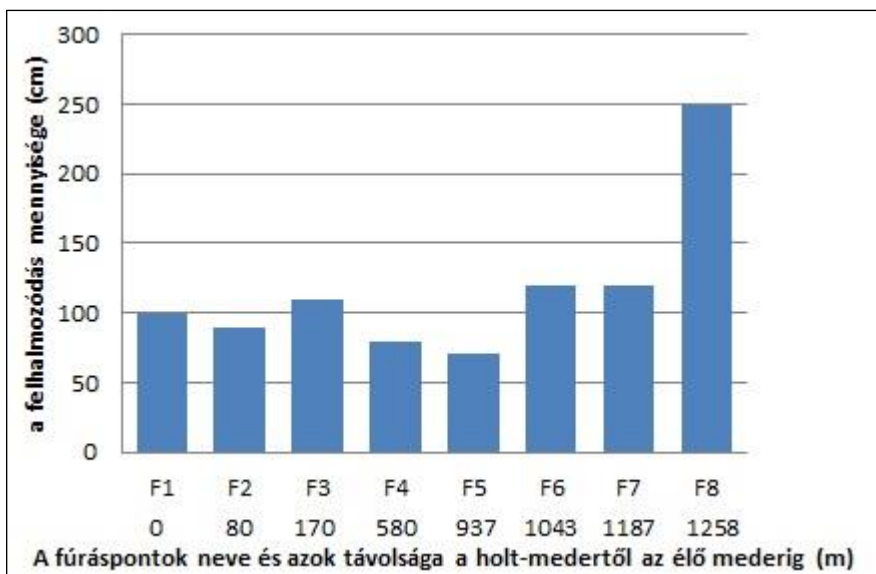
A Tisza partján mélyített F8-as szelvényben az átvágás után lerakódott iszapos homok a felszíntől 250 cm-ig tart. A rétegváltás alatt 250-360 cm között 60-75 % iszap- és agyagtartalmú réteg következik, majd ez alatt jelentősen megnő a homok aránya. A fedőréteg homoktartalma 250 cm-től egyenesen emelkedik és 120 cm-től a felszínig 50-55 % között mozog, ezt csak 80-90 cm között szakítja meg egy jóval magasabb homoktartalmú réteg.

A szabályozás óta eltelt időben a legnagyobb mértékű felhalmozódást (250 cm) az újonnan kialakított meder mentén mértük (69. ábra). Ettől távolodva az üledék mennyisége folyamatosan csökkent a hullámtéri öblözet középső részén már csak 70 cm volt az akkumuláció. Az élő medertől több mint 1 km-re lévő holt-meder menti fúrások esetében ismét növekvő mértékű akkumulációt mértünk 90, 100 és 110 cm-t (69. ábra).

Az akkumuláció mennyiségi értékeit egyértelműen a medertől mért távolság határozta meg elsődlegesen, de emellett jelentős hatással bírt a terület geomorfológiája, mert a holt-mederben, mint zárt negatív formában a feltöltést végző folyótól mért nagy távolság ellenére (1100 m) több mint 60 %-al nagyobb feltöltődést mértünk, mint a Tiszától mindössze 320 m-re fekvő ponton (69. ábra).

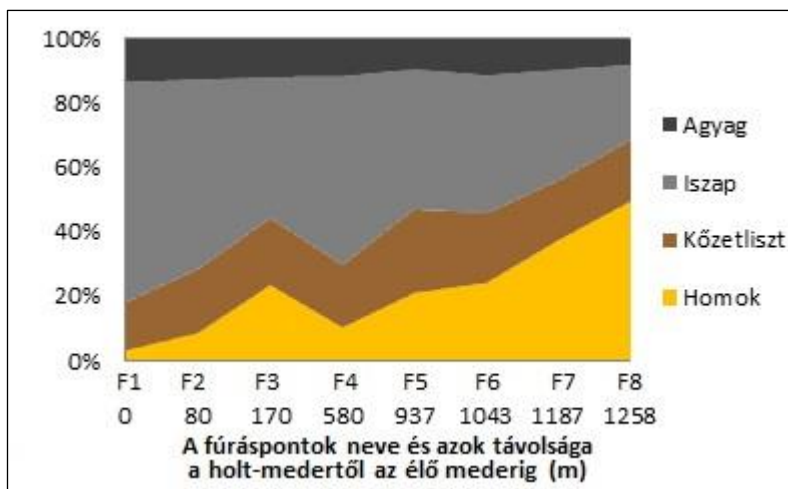


68. ábra. A foltos-kerti keresztmetselvény furásainak szemcseösszetétele súly %-ban. 1: homok, 2: kőzetliszt, 3: iszap, 4: agyag.



69. ábra. A mederátvágást követően felhalmozódott üledék mennyisége az egyes mintavételi pontokban.

A felső 20 cm-es réteg finomanyag tartalmában a szelvény mentén jelentős eltérés mutatkozott (70. ábra). A holt-mederben (F1) az iszap-agyag aránya 82 % volt, a holt-meder peremén (F2) 71,5 %, az F1-es fúrástól 436 cm-el magasabban fekvő övzátonyon (F3) már csak 55 % (70. ábra). Az elő mederhez már jóval közelebb (625 m) lévő, de egy sarlólaposban lévő F4-es pontnál az iszap-agyag arány ismét magasabb értéket mutat (70,2 %). Tovább közeledve a Tiszához a finomanyag aránya már erősen visszaesik, az F8-as pontnál már csak 35 %-al van jelen. A felső 20 cm üledékeinek szemcseösszetételében a Tiszától távolodva egyértelmű finomodás figyelhető meg, de a jelentősebb kiemelkedés esetében (F3) a homoktartalom aránya ismét magasabb, mert itt a finomabb szemű frakciók kiüledéséhez nem áll rendelkezésre elég idő a rövidebb ideig tartó vízborítás miatt.



70. ábra. A 20-0 cm-es réteg szemcseösszetétele súly %-ban.

Összegezve az eddig leírtakat az üledékek felhalmozódási sebessége a holt-mederben (F1) 1 cm/év, annak peremén (F2) 0,9 cm/év, míg a holtág melletti övzátönyon (F3) 1,1 cm/év. A F4 fűrástól egészen a Tisza partján létesített F8-ig az eddig tapasztalt üledékfelhalmozódási trend fordítottja érvényesül. A folyótól 625 méterre a hullámtér középső részén lévő F4-es pontnál a felhalmozódás éves üteme 0,8 cm/év. Az F5-ös pontnál 0,7 cm/év volt az értéke, majd a mederhez közeledve az F6-7 pontoknál egyaránt már 1,2 cm/év. A legnagyobb ütemű (2,5 cm/év) felhalmozódást az F8-as pontnál mértük, amely mindössze 5 méterre fekszik a folyóparttól. Az átmetszést követő első, 1929-31-es vízrajzi felérés és a 2000-es légifotó összevetése alapján a mederperem távolsága nem változott jelentősen a mintavételi ponthoz képest, valamint övzátónyszerű határozott felmagasodás sem tapasztalható. A 250 cm-es öszletben a szemcseösszetételi görbe fogazottsága jelzi a partközeli – elsősorban homokos – felhalmozódásnak az áradás pillanatnyi hordalékszállító képességétől függő változatos szemcseösszetételét.

A geoinformatikai eredményeink szerint a hullámtér átlagmagassága, – ami magába foglalja a keresztmetszvény mentén felvett fűrészpontokat is – az attól keletre lévő hasonló kiterjedésű mentett oldali területtől 20 cm-el nagyobb (11. táblázat). Ez az érték a szedimentológiai eredmények tudatában nem a hullámtér abszolút értelemben vett akkumulációját jelenti, de a módszer helyességét látszik igazolni, hogy azzal egyenlő előjelű. A jelentős eltérés a mély fekvésű és nagy kiterjedésű, hullámtéri sarlómedrek sorozatából fakadhat, amelyek következtében a hullámtér kiindulási – tehát a gátépítéseket megelőző – átlagmagassága eleve

alacsonyabb volt, mint a későbbi mentett oldalé. A fúráseredmények alapján éppen ezeken a mély fekvésű területeken volt az egyik legnagyobb mértékű feltöltődés.

#### 6.2.1.3.2. Boroszló-kert

A Boroszló-kertben az 1855-ben levágott kanyarulatnak (24. ábra) a Tiszától 650 m-re lévő, 106,20 m fenékszintű részén mélyített B1-es fúrásnál 130 cm mélyen határozott rétegváltás jelzi a kanyarulat elhalását, az alatt 270 cm-ig mederhomokot találtunk (71. ábra). Az üledék felső 130 centimétere 60-75 %-ban tartalmaz iszapot és agyagot. A felső 20 cm-es réteg a hasonló helyzetű (holt-medér) F1-es szelvény 0-20 cm-es szintjétől némileg durvább mechanikai összetételű ( $<0,02 \text{ mm}=73,6 \%$ ), ami folyótól mért kisebb távolság következménye lehet (10. táblázat).

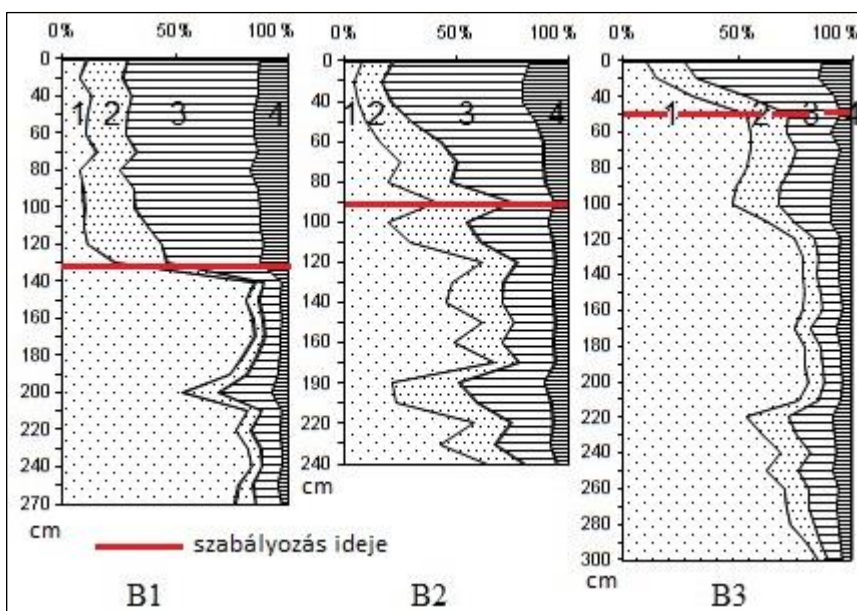
A Tiszától 1200 m-re, a holtág 107,9 m magas peremén lévő B2-es fúrás üledékeiben 90 cm mélyen figyelhető meg a rétegváltás, az e fölötti felhalmozódás iszap és agyagtartalma a felszínig folyamatosan növekszik, 80,2 %-os maximumát 20 cm-en éri el (71. ábra, 10. táblázat).

A B2-es fúrástól 100 m-el délre a holt-medér menti övzátony 109,15 m magas pontján létesített B3-as fúrásban 50 cm mélyen jelentkezik a rétegváltás (71. ábra). Ezen a területen tehát, a terepszint emelkedése mellett az üledékmennyiség csökkenése figyelhető meg. A szelvények felső 20 centiméterének szemcseösszetétele a folyótól távolodva finomodik, de a legmagasabban lévő B3-as fúrásnál, – ahogyan azt az F3-asnál is látható – valamennyivel durvábbá válik. A foltos-kerti F1-3 fúrásoknál 300 cm-nél látható hirtelen homokarány csökkenés a Boroszló-kerti szelvényekben is megfigyelhető 190-220 cm között (68-71. ábra). A szint egyértelműen a még elő folyó hordalékhozamában beálló hirtelen finomodás eredménye, amely több km-es szakaszon is éreztette hatását.

A geoinformatikai vizsgálatot a Boroszló-kert déli részén lévő, a vízrajzi felvételeken a Tartónak nevezett területeken, valamint az ezzel azonos kiterjedésű, és a Tiszától azonos távolságra elhelyezkedő a 2002-es gátáthelyezésig mentett oldali területtel hasonlítottuk össze. A mérések szerint a hullámtéri pontok átlagmagassága 60 cm-el nagyobb, mint a mentett oldalon lévőké (11. táblázat). A két terület folyótól mért azonos távolsága és a határozott negatív, illetve pozitív formáktól mentes felszíne alapján joggal, következtethetünk arra – a foltos-kerti eredménnyel ellentétben, – hogy ez a magasságkülönbség a gátépítés és a térkép felvételezése óta eltelt 115 év során alakult ki.

A legnagyobb mértékű és ütemű felhalmozódást (130 cm, 0,84 cm/év) Tiszához legközelebb lévő és egyben legalacsonyabban fekvő ponton, a

holt-medertől (B1) kiszáradt alján mértük. A meder folyótól jóval távolabb fekvő part menti zónájában (B2) 90 cm-es felhalmozódást mértünk, amelynek üteme 0,58 cm/év volt. A medret kísérő övzátanyon (B3) az 50 cm nagyságú 0,32 cm/év sebességgel akkumulálódó üledéket mértünk (táblázat, ábra). A kanyarulat átvágását jelző legmarkánsabb rétegváltást – a Foltos-kerthez hasonlóan – a holt-medertől mértünk. A geoinformatikai módszer szerint a hullámtér területe évente átlagosan 0,52 cm/év sebességgel töltődött.



71. ábra. A boroszló-kerti fúrásszelvények szemcseösszetétele súly %-ban. 1: homok, 2: kőzetliszt, 3: iszap, 4: agyag

10. táblázat. A Foltos-kertben és a Boroszló-kertben mért hullámtéri feltöltődés területi eloszlása.

mintavételi pont	feltöltődés mértéke (cm/év)	Bmf (m)	medertől mért legkisebb távolság (m)	0,02 mm alatti szemcsék aránya 0-20 cm között (súly %-ban)
F1	1	105,94	1130	81,8
F2	0,9	108,45	1071	71,5
F3	1,1	110,03	1010	55
F4	0,8	109,72	625	70,2
F5	0,7	109,48	330	53
F6	1,2	109,79	270	54,2

F7	1,2	107,85	135	43,9
F8	1,9	107,45	5	35
B1	0,84	106,20	650	73,6
B2	0,58	107,09	1210	80,2
B3	0,32	109,15	1110	72,6

### 6.2.1.3.3. Szilvás-szeg

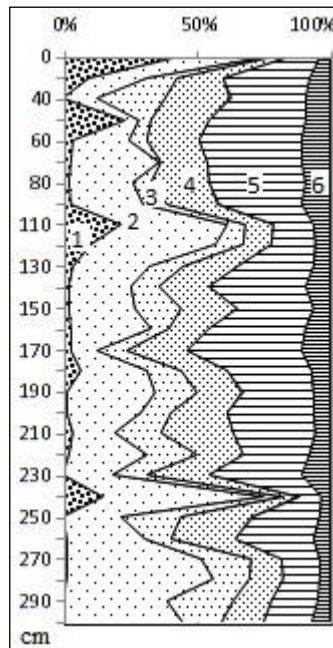
A Szilvás-szeg területén az 1863-ban levágott, mára teljesen kiszáradt holt-meder üledékeit vizsgáltuk meg (23. ábra). Az eddigi fúrásokkal ellentétben az összlet több szintje is jelentős mennyiségben (10-41 %) tartalmaz középszemű homokot (72. ábra). Amint az az erősen fogazott szemcse-összetételi diagramon is látszik, az üledékrétegek felhalmozódásában szabályszerűség nem figyelhető meg. A közép szemű homok nagy arányának, és az összlet vertikális változatosságának oka a Tisza és a holt-meder közötti felhagyott vezérárokban keresendő, amelyen keresztül zavartalan volt a hordalékmozgás (23. ábra). Az áradás felszálló ágában jelentős mennyiségű durva szemű anyagot szállíthat a folyó, ami a vezérárkon keresztül közvetlenül a holt-mederbe jutott (Bogárdi 1971, Csoma 1979, Kiss és Fejes 2000, Csépes et al. 2003). A felhalmozódás üteme a legóvatosabb becslések alapján is minimum 1 cm/év lehetett.

A geoinformatikai vizsgálat során, a hullámtéren az 1842-es és a mai meder közötti területet kihagytuk a mérésből, mert az, a kanyarulat 1842-1928 közötti 520 méteres eltolódása következtében egy áthalmozott felszín, aminek nagy része jóval a gátépítés után keletkezett.

Az EOTR térképekről származó magassági adatok alapján a hullámtér átlagmagassága 111,1 m a mentett oldalé pedig 109,5 m. A 110 éves vizsgálati időszak alatt ez elvileg 158 cm feltöltődést jelent, ami átlagosan 1,42 cm/év ütemnek felel meg.

A 2013-ban végzett, 157 éves időszakot felölelő GPS-es méréssel a több, mint 40 évvel tovább ható hullámtéri folyamatok ellenére az ugyanazon x, y koordinátájú pontok gátakon belüli átlagmagassága mindössze 141 centiméterrel volt nagyobb, mint a mentett oldali pontoké. Így az éves feltöltődés mértéke 0,9 cm. A hullámtér 17 cm-el kisebb magassági értéke nem származhat areális erózióból, mert az szinte kizárólag a part menti zónában figyelhető meg (Sándor és Kiss 2006). Sokkal valószínűbb, hogy a csupán optikai eszközökkel készített EOTR szelvények magassági értékei nem elég pontosak, főként a hullámtér nehezebben megközelíthető, a mérést több ponton is problémássá tevő részein. Ezt a felvetést támasztja alá a Budapesti Műszaki Egyetem Fotometriai és Térinformatika Tanszékének az *1:10000 méretarányú EOTR topográfiai térképek domborzati tartalmának ellenőrzése* c. tanulmánya, amelyben az

1 méteres alapszintközű szintvonalak átlagos szórásértékei a megengedett középhiba értékektől egyes esetekben 140 %-al is eltérhetnek (Detrekői et al. 2000). Abban az esetben, ha a GPS-es mérésnél a hullámtér gáttól mért 250 méteren belüli teljesen sík allúviumi részét vetjük össze a mentett oldallal 174 cm-es különbséget kapunk, nagyobbat, mint Tiszához közelebb fekvő területek bevonásával (11. táblázat). Ennek oka a belső részek kiterjedt területű sarlólaposaival magyarázható, amelyek jelentősen csökkentik a teljes terület átlagmagasságát.



72. ábra. A szilvás-szegi holt-meder szemcseösszetétele súly %-ban. 1: közép szemű homok, 2: apró szemű homok, 3: finom szemű homok, 4: kőzetliszt, 5: iszap, 6: agyag.

#### 6.2.1.3.4. Vágás-szeg

A Vágás-szeg területén csak geoinformatikai mérést végeztünk. Az élénk folyóvízi formáktól mentes allúviumi felszín megszakítás nélkül folytatódik a töltés túoldalán ezért a terület egészét bevonhattuk a vizsgálatba. A véletlenszerűen kiválasztott pontok átlagmagasságára a hullámtéren 112,1 m kaptunk a mentett ártéren, pedig 111,0 métert, ami 0,95 cm/év átlagos feltöltődést jelent (11. táblázat).

#### 6.2.1.4. Részösszegzés

A Beregi-sík hullámtéri területének hosszú távú feltöltődését négy hullámtéri öblözetben vizsgáltuk meg Tarpa és Jánd között. A mederáthelyezések következtében kialakuló üledékváltáson alapuló direkt szedimentológiai, valamint a hullámtéri és mentett oldali területek magasságkülönbségéből kiinduló közvetett geoinformatikai módszerekkel egyértelműen kimutatható a hullámtér feltöltődése (Vass et al 2009). Az EOTR szelvények adatbázisára épülő 110 éves időtartamot felölelő geoinformatikai vizsgálatok alapján a négy hullámtéri öblözetben a feltöltődés üteme 0,17-1,37 cm/év volt (11. táblázat). Az adatok alapján a feltöltődés mértéke a folyás irányba csökkenő tendenciát mutat. Erre a különbségre feltehetően magyarázatul szolgálhat a folyó esésének csökkenése, amivel párhuzamosan csökken a sebesség és ezzel a szállított hordalék mennyisége is. A Szilvás-szeg területén az EOTR térképes módszer mellett nagy pontosságú GPS műszerrel is meghatároztuk a gát két oldalának magassági viszonyait és a két érték igen nagy hasonlóságot mutatott. Abban az esetben, ha csak a gát két oldalának 250 méter széles sávjával számolunk, akkor itt az egész területhez képest 0,21 cm/évvel nagyobb feltöltődési ütemet kapunk. Ez az adat véleményem szerint közelebb állhat a feltöltődés valós értékéhez, mivel itt a hullámtér, mentes minden negatív formáktól, amelyek a belső területekre jellemzőek és torzítják a mérést. A Foltos-kertben mért csekély feltöltődés talán éppen a vizsgálat alá vont területen lévő nagyszámú sarlólaposnak tulajdonítható. A Közép-Tisza vidékén ugyancsak az EOTR térképekből generált digitális domborzatmodell alapján 0,5 cm/év feltöltődési ütemet mértek, de itt ki kell emelni, hogy a hullámtér az egykori medertől több km-es távolságban, egy teljesen sík felszínen került kialakításra (Gábris et al. 2002). Hasonló módszerrel a Maros torkolati szakaszánál is vizsgálták a hullámtér feltöltődését, melynek üteme 0,8-0,16 cm/év (Botlik 2005). Ezzel az eljárással a Sebes-Körös hullámterének utóbbi 50 évben mért akkumulációs ráta 1,25 cm/év volt (Túri 2013).

11. táblázat. Az egyes mintaterületek akkumulációja geoinformatikai módszerekkel mérve.

terület (vizsgálati időszak)	elhelyezkedés	Átlagmagasság (m)	feltöltődési sebesség (cm/év)
Vágás-szeg, EOTR (1856-1967)	gáton belül	112,1	0,95
	gáton kívül	111,0	
Szilvás-szeg, EOTR	gáton belül	111.10	

(1856-1967)	gáton kívül	109,52	1,37
Szilvás-szeg, GPS (1856-2013)	gáton belül	110,70	0,9
	gáton kívül	109,30	
Szilvás-szeg, GPS (1856-2013)	gáton belül 250 m-ig	111,12	1,11
	gáton belül 250 m-ig	109,38	
Boroszló-kert, EOTR (1856-1967)	gáton belül	109,9	0,52
	gáton kívül	109,3	
Foltos-kert, EOTR (1856-1967)	gáton belül	109,5	0,17
	gáton kívül	109,3	

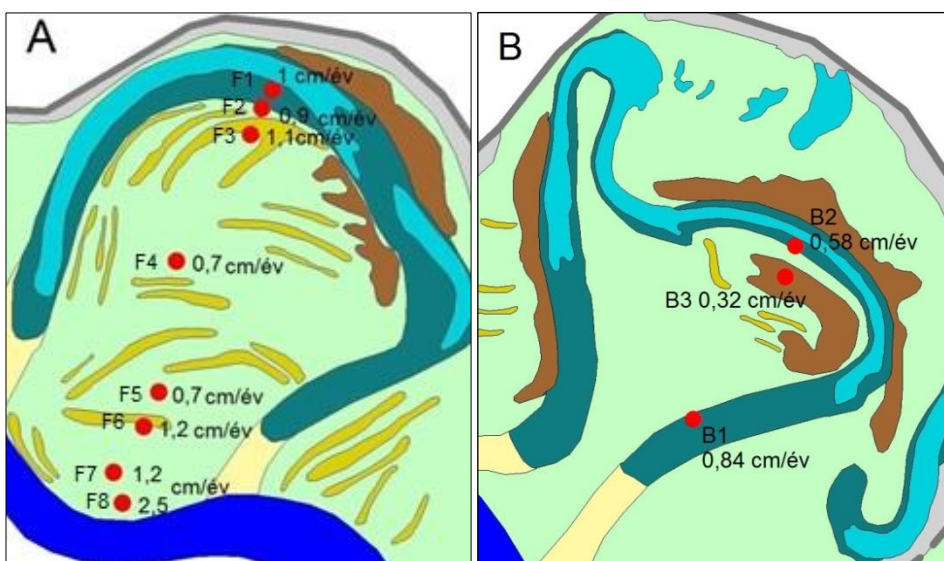
A boroszló- és foltos-kerti öblözetekben szedimentológiai módszerrel mért feltöltődés mennyiségi és szemcse-összetételbeli jellemzői a folyótól mért távolságtól és a geomorfológiától függően határozott különbségeket mutat (73/A, B. ábra). A legrészletesebben feltárt foltos-kerti területen a legnagyobb akkumulációt (250 cm; 2,5 cm/év) az élő meder mentén tapasztaltuk (73/A ábra). A hullámtér belső területei felé távolodva a felhalmozódás üteme 0,7 cm/éves értékre csökken. Majd a folyótól legtávolabb lévő holt-mederhez köthető mérési pontokon ismét jelentősebb akkumulációt tapasztaltunk (1-1,1 cm/év).

A Tiszától távolodva a magas homoktartalmú üledék mennyisége egyenesen csökkent, mechanikai összetétele finomodott. Az élő medertől 330 méterre és a legközelebbi holt-meder partszakasztól 310 méterre lévő F5 szelvénynél az F8-hoz képest már csak harmadannyi a feltöltődés és a szemcseösszetétele is jóval finomabb (69-70. ábra). Ez alól kivételt jelent az F3-as fúrás, amelynek felső üledéke a Tiszától való 1 km-es távolság ellenére is meglehetősen sok homokot tartalmaz. A jelenség oka egyértelműen az övzatonynak, mint határozott pozitív formának tulajdonítható, ahol a rövidebb elöntési idő miatt kevesebb finom anyag ülepedhet ki. Ennek a folyamatnak a fordítottja figyelhető meg a folyóhoz közelebb lévő F4-es szelvénynél. Habár itt az átvágást követően, durvább anyag akkumulálódott, de a mély fekvésből adódó tartós vízborítás miatt jelentős mennyiségű (70,2 %) iszap és agyag is lerakódott.

A szedimentológiai eredmények alapján a feltöltődés mértéke jóval nagyobb, mint azt a geoinformatikai eredmények mutatják. Ez alapján kijelenthető, hogy a hullámtér negatív formákkal túlzottan terhelt részeit nem célszerű bevonni a geoinformatikai mérésekbe, mert ezek gátépítés előtti átlagmagassága kisebb volt, mint a távolabbi területeké.

A szomszédos Boroszló-kert holt-medrében hasonló mennyiségű és felhalmozódási ütemű (130 cm; 0,84 cm/év) üledékekkel számolhattunk a mederátvágást követően (73/B). A valamivel magasabban fekvő

mederperemen (90 cm) 0,58 cm/év volt ez az érték, míg a folyóhátan mindössze (50 cm) 0,32 cm/év, tehát itt a magassággal egyenesen csökkent a felhalmozódás mértéke. A felszíni minták szemcseösszetétele a folyó menti zónában jelentős mennyiségű homok frakciót tartalmazott, aminek aránya a holt-mederben minimálisra csökkent. A Tiszától való jelentős távolság ellenére, a határozott pozitív formákon ismét durvább felhalmozódás volt tapasztalható mind a Foltos-kertben, mind a Boroszló-kertben, aminek oka a rövidebb ideig tartó vízborításban keresendő.



73.ábra. A foltos-kerti (A) és a boroszló-kerti (B) mintaterületen mért feltöltődési ütem a szabályozásokat követően.

Eredményeim nagy hasonlóságot mutatnak más szerzők által a Boroszló-kertben mért feltöltődési rátával. Nehézfém-marker rétegek kormeghatározásával Szabó Sz. és munkatársai az utóbbi 55 évre 0,8-1 cm/év feltöltődést mértek a Boroszló-kertben a Tiszától 50 méterre (Szabó et al. 2008, Szabó és Posta 2008). A területen <sup>137</sup>Cs-izotóp koncentrációjának mérésével két kihullási eseményt is azonosítottak. Ezek alapján 1965-1986 között 3,3 cm/év, míg 1985-2006 között 1,44 cm/év feltöltődéssel számoltak (Dezső et al. 2008). A 2000-es borsabányai nehézfém szennyezés utáni akkumulációt a Boroszló-kerti holt-meder Tiszához közeli szakaszán három éven keresztül vizsgálták a DE Szervetlen és Analitikai Tanszék kutatói. Eredményeik alapján egy év alatt 8 cm, három év alatt 15 cm üledék érkezett a szennyezés szintjére, de véleményük szerint a friss üledék tömörödésével ez az érték

megközelítheti a korábban  $^{137}\text{Cs}$ -izotóp segítségével 40 éves intervallumra számított 2,1 cm/év átlagos feltöltődéssel (Braun et al. 2003, Braun et al. 2008). Az általunk ebben a holt-mederben mért feltöltődés 154 év alatt 0,84 cm/év volt. A két érték közötti több, mint kétszeres különbség az eltérő időtartamból, valamint az üledék tömörödésből adódhat.

Méréseink során azt tapasztaltuk, hogy a felhalmozódás mennyiségi és fizikai (szemeloszlás) paramétereit alapvetően két dolog határozza meg (1) a folyótól mért távolság, (2) a felszínforma környezetéhez viszonyított magassági helyzete. A Foltos-kert esetében a medertől távolodva a felhalmozódás mennyisége fokozatosan csökkent és a szemcseösszetétele finomodott, viszont a medertől legtávolabb lévő, a környezetétől pár méterrel mélyebben fekvő holt-mederben a felhalmozódási ütem ismét emelkedő tendenciát mutatott. Annak ellenére, hogy az itteni minták tartalmazták a legtöbb iszapot, (tehát a folyótól mért távolsággal finomodtak). Ebből arra következtethetünk, a hullámtér területén a legnagyobb akkumulációra a part menti zónákban és a folyótól mért távolságtól függetlenül a zárt, határozott negatív formákban számíthatunk. Hasonló jelenségről több tanulmányban is beszámoltak a friss árvízi elöntések kapcsán (Borsy 1972, Oroszi 2009, Sándor 2011, Kiss et al. 2004). Míg a part menti zónákban több tíz cm-es homok felhalmozódást mértek addig a több száz méterre fekvő gátak lábához már csak hártyaszerű réteget képező agyag- és iszapfrakció jut el (Borsy 1974, Wyzga 1999, Kiss és Fejes 2000, Steiger et al. 2001, Kiss et al. 2002, Sándor és Kiss 2006, 2007, Oroszi 2009, Sándor 2011). Meg kell jegyezni, hogy a part menti területek gyors akkumulációját némileg ellensúlyozza az itt tapasztalt nagymértékű erózió (Kiss et al. 2002, Hupp et al. 2013). A vízállásadatok szerint a hullámtér részleges és teljes elöntésével járó árvizek száma napjainkig csökkenő tendenciát mutatott, amiből a hullámtéri feltöltődés ütemének csökkenésére lehet következtetni. Az 1991-2013 közötti időszak 228 db napi lebegtetett hordalékminta és a hozzájuk tartozó napi vízállásadatok szerint a magasabb árvizek akár háromszor annyi lebegtetett anyagot szállítanak, mint az alacsonyabbak.

## 6.2.2. Az akkumulációs folyamatok jellemzése a bodrogzugi nyílt ártér területén a 2008-2013 közötti időszakban

### 6.2.2.1. A vizsgálati időszak során levonult árhullámok kiértékelése

Az öt és fél éves (2008.06.15 - 2013.11.30) vizsgálati időszakunk során, a tokaji vízmércén (nullpont: 89,33 mBf) 18 alkalommal összesen 181 napon lépte át a vízállás az 550 cm-t (12. táblázat, 74. ábra), aminek következtében a Bodrogzug területének 94,83 m alatti része, azaz csaknem 80 %-a víz alá kerülhetett (Szabó et al. 2004). Az árvizek évenkénti száma 1-7 közé esik (12. táblázat). A 2008-as év esetében a táblázatban csak az üledékfogók kihelyezését követő árhullámok vannak feltüntetve, de szükségesnek tartom megemlíteni, hogy azt megelőzően a tavasz folyamán még három áradás vonult le.

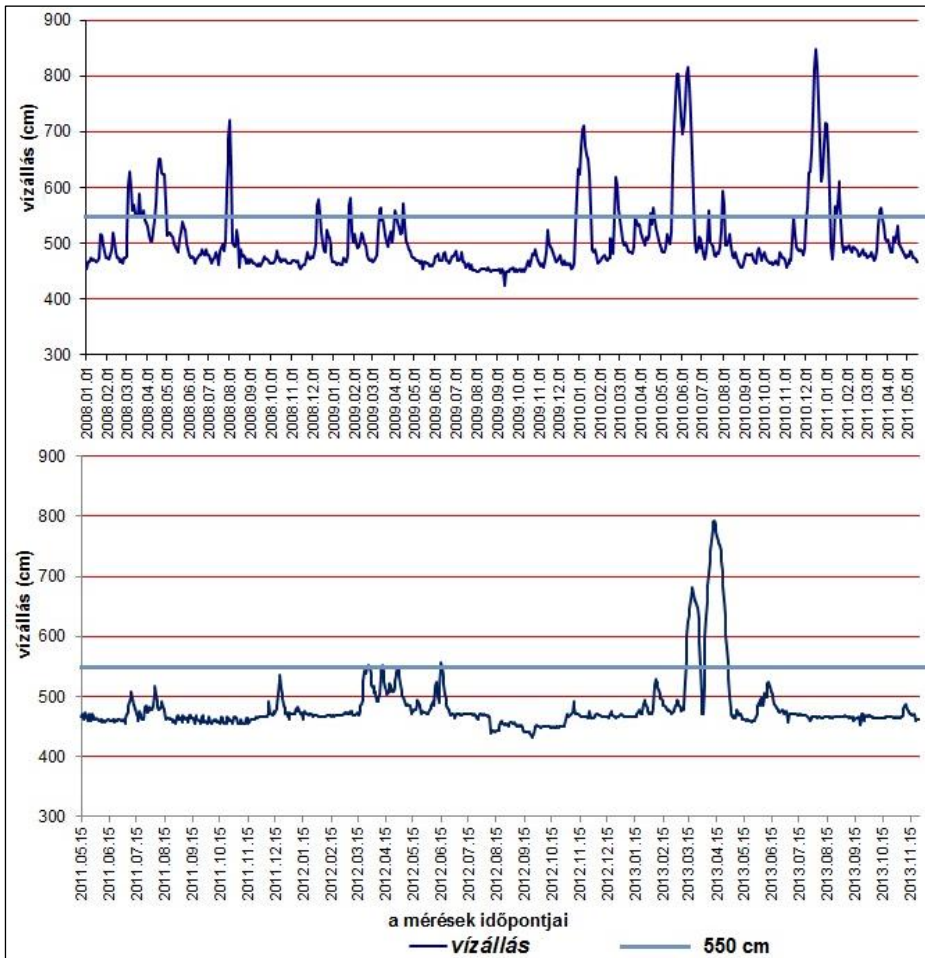
Az árvizek évszakos bontásában megfigyelhető, hogy a 18 árvízi eseményből 8 a hóolvadást követően a tavaszi hónapokban következett be, 5 esetben volt tavasz végi és nyári zöldár, valamint ugyancsak 5 esetben alakult ki árvíz ősz végén és a tél elején a mediterrán térségből érkező ciklonok hatására (13. táblázat). A 600 cm-t meghaladó 7 eseményből még 3 esett a tavaszi hónapokra, de az 5 db 700 cm fölöttiből már csak egy következett be ekkor. A 800 cm-es szintet meghaladó két áradás pedig nyáron és ősz végén vonult le (74. ábra, 13. táblázat). A vizsgálati időszak áradásainak évszakon belüli eloszlása és karaktere (vízszint és tartósság) teljesen egybe esett a szakirodalomban vázoltakkal (Andó 1979, 2002, Lászlóffy 1982). Különösen igaz ez a hóolvadásból származó árvizekre, amelyek ritkán érnek el rekordszinteket és inkább több kisebb vízállásmaximummal vonulnak le, amelyek tartóssága is elmarad a többi évszakban tapasztaltaktól. A zöldár esetében a gyakori magas vízállás oka az, hogy azt az elhúzódó tavaszi árvizek miatt telt meder fogadja, így a két árhullám összetorlódik (Andó 1979). Ez a jelenség volt megfigyelhető 2010 kora nyarán is (74. ábra).

12. táblázat. A Bodrogzugban 2008.06-2013.12-ig levonuló árhullámok éves bontásban.

Vízállás Év	550 cm felett		600 cm felett		700 cm felett		800 cm felett	
	alkalom	nap	alkalom	nap	alkalom	nap	alkalom	nap
2008	1	11	1	7	1	1	0	0
2009	5	39	1	17	1	3	0	0
2010	7	76	3	57	2	35	2	13
2011	2	12	0	0	0	0	0	0
2012	1	1	0	0	0	0	0	0
2013	2	43	2	37	1	16	0	0

13. táblázat. 2008.06-2013.12 között a Bodrogzugban levonuló árvizek évszakos bontásban.

Vízállás Évszak	550 cm felett (alkalom)	árhullámok átlagos hossza (nap)			
		550 cm felett	600 cm	700 cm	800 cm
tavaszi	8	6,7	3	1	-
nyári	5	7,4	2	2	1
ősz/téli	5	14,6	2	2	1



74. ábra. A tokaji vízmérce adatai 2008-2013 közötti időszakban.

#### 6.2.2.2. Az egyes begyűjtéseket megelőző árhullámok bemutatása

A begyűjtések korlátozott számából következően az egyes évszakok áradásainak üledékeit nem tudtuk egymástól elkülöníteni. Az akkumuláció és az árvizek közötti kapcsolat könnyebb áttekintése érdekében a begyűjtéseket megelőző árhullámok legfőbb jellemzői egy táblázatban kerültek összefoglalásra, úgymint: NV, a levonulás évszaka és a legmagasabban tetőző áradás által elvileg elöntött magassági szint (14. táblázat).

Az *első mintabegyűjtésre* 2008 októberében a 2008. július végén levonuló, 720 cm-el tetőző áradás után került sor (74. ábra). Az ekkor

még négy mintaterületre kihelyezett fogók egyikében sem volt mérhető akkumuláció, holott azok jóval az árvíz 96,53 m-es elöntési szintje alatt feküdtek (14. táblázat). Az árhullám a magas vízállás ellenére lassan áradt, a nyolc nap alatt mindössze 213 cm-t emelkedett (82. ábra).

A *második* 2009. májusi ellenőrzést megelőzően 2008 decembere és 2009 áprilisa között az 550 cm-es szintet mindössze 8-37 cm-el maghaladó árvizek vonultak le, kettő télen három pedig a tavasszal (74. ábra, 14. táblázat). Az alacsony vízállás ellenére a 2008. decemberi és a 2009. januári áradások során a vízszint egy nap alatt 70 és- 89 cm-t emelkedett, amely az adatbázisunkban kiugró értékeknek számítanak (82. ábra).

A *harmadik* mintagyűjtésre 2010 októberében került sor, amit 2009 decembere és 2010 júliusa között hat árvízi esemény előzött meg (74. ábra, 14. táblázat). A 2009-2010 fordulóján levonuló, 712 cm-el tetőző áradás 12 nap alatt mindössze 195 cm-t emelkedett. A 2010-es két tavaszi árvíz viszonylag kis magassággal (618 cm, 563 cm) tetőzött (74. ábra, 14. táblázat). Sokkal nagyobb jelentősége van a 2010.05.15-06.18. közötti árvíznek, amely a kezdeti szakaszában tíz nap alatt 302 cm-t emelkedett (74. ábra). Az ezt követő további két nyári áradás egyike sem lépte át a 600 cm-t.

A 2011. áprilisi *negyedik* ellenőrzésig három áradás vonult le, amelyek közül a 2010-2011 fordulóján a vizsgálati időszak legmagasabb vízállását elérő áradás (NV 847 cm) 19 nap alatt 367 cm-t emelkedett. Ezt követően 2011. januárjában egy kisebb 612 cm-el tetőző áradás következett, majd márciusban egy még alacsonyabb (564 cm).

A 2013 novemberében végzett *ötödik* ellenőrzésünkig 2011 áprilisától egészen 2013.03.12-ig a vízállás nem lépte át az 550 cm-t, akkor is csak egy napra 2012.06.15-én és mindössze 7 cm-el, ezért ennek az események akkumulációs szempontból elhanyagolható szerepe volt. A két begyűjtés között eltelt mintegy két és fél éves időszak első áradása 2013. március közepén a vízgyűjtő magasabb részein történő hóolvadás következtében egy lassan emelkedő (9 nap alatt 194 cm) árvízként vonult le (74. ábra). A vízállás mindössze öt napon keresztül volt 550 cm alatt, mert a rendkívüli márciusi havazást követően április elején egy a korábnál is magasabban tetőző (NV 792 cm) áradást produkált (74. ábra). A vízszint 5 nap alatt 184 cm-t emelkedett, ebből az első napon 80 cm-t.

14. táblázat. A vizsgálati időszak alatt levonuló bodroghuzi árvizek begyűjtések szerinti csoportosítása. (t): tavaszi, (ny): nyári, (ő/t): ősz végi, téli áradás.

begyűjtések időpontja	a begyűjtést megelőző árhullámok száma	Az árhullámok NV-je időrendben (cm) és évszak szerint jelölve	legmagasabb elvi előtérés szintje (mBf)
1. 2008.10.	1	720 (t)	96,53
2. 2009.05.	5	580, 581 (ő/t), 563, 558, 587 (t)	95,20
3. 2010.10.	6	712 (ő/t), 618, 563 (t), 816, 558, 593 (ny)	97,49
4. 2011.04.	3	847, 612 (ő/t), 564 (t)	97,80
5. 2013.11.	3	557 (ny), 682, 792 (t)	97,25

### 6.2.2.3. A minták mennyiségi jellemzői

#### *Horgony terület*

A Bodroghoz legközelebb fekvő az 550 cm-es vízállás által már teljes egészében elborított Horgony területen a 2009 májusában a sarlólaposban 10 cm és 40 cm magasan lévő fogókban 0,67 mm és 0,73 mm vastag anyag halmozódott fel, tehát a felső csapdában némileg több, ami kissé meglepő eredmények (15. táblázat). Ez feltehetően az árhullám gyors emelkedésének, valamint a Bodroghoz mért kis távolságnak tulajdonítható, ahol vízoszlop felső rétegeiben is jelentős hordaléktöménységgel számolhatunk. Az övzátony alsó fogójában felhalmozódott anyag mennyisége kétszer akkora volt (0,29 mm), mint a felső fogóéban (0,14 mm). A két forma között pedig 2-4-szeres különbség mutatkozik a sarlólapos javára (15. táblázat).

A harmadik ellenőrzéskor az övzátonyon fogópárjának két szintje között az első begyűjtésnél tapasztalt különbséget mértük, de a mennyiség egy teljes nagyságrenddel volt nagyobb (2,48 mm és 1,44 mm). Ebben jelentős szerepe lehetett a 10 nap alatt 302 cm-t emelkedő 2010. nyár eleji áradásnak (NV 816 cm), amely a hidrológiai feltételek tükrében nagy hordalékhozammal bírhatott (74. ábra, 15. táblázat). Sajnos a sarlólapos üledékfogóiból rongálás következtében nem tudtunk mintát nyerni.

A negyedik mintagyűjtés során a sarlólaposban lévő csapdák ismét megsérültek, ezúttal a jég hatására, így csak az övzátony fogóiból nyertünk anyagot. Annak ellenére, hogy ekkor vonult le a vizsgálati időszak legmagasabban tetőző áradása a feltöltődés nagyságrendileg csak 0,3 mm körül alakult mindkét fogóban (74. ábra, 15. táblázat). A kisebb akkumuláció minden bizonnyal a lassú tetőzés következménye, aminek során az árhullámnak kisebb volt a hordalékhozama.

Az ötödik ellenőrzéskor mindkét fogópárt sértetlen állapotban találtuk. A legtöbb üledék a sarlólapos alsó fogójában volt 382 g  $\approx$  3,13 mm, míg a felső ennek negyede (75. ábra, 15. táblázat). Az övzátony alsó fogójában már csak 0,37 mm volt a felhalmozódás, azaz nyolcada a sarlólapos hasonló szintjében mértnek.



75. ábra. A Horgony mintaterület sarlólaposában elhelyezett üledécsapda alsó szintjében felhalmozódott növénytörmelékkal átszótt üledék az 5. begyűjtés során.

### *Felső-legelő*

A Felső-legelő egyik 550 cm-es vízszint által már elöntött egyik sarlólaposába kihelyezett üledékfogó párban mérhető mennyiségű akkumulációt csak a harmadik, negyedik és az ötödik begyűjtés alkalmával tapasztaltunk mindkét magassági szintben. A legtöbb anyagot a harmadik ellenőrzéskor találtuk 10 cm-en 0,14 mm; 40 cm-en 0,1 mm. A negyedik alkalommal 10 cm-en 0,13 mm-t; 40 cm-en 0,05 mm; a legkevesebb anyagot az ötödik begyűjtéskor mértük 0,07 mm-t 10 cm-en és 0,05 mm-t 40 cm-en (15. táblázat). A felső fogók esetében rendre kevesebb volt az üledék a negyedik és az ötödik alkalommal mindössze 0,05 mm (15. táblázat).

### *Holt-Bodrog*

Az első begyűjtés során csak a növények levelein találtunk hártavékony felhalmozódást, de annak mennyiségét nem lehetett meghatározni (76. ábra). Mérhető mennyiségű üledéket csak az utolsó három ellenőrzéskor találtunk. A legnagyobb mennyiséget ezen a területen is a harmadik begyűjtéskor mértük a sarlólapos (0,57 mm) és az övzátony (0,34 mm) alsó fogóiban. A felső fogókban ezeknek az értékeknek a harmada

akkumulálódott (SL: 0,19 mm; ÖZ: 0,11 mm). A negyedik és ötödik alkalmat megelőzően jégkár következtében az alsó fogók megsemmisültek, így csak a felsőkben volt minimális 0,02-0,07 mm között felhalmozódás (15. táblázat).



76. ábra. A vissi Holt-Bodrognál a sás levelén megfigyelhető lerakódás.

#### *Fekete-tó*

Mérhető üledékmennyiséget ezen a területen is először csak a harmadik begyűjtés alkalmával találtunk, de csak az övzátony fogópárjában, mert a sarlólaposban lévő eszköz a jégkár miatt tönkre ment. Az alsó fogóban 0,33 mm-t mértünk, míg a felsőben csak az ötödét (0,07 mm). Negyedik ellenőrzés során a sarlólapos fogójának alsó szintjében 0,04 mm-es felhalmozódás volt, míg a felsőben ennek a fele (0,02 mm, 15. táblázat). Az övzátony alsó fogója a már említett jégkár következtében megromgálódott (37. ábra), a felső szintben pedig mindössze 0,02 mm anyagot mértünk. Az ötödik begyűjtéskor a sarlólapos alsó fogójában mért 0,02 mm-es felhalmozódásán kívül nem történt akkumuláció.

#### *Kerek-tó*

Az ártéri lapály szélén elhelyezett üledékcsapda alsó (0,33 mm) és felső (0,22 mm) fogójában közel azonos mennyiségű üledéket mértünk az harmadik begyűjtés alkalmával. A többi területhez hasonlóan a negyedik ellenőrzéskor a korábbi mennyiség 1/8-a (10 cm-en 0,04 mm; 40 cm-en 0,03 mm) rakódott le (15. táblázat). Az utolsó begyűjtéskor csak az alsó csapda volt ép, amiben 0,24 mm üledék volt. A akkumuláció mértéke ezen a területen meglehetősen nagy szélsőségeket mutatott.

### *Nagy-Tökös-tó*

A Bodrogtól 1,5 km-re fekvő ártéri lapos peremére és az azt övező magasabb területre kihelyezett két fogópár esetében csak a negyedik ellenőrzés alkalmával 0,07-0,1 mm közötti felhalmozódást mértünk (15. táblázat). Sajnos a mélyebben lévő fogók alsó szintje tönkre ment.

Összegezve a fent leírtakat a vizsgálati időszak alatt az eszközök „működése”a kihelyezésüket követően négy területen volt zavartalan. Ez a Felső-legelőn és a Kerek-tónál 18 áradást jelent 5,5 év alatt, míg a Nagy-Tökös és a Horgonynál 17 árvizet öt év alatt. Az adott terület összes akkumulációját és az egy évre számított felhalmozódást a talajszintnek megfelelő alsó, 10 cm-en fogók eredményei alapján számoltuk ki (16. táblázat, 77. ábra).

A legnagyobb 3,8 mm felhalmozódást a Horgony terület sarlómedrében mértük, ami mindössze 8 árhullám eredménye (16. táblázat, 77. ábra). A 3. és 4. begyűjtés előtt meghibásodott fogók feltételezhető anyagmennyiségét is hozzáadva - az övzátonyon mért mennyiség duplázásával összesen 10 mm-es felhalmozódást kapunk. Az 5. begyűjtéskor mért több mint nyolcszoros különbséget figyelembe véve ez az érték 27,5 mm lenne. Ez alapján a feltételezett évi átlagos feltöltődés a sarlólaposban 2-5,5 mm. Az övzátony területén ez mindössze 0,69 mm/év (16. táblázat, 77. ábra).

A Kerek-tó területének felhalmozódása ennek már csak a töredéke 0,11 mm/év volt, míg a folyótól legnagyobb távolságra lévő Nagy-Tökös-tó mélyebb részén 0,01 mm/év, a magasabb peremi területén pedig 0,02 mm/év. A Felső-legelő Bodrogtól mért mintegy 400 m-re lévő pontján 0,06 mm/év volt az akkumuláció (16. táblázat, 77. ábra). A visszi Holt-Bodrognál 12 áradás során nagyságrendileg fél mm anyag gyűlt össze. A Bodrogtól legmesszebb lévő fekete-tavi csapdáinkba ennél is jóval kevesebb üledék került. A Nagy-Tökös-tó kivételével a legnagyobb mennyiségű üledék egyértelműen a harmadik mintabegyűjtést megelőző hat áradás alkalmával gyűlt össze.

A feltöltődés területi különbségeit egyértelműen a Bodrogtól mért távolság határozza meg. A folyó közelében lévő és a távolabbi területek akkumulációjában legalább tízszeres eltérést tapasztaltunk. Feltehetően a belső részek feltöltődése az oda érkező csekély hordalékmennyiség miatt napjainkban gyakorlatilag szünetel.

Egy-egy területen az árhullám-csoportok akkumulációs mértéke elsősorban nem az árvizek magasságával, illetve számával, hanem azok hevességével mutatott szoros kapcsolatot, mely alapvetően határozta meg szállított hordalék mennyiségét.

Az egyes alkalmak során az alsó és felső fogókban mért felhalmozódás mennyisége egy kivételtől eltekintve (Horgony 2. begyűjtés) az alsókban volt nagyobb. A különbség mértéke akár nyolcszoros különbséget is mutatott. Ez egyértelműen az árvizek hordaléktöménységének vertikális különbségére lehet bizonyíték, de hozzájárulhatott a felső fogók rövidebb ideig tartó vízborítása is. Heves áradások esetében azonban előfordulhat, hogy a partközeli zónában, – mint amilyen a Horgony is – a vízoszlop teljes magasságában szinte azonos a lebegtetett hordalék töménysége (Bathurst et al. 2002).

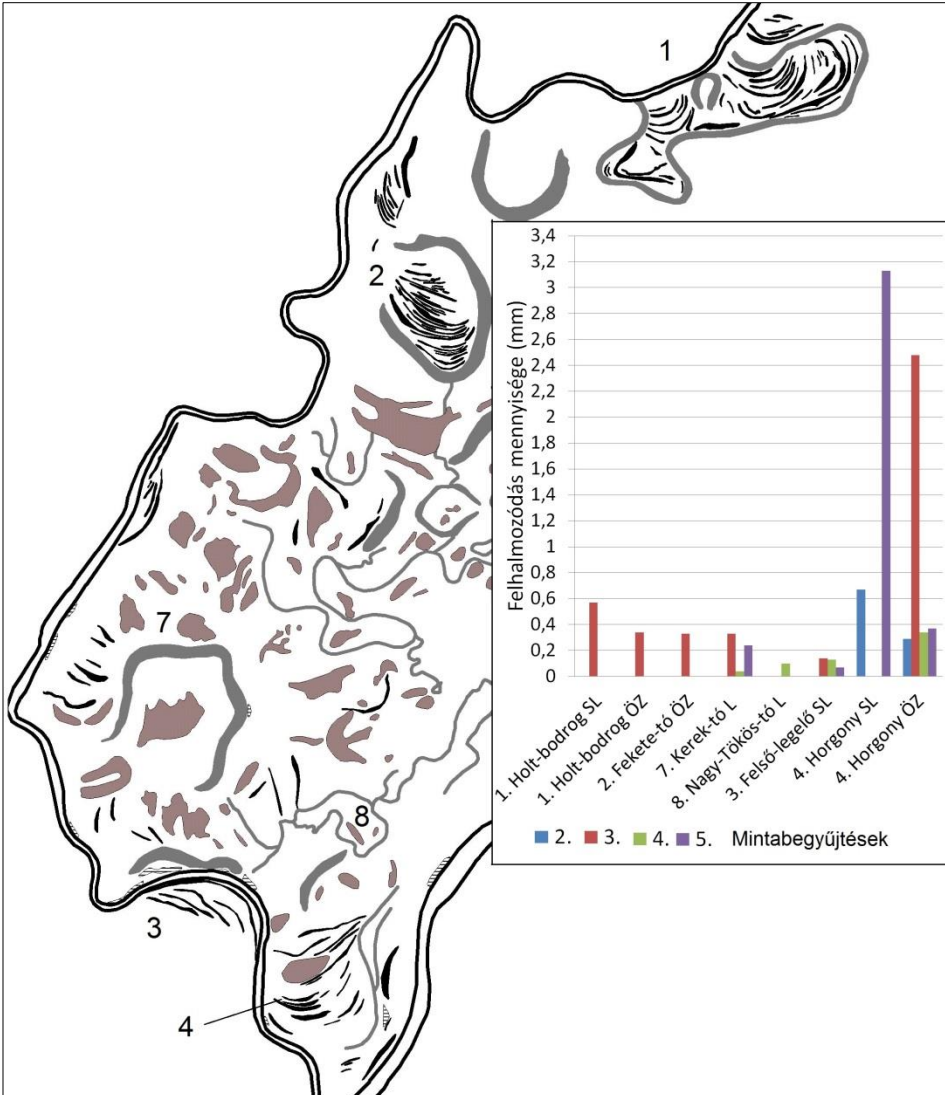
A sarlólaposok akkumulációja minden területen felülmúlta az övzátonyokét, ami magyarázatot szolgáltat a fedőrétegeiknek vastagabb kifejlődésére is. Ez alapján választ kaptunk a célkitűzésben a formák fejlődési irányát – esetleges nivellálódását, vagy a szintkülönbségek tartós átöröklődését – illető kérdésre is. Eredményeink tükrében kijelenthető, hogy a sarlómedrekbe érkező üledéktöbblet következtében a két forma jelenleg meglévő szintkülönbsége fokozatosan kiegyenlítődik, de ennek időtartama széles keretek között mozoghat attól függően, hogy a terület milyen távolságra fekszik a feltöltést végző folyótól. Emellett arra is fel kell hívni a figyelmet, hogy míg a jellegzetes formák eltűnésével a folyó menti területeken tájszintű változások következhetnek be, addig a belső területek formakincse a minimális akkumuláció következtében alig változik.

15. táblázat. Üledékfogók adatai a Bodrogzugban. \*: még nem történt meg az üledékcsapda kihelyezése, X: az eszköz tönkre ment, – nem történt felhalmozódás, ÖZ: övzátony, SL: sarlólapos, L: ártéri lapály

Minta- vételi pont	magas- ság (cm)	morfo- lógia	begyűjtés ideje				
			1. 2008. 10.	2. 2009. 05.	3. 2010. 10.	4. 2011. 04.	5. 2013. 11.
Felső- legelő	10	SL	–	–	16,1 g <b>0,14 mm</b>	15,8 g <b>0,13 mm</b>	8,0 g <b>0,07 mm</b>
Felső- legelő	40	SL	–	–	11,3g <b>0,10 mm</b>	6,3 g <b>0,05 mm</b>	6,5 g <b>0,05 mm</b>
Kerek-tó,	10	L	–	–	38,8 g <b>0,33 mm</b>	5,3 g <b>0,04 mm</b>	32,2 g <b>0,24 mm</b>
Kerek tó,	40	L	–	–	26,8 g <b>0,22 mm</b>	3,78 g <b>0,03</b>	X

						mm	
Viss, Holt-Bodrog	10	SL	–	–	68,4 g <b>0,57 mm</b>	X	X
Viss, Holt-Bodrog	40	SL	–	–	22,5 g <b>0,19 mm</b>	8,3 g <b>0,07 mm</b>	5,63 g <b>0,05 mm</b>
Viss, Holt-Bodrog	10	ÖZ	–	–	40,9 g <b>0,34 mm</b>	X	X
Viss, Holt-Bodrog	40	ÖZ	–	–	13,8 g <b>0,11 mm</b>	3,5 g <b>0,03 mm</b>	2,9 g <b>0,02 mm</b>
Horgony	10	SL	*	80,7g <b>0,67 mm</b>	X	X	382,0 g <b>3,13 mm</b>
Horgony	40	SL	*	87,5g <b>0,73 mm</b>	X	X	93,7 g <b>0,77 mm</b>
Horgony	10	ÖZ	*	34,9 g <b>0,29 mm</b>	296,4 g <b>2,48 mm</b>	40,84 g <b>0,34 mm</b>	45,4 g <b>0,37 mm</b>
Horgony	40	ÖZ	*	17,0 g <b>0,14 mm</b>	172,8 g <b>1,44 mm</b>	39,0 g <b>0,32 mm</b>	36,4 g <b>0,3 mm</b>
Fekete-tó	10	SL	–	–	X	5,12 g <b>0,04</b>	2,44 g <b>0,02 mm</b>
Fekete-tó	40	SL	–	–	X	3,02 g <b>0,02</b>	–
Fekete-tó	10	ÖZ	–	–	39,3 g <b>0,33 mm</b>	X	–
Fekete-tó	40	ÖZ	–	–	7,8 g <b>0,07 mm</b>	2,78 g <b>0,02 mm</b>	–
Nagy-Tökös-tó, mély	10	L	*	–	–	X	–
Nagy-Tökös-tó, mély	40	L	*	–	–	8,7 g <b>0,07 mm</b>	–
Nagy-Tökös-tó, magas	10	L	*	–	–	11,6 g <b>0,10 mm</b>	–

Nagy-Tökös-tó, magas	40	L	*	–	–	8,9 g <b>0,07 mm</b>	–
----------------------	----	---	---	---	---	-------------------------	---



77. ábra. Az egyes területeken mért legnagyobb felhalmozódás. ÖZ: övzátony, SL: sarlólapos, L: artéri lapály.

16. táblázat. Az alsó (10 cm) csapdákból lerakódott üledékek mennyisége. ÖZ: övzátony, SL: sarlólapos, L: ártéri lapály

mintavételi pont	magasság (cm)	morfológia	a Bodrogtól mért legkisebb távolság (m)	áradások száma (max: 18)	mért felhalmozódás (mm)	felhalmozódás mm/év
<b>1. Holt-Bodrog</b>	10	SL	1200	12	<b>0,57</b>	-
<b>1. Holt-Bodrog</b>	10	ÖZ	1200	12	<b>0,34</b>	-
<b>2. Fekete-tó</b>	10	ÖZ	1420	15	<b>0,33</b>	
<b>3. Felső-legelő</b>	10	SL	520	18	<b>0,32</b>	<b>0,06</b>
<b>4. Horgony</b>	10	SL	240	8	<b>3,80</b> 18 áradás esetére becsült érték ( <b>10-27,5</b> )	<b>2-5,5</b>
<b>4. Horgony</b>	10	ÖZ	240	17	<b>3,48</b>	<b>0,69</b>
<b>7. Kerek-tó</b>	10	L	1320	18	<b>0,61</b>	<b>0,11</b>
<b>8. Nagy-Tökös-tó, magas</b>	10	L	1400	17	<b>0,10</b>	<b>0,02</b>

#### 6.2.2.4. A minták szemcseösszetételbeli jellemzői

Az üledékek mennyisége mellett meghatároztuk azok szemcseösszetételét is, abban az esetben, ha annak tömege elérte a vizsgálathoz szükséges minimum 5 grammot. Sajnos a harmadik begyűjtés mintáinak jelentős része a szerves anyag eltávolítása után alkalmatlanná vált a vizsgálatra. Mivel a hordalék több árvíz (3-6) során gyűlt össze – mondhatni kevert minták, – ezért azokkal nem tudjuk meghatározni az egyes áradások hordalék összetételét, de az akkumuláció minőségi értékeinek szélsőségeiről és trendjéről mégis nyújtanak új információt. Meg kell azt is említeni, ha lehetséges lett volna minden árvíz után az azonnali mintagyűjtés, nagy valószínűséggel azok mennyisége több esetben is elégtelennek bizonyult volna a szemcseösszetétel meghatározásához. A minták szemcseösszetételének bemutatásánál a különböző területek alsó fogóinak adatait vettem össze, majd azokat a 20-0 cm közötti felszíni

mintákkal. Végezetül, pedig a 10- és 40 cm csapdák mintáinak üledékeit hasonlítom össze egymással.

A legtöbb (4 db) mintát – ahogyan már említettem – a Horgony terület övzátonyáról tudtuk begyűjteni és ebből 3-nak sikerült meghatározni a szemcsösszetételét. A legdurvább szemű agyagot a 2. ellenőrzéskor találtuk, amely öt kisebb, de gyorsan emelkedő (1 nap alatt 89 cm) árvíz alkalmával halmozódott fel (74-78. ábra 15. táblázat). A 4. begyűjtés során vett minta már jóval finomabb szemű volt, az agyagtartalma meghaladta a 37 %-ot, szemben a 2. begyűjtés mintájának 18,8 %-os agyag arányával. A 2013 tavaszi (5. begyűjtés) ugyancsak gyors vízszintemelkedéssel és magas vízállással járó árvíz üledéke több mint 90 %-ban iszapot és agyagot tartalmazott, ebből az agyag 42 % volt (74-78. ábra). Habár ekkor mértük a legnagyobb üledékmennyiséget, mégis az látható, hogy a nagymértékű felhalmozódásnak nem feltétlenül következménye a durvább szemcsösszetétel (74-78. ábra, 15. táblázat). A sarlólapos 2. és 5. begyűjtésből származó minták szemcső-összetétele némileg durvább volt, mint az övzátonyon vett mintáknak. A Bodrogtól mintegy 100-110 méterre egy az övzátonyok irányába benyúló fok partján 5 mm-es friss lerakódást találtunk, amely messze a legnagyobb homoktartalommal rendelkezett (78. ábra). Ez köztudottan a folyótól mért kis távolságával magyarázható (Borsy 1972, Kiss et al 2002, Vass 2007a, Oroszi 2009, Sársor 2011, Hupp et al. 2013). A Kerek-tó területéről a 3.-4.-5. begyűjtések során találtunk árvízi mintákat. Ezek közül a 3. begyűjtés mintái bizonyultak a legagyagosabbnak (61,2 %). A mintavételt megelőző időszak 6 áradásából 5-re kis emelkedési ütem volt jellemző, amely döntően befolyásolhatta a finom frakciók magas arányát (74-78. ábra). A 4. és 5. intavétel üledékei némileg durvább összetételűek voltak az agyag aránya 49,4 % és 43,4 % között volt. A Felső-legelő sarlólaposában a 4. és 5. begyűjtésből származó minták szemcső-összetétele szinte teljesen azonos a Kerek-tó 4.-5. begyűjtésének mintáival (78. ábra). Ez minden bizonnyal a két terület között viszonylag kis távolsággal magyarázható, habár a Kerek-tó távolsága a Borogtól majdnem háromszorosa, mint a Kerek-tóé. Ekkora a távolság esetében már nem a medertől mért távolság a meghatározó, hanem a morfológia és a növényzet (Sándor és Kiss 2006, Sándor 2011). A Fekete-tó területén egyedül a 3. begyűjtéskor találtunk elegendő mintát, mely 50 %-os agyagtartalommal rendelkezett (78. ábra).

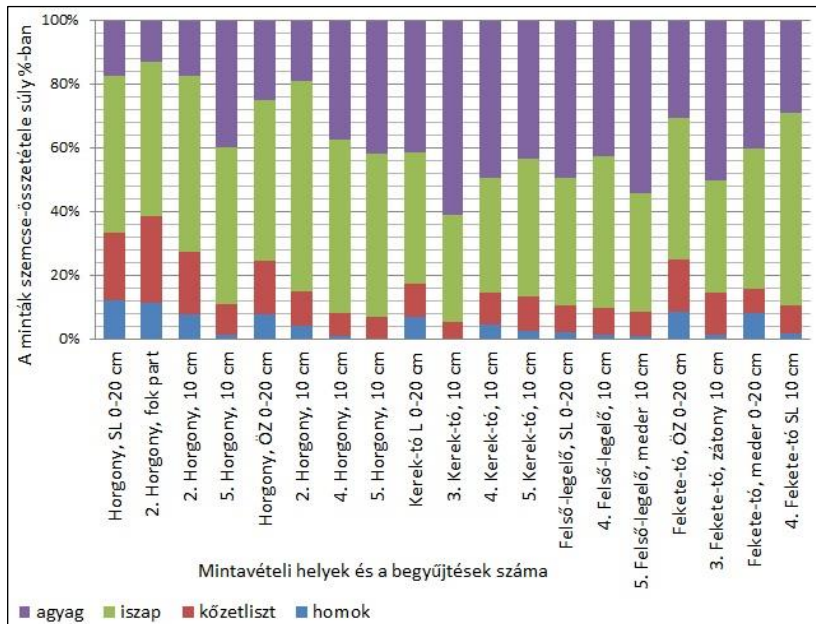
Az övzátonyok és a sarlólaposok fedőüledékében tapasztalt szemcső-összetételbeli különbséget (6.1.2.1. fejezet) az árvízi minták esetében csak a Horgonynál tudtuk megvizsgálni a 2. és az 5. begyűjtés mintáival. Itt a

sekélyfúrások felső rétegeivel megegyező eredmény kaptunk, miszerint a sarlólapos üledéke durvább szemű, mint az övzátónyé (78. ábra).

Annak a kérdésnek a megválaszolására, hogy a sekélyfúrásoknál megfigyelt (6.1.2.1. fejezet), felszíni irányú üledékdurulás napjainkban is tart-e a felső 20 centiméteres réteg és az alsó fogók mintáinak szemcseösszetételét összevetettük (78. ábra).

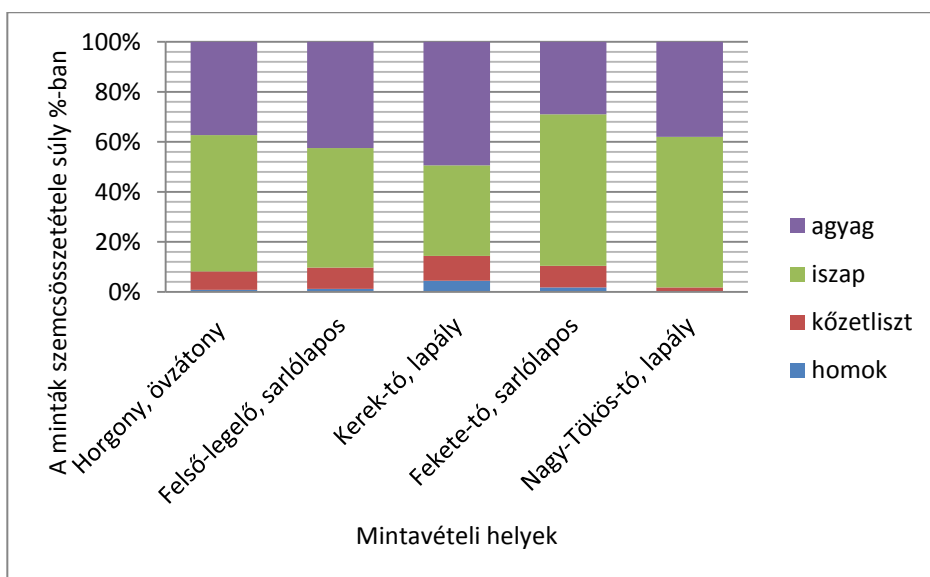
Horgony övzátony mintáinak szemcse-eloszlása rendre finomabb volt, mint a felső 20 cm-es üledéké (78. ábra). A sarlólapos esetében a 2. és 5. begyűjtés mintái az övzátonyon leírt módon tértek el a felső 20 cm-es réteg összetételétől. A Kerek-tó esetében a 4. és az 5. ellenőrzéskor vett minták némileg megközelítik a felső szint szemcseösszetételét, ám annál finomabbak. Ugyanezt az eredményt kaptuk két begyűjtést követően a Fekete-tó formáin is. Egyedülként a Felső-legelő 4. begyűjtésből származó üledék mutat szinte azonos szemcse-összetételt a fúrási anyag felső 20 centiméterével, sőt az agyagtartalma 7 %-kal alacsonyabb. Az 5. begyűjtés során felhalmozódott anyag már jóval finomabb mechanikai-összetételű volt, mint a felszín üledékei (78. ábra).

Az alsó fogókban begyűjtött anyag szemcseösszetétele csak egyetlen esetben volt durvább, mint a felső 20 cm-es üledékrétegé. Ez alapján arra következtethetünk, hogy a felszíni üledékek durvulása napjainkra megállt és inkább azok jelentős finomodására számíthatunk a jövőben.



78. ábra Az alsó fogókban (10 cm) leülepedő anyag és az adott terület felső 0-20 cm-es rétegének szemcseösszetétele.

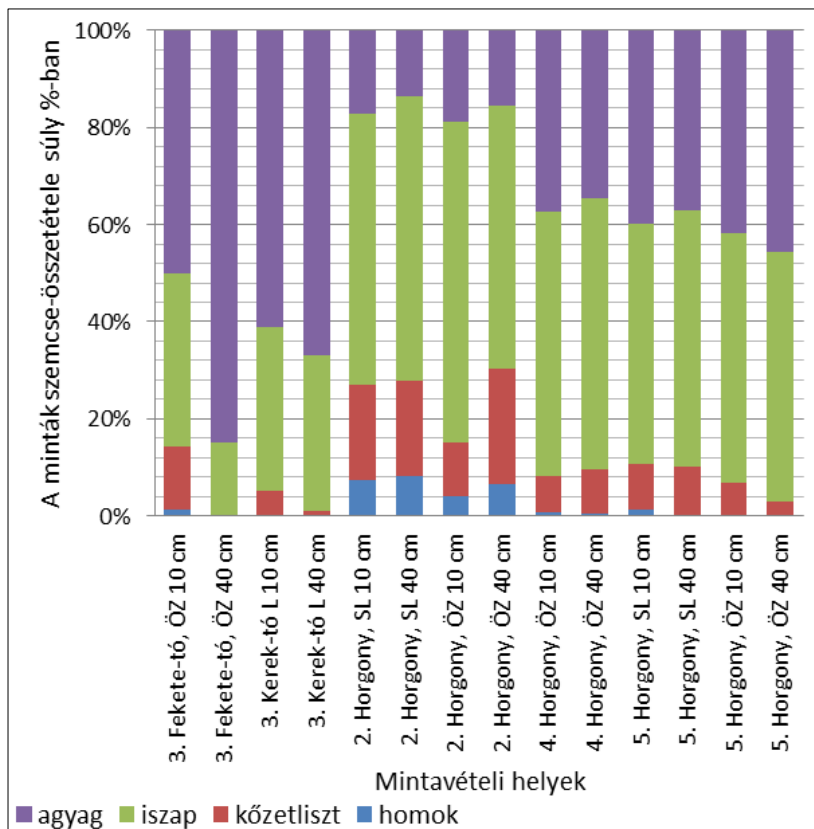
A 4. begyűjtéskor alkalmával öt terület talajsztintjéről is sikerült mintát nyerni, így némi információt kaptunk arra nézve, hogy ebben az esetben milyen összefüggés mutatkozik az üledékek szemcse-összetétele és a folyótól mért távolság között (79. ábra, 15. táblázat). A minták durva, vagy finom összetételét a homok és kőzetliszt tartalmuk együttes mennyisége szerint állapítottam meg. Az eredményeink csak részben támasztják álláspontját, miszerint az üledék szemcseösszetétele a medertől távoloda csökken (Borsy 1972, Vass 2007a, Oroszi 2009, Sándor 2011). Bár igaz, hogy ezt a folyótól néhány száz méterig mért távolságban jelölték meg (Oroszi 2009, Sándor 2011). Habár a legfinomabb üledéket a Bodrogtól legtávolabbra fekvő Nagy-Tökös-tónál találtuk, a két legdurvább összetételű minta a folyótól szintén nagy távolságra lévő Kerek-tónál és a Fekete-tónál rakódott le. (79. ábra, 15. táblázat). A Bodrogtól 240 m-re lévő Horgony és az 520 méterre lévő Felső-legelő fogóinak akkumulációja az előzőektől határozottan finomabb volt.



79. ábra. A 4. begyűjtés során az egyes formákon 10 cm magasan vett minták szemcseösszetétele.

A fogópárok 10 és 40 cm-es mintáinak szemcseösszetétele esetében a felső szintben változó mértékben, de finomabb szemcseösszetételű anyag akkumulálódott. A legnagyobb különbség a két szint között a Fekete-tó övzátónyán volt megfigyelhető a 3. begyűjtés során (80. ábra). Ebben az esetben a 40 cm-es fogóban csak iszap és agyagfrakciójú üledék érkezett.

Ennek ellentmondó eredményt, – mint ahogyan az üledékek mennyiségénél is – a Horgony területen tapasztaltunk a 2. begyűjtéskor. Az eltérés ebben az esetben is folyóhoz való közelséggel magyarázható, ahol a gyorsabb vízmozgás következtében kialakuló még turbulens áramlások a vízoszlop felsőbb szintjeibe is juttatnak durvább szemű anyagot (Pizzutó, 1987, Mariott 1992, Wyzga 1999).



80. ábra. Az egyes begyűjtések során a 10 és- a 40 cm-es szintben felhalmozódott minták szemcse-összetétele.

#### 6.2.2.5. Részösszegzés

A Bodrogzug nyílt ártéren végzett rövid távú akkumulációs vizsgálatok során elvégeztem a vizsgálati időszak alatt levonuló árhullámok kiértékelést, kiemelt hangsúlyt fektetve azok az akkumuláció szempontjából legfontosabb paramétereire. A vizsgálati időszakban a Bodrogzug jelentős részét elöntő 550 cm feletti árvizek zöme a tavaszi hónapokban vonult le. A legnagyobb vízállások a tavaszi árvizek

jellegéből kifolyólag nem ekkor, hanem a nyár eleji és őszi/téli időszakban voltak. Tapasztalataim szerint az akkumuláció nagyságát elsősorban nem az adott árvíz magassági értéke határozta meg, hanem a vízszintemelkedésének dinamikája. Ugyanez érvényes a minták mechanikai összetételére is, vagyis a legalacsonyabb, de a leggyorsabban emelkedő árvizeket követően rakódott le a legdurvább szemű hordalék, míg a lassan áradó, de akár 800 cm-t is meghaladó árvizek néhány esetben csak iszap és agyagfrakciójú hordalékot raknak le.

Az egyes árvizek akkumulációs tevékenységét célzó vizsgálatunk alatt a legnagyobb recens akkumulációt (3,8 mm) a Bordroghoz legközelebb fekvő mintaterület egyik sarlómedrében mértük, de ez az érték a fogók meghibásodása következtében nem a területet érintő összes (18) áradás eredménye. A teljes akkumuláció 5 évre vonatkozó becsült értéke 10-27,5 mm közé tehető. Ugyanezen terület övzátonyán 18 áradás során 3,48 mm-t mértünk, ami évi 0,69 mm feltöltődést jelent, hasonlóan a Nagy-Tökös-tó 0,7 mm/év átlagos feltöltődéséhez. Ezek az értékek negy egyezést mutatnak a bodrogi morotvák 0,5-1,3 mm/év holocén kori feltöltődési ütemével (Borsy et al. 1989, Félegyházi 2008). A folyótól 520 méteres távolságban lévő övzátonyos területen 0,06 mm/év, az 1320 és 1530 méterre fekvő ártéri lapályokban pedig 0,11 valamint 0,02 mm/év feltöltődést mértünk. A távolabbi területek egy nagyságrenddel kisebb feltöltődése megfelel annak a geomorfológiai szabályszerűségnek, miszerint a folyótól távolodva jelentősen finomodik az üledékek szemcseösszetétele (Borsy 1972, Oroszi, 2009, Sándor 2011). A lerakódott minták mennyisége és a szemcseösszetétele között határozott összefüggés nem volt kimutatható, mint ahogyan az üledékek szemcseösszetételbeli változása és a folyótól mért távolság között sem.

Az recens üledékek vertikális eloszlása a hosszú távú feltöltődésnél tapasztaltakat támasztja alá, miszerint a sarlómedrekre nagyobb mennyiségű anyag érkezik, mint az övzátonyokra, ami a formák napjainkban is tartó nivellálódását mutatja, de annak mértéke nagyban függ azok vízfolyástól mért távolságától. Míg a folyó menti területek feltöltődése tájszintű változásokhoz vezethet, addig a belső részek formavilága akár hosszabb időszakra is megőrződhet.

Az egyes üledékfogók 10 és- 40 cm-es magasságában vett minták mennyisége és szemcse-eloszlása alapján elmondható, hogy áradáskor a vízoszlop alsó régióiban nagyobb mennyiségű és durvább szemcseösszetételű anyag található. Ez alól csak egy csapdapár üledékei jelentettek kivételt.

## 7. ÖSSZEGZÉS

A Felső-Tisza menti vizsgálataimat az ármentesítéseket követően elkülönült mentett ártéri, hullámtéri és nyílt ártéri felszíneken végeztem. A munkám során több ártérfejlődési folyamattal kapcsolatos kérdésre is választ kerestem.

*Hosszú távú ártéri folyamatok:*

A Beregi-sík mentett oldali területének geomorfológiai vizsgálata során elvégeztem terület ártéri szigeteinek felvételezését és osztályba sorolását. A területen 10 darab, eddig a szakirodalomban nem említett ártéri szigetet írtam le. A jelentős számú és különböző morfológiai típusú, eddig ismeretlen sziget vizsgálata a Beregi-sík felszínfejlődésének differenciáltabb és pontosabb rekonstruálására ad lehetőséget. Az ártéri szigetek morfológiájuk alapján három csoportba sorolhatóak: (1) a szabálytalan alakú, kerekded formájú, 0,5-4 m magasságú, elhagyott medrek által határolt **eróziós szigetek**, (2) a több száz métertől akár a 2 km hosszúságig terjedő 0,5-3 m-rel a környezetük fölé magasodó, 20-100 m széles egykori **övező** ívek, (3) a 600-1500 m hosszúságú 100-200 m szélességű, 2,5-4 m-es relatív magasságot elérő **parti dűnék**.

Az ártéri szigetek üledékei főként közép-, apró-, és finom szemű homokból állnak, de egyes formák homoküledékei között lösz- és löszszerű rétegek betelepülése figyelhető meg. A Mátyusi Homok-tanya eróziós sziget 110-50 cm közötti szintjében talált 53-60 %-os lösz frakciójú (0,05-0,01 mm), 15 %-os mésztartalmú réteg a felsorolt paraméterek alapján típusos lösznek tekinthető. Kialakulása minden bizonnyal egy időben és hasonló (eolikus) körülmények között zajlott, mint az onnan 10 km-rel nyugatra, már a Nyírség területén található Bölling kor előtt felhalmozódó több mint 2 méteres vastagságú eolikus löszréteg. Homok-tanyától 2,5 km-rel délebbre és 2 méterrel mélyebben fekvő Sulymos-dűlő eróziós sziget esetében ez a löszréteg, már nem figyelhető meg, annak ellenére, hogy a két üledéksor homokrétegei szinte teljesen azonosak. A jelenség hátterében a mélyebb fekvésből következő aktívabb és gyakrabban jelentkező, főként eróziós folyóvízi folyamatok állnak, amelyek erodálhatták a löszréteget. A felszíni üledékek összetételét is a forma tszf-i magassága határozza meg. A mélyebb fekvésű szigetek, – mint amilyen a tiszaszalkai Új-tanya – fedőüledéke azonos a Beregi-sík alluviális részein található cikluszáró agyagos-iszapos rétegekkel, míg a magasan fekvő, hosszú ideje ármentes formák felszínét homok, vagy löszös homok fedi.

A Beregi-sík területén megvizsgált paleo-medrek közül a legnagyobb mértékben feltöltődött Örvény-szeg meder elhalási kora Denekamp

interstadiális (33000-27000 év BP) egy korai szakaszában ment végbe. Ezzel a koradattal bebizonyosodott, hogy a korábbi feltételezésekkel ellentétben a Beregi-sík felszínén található késő-glaciális korúnál idősebb paleo-meder is. A Beregi-síkon egy ilyen idős tiszta méretű morotva jelenléte azt feltételezi, hogy a folyó az érmelléki futását jóval korábban hagyta el, mint ahogyan ezt eddig feltételezték.

A kevésbé feltöltődött, de szintén csak a kanyarulati ívében kirajzolódó 80-100 m széles TM2-es jelzésű paleo-meder boreális-atlantikus fázis határán fűződött le, amely alátámasztja Borsy Z. a Szamos holocén kori futásával kapcsolatos elképzeléseit.

A 15 m széles több km hosszan meanderező, de erősen feltöltődött Jándi-meder legalsó 430 cm-es rétegei, – amelyek nem a meder alját jelzik – a boreális fázis végétől halmozódtak fel. Ennél a paleo-medernél, habár erősen feltöltődött, de a több km hosszan megfigyelhető futása alapján jóval fiatalabb lefűződési kort feltételeztem.

A paleo-medrek és az ártéri lapályok átlagos akkumulációs rátája 0,29-0,54 mm/év között mozog. Megállapítottam, hogy a holocén kor különböző fázisaiban, egy adott üledéksoron belül (pl. Örvény-szeg morotva) a felhalmozódási sebesség viszonylag szűk 0,27-0,35 mm/éves intervallum között ingadozott, addig viszont más rétegsorok (Gulácsi-rét) akkumulációja ugyanezen fázisokban jóval nagyobb 0,2-0,73 mm/év szélső értékeket mutatott, amely a folyómedrek gyors és jelentős mértékű elmozdulására utal. A legnagyobb feltöltődési ütemet a Tiszához legközelebb lévő (0,3 km-1,15 km) területeken volt, értéke: 0,44-0,52 mm/év. A távolabbi 2,6-3,5 km-re fekvő területeken már csak 0,2-0,34 mm/év ütemű felhalmozódás volt tapasztalható. Egy bizonyos távolságon túl (jelen esetben 2,6 km) a medernek már nincs érdemi befolyásoló hatása a lerakódás mennyiségére.

A megvizsgált üledéksorokra általánosan jellemző, hogy 130; 50 cm-től (a szubboreális-szubatlantikus fázis határától) a felszín irányába a minták szemcseösszetétele jelentős mértékben durvul, valamint, hogy a felszíni (20-0 cm) üledékek agyagtartalma a Tisztától távolodva egyenletesen növekszik.

A sík területét több 10 km hosszan behálózó 10-30 m széles holtmedrek, elhalásukat megelőzően jelentős mértékű meder-összeszűkülésen estek át, amit a medreket kísérő korábbi, 50-100 m széles lefűzések bizonyítanak. Az összeszűkülést minden bizonnyal a jelentős mértékű vízhozam csökkenés okozta.

A Bodrozug területére általánosan jellemző, hogy egy 70-200 cm vastag, erősen agyagos-iszapos fedőréteg egy pár deciméteres átmenettel települ egy korábbi üledék felhalmozódási ciklus homokos üledékeire. A

fedőréteg agyagtartalmának maximuma 20-80 cm mélyen van, majd innen fölfelé egyenletesen durvul. Az agyag részarányában akár 35%-os visszaesés is megfigyelhető. A Beregi-sík alluviális üledékeiben is megfigyelhető durvulás mögött feltehetően a Bodrog és a Tisza hidrológiai paramétereiben beálló, vízgyűjtő szintű változás lehet. Az egymástól kis távolsága (25-50 m) lévő formák esetében mélyebben fekvők fedőrétege 20-80 cm-el vastagabb, szemcse összetételük pedig finomabb.

A legfinomabb üledék az ártéri lapályokban halmozódott fel, az agyagfrakció aránya az itt található 50-70 cm vastag réti agyag szintekben meghaladja az 50 %-ot és humusztartalmuk a bodrogzugi üledékeknek átlagánál magasabb. A Nagy-Tökös-tó ártéri lapos 550 centiméteres üledéksorának felhalmozódása az atlantikus fázisban indult meg. Ennek alapján a feltöltődés értéke napjainkig átlagosan 0,73 mm/év. A mindhárom fúrásszelvényben – a szubboreális fázis végétől épülő – jól azonosítható réti agyag szintek és az a fölötti üledékek akkumulációs üteme a Nagy-Tökös-tó esetében 0,76 mm/év, Fehér-tónál 0,56 mm/év, a Zalkodi-lapálynál, pedig 0,48 mm/év. A legkisebb felhalmozódást a Bodrogtól legtávolabb, de a Tiszához legközelebb lévő Zalkodi-lapálynál mértük, ami azt bizonyítja, hogy a feltöltődés mértékét a Bodrogtól mért távolság határozza meg, míg arra a Tisza nincs hatással.

Méréseink szerint a cikluszáró üledékek felhalmozódásának kezdetén a területen a jelenleginél nagyobb szintkülönbségek voltak, de napjainkra a mély fekvésű területek gyorsabb akkumulációja révén a szintkülönbségek fokozatosan kiegyenlítődnek .

#### *Rövid távú folyamatok:*

A hullámtéri akkumulációt meghatározó vízállás adatok a tivadari szelvényben 1901-2013 között az éves maximális vízállások (NV) növekvő tendenciáját mutatják, valamint az LNV 5 alkalommal dőlt meg. A hullámtér részleges és teljes elöntését okozó árhullámok tartóssága, viszont napjainkra csökkenő tendenciát mutat. Az 1991-2013 közötti időszakból származó összesen 228 db napi adat alapján a részleges elöntést (380-480 cm) okozó árvizek átlagos lebegtetett hordalékhozama  $550 \text{ g/m}^3$ , míg teljes elöntéssel járó (480 cm felett) árvizeké átlagosan  $1517 \text{ g/m}^3$ . Ebből következően a nagyobb vízállások egyúttal jelentősebb mértékű elvi akkumulációt is jelentenek.

A hullámtér feltöltődését a mederáthelyezések következtében létrejött markerrétegek segítségével valamint a gáton kívüli és a gáton belüli területek átlagmagasságának összevetésével határoztuk meg. A szedimentológiai mérések alapján a legnagyobb mértékű és ütemű

feltöltődés 250 cm (= 2,5 cm/év) a Foltos-kertben volt tapasztalható a Tiszától 5 méterre. A folyótól távolodva az akkumuláció mértéke folyamatosan csökkent, attól 330 méterre 0,7 cm/év feltöltődést tapasztaltunk, de a folyótól több mint 1000 m-re lévő holt-medernél ismét nagyobb ütemű 0,9-1,1 cm/év feltöltődést volt kimutatható, ami a holt-medrek gyors feltöltődéséhez és ezzel a szintkülönbségek fokozatos kiegyenlítődéhez vezet.

A folyótól távolodva a lerakódott üledék mennyisége csökkent, és a szemcseösszetétele finomodott, de a negatív formákban az élő medertől való jelentős távolság ellenére is az általános hullámtéri tendenciától függetlenül nőtt az akkumuláció mennyisége. A geoinformatikai mérések is egyértelműen kimutatták a hullámtéri feltöltődést, de a szedimentológiai eredményekkel összehasonlítva nagy pontatlanságot mutatnak, ami a mintaterület élénk felszínével magyarázható. Ez alapján kijelenthető, hogy a hullámtér negatív formákkal túlzottan terhelt részeit nem célszerű bevonni a geoinformatikai mérésekbe.

A Bodrogzugban 2008-2013 között végzett akkumulációs vizsgálatok során a folyamatok pontosabb feltárása érdekében kiértékeljük az 5 éves időszak vízállás adatai is. A legnagyobb árvizek a nyár eleji és őszi/téli időszakban vonultak le. Tapasztalataim szerint az akkumuláció mennyiségét elsősorban nem az adott árvíz magassági értéke határozta meg, hanem a vízszint emelkedésének dinamikája. Ugyanez érvényes a minták mechanikai összetételére is, vagyis a legalacsonyabb, de a leggyorsabban emelkedő árvizeket követően rakódott le a legdurvább szemű hordalék, míg a lassan áradó, de a 800 cm-t is meghaladó árvizek néhány esetben csak iszap és agyagfrakciójú hordalékot szállítottak.

Az árvízi üledékek mennyisége az élő meder közelében (240 m) lévő Horgony terület sarlólaposában volt a legnagyobb. Itt az elméletileg feltételezett akkumulációs ráta (0,2-0,55 cm/év) megközelítette a beregi hullámtéren mért értékeket. A Bodrogtól távolabbi (1200-1400 m) területeken, mint például a Kerek-tónál, vagy a Nagy-Tökös-tónál egy, illetve két nagyságrenddel mértünk kevesebb felhalmozódást. Megfigyeltük, hogy medertől mért távolság és a felhalmozódás mennyisége között 500 m-en túl nem mutatható ki összefüggés.

A recens üledékek vertikális eloszlása a hosszú távú feltöltődésnél tapasztaltakat támasztja alá, miszerint a sarlólaposokra nagyobb mennyiségű anyag érkezik, mint az övzátanyokra, ami szintén a formák napjainkban is tartó nivellálódását mutatja. A friss árvízi üledékminták szemcseösszetétele finomabb, mint a felszíni üledékek zárórétégeé, ami azt jelzi, hogy a hosszú távú vizsgálatoknál tapasztalt felszíni irányú

üledékdurvulás napjainkra megállt. Az egyes üledékfogók 10 és- 40 cm-es magasságában mért anyagmennyiség differenciái azt jelzik, hogy a hosszabb vízborítás során több anyag halmozódhat fel, illetve hogy a vízoszlop alsó szintjében nagyobb a hordaléksűrűség.

A beregi hullámtéri és bodrogzugi nyílt ártéri vizsgálatok eredményei alapján kijelenthető, hogy – a két területtípus morfológiai- és hidrológiai különbségei ellenére – a hullámtér medertől mért 500-1000 méteres sávjában egy- és két nagyságrenddel nagyobb mértékű a felhalmozódás, mint a nyílt ártér folyótól hasonló távolságban lévő területein, ami egyértelműen a töltések szerepének tulajdonítható. Ez alapján kijelenthető, hogy a folyót közvetlenül övező területek akkumulációja a gátépítések következtében felgyorsult.

## 8. ÖSSZEFOGLALÓ

### Bevezetés, célkitűzés

A 19. századi szabályozások és ármentesítések gyökeres változást okoztak az alföldi folyóink életében. A legnagyobb mértékű és hatású munkálatok a Tisza folyót és annak széles árterét érintették. A 157000 km<sup>2</sup> kiterjedésű vízgyűjtőterületű folyó egykori 1419 km-es hossza a szabályozásokat követően 977 km-re zsugorodott, a magyarországi szakasza ebből 579 km. A szabályozásoknál azonban nagyobb hatású volt a folyó környezetére annak ármentesítése, amelynek során az egykori mintegy 25000 km<sup>2</sup>-es ártere egy keskeny, a Tiszát 300-2500 m szélesen övező töltések közötti hullámtérre csökkent. Ezzel a folyó egykori egységes ártérének helyén létrejött

(1) a **mentett ártér**: az ártér gátakon kívüli rekedt része pl: Beregi-sík;

(2) a **természetes (nyílt) ártér**: az ármentesítések előtti, vagy azok által nem érintett napjainkban csak mozaikszerűen fellelhető területek pl: Bodrozug;

(3) a **hullámtér**: az ártér gátakkal határolt része.

Dolgozatomban e három fluviális térszínen végeztem ártérfejlődési- és akkumulációs vizsgálatokat a folyamatok **hosszú- és rövid távú** időtartama szerint a Felső-Tisza mentén fekvő Beregi-síkon és a Bodrozugban.

A **hosszú távú** ártérfejlődési vizsgálatok során a Beregi-sík eddig kevésbé feltárt ártéri szigeteinek morfológiai osztályozását és szedimentológiai értékelését végeztem el, valamint meghatároztam a terület egyes holt-medreinek és ártéri lapályainak negyedidőszak végi feltöltődési ütemét. A Bodrozug területén, pedig a különböző morfológiájú felszínnek hosszú távú üledékképződését vizsgáltam.

A **rövid távú** ártérfejlődési vizsgálatok során a hullámtéri (Beregi-sík, 1856-2013) és a nyílt ártéri (Bodrozug 2008-2013) akkumuláció mennyiségi és minőségi (szemcseösszetétel) területi rendjét kívántam meghatározni a morfológia és a medertől való távolság tükrében. Emellett a két területtípus példáján keresztül arra a kérdésre kerestem a választ, hogy a folyót közvetlenül övező területek akkumulációja hogyan változott a gátépítések következtében.

### Anyag és módszer

A hosszú és rövid távú ártérfejlődést terepi, szedimentológiai, palinológiai és geoinformatikai módszerekkel határoztam meg. A Beregi-sík ártéri szigeteinek vizsgálatakor először azok azonosítását és

morfológiai alapú osztályozását végeztem el a katonai felvételezések és a M 1:10000 topográfiai térképek, valamint a területről készült digitális domborzatmodell segítségével, majd ezek eredményeit terepbejárás során pontosítottam. A vonulatok üledékanyagát feltárásfalakból történő mintavételezéssel és fúrásszelvények létesítésével vizsgáltam, majd meghatároztam a minták szemcseösszetételét, mésztartalmát, valamint fénymikroszkóp segítségével megvizsgáltam a különböző szintekben talált kvarc szemcsék felszíni jegyeit, amelyekből következtetni lehet azok szállítási közegére és ez által a vonulatok genetikájára. A Beregi-sík holt-medreinek és ártéri lapályainak, valamint a Bodrogszeg egyes formacsoportjainak akkumulációs ütemét palinológiai módszerrel határoztam meg. Emellett meghatároztam a minták szemcseösszetételét, valamint azok szervesanyag- és szén-savas mésztartalmát.

A rövid távú akkumulációs folyamatok mérésekor elvégeztem a vizsgálati időszakra vonatkozó vízállás és, – ahol erre lehetőség nyílt – hordalékhozam adatsorok feldolgozását és kiértékelését. A hullámtéri feltöltődést az egyes felszínek szedimentológiai markerrétegei alapján határoztam meg, amelyek a kanyarulat átvágások időpontját jelzik. A feliszapolódás mértékét emellett geoinformatikai módszerek segítségével is kimutattam a mentett oldali és a gátak közötti területek magassági értékeinek összevetésével.

A nyílt ártéri akkumuláció meghatározására saját tervezésű 600 cm<sup>2</sup> területű 10 cm mély műanyag dobozokat használtunk. A dobozokat párosával egy fémoszlopra csavaroztuk a talajszinttől 10 és 40 cm magasságban, egymástól 90°-ban elforgatva. A 2008-2013 közötti időszakban összesen öt alkalommal végeztük el a frissen lerakódott árvízi minták begyűjtését.

## **Eredmények**

A Beregi-sík területén közel 10 darab az irodalomban eddig nem említett ártéri homokszigetet felvételeztem. Morfogenetikai alapon három fő típusukat különítettem el: (1) eróziós szigetek, (2) övzátonyok, (3) parti dűnék. A vonulatok homokanyaga a szemcsevizsgálatok alapján zömében fluviális eredetű, viszonylag nagyszámú, eolikus szállítás nyomait őrző kvarc szemcse csak parti dűne anyagban fordult elő. A szigetek záróüledéke lehet: homok, homokos lösz, löszös homok, illetve öntésagyag, öntésiszap, amely anyaga megegyezik a terület allúviumi cikluszáró rétegével. A felszíni üledékek összetételét egyértelműen a forma tszf-i magassága határozza meg. Az egyes ártéri szigetek lösz és löszszerű üledékei feltehetően a Bölling kort megelőzően halmozódtak fel.

A Beregi-sík területén megvizsgált holt-medrek és ártéri lapályok átlagos akkumulációs rátája 0,29-0,54 mm/év között mozog. A holocén kor, különböző fázisaiban, míg egy adott üledéksor (Örvény-szeg morotva) felhalmozódási sebessége viszonylag szűk 0,27-0,35 mm/éves intervallum között ingadozott, addig más rétegsorok (Gulácsi-rét) akkumulációja ugyanezen fázisokban jóval nagyobb 0,2-0,73 mm/év szélső értékeket mutatott. Ebből arra következtethetünk, hogy az egyes területek feltöltődési sebessége – a klimatikus hatások mellett, – azok mindenkor folyótól mért távolságától függ(ött) első sorban. A megvizsgált üledéksorokra általánosan jellemző, hogy 130, 50 cm-től (a szubboreális-szubbatlantikus fázis határától) a felszín irányába a minták szemcseösszetétele jelentős mértékben durvul.

A legnagyobb feltöltődési ütemet a Tiszához legközelebb lévő (0,3; 1,15 km) területeken mértük, értéke: 0,44-0,52 mm/év. A távolabbi, 2,6-3,5 km-re fekvő területeken már csak 0,2-0,34 mm/év ütemű felhalmozódás volt tapasztalható. Ebből arra a következtetésre lehet jutni, hogy egy bizonyos távolságon túl (jelen esetben 2,6 km) a medernek már nincs befolyásoló hatása az lerakódás mennyiségi viszonyait illetően.

A holt-medrek egyes üledékszintjeinek relatív koradatiból meg tudtuk határozni azok elhalási korát is. Az általunk megvizsgált, a mai Tisza méreteivel azonos, mintegy 30000 éve lefűződött Örvény-szeg morotva kora messze fölülmúlja az eddig legidősebbnek hitt késő glaciálisban elhalt paleomedrek korát. Egy ilyen idős meder beregi előfordulásából joggal következtethetünk arra, hogy **a Tisza a korábban feltételezett időpontoktól jóval előbb hagyta el az érmelléki futását.**

A Beregi-sík területét behálózó több 10 km hosszan futó 10-30 m széles holt-medrek elhalásukat megelőzően jelentős mértékű mederösszeszűkülésen estek át, amit az 50-100 m széles korábbi lefűzödések bizonyítanak. Az összeszűkülés minden bizonnyal a jelentős mértékű vízhozam csökkenés következménye.

A Bodrogszeg különböző morfológiájú felszínein végzett hosszú távú akkumulációs vizsgálatok eredményei szerint a terület egészére jellemző, hogy a főként apró szemű homokból álló üledékekre viszonylag éles váltással egy 80-150 cm vastag iszapos-agyagos cikluszáró réteg települ. A homokra települő üledékek általános felszíni irányú finomodása azonban 20-100 cm között megállt, és onnan a felszínig eltérő mértékben, de durvább frakciójú anyag érkezett rájuk, hasonlóan a Beregi-síkon tapasztaltakhoz. A sarlólaposok fedőüledéke vastagabb kifejlődésű és agyagosabb, mint az övzátonyokon megfigyelték. A legfinomabb üledékek az ártéri lapályokon képződtek és a zárőledékek durvulása is itt a legerőteljesebb. A Nagy-Tökös-tó ártéri lapály, mintegy 7500 éves

rétegsora 0,7 mm/év átlagos sebességgel töltődött, és az adat nagy hasonlóságot mutat a Beregi-sík és a Bodrogtó morotvainak és lapályainak akkumulációs ütemével. A megvizsgált három ártéri lapály szubatlantikus fázistól mért feltöltődése eltérő értékeket mutatott. A Nagy-Tökös-tó 0,76; a Fehér-tó 0,56; és a Zalkodi-lapály 0,48 mm/évet mértünk. A legkisebb ráta a Bodrogtól legtávolabb (2,3 km) és a Tiszához legközelebb lévő Zalkodi-lapálynál volt megfigyelhető, tehát az akkumuláció mértékét egyértelműen a Bodrogtól mért távolság határozta meg és arra a Tisza közelsége nem volt hatással.

A rövid távú vizsgálatok keretében a Beregi-sík Tarpa és Jánd közötti hullámtéri szakaszán végzett akkumulációs vizsgálatok során kiértékeltem a tivadari vízmérce 1901-2013 közötti adatsorát. A vizsgált időszakban az éves maximális vízállások növekvő tendenciája mellett öt alkalommal dőlt meg az LNV értéke. Az árvizek tartóssága azonban a 20. század közepéig növekedett, azután napjainkig, mind a részleges, mind a hullámtér teljes elöntésével járó árhullámok időtartama, némileg csökkenő tendenciát mutat. Az 1991-2013 közötti időszak részleges elöntést okozó árvizeinek átlagos lebegtetett hordalékhozama  $550 \text{ g/m}^3$ , míg teljes elöntéssel járó árvizeké átlagosan  $1517 \text{ g/m}^3$ . Ebből arra következtethetünk, hogy a nagyobb vízhozamok elvileg jelentősebb mértékű akkumulációt okoznak. A mederáthelyezések következtében létrejött markerrétegek segítségével meghatározott legnagyobb mértékű és ütemű feltöltődést ( $250 \text{ cm} = 2,5 \text{ cm/év}$ ) a Foltos-kert területén mértük az élő meder közelében. A folyótól távolodva az akkumuláció mértéke folyamatosan csökkent, attól 330 méterre 70 cm-es,  $0,7 \text{ cm/év}$  feltöltődést tapasztaltunk, de a folyótól már több mint 1000 m-re lévő holt-medernél ismét magasabb 90-110 cm-es akkumulációt mértünk. Mivel a Tiszától távolodva a szomszédos Boroszló-kertben is feltöltődés csökkenő ütemét mértük: 650 m-re  $0,84 \text{ cm/év}$ , 1210 távolságban  $0,58 \text{ cm/év}$  (holt-mederben), 1110 m-re  $0,32 \text{ cm/év}$  (övezátonyon) értéket kaptunk, általánosságban is elmondható, hogy a folyótól távolodva a lerakódott üledék mennyisége csökken, és a szemcseösszetétele finomodik. A hullámtér negatív formáiban az élő medertől való jelentős távolság ellenére az általános hullámtéri tendenciától függetlenül nő az akkumuláció mennyisége. Bár a nagyszámú geoinformatikai mérésünk eredményei is minden esetben határozottan a hullámtér feltöltődésének irányába mutattak, de a módszer a jelentős formai változatosságú hullámterek esetében csak nagy óvatossággal alkalmazható.

A Bodrogtó nyílt ártere 2008-2013 között 18 alkalommal, összesen 181 napon keresztül állt csaknem teljes elöntés alatt. A 18 elöntésből 8 tavasszal, 5 nyáron és 5 ősszel, illetve télen következett be. Az 5 éves

időszak alatt a legnagyobb akkumulációt egy folyó menti sarlólaposban mértük (10-27,5 mm), míg a szomszédos övzátonyon már csak 3,48 mm anyag halmozódott fel. Egyébként a sarlólaposban mért 0,2-0,55 cm/év feltöltődési ütem a hullámtéren mért átlagos értékekkel azonos nagyságrendű. A legcsekélyebb mértékű felhalmozódást a Bodrogtól 1400 m-re lévő Nagy-Tökös-tó lapályban mértük (0,07 mm), de a folyótól hasonló távolságra (1420 m) lévő, és hasonló növényborítottsággal rendelkező Fekete-tónál ennek többszörösét, (0,33 mm-t), pedig az mindössze 15 áradás során rakódott le. A friss árvízi akkumuláció tehát az élő meder közvetlen szomszédságában (mintegy 250 m-en belül) egy, de akár két nagyságrenddel is nagyobb volt, mint az ártér távolabbi részein (530-1420 m). Méréseink szerint a lerakódott minták mennyisége és a folyótól mért távolság között maximum pár száz méterig figyelhető szoros összefüggés. Nem mutattunk ki összefüggést viszont az üledékek szemcseátmérője és a folyótól mért távolság, valamint a szemcseátmérő és a felhalmozódás mennyisége között. Az akkumuláció nagyságát elsősorban nem az adott árvíz magassági értéke határozta meg, hanem a vízszintemelkedésének dinamikája. A hosszú távú akkumulációs méréseknél megfigyelt felszíni irányú üledékdurvulás a frissen lerakódott minták szemcseösszetétele alapján megállt, mivel azok finomabb összetételűek, mint a felszíni üledékek zárórétege. Az egyes üledékfogók 10 és- 40 cm-es magasságában mért anyagmennyiség differenciái azt az elvi feltételezést erősítik meg, hogy a hosszabb vízborítás során több anyag halmozódhat fel, illetve hogy a vízoszlop alsó szintjében nagyobb a hordaléksűrűség. A bodrogzugi recens üledékek vertikális eloszlása a hosszú távú feltöltődésnél tapasztaltakat támasztja alá, miszerint a sarlólaposokban nagyobb mennyiségű anyag érkezik, mint az övzátonyokra, ami a formák napjainkban is tartó nivellálódását mutatja.

A beregi hullámtéri- és a Bodrogzugi nyílt ártéri rövid távú akkumulációs eredményeim alátámasztani látszanak azt a megállapítást miszerint a folyó menti területek (hullámtér) feltöltődése a töltésépítések következtében felgyorsult. Ez világosan megnyilvánul a nyílt értér és a hullámtér folyótól eltérő távolságú területeinek akkumulációs viszonyaiban, mert míg a hullámtéren a folyótól 1100-1260 m-re lévő – néhány esetben a gáthoz közeli, – változatos morfológiájú területein 5,8-11,0 mm/év feltöltődési ütemet mértünk, addig a nyílt ártéren 530-1530 méterre a folyótól mindössze 0,02-0,11 mm/évet.

Habár a két területtípus (hullámtér, nyílt ártér) morfológiája némileg eltérő, és az árvizek hidrológiai paraméterei is különböznek, véleményem szerint a közöttük lévő egy- és két nagyságrendnyi különbség a gátak szerepének tulajdonítható.

## 9. SUMMARY

### **Introduction, aims**

The river regulations and flood protections in the 19<sup>th</sup> century brought about radical changes in the lives of our rivers on the Great Hungarian Plain. The most extensive and effective of these works involved the Tisza River and its huge floodplains. Following the river regulations, the 1419 km former length of the river – with a total catchment area of 157000 km<sup>2</sup> – was reduced to 977 km, an 579 km section of which runs in Hungary. However, the flood protection had a greater effect to the river's environment than the river regulations, during which the former about 25 000 km<sup>2</sup> flood zone decreased to a narrow, about 300–2500 m wide active floodplain between embankments surrounding the Tisza. With that, the former uniform floodplain differentiated into:

- (1) **inactive floodplain**: the areas of the floodplain outside the embankments, for example: the Bereg Plain;
- (2) **natural (open) floodplain**: areas before (or unaffected by) the flood regulations, which nowadays are scattered and found in a mosaic-like pattern, such as: the Bodrogzug;
- (3) **active floodplain**: the area of the floodplain bordered by embankments.

In my essay I conducted floodplain development and accumulation studies – **both short-term and long-term** – in these three fluvial reliefs in areas along the Upper-Tisza: the Bereg Plain and the Bodrogzug.

In the **long-term** floodplain development investigations, I made morphological classifications and sedimentological evaluations of the hitherto less explored floodplain islands of the Bereg Plain, and I determined the rate of deposit-accumulation of the individual paleochannels and backswamps of the area in the late Quaternary period. In turn, in the Bodrogzug area, I studied the long-term sedimentation of the surfaces with different morphologies.

In the **short-term** floodplain development studies, I aimed to determine the quantitative and qualitative (i.e. granulometric composition) spatial pattern of the accumulation in the active floodplain (Bereg Plain, 1856–2013) and open floodplain (Bodrogzug, 2008–2013), with respect to morphology and distance from the active channel. In addition to that, via the example of these two area types, I wanted to find the answer for the question of how the accumulation of the areas closely adjoining the river had changed as a result of embankment constructions.

## **Materials and methods**

Both the short-term and long-term floodplain development processes were determined by field-work, sedimentological, palinological and geoinformatical methods. During the investigation of the floodplain islands of the Bereg Plain, at first I identified and classified them morphologically, with the help of military vertical aerial photography, M 1: 10000 rate topographic maps and digital surface relief models of the area; then, these results were further specified by wandering all over the area in study trips. To determine the deposit materials, I took bore log samples from exploration walls, then I analyzed the samples to determine their granulometric composition and lime content, and I investigated with a light microscope the surface marks of the grains found in different layers – by which one can deduce their transportation media, and thus, the genetics of the ranges. The rate of accumulation of the oxbow lakes and backswamps of the Bereg Plain, and in the individual formation groups of the Bodrogzug were determined by a palinological method (i.e. pollen analysis). In addition to that, I determined the granulometric composition, organic matter and calcium carbonate contents of each sample.

During the measurements of short-term accumulation processes, I analyzed and evaluated the water-level and – wherever possible – sediment load data lines relating to the investigation period. The determination of the active floodplain's accumulation was based on the sedimentological marker layers of the individual surfaces, which indicate the dates of cut-offs. In addition to that, the rate of alluviation was also demonstrated by the help of geoinformatical methods, by comparing the height values of the inactive floodplain areas (outside the embankments) with those of the active ones (in between embankments).

To determine the open floodplain accumulation, we used our self-designed, special plastic "sediment trap" boxes (10 cm deep, with a 600 cm<sup>2</sup> basic area). These sampling boxes were screwed on in pairs to a metal pole at 10 and 40 cm heights from ground-level, traversed in 90° from one another. Between 2008 and 2013, we collected freshly deposited floodplain samples in 5 times altogether.

## **Results**

In the area of the Bereg Plain, I identified and described 10 individual floodplain islands not yet mentioned in the scientific literature. Based on their morphogenetic properties, these floodplain islands can be divided into three main types: (1) erosion islands, (2) point-bars, (3) coastal dunes. Based on the granulometric composition analysis, the sand material of the trends are mainly of fluvial origin, and quartz grains in

relatively high quantity – with displaying the marks of an Aeolian transportation as well – was only found in the coastal dune samples. The finishing deposit of the islands can be: sand, sandy loess, loessy sand, clay and silt, the material of which is identical to that of the area's alluvial finishing deposit layer. The composition of the surface sediments is clearly determined by the absolute altitude. The loess and loess-like sediments of the individual floodplain islands have presumably accumulated prior to the Bölling period.

The average accumulation rate of the studied paleo-channels and backswamps of the Bereg Plain ranges between 0.29–0.54 mm/year. In different phases of the Holocene, while the accumulation rate of a particular sediment series (Örvény-szeg paleochannel) fluctuated between relatively narrow intervals (0.27–0.35 mm/year), the accumulation of other sediment series (Gulácsi backswamp) showed much larger intervals (0.2–0.73 mm/year) in the same geochronological periods. Consequently, the accumulation rate of the individual areas primarily depended – in addition to the climatic effects – on their prevailing distances from the active channel at any given time. A general characteristic of the studied sediment series was that from 130, 50 cm (i.e. from the border of the subboreal-subatlantic phase) the granulometric composition of the samples became increasingly rough towards the surface.

The highest accumulation rate was measured in areas closest to the Tisza River (0.3; 1.15 km), namely: 0.44–0.52 mm/year. At farther areas (2.6–3.5 km), only a lower rate of accumulation was found: 0.2–0.34 mm/year. Consequently, beyond a certain distance (in this case, 2.6 km), the riverbed does not have any substantial quantitative effect on sedimentation.

Based on the relative chronological data of the individual sediment levels of the paleo-channels, we could estimate their decay-time. The approximately 30000-year decay-time of the Örvény-szeg paleo-channel that we investigated – which has the same sizes as today's Tisza River – greatly exceeds the age of the paleo-channels decayed in the late englacial that were considered until now as the oldest formations of the Bereg Plain. Therefore, it is justified to conclude from the presence of a paleo-channel of such age in the Bereg area that **the Tisza River left its course of Érmellék much earlier than presumed previously.**

The web of 10–30 m wide paleo-channels run through and through the Bereg Plain for dozens of kilometers. These channels suffered a significant narrowing prior to their decay, which is proven by their accompanying, 50–100 m wide former paleochannels. This narrowing is

in all probability a direct consequence of the significant decrease in the flow rate.

According to the results of the investigation of long-term accumulation conditions of the Bodrozug's surfaces with different morphology, it is typical for the whole area that – with a relatively abrupt change – onto the sediments, which consist mainly of fine-grain sand, a 80–150 cm thick silt and clay finishing deposit is settled. However, the general surfacewise fining of the sediments settled on sand stopped between 20–100 cm, and from there, right up until the surface, rougher deposit fractions arrived in various degree, similarly to those found in the Bereg Plain. The covering sediment of the swales is more clayey and thicker in development than that of the point-bars. The finest sediments were formed at the backswamps, and the roughening of the finishing deposits is the most emphasized there as well. The about 7500 years old sediments of the Nagy-Tökös-tó backswamp was accumulated by a 0.7 mm/year average rate, and this value is very similar to the accumulation rates of the paleo-channels and backswamps of the Bereg Plain and the Bodroγκöz. The accumulation rates – measured from the subatlantic phase – of the three investigated backswamps showed different values. We measured 0.76; 0.56; 0.48 mm/year accumulation rates for the Nagy-Tökös-tó, the Fehértó, and the Zalkodi-backswamp, respectively. The lowest rate was found at the Zalkodi-backswamp, which is located farthest from the Bodrog River (2.3 km), and closest to the Tisza River. I.e., the rate of accumulation was clearly defined by the distance from the Bodrog, and it was not influenced substantially by the closeness of the Tisza River.

As part of the short-term accumulation investigations, in the active floodplain section of the Bereg Plain between Tarpa and Jánd, I evaluated the floodometer data lines of Tivadar that were recorded between 1901 and 2013. In the investigated period, in addition to the increasing tendency of the yearly maximal water-levels, new LNV (highest water-level) records were registered five times. However, the permanence of the floods increased only until the mid-20<sup>th</sup> century, and from then on until these days, the duration of the tidal waves causing either partial or full flooding, shows a somewhat decreasing tendency. In the period between 1991 and 2013, the average floated alluvial deposit load of the floods resulting in partial or full flooding, turned out to be 550 g/m<sup>3</sup> and 1517 g/m<sup>3</sup>, respectively. We can conclude from it that theoretically, the higher the water output, the higher the rate of accumulation would become. With the help of the marker layers – that formed as a consequence of the riverbed relocations –, we measured the highest rate and degree of accumulation (250 cm = 2.5 cm/year) in the area of the Foltos-kert, near

the active channel. The farther from the active channel, the more reduced the rate of accumulation would become. In a 330 m distance we found a 0.7 cm/year accumulation, whereas at an oxbow lake located at more than 1000 m from the main river, the detected rate of accumulation increased again to 90–110 cm/year. We also found a decreasing accumulation rate while moving away from the Tisza River, in the neighbouring Boroszló-kert, namely, the following values: 0.84 cm/year at 650 m distance, 0.58 cm/year at 1210 m (oxbow lake), 0.32 cm/year at 1110 m (point-bar). Therefore, we can establish in general that the farther from the active channel, the smaller the quantity of the deposited sediment, and the finer the granulometric composition would become. In the negative forms of the active floodplain – in spite of the significant distances from the active channel, and independently of the general tendencies of the active floodplain –, the volume of accumulation would increase. Even though the results of our numerous geoinformatical measurements pointed definitely toward the accumulation of the active floodplain in every case, this method should be applied in case of floodplains of significant morphological diversity only with great caution and reservation.

In 2008–2013, the open floodplain of the Bodrogzug was flooded 18 times altogether, for a total 181 days, with almost complete flooding. Out of the total 18 floodings, 8, 5, and 5 occurred at springtime, summer and autumn/wintertime, respectively. During the 5-year period, we measured the highest accumulation rate at a swale near the river (10–27.5 mm), whereas only 3.48 mm deposit accumulated on the neighboring point-bar. On a side-note, the measured accumulation rate at the swale (0.2–0.55 cm/year) is comparable (i.e. in the same order of magnitude) to the average values measured at the active floodplain. We measured the lowest accumulation rate (0.07 mm) at the Nagy-Tökös-tó backswamp, at some 1400 m distance from the Bodrog River, but at the Fekete-tó – being at a similar distance (1420 m), and having similar flora coverage – we measured significantly higher accumulation (0.33 mm), even though this deposit accumulated in the course of only 15 floodings. Consequently, the fresh floodplain accumulation in the close vicinity of the active channel (i.e. within a 250 m area) was higher by one or even two orders of magnitude than that measured at farther parts of the floodplain (530–1420 m). According to our measurements, a close correlation between the volume of the deposited samples and their distance from the active channel can only be established within a few hundred meters at most. On the other hand, we found no correlation between either the deposits' average grain size (diameter) and the distance from the active channel, or the grain size and the quantity of accumulation. The rate of accumulation

was determined primarily not by the actual water levels of the given flooding, but rather by the dynamics of the water level changes (increases). Judged by the granulometric composition of the freshly deposited samples, the surfacewise sediment roughening that we observed in the long-term accumulation measurements have stopped, since their composition is finer than that of the finishing layer of the surface deposits. The differences in sample quantities measured at 10 and 40 cm height of the individual sediment traps confirm the theoretical presumption that in the course of a longer period of water coverage more sediment can accumulate, and also, that the deposit density is higher in the lower levels of the water column. The vertical distribution of the recent sediments of the Bodrozug confirms the results of the long-term accumulation studies, according to which bigger volumes of deposit would arrive to the swales than to the point-bars; this demonstrates the forms' planation process still continuing in our time.

The results of my short-term accumulation investigations in the active floodplains of the Bereg and the open floodplains of the Bodrozug seem to confirm the findings that the accumulation of the nearby areas along the river's active channel (i.e. active floodplains) has accelerated because of the embankment constructions. This clearly manifests in the accumulation conditions of the open and active floodplain areas at different distances from the active channel, because at 1100-1260 m from the river – and in certain cases, close to the embankments –, we measured 5,8-11,0 mm/year accumulation rate in the active floodplain areas of various and diverse morphology, whereas in the open floodplains (530-1530 m distance from the active channel), these values turned out to be only 0,02-0,11 mm/year.

In my opinion – although the morphology of these two area types (active floodplain and open floodplain) is somewhat different, and the hidrological parameters of their floodings also differ –, the value differences of one or even two orders of magnitude are attributable to the effect of embankments.

## 10. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Dolgozatom végén köszönetemet akarom kifejezni azoknak, akik az elmúlt években segítették munkámat.

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőimnek Prof. Dr. Szabó Józsefnek és Prof. Dr. Lóki Józsefnek az elmúlt években nyújtott támogatásukért, hasznos tanácsaikért, útmutatásukért, és biztató szavaikért.

Emellett köszönet illeti mindazokat, akik bármilyen szellemi, vagy fizikai segítséget nyújtottak a dolgozatom megírásában.

Köszönettel tartozom Dr. Félegyházi Enikőnek a palinológiai vizsgálatok elvégzéséért, valamint hasznos tanácsokért.

Emellett köszönetet mondok:

Dr. Tóth Csaba Albertnek, Dr. Szabó Gergelynek, Dr. Szabó Szilárdnak, Dr. Négyesi Gábornak, Túri Zoltánnak, Dr. Mihályi Krisztiánnak, Dr. Demeter Gábornak, Kovács Zoltánnak, Dr. Nagy Richárdnak, Szalmási Józsefnek, Petrovics Zoltánnak, Nagy Zoltánnak, Szabó Szabolcs Zsoltnak és Baliga-Bodon Péternek.

Külön köszönet illeti a minták feldolgozásában nyújtott segítségért: Sósné Mező Krisztinát, Grenzerné Tóth Csillát, és Dr. Kamber-Wafiné Bakó Valériát.

*A kutatás a TÁMOP-4.2.4.A/2-11/1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.*

*A 2008-2010 között zajló kutatások a Dr. Szabó József vezetése alatt futó 68897számú OTKA pályázat keretein belül folytak.*

## 11. IRODALOMJEGYZÉK

- A Tisza hajdan és most. Magyar Királyi Országos Vízépítési Igazgatóság. Budapest, Pallas Kiadó. 1906.
- A Tisza helyszínrajza, hossz-szelvénye és kereszt-szelvényei Tiszabecstől Szegedig. Magyar Királyi Állami Térképészet. Budapest, 1934.
- A Víz Keretirányelv hazai megvalósítása VÍZGYŰJTŐ-GAZDÁLKODÁSI TERV 2-4., Bodrogköz, Vízügyi és Környezetvédelmi Központi Igazgatóság (VKKI), Észak-magyarországi Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság 2010. április.
- Andersen, S. T. 1964: Interglacial plant succession in the light of nevironmental changes. Int. Congr. INQUA Warsaw, 1964, Rep. 2. pp. 359-368.
- Andó Mihály 2002: A Felső-Tisza vízrendszer hidrogeográfiai adottságai. Hidrológiai Közlöny, 82/3. pp. 129-141.
- Andó Mihály 1979: A magyarországi árvizeket előidéző időjárási helyzetek áttekintése. In: szerk: Kovács D. Árvízvédelem, folyó és tószabályozás, víziutak Magyarországon OVH, Budapest, 1979.
- Asselman N. E. M. – Middelkoop H. 1995: Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 20. pp. 481-499.
- Babák K. 2006: A Hármas-Körös hullámterének feltöltődése a folyószabályozások óta. Földrajzi értesítő 55/3-4. 393-399.
- Babák K. 2010: A folyószabályozás hatása a Hármas-Körös vízjárására PhD értekezés, 2010. p. 175.
- Balázs A. – Györke L. 2002: Élt özönvíz után. p. 286. Nyíregyháza 2002.
- Balogh J. – Nagy I. – Schweitzer F. 2005: A Közép-Tisza mente geomorfológiai adottságainak és a hullámterek feliszapolódásának vizsgálata mintaterületeken. Földrajzi Értesítő 2005. LIV. évf. 1-2 füzet, pp. 29-59.
- Bathurst J.C. – Benson I.A. – Valentine E.M. – Nalluri C. 2002: Overbank sediment deposition patterns for straight and meandering flume channels. *Earth Surface Processes and Landforms* 27. pp. 659-665.
- Bogárdi J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítás. Akadémiai Kiadó. Budapest. 837.
- Borsy Z. 1953: A Bodrogköz felszínének kialakulása. Földrajzi Értesítő. 2-3. pp. 409-419.

- Borsy Z. 1954: Geomorfológiai vizsgálatok a Bereg-Szatmári síkságon. Földrajzi Értesítő IIIévf. 2. füzet pp. 270-279.
- Borsy Z. 1959: A Bereg-Szatmári vízrendszer kialakulása. Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből, különnyomat a K. L. T. E. 1958. évi Actájából, pp. 253-270.
- Borsy Z. 1969: Felső-Tiszavidék. In: A Tiszai Alföld, Szerk: Pécsi M., Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 27-66.
- Borsy Z. 1972: Üledék- és morfológiai vizsgálatok a Szatmári-síkságon az 1970. évi árvíz után. Földrajzi Közlemények, 96. 1. 38-42.
- Borsy Z. 1974: Folyóvízi homok vagy futóhomok? (A homokszemcsék vizsgálatának értékelése, problémái). Földrajzi Közlemények, pp. 1-13.
- Borsy Z. - Félszerfalvy J. - Lóki J. 1982a: A jánoshalmi MÁFI alapfúrás homoküledékeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből, No. 143. pp. 35-50.
- Borsy Z. – Csongor É. – Sárkány S. – Szabó I. 1982b: A futóhomok mozgásának periódusai az Alföld ÉK-i részében. Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina. Tomus. 20. pp. 5-30. 1982, Debrecen.
- Borsy Z. – Félszerfalvi J. – Lóki J. 1982c: A Komádi alapfúrás negyedidőszaki homokrétegeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. Alföldi Tanulmányok. Békéscsaba.
- Borsy Z. 1987: Paleogeography of blow sand in Hungary. In: Pécsi M. – Velichko A. A. (eds.) Paleogeography and Loess, pp. 75-86. Akadémiai Kiadó Budapest, 1987.
- Borsy Z. – Félegyházi E. 1983: Evolution of the network of eater courses int he north-eastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the pleistocene to our days. Quaternary Studies in Poland, 4. pp. 115-124.
- Borsy Z. – Félegyházi E. – Lóki J. 1988: A Bodrogek természetföldrajzi viszonyai. In: Szerk. Fejér A., Bodrogek, Ember – Táj – Mezőgazdaság, pp. 1-90. Miskolc. 1988.
- Borsy Z. –Csongor É. – Félegyházi E. 1989: A Bodrogek kialakulása és vízhálózatának változásai. Alföldi Tanulmányok. 1989, 13. kötet, pp. 65-83.
- Borsy Z. 1995: Evolution of the North-Eastern part of the Great Hungarian plain int he past 50 000 years. Quastiones Geographicae 1995, special issue, 4. pp. 65-71.

- Borsyné É. H. – Borsy Z. 1955: Pollenanalitikai vizsgálatok a Nyírség északi részében. Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből, különlenyomat a K. L. T. E. 1955. évi Actájából, pp. 253-270.
- Botlik A. 2005: Az ártéri akkumuláció vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Diplomamunka, SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged; p. 53.
- Braun M. – Szalóki I. – Posta J. – Dezső Z. 2003: Üledék-felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. MHT XXI. Vándorgyűlés, CD-kiadvány, 2003.
- Braun M. – Papp I. – Szalóki I. – Leermakers, M. 2008. A borsabányai szenny-nyezés utóélete a Boroszló-Kerti Holt-Tisza üledékében. In: Orosz Z. – Szabó V. – Molnár G. - Fazekas I. szerk.: IV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia I. kötet. Debrecen pp. 289-294.
- 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, pp. 1617-1632.
- Brown A.G. 1983: An analysis of overbank deposits of a flood at Blandford-Forum, Dorset, England. *Revue de Geomorphologie Dynamique* 32. pp. 95-99
- Cazanacli D. – Smith N.D. 1998: A study of morphology and texture of natural levees, Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. *Geomorphology* 25. pp. 43–55.
- Csoma J. 1979: Árvízvédelem, folyó és tószabályozás, víziutak Magyarországon OVH, Budapest, 1979. p. 328.
- Cholnoky J. 1907: A Tisza meder helyváltozásai. *Földrajzi Közlemények* pp. 381–405.
- Chow V.T. 1959: *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill, New York. pp. 89-127.
- Clark R.L. 1986: Pollen as a chronometer and sediment tracer, Burrinjuck Reservoir, Australia, *Hydrobiologia* 143, pp. 63-69.
- Collinson, J., D. 1978: Alluvial sediments. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by H. G. Reading), Blackwell Scientific Publications, Oxford. pp. 15-60.
- Cotton, C. A. 1941: Landscape as developed by the processes of normal erosion. Cambridge. University. *Journal Geology*. Volume XLIX. p. 301.
- Csépes E. – Bancsi I. – Végvári P. – Aranyné Rózsavári A. 2003: Hordalékviszonyok vizsgálata a Tiszaközépső (Kisköre-Szolnok közötti) szakaszán. *A Szolnoki Műhely Szemelvények a Vásárhelyi*

- Terv Továbbfejlesztésének megalapozó tanulmányaiból. Szolnok 2003, pp. 57-76.
- Csinády G. 1960: A csarodai láposodott folyómeder pollenanalitikai vizsgálata. Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből. No. 38. 1960, Debrecen, pp. 271-277.
- Csongor É – Szabó I. – Hertelendi E. 1982: Preparation of counting gas of proportional counters for radiocarbon dating. *Radiochemical and Radioanalytical Letters*, 55, p 303.
- Csongor É. – Félegyházi E. 1987: Paleohidrographic changes in the Bodrog-Tisza Interfluvium (NE Hungary) in the past 20000 years based on palynological studies and  $^{14}\text{C}$  dating. *Holocene Environment in Hungary*, pp. 56-59.
- Davis W., M. 1898: *Physical geography*, Boston 1898, p. 428.
- Davis W., M. 1903: *Elementary physical geography*, Boston-London-Chicago-New York. 1903. p. 430.
- Deterkői Á. – Barsi Á. – Meérykúti G. – Szabó Gy. 2000: 1:10000 méretarányú EOTR topográfiai térképek domborzati tartalmának ellenőrzése. Budapesti Műszaki Egyetem Fotometriai és Térinformatika Tanszék. Összegző jelentés. 2000.
- Dezső Z. – Szabó Sz. – Bihari Á. 2009: Tiszai hullámtér feltöltődésének időbeli alakulása a  $^{137}\text{Cs}$ -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* pp. 443-438.
- Dezső Z. – Szabó Sz. – Bihari Á. 2009: Tiszai hullámtér feltöltődésének időbeli alakulása a  $^{137}\text{Cs}$ -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* pp. 443-438.
- Félegyházi E. 1998: Adalékok a Tisza és a Szamos folyóhálózatának alakulásához a felső-pleniglaciális időszakban. *Acta Geographica Debrecina*. Tomus XXXIV. pp. 203-218., 1998, Debrecen.
- Félegyházi E. – Kiss T. – Szabó J. 1999: *Természetföldrajzi gyakorlatok*. Debrecen, p. 114.
- Félegyházi E. – Tóth Cs. 2001: A Tisza medergenerációinak és formakincsének úrfelvételes elemzése a Közép-Tiszavidéken. *Acta Geographica Debrecina* 1999/2000, Tomus XXXV, pp. 103-116.

- Félegyházi E. – Tóth Cs. 2003: A Halas-fenék lefűződött medermaradvány üledékanyagának szedimentológiai, mikromineológiai és palinológiai vizsgálata. *Acta Geographica Debrecina* 2001/2002, Tomus XXXVI, pp. 21-30. .
- Félegyházi E. – Szabó J. – Szántó Zs. – Tóth Cs. 2004: Adalékok az Északkelet-Alföld pleisztocén végi, holocén felszínfejlődéséhez újabb vizsgálatok alapján CD. Szeged II. Geográfus Konferencia
- Félegyházi E. 2008: Ártéri lapályok elhagyott meder-és morotvatavainak feltöltődési sebessége. In: Kiss T.- Mezősi G.(szerk.) *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon*. Szeged. pp. 55-63.
- Franyó F. 1966: A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. *Földrajzi értesítő*, 15. pp. 153-178.
- Gábris Gy. 1986: Alföldi folyóink holocén vízhozamai. *Alföldi Tanulmányok* 10. pp. 35-52.
- Gábris Gy. – Félegyházi E. – Nagy B. – Ruszkiczay Zs. 2001: A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. *Földrajzi Konferencia, Szeged 2001*. pp. 1-10.
- Gábris 2002: A Tisza helyváltoztatásai. Jakucs László az ismeretterjesztő és a művész: *Tanulmányok Jakucs László Professzor emlékére*. In. Szerk: Mészáros R. – Schweitzer F. – Tóth J. pp. 91-105.
- Gábris Gy. – Telebisz T. – Nagy B. – Belardinelli E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények, LXXXIV. évfolyam, 3. füzet*, pp. 305-316.
- Gábris Gy. – Nagy B. 2005: Climate and tectonic controlled river style changes on the Sajó-Hernád alluvial fan (Hungary). – in: Harvey, A. M. – Mather, A. E. – Stokes, M. (eds): *Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 251. pp. 61-67.
- Gábris Gy. 2007: A Bodroghöz fejlődéstörténete. Dr. Peja Győző emlékkönyv. pp. 189-199. Nyíregyháza-Szerencs, 2007.
- Gábris G, Horváth E, Novothny Á, Ruszkiczay-Rüdiger Z. 2012: Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary - results of the last 20 years research *Geologie en Mijnbouw-Netherlands Journal of Geosciences*. 91:(1-2) pp. 111-128.
- 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, pp. 122-126.

- Gilbert, G., K. 1877: Report on the Geology of the Henry Mountins. – Department of the Interior, US Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountins Region. p. 170.
- 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, pp. 963-966.
- Gosztonyi Gy.– Braun M. 2009: Fémek mobilizációjának vizsgálata savas kioldással a Tisza hullámterén. Természetföldrajzi folyamatok és formák. Kiss T. (szerk), Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciájának Természetföldrajzos Tanulmányai, 2009, Szeged
- Gosztonyi Gy - Braun M.- Prokisch J. - Szabó Sz. 2011: Examination of zinc and iron mobilization with acid treatments and the metal content of maize and stinging nettle in the active floodplain of the River Tisza. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, September 2011, 6, 2, pp. 25–33.
- Graf W. L. – Clark S. L. – Kammerer M. T. – Lehman T. – Randall K. – Schroeder T. R. 1991: Geomorphology of heavy metals in the sediments of Queen Creek, Arizona, USA. *Catena* 18. pp. 567-582.
- Grootes, P. M. 1977: Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50000 years. BP. Diss. Groningen, p. 221.
- 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. pp. 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. pp. 209–236.
- Hughes A. O. – Croke J. C. – Pietsch T.J. – Olley J. M. 2010: Changes in the rates of floodplain and inchannel bench accretion in response to catchment disturbance, central Queensland, Australia. *Geomorphology* 114, pp. 338–347.
- Hughes D.A. – Lewin J. 1982: A small-scale floodplain. *Sedimentology* 29. pp. 891-895. *Hydrobiologia* 143. pp. 63-69.
- Hupp, C. R. – Noe, G. B. – Schenk, E. R. – Benthem A. J. 2013: Recent and historic sediment dynamics along Difficult Run, a suburban Virginia Piedmont stream. *Geomorphology*, 180–181. pp. 156–169
- Illés L. – Koncsny K. 2001: Az 1998. novemberi árvíz felső-tiszai árvíz. Szerk: Fazeka L., Nyíregyháza 2001, pp. 13-75.

- Illés L. – Konecsny K. 2000: Az erdő hidrológiai hatása az árvizek kialakulására a Felső-Tisza vízgyűjtőjén. *Vízügyi Közlemények*, LXXXII. évfolyam. 2. füzet, pp. 167-195.
- Járainé Komlódi M. 2000: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. *Tilia*. IX. pp. 1-50. Sopron.
- Károlyi Z. 1960: A Tisza mederváltozásai, különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI, Tanulmányok és kutatási Eredmények sorozat 8, Budapest, p. 102.
- Kasse, K. – Vandenberghe, J. – Bohncke, S. 1995. Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. *Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research* 14 Special Issue: ESF Project "European Palaeoclimate and Man" 9), pp. 123-150.
- Klimek K. 1995: The role of drainage basin orography in the river channel pattern transformation during Late Vistulian, subcarpathian Oświęcim Basin, Poland. *Questiones Geographicae, Spec. Issue* 4, Poznań, pp. 147-153.
- Kinischchev V. N. 1987: Origin of loess-like silt in Northern Yakutia. *GeoJournal* 15.2, D. Reidel Publishing Company 1987, pp. 135-139.
- Kiss T. – Fejes A. 2000: Flood caused sedimentation on the foreshore of the River Tisza. *Acta Geographica* 37, pp. 51-55.
- Kiss T. – Jóri Z. – Mezősi G. – Barta K. 2000: Heavy metal pollution of sediments along the River Tisza due to cyanide contamination. *Proceedings of the Fifth International Symposium and Exhibition on Environmental Contamination in Central and Eastern Europe*. Prague
- 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* 135. pp. 191-202.
- Kiss T. – Sipos Gy. 2001: A morfológia és nehézfém-tartalom kapcsolatának vizsgálata a Maros medrében és hullámterén. In: Keményfi R. – Illyés Z. (szerk): *A táj megértése felé*. Eszterházy Károly Főiskola, Eger. 63-83.
- Kiss T. – Sipos Gy. – Fiala K. 2002: Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. *Vízügyi Közlemények*, LXXXIV. évfolyam, 3. füzet. pp. 456-467.
- Kiss T. – Sipos Gy. – Oroszi V. – Barta K. 2004: Üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Maros és az Alsó-Tisza hullámterén. In: *A magyar földrajz kurrens eredményei. II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa*. ISBN: 963-482-687-3, pp. 927-948.

- Knighton D. 1998: Fluvial forms and processes. Arnold Publ. Oxford, p. 383.
- Knox J. C. 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. *Geomorphology* 79., pp. 286-310.
- Koncsos L. – Kozma Zs. 2007: A hullámtéri feltöltődés becslése a Tisza magyarországi szakaszán. *Hidrológiai Közlöny*, 87. évf. 5. sz. pp. 59-63.
- Konishchev, V. N 1987: Origin of loess-like silt in Northern Yakutia, USSR, *GeoJournal*, 15, pp. 135–139.
- Konecsny K. 2002: Hegy- és dombvidéki erdők hatása a lefolyásra, különös tekintettel a Felső-Tisza vízgyűjtőjére. *Hidrológiai Közlöny*, 2002. 82. évfolyam, 6. szám.
- Konecsny K. 2003: A Felső-Tisza 1998-2001. évi árvizeinek hidrológiai értékelése. *Hidrológiai Közlöny*, 2003. 83. évfolyam, 2. szám. pp. 75-86.
- Kroes D.E. – Hupp C.R. 2010: The effect of channelization on floodplain sediment deposition and subsidemce along the Pocomoke River, Maryland. *J. A. Water Resources Association*. 46/4, pp. 686-699.
- Lászlóffy W. 1982: A Tisza. Akadémiai Kiadó. p. 610.
- 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* 61/3-4, pp. 361-371.
- Lóczy D. 2013: Az árterek geomorfológiai osztályozásai a nemzetközi szakirodalomban / Geomorphological classifications of floodplains in the international literature. *Földrajzi Közlemények* 2013. 137. 2. pp. 105–120.
- Lóki J. – Hertelendi E. – Borsy Z. 1993: New dating of blown sand movement in the Nyírség *Acta Geographica Debrecina Debrecen* pp. 67-76.
- Lóki J. – Szabó J. – Konecsny K. – Szabó G. – Szabó Sz. 2004: Az erdősültség és az árvizek kapcsolata a Felső-Tisza-vidéken II. *Földrajzi Konferencia Szeged* pp. 1102-1122.
- Lóki J. 2003: A szélerózió mechanizmusa és magyarországi hatásai. MTA doktori értekezés Debrecen p. 265 + Mellékletek
- Lóki J. – Buró B. – Négyesi G. – Tóth Cs. 2013: Antropogén felszínátalakulás a nyírségi hordalékkúpon. In: Frisnyák S. – Gál A. (szerk.) *Kárpát- medence: természet, társadalom, gazdaság. (Földrajzi tanulmányok)*, Nyíregyháza – Szerencs, 2013 pp. 35-50.
- Lóki J. 2010: Lepelhomok vizsgálatok a Nyírség és a Hajdúhát határán. In: Lóki J. (szerk.) *Interdiszciplinaritás a természet és*

- társadalomtudományokban. Tiszteletkötet Szabó József geográfus professzor 70. születésnapjára. Debrecen, Kiadó: Debreceni Egyetem Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék. 2010. pp. 209-216.
- Lovász Gy. 2005: A hullámtéri akkumuláció gyakorisága a Tisza középső szakaszán. Földrajzi közlemények 129/3-4. pp. 125-132.
- Magilligan F.J. 1992: Sedimentology of a fine-grained aggrading floodplain. *Geomorphology* 4. pp. 393-408.
- Magyari E. 2002: Climatic versus human modification of the Late Quaternary vegetation in Eastern Hungary. PhD értekezés p. 152. Debrecen
- Makaske B. – Smith D.G. – Berendsen H.J.A. 2002: Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 49. pp. 1049-1071.
- Mariott S. 1992: Textural analysis and modelling of a flood deposit: River Severn, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, pp. 687-697.
- Martin C.W. 2000: Heavy metal trends in floodplain sediments and valley fill, River Lahn, Germany. *Catena* 39, pp. 53–68.
- Medioli B.E. 2003: Search for a paleoflood record using physical and geochemical properties of cores from shallow lakes, Red River valley, Manitoba and North Dakota. Geological Survey of Canada, Current Research 2003-B1, p. 11.
- 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, pp. 561-573.
- Mike K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. Aqua, Budapest. p. 698.
- 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, pp. 313-328.
- Nádor A. – Thamóné Bozsó E. – Magyari Á. – Babinszki E. – Dudko A. – Tóth Z. 2005: Neotektonika és klímaváltozás együttes hatása a Körös-medence késő-pleisztocén vízhálózat-fejlődésére. MÁFI Évi Jelentése 2005-ről, pp. 131–148.
- Nádor A. – Thamóné Bozsó E. – Magyari Á. – Babinszki E. 2007. Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late

- Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). *Sedimentary Geology* 202, pp. 174-192.
- Nádor, A. – Sinha, R. – Magyarai, Á. – Tandon S.K. – Medzihradzsky, Zs. – Babinszki, E. – Thamó-Bozsó, E. – Unger, Z. – Singh A. 2011: Late Quaternary (Weichselian) alluvial history and neotectonic control on fluvial landscape development in the southern Körös plain, Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, pp. 1-14.
- Nagy I.– Schweitzer F. – Alföldi L. 2001: A hullámtéri üledék-lerakódás (övezet). *Vízügyi Közlemények*, LXXXIII. évfolyam, 4. füzet, 539-560.
- Négyesi G. 2009: Szélerózió-veszélyeztetettségét befolyásoló tényezők vizsgálata alföldi mintaterületeken. Doktori értekezés.
- Orlóci I. – Szesztay K. 2004: Árvízi kockázat a Tisza vízrendszerében. *Vízügyi Közlemények*. 86/3-4, pp. 373-421.
- Oroszi V. – Kiss T. 2004: Folyószabályozás hatására felgyorsult hullámtér feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. A II. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa, Szeged
- Oroszi V. – Kiss T. 2004: Folyószabályozás hatására felgyorsult hullámtér-feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), Szeged, pp. 1-20.
- Oroszi V. – Sándor A. – Kiss T. 2006: A 2005. tavaszi árvíz által okozott ártérfeltöltődés vizsgálata a Maros és a Közép – Tisza egy rövid szakasza mentén. In: Kiss A. – Mezősi G. – Sümegi Z. (szerk): *Táj, környezet és társadalom*, Szeged, pp. 551-561.
- Oroszi V. 2009: Hullámtér-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, Szeged, p. 135.
- Papp A. 1956: A Nagy- és Kis-Sárrét vidékének régi vízrajza. *Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből*, 1956. évi Actájából, 27. szám, pp. 1-7.
- Papp I. – Braun M. – Szalóki I. – Leermakers, M. (2007): Investigation of the effects of Baia Borsa pollution event in the sediment of Boroszló-kert oxbow lake of the Tisza. *Acta GGM Debrecina. Geology, Geomorphology, Physical Geography Series 1 (2)*: 181-186.
- Parsons H. – Gilvear D. 2002: Valley floor landscape change following almost 100 years of flood embankment abandonment on a wandering gravel-bed river. *River Research and Applications* 18/5. pp. 461- 479.
- Pécsi M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. *Földrajzi Közlemények*, 1975, 23. pp 228-239.

- Pécsi M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. Akadémiai Kiadó, Budapest 1993, p. 375.
- Pizzuto J.E. 1987: Sediment diffusion during overbank flows. *Sedimentology* 34/2: 301-317. *Processes and Landforms* 17. pp. 687-697.
- Ramanujam, C.G.K., 1987. Palynology of the Neogene Warkalli beds of Kerala state of South India. *Jour. Pal. Soc. India*. V. 32, pp. 26-42.
- Rónai A. 1985: *Geologica Hungarica. Fasciculi Instituti Geologici Hungariae ad Illustrandam Notionem Geologicam et Paleontologicam. Series Geologica, Tomus 21, 1985, Budapest, p. 446.*
- Rumsby B. 2000: Vertical accretion rates in fluvial systems: a comparison of volumetric and depthbased estimates. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, pp. 617-631.
- 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. 2006: A hullámtéri üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai Közlöny* 86/2. 58-63.
- Sándor A. – Kiss T. 2007: A 2006. tavaszi árvíz okozta feltöltődés mértéke és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnokonál. *Hidrológiai Közlöny* 87/4. pp. 19-24.
- Sándor A. – Kiss T. 2008: A területhasználat változás hatása az üledék-felhalmozódásra, közép-tiszai vizsgálatok alapján. IV. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), pp. 1-6.
- Sándor A. 2011: A hullámtér feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó és szakaszán. PhD értekezés, Szeged, p. 118.
- Schweitzer F. – Nagy I. – Alföldi L. 2002: Jelenkori övzátony (parti gát) képződés és hullámtéri lerakódás a Közép-Tisza térségében. *Földrajzi Értesítő*. 2002. LI. évfolyam, 3-4. füzet pp. 257-278.
- Schumm, S. A. 1973: River Morphology. – In: *Benchmark Papers in Geology*. Downen, Hutchinson, and Stroudsberg, PA. p. 429.
- Simm D.J. – Walling D.E. 1998: Lateral variability of overbank sedimentation on a Devon flood plain. *Hydrological Sciences Journal* 43/5. pp. 715-732.
- Somogyi S. 1967: Ösföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. *Földrajzi Értesítő*. 16. pp. 319-337.
- Somogyi S. 1974: Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782-1950 közötti térképfelvételek tükrében. *Földrajzi Értesítő* 23. pp. 27-36.

- Somogyi S. 1967: Ösföldrajzi ésmorfológiai kérdések az Alföldről. Földrajzi Értesítő, pp. 319-337.
- 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, pp. 2038-2051.
- Steiger J. – Gurnell A.M. – Petts G.E. 2001: Sediment deposition along the channel margins of a reach of the middle River Severn, UK. *Regulated Rivers, Research & Management. Special Issue: Eighth International Symposium on Regulated Streams. Volume 17, Issue 4-5*, pp. 443–460.
- Steiger J. – Gurnell A.M. – Goodson J.M. 2003: Quantifying and characterizing contemporary riparian sedimentation. *River Research and Applications* 19/4, pp. 335-352.
- 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, June 2003, pp. 233-267.
- Sümeghy B. A. 2014: A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. Doktori (Ph.D.) értekezés, Szeged, p. 106.
- Sümeghy J. 1944: A Tiszántúl. A Magyar Királyi Földtani Intézet kiadása, Budapest, 1944. p. 208.
- Sümegei P. – Korlopp E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca fauna alapján. *Földtani Közlöny*, 1995, 125/1-2. pp. 125-148.
- Sümegei P. 1999: Reconstruction of flora, soil and landscape evolution, and human impact on the Bereg Plain from late-glacial up to the present, based on palaeoecological analysis. In: Hamar, J. - A. Sárkány-Kiss. *The Upper Tisa Valley Preparatory proposal for Ramsar site designation and an ecological background* Hungarian, Romanian, Slovakian and Ukrainian co-operation. 1999, Szeged, pp. 173-204.
- Sümegei P. – Magyar E. – Dániel P. – Hertelendi E. – Rudner E. 1999: A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója. *Földtani Közlöny*. 129. pp. 479-519.
- Syversen N. – Oygarden L. – Salbu B. 2001: Cesium-134 as a tracer to study particle transport processes within a small catchment with a buffer zone. *Journal of Environmental Quality* 30, pp. 1771-1783.
- Szabó J. 1996: Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. Habilitációs értekezés, Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen.

- Szabó J. – Lóki J. – Szabó G. – Szabó Sz. – Konecsny K. 2004: A természetes folyóvízi felszínfejlődés geomorfológiai és ökológiai értékei felső-Tisza-vidéki mintaterületeken. In: Táj és környezet. Szerk. Dövényi Z. – Schweitzer F. Budapest, 2004. pp. 65-77.
- Szabó J. – Lóki J. – Vass R. – Szabó G. 2011: Dilemmas in economic utilization, flood protection and ecological landscape protection in the Great Plain section of the water network of the Tisza. In: Advances in Environmental Research. Volume 21, Chapter 8, Editor: Justin A. Daniels, pp. 237-267. Nova Science Publisher, Inc. 2011.
- Szabó J. – Vass R. – Tóth Cs. 2012: Examination of fluvial development on study areas of Upper-Tisza region. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, November 2012, Vol. 7, No. 4, pp. 241- 253.
- Szabó Sz. – Posta J. 2008: A földtani közeg nehézfém tartalma és a feltöltődés sebessége a tiszai hullámtéren. In: Püspöki Z. (szerk): Tanulmányok a geológia tárgyköréből dr. Kozák Miklós tiszteletére. Debrecen pp. 85-90.
- Szabó Sz.- Vass R. - Szabó J. - Szabó G.- Posta J. 2012: A hullámtéri feltöltődés mennyiségi és minőségi vizsgálata a Be-regi-síkon. In: Horváth E, Mari L (szerk.) Természetföldrajzi kutatások Magyarországon a XXI. század elején: tiszteletkötet Gábris Gyula professzor úr 70. születésnapjára. Budapest: EL-TE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék, 2012. pp. 139-147.
- Szalai Z. – Balogné di Gléria M. – Jakab G. – Csuták M. – Bádonyi K. – Tóth A. 2005: A folyópartok alakjának szerepe a hullámtereken kiülepedő üledék szemcse- és nehézfém frakcionációjában, a Duna és a Tisza példáján. Földrajzi Értesítő 54/ 1-2, pp. 61-84.
- Szalai Z. 2007. Effects of channelization on natural levee development, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 30/2., pp. 249-254.
- Szapannos Z. 1979: In: szerk: Kovács D. Árvízvédelem, folyó és tószabályozás, víziutak Magyarországon OVH, Budapest, 1979.
- Szilárd J. 1983: Dunántúli és Duna-Tisza közti löszfeltárások új szempontú litológiai értékelése és tipizálása. Földrajzi Értesítő. XXXII. évf. 1983. 1. füzet p. 109-166.
- Taylor M.P. 1996: The variability of heavy metals in floodplain sediments: a case study from mid Wales. *Catena* 28, pp. 71-87.
- 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.
- the *Total Environment* 243/244. pp. 219-231.
- Thorndycraft V. – Hu Y. – Oldfield F. – Crooks P.R.J. – Appleby P.G. 1998: Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. *The Holocene* 8/6. pp. 741-746.
- Tóth Cs. A. 2003: A Hortobágy negyedidőszak végi felszínfejlődésének főbb természeti és antropogén vonásai. (Doktori PhD. értekezés) Debreceni Egyetem TTK, Debrecen. p. 245.
- Tímár G. – Sümegei P. – Horváth F. – 2005. Late Quaternary dynamics of the Tisza River: evidence of climatic and tectonic controls. *Tectonophysics* 410, 97-110.
- Timár G. – Gábris Gy. 2008: Estimation of the water conducting capacity of the natural flood conducting channels of the Tisza floodplain, the Great Hungarian Plain *Geomorphology*, 98:(3-4) pp. 250-261.
- Túri M. 2013: A Sebes-Körös árterének vizsgálata a folyó egy körösladányi szakaszán. Diplomamunka, p. 44.
- Urbancek J. 1965: A Nyírség, a Bodrogek és a Rétköz, valamint a Bereg-Szatmári-síkság vízföldtani viszonyai. *Földrajzi Értesítő* 14. pp. 421-443.
- Vályi B. 1901: A Tiszavölgy vízszabályozási átnézeti térképe. I-II. szerk. és összeállította Vályi Béla, kir. főmérnök, Bécs, 1901.
- Váradai J. – Varga M. – Szlávik L. 2003: Az árvízvédelem országos irányítása 2001 márciusában. – *Vízügyi Közlemények. Különszám, III. kötet*, pp. 35-53.
- Vázsonyi Á. 1973: A Tisza-völgy vizeinek szabályozása. In: szerk: Ihrig D. *A magyar vízszabályozás története*. pp. 281-389. Budapest, 1973.
- Vágás I. 1979: In: *Árvízvédelem, folyó és tószabályozás, víziutak Magyarországon* p. 348. OVH, Budapest, 1979.
- Vass R. 2007a: Adalékok a mentett ártéri és hullámtéri feltöltődéshez a Beregi-síkon a 2001. évi tavaszi árvíz tükrében. *ACTA GGM DEBRECINA Geology, Geomorphology, Physical Geography Series, Debrecen Vol. 2*, 229-235.
- Vass R. 2007b: Hullámtéri feltöltődés a Beregi-síkon a 2001. évi árvízkor. In: Süli-Zakar I. (szerk.) *Role and Impact of the FLAPP Project in the crossborder water management of the Upper Tisza. A FLAPP Project szerepe és jelentősége a Felső-Tisza völgyében, a határon átnyúló vízgazdálkodás tükrében, 2007*, Debrecen pp. 67-81.
- Vass R. – Szabó J. – Tóth Cs. 2009: Ártéri morfológia és akkumuláció felső-tiszai mintaterületeken. In: Kiss T. (szerk) *Természetföldrajzi*

- folyamatok és formák. Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciájának Természetföldrajzos Tanulmányai, 2009, Szeged pp. 1-11.
- Vass R. – Szabó G. – Szabó J. 2010: Examination of sedimentary deposition in the active floodplains of Bereg-plain. *Studia Universitatis “Vasile Goldiș”*, Seria Științele Vieții, Vol. 20, issue 4, 2010, pp. 105-110.
- Vass R. – Szabó G. – Szabó J. 2013: Ártérvizsgálatok a magyarországi Felső-Tisza menti példaterületen. In: Frisnyák S. – Gál A. (szerk.) *Kárpát-medence: természet, társadalom, gazdaság*. Nyíregyháza-Szerencs, 2013 pp. 15-25.
- Walling D.E. – He Q. 1998: The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. *Geomorphology* 24. pp. 209-223.
- Warren S. E. 2001: Sedimentation in a Tupelo-Baldcypress Wetland 12 Years Following Harvest Disturbance. MSc Thesis, p. 61. Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg.
- 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, pp. 139-157.
- West, R. G. 1981: Paleobotany and Pleistocene stratigraphy in Britain. *New Phytol.* 87, pp. 127-137.
- Wolfenden P. J. – Lewin J. 1977: Distribution of metal pollutants in floodplain sediments. *Catena* 4: 309-317.
- Wolmann M. G. – L. B. Leopold 1957: River Flood Plains: Some observation on their formation. U.S. Geological Survey Professional Papers, 282. pp. 85-107.
- 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. pp. 281-297.
- Zagvijn, W. H. 1974: Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. II. Middle Weichselian. *Rijks Geol. Dienst Mededel. N. S.* 25. pp. 101-110.
- Zellei L. – Sziebert J. 2003: Árvízi áramlásmérések tapasztalatai a Tiszán. In: Szilávik L. (szerk.): *Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001. évi ár- és belvizekről*, *Vízügyi Közlemények különszám* 4. p. 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. pp. 219-231.

[www.ovisz.hu](http://www.ovisz.hu)