

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM – TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR

ÁLTALÁNOS ÉS ALKALMAZOTT FÖLDTANI TANSZÉK



CSERKÉSZ-NAGY ÁGNES

**Egy Tisza-völgyi pleisztocén folyó rekonstrukciója ultranagy
felbontású szeizmikus szelvények alapján**

Morfometriai elemzések a paleoklíma becsléséhez

DOKTORI (PHD) ÉRTEKEZÉS

Témavezető: **Dr. Sztanó Orsolya**, PhD, egyetemi docens

Földtudományi Doktori Iskola

Vezetője: **Dr. Nemes-Nagy József**, DSc, egyetemi tanár

Földtan–Geofizika Doktori Program

Programvezető: **Dr. Mindszenty Andrea**, DSc, egyetemi tanár

BUDAPEST
2014

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. A negyedidőszak és klímaváltozásai.....	6
2.1. Útban a jégkorszak felé.....	6
2.2. Drasztikus klímaingadozások.....	7
2.3. Stabil holocén	11
2.4. Negyedidőszaki klíma és környezetrekonstrukció hazánkban	11
3. A Pannon-medence negyedidőszaki vízrajzának fejlődése	17
4. Kutatási módszerek és adatok.....	28
4.1. Ultranagy felbontású szeizmikus szelvények	28
4.2. Morfometriai elemzés.....	32
4.3. Sekélyfúrás	37
4.4. OSL (Optically Stimulated Luminescence) kormeghatározás.....	38
4.5. A modern Tisza üledékképződésének vizsgálata.....	39
5. Eredmények és értelmezésük.....	40
5.1. Szeizmikus egységek: milyen jellegű a folyó?	40
5.2. Morfometria: mekkora a nagy folyó?	54
5.3. A mártfői övzátony-sorozat	59
5.3.1. Természetes helyváltoztatás vs. vízhozam változás.....	61
5.4. A szolnoki övzátony-sorozat.....	68
5.4.1. Természetes helyváltoztatás vs. vízhozam változás.....	69
5.5. A tószegi szakasz.....	72
5.6. A tiszavárkonyi szakasz.....	78
5.7. Fúrások az övzátony mentén: a szeizmikus és litofacies összevetése	81
5.8. Geokronológia.....	86
6. Diszkusszió	88
6.1. Egy meanderező folyó rekonstrukciója	88
6.2. Paleoklímára vonatkozó és őskörnyezeti következtetések.....	96
6.2.1. Ős-Bodrog – pleniglaciális klímarekord alluviális környezetből.....	96
6.2.2. Kisléptékű klímaváltozások nyomozása az U1 egység övzátony-sorozatain	101
6.2.3. Komplex folyóvízi fejlődés a középső-pleniglaciális klímaváltozásának tükrében	105
7. A kutatás legfontosabb új eredményei.....	110
8. Köszönetnyilvánítás.....	113
9. Irodalomjegyzék.....	114
Mellékletek	131
Összefoglalás	139
Abstract.....	140

1. Bevezetés

A negyedidőszak kutatása hosszú múltra tekint vissza, ám a kutatási módszerek és a technológia fejlődésével mindig újabb és újabb lendületet kap. Az utóbbi évtizedekben a globális klímaváltozás kapcsán a klímakutatással összefonódva övezi egyre nagyobb figyelem az e téren elért eredményeket: a közelmúlt drasztikus klímaingadozásainak és ezek felszínformáló hatásainak elemzése kulcsszerepet játszik a lehetséges jövőbeli klímaváltozások előjelzésében. A kvarter klímakutatás aktualitásán túl Magyarországon speciális helyzete van ennek a kérdéskörnek, mivel hazánk területének több mint 90%-át fedik fiatal, nagyvastagságú, többnyire lösz, lösz anyagú, illetve folyóvízi üledékek (Jámbor 1998). Így nem véletlenül a hazai kortárs negyedidőszak kutatás is a lösz és futóhomok (e.g. Sümegi & Krolopp 2002, Novothny et al. 2002, 2010, 2011, Ujházy et al. 2003, Varga 2011, Sümegi et al. 2011, Gábris et al. 2011, Kiss et al. 2012, Barta 2014), illetve a folyóvízi üledékek (e.g. Gábris 2002, 2007b, 2011, Nádor et al. 2003, 2007, 2011, Gábris & Nagy 2005, Tímár et al. 2005, Thamó-Bozsó et al. 2007, Tímár & Gábris 2008, Sipos et al. 2010, Nádor & Sztanó 2011, Kiss et al. 2014.) körül összpontosul. A nemzetközi folyóvízi kutatás aktuális célkitűzései között szerepel – az egységes adatbázis létrehozásán túl – többek közt az éghajlati és globális változások folyóvízi üledékképződésre gyakorolt hatásának felderítése, az extrém hidrológiai események elemzése, illetve az őskörnyezeti rekonstrukció (INQUA 2012, FLAG 2014). Doktori kutatásom e munkák sorát gyarapítja: a modern Tisza völgyében a mederfenék alatti 10–20 méteres mélységben geofizikai módszerrel feltárt folyóvízi üledékes összletet vizsgálom, különös tekintettel a folyóvízi üledékek klímajelző szerepére.

Hazánkban az 1990-es évek eleje óta folynak az ELTE Geofizikai Tanszék és a Geomega Kft. kivitelezésében vízi, nagy- és ultranagy felbontású reflexiós szeizmikus mérések. Ennek egyik legelső alanya a Tisza volt (Tóth et al. 1997), ahol 201 km egycsatornás sekély szeizmikus szelvényt mértek 1995 májusában, a Tisza középső, Tiszadobtól Martfűig terjedő szakaszán. A felmérés geológiai szempontból is érdekes területen történt: a szelvényezés egyrészt harántolja a Közép-magyarországi vonalat, valamint végigfut a Pannon-medence pleisztocén végi, feltételezett harmadik vízrajzi tengelyébe eső (c.f. Gábris 2002), nagy vastagságú folyóvízi üledékekkel feltöltött Jászsági-medencén. A felmért Tisza szakasz környezete nagyrészt megegyezik a változatos folyóvízi felszínformákkal tarkított Közép-Tisza vidékkel, mely földrajzi értelemben a Bodrog torkolatától (Tokaj) Tiszaföldvárig tart (Bulla 1964).

A folyóvízi környezetben újszerűen alkalmazott szeizmikus módszert, és a segítségével szerezhető földtani adatok részletességét és sokoldalú hasznosíthatóságát Tóth et al. (1997) és Tóth (2003) ismertette. A felszíni feltárások léptékével közvetlenül összevethető felbontású

szeizmikus kép a felszín közeli üledékes és tektonikai struktúrák nagyon részletes feltérképezéséhez nyújt segítséget. A neotektonikával kapcsolatos eredményeket Tóth & Horváth (1999) foglalta össze. A Tisza mederfeneke alatti üledék alluviális szerkezeteit Sztanó et al. (2002) vázolták nagy vonalakban: (1) a vízszintes, párhuzamos reflexiókat ártéri üledékként, (2) a látványos, ferde reflexiósorozatokat övzátonyként, (3) a tál alakú reflexiókötegeket felhagyott mederként értelmezték, és egy nagy meanderező folyó jelenlétére következtettek. Az első, klímaingadozást feltételező paleohidrológiai becslést Sztanó & Mészáros (2003) mutatta be az egycsatornás szelvények alapján a martfői szakaszon. A szeizmikus szelvényezés a modern Tisza üledékképződését is felfedi, melynek sajátosságait – az emberi beavatkozásokra és folyószabályozásra fókuszálva – Nagy et al. (2005, 2006) mutatták be.

Az ígéretes előzetes eredmények ellenére sem a korábbi mérések rendszerező, átfogó feldolgozása, sem további célzott mérések, korhatározások nem történtek, így fontos kérdések maradtak megválaszolatlanul:

- A vízfolyás típusa: Milyen a feltárt üledékes egységek eloszlása? Minden ferde reflexiósorozat meanderező folyóhoz köthető? Ugyanazon folyó üledékeit látjuk az egész területen?
- A hosszú ferde reflexiósorozatok egy övzátont alkotnak, vagy többszöri visszatérő folyóvízi aktivitást jelölnek?
- Mekkora a „nagy folyó”? Milyen hidrológiai és mederparaméterekkel (szélesség, mélység, vízhozam, stb.) jellemezhető az üledékeket létrehozó vízfolyás? Vannak-e kiugró, extrém vízhozamra utaló jelek?
- A morфомetriai változékonyság klímaingadozáshoz köthető vízhozam változást, vagy autociklikus folyamatokat jelöl?
- Milyen korú a folyó?
- Hány üledékképződési fázis ismerhető fel? Ezek hogyan követik egymást?
- Milyen éghajlatra utalnak az ősi folyó vízrajzi jellemzői?

Doktori kutatásom első feladata tehát az 1995-ben a Tiszadob és Martfő között mért egycsatornás ultranagy felbontású szeizmikus szelvényezés szisztematikus, részletes szedimentológiai feldolgozása volt. Céлом a közel 200 km-nyi kutatási területen az egy, nagy, meanderező folyó létének igazolása, mely új bizonyítékokat szolgáltathat a medence pleisztocén kori háromtengelyű vízrajzi képéhez (cf. Gábris 2002). Második lépésként a „legizgalmasabb” területeken, a jól fejlett hosszú övzátony-sorozatokon újabb, a vízi szeizmikus mérések előnyeit kihasználó „kvázi-3D-s” –azaz 2D-s szelvényhálóban történő – felmérést végeztünk 2006-ban a

Geofizikai Tanszék és a Geomega Kft. munkatársaival. A részletes mérések célja (1) az egyes övzátony-felületek valós dőlésirányának feltérképezése volt, ami pontosítja a meder morfológiájára, változékonyságára és méretére, illetve vízhozamára vonatkozó ismereteinket. (2) Rekonstruálható az idős övzátony-komplexumok térbeli elhelyezkedése és fejlődése, és (3) várhatóan elkülöníthetők az eltérő paleohidrológiai viszonyokra utaló fonatos folyó rajzolatok a meanderező mintázatoktól, így a térség alluviális fejlődéstörténete feltárható. További célul tűzttem ki, hogy sekélyfúrások segítségével a megismert szerkezetekhez tényleges anyagot rendeljek, valamint kormeghatározásokat végezzek. Segítségükkel a szeizmikus interpretáció alátámasztható, az üledék és a klíma kapcsolatának elemzéséhez pedig a geokronológia minél pontosabb ismerete szükséges. Amennyiben az üledék nem idősebb, mint 100 ezer év (Thamó-Bozsó & Nagy 2011), akkor a szerkezet keletkezésének kora az övzátony rétegsorok homokjának betemetődési korának mérésével (Optically Stimulated Luminescence, OSL kor) megkapható. Az idős övzátonyok épülési módját összevetve a modern Tiszán észlelt övzátony-fejlődés jellegzetességeivel és ütemével, megbecsülhető az üledékképződés sebessége. A koradatok ismeretében pedig a változások az egykori éghajlat alakulásával hozhatók összefüggésbe, így a dolgozatban ezt is vizsgálom.

Az elért eredmények térben és időben elhelyezése végett a következő két fejezetben összefoglalom röviden a negyedidőszak és éghajlatára vonatkozó ismereteket (2. fejezet), illetve a Kárpát-medence vízrajzáinak fejlődését (3. fejezet) a vonatkozó kutatástörténeti utalásokkal. A 4. fejezet ismerteti a vízi szeizmikus mérés és optikailag stimulált lumineszcens (OSL) kormeghatározás alapjait, a mederparaméterek és vízhozam számítási módszerét, illetve a területen mélyült sekélyfúrások menetét. Az 5. fejezet külön alfejezetekben mutatja be

- a vizsgált Tisza szakaszon előforduló szeizmikus egységeket, illetve értelmezésüket,
- az övzátony-sorozatok morfometriai elemzését,
- az egyes övzátony-sorozatok rekonstrukcióját és a vízhozam elemzését,
- a sekélyfúrásból származó litológiai eredményeket,
- és az üledékképződés korát.

A 6. fejezetben a folyó rekonstrukcióján át értelmezem az eredményeket, illetve összevetve azokat a korábban publikált megfigyelésekkel az időszak klímájára és környezetére vonatkozó elemzéseket végzek. Végül a 7. fejezet pontokba szedve foglalja össze a munka új tudományos eredményeit.

2. A negyedidőszak és klímaváltozásai

A legfiatalabb fedő üledékek felismerése és azok elkülönítése az idősebb képződményektől már a 19. sz. elejétől dokumentált; a velük összefonódó, a nemzetközi irodalomban elfogadott kvarter (negyedidőszak) kifejezés eredetét pedig még ennél is régebbre, a 18. sz. közepére vezetik vissza (Bradák 2008). Viszonylag korán napvilágot láttak a jégkorszakra utaló első megfigyelések is (Gibbard & van Kolfshoten 2005). A negyedidőszak és az eljegesedés gondolatának összefonódása alakította ki az idősakkal kapcsolatos mindmáig fennálló szemléletet, amely a közelmúlt geokronológia vonatkozású változásait is befolyásolta. A kvarter 2009-ben elfogadott geokronológiai/kronosztratigráfiai állását (Gibbard et al. 2010), illetve az irodalomban gyakran előforduló nem hivatalos kronosztratigráfiai és klimatosztatigráfiai elnevezéseket az 2.1. ábra foglalja össze.

2.1. Útban a jégkorszak felé

Az INQUA és ICS 2009-es állásfoglalása szerint a negyedidőszak az utolsó 2,58 millió évet foglalja magába (Gibbard et al. 2010), melyet leginkább a gyakori és olykor igen drasztikus klímaváltozások jellemeznek: eljegesedések és felmelegedések váltakoznak. Bolygónk a meleg és kiegyenlített éghajlatú kréta és eocén melegházi szakaszból a kainozoikum során fokozatosan, több lépcsős hűléssel ment át a jégkorszakba. Az első jelentős eljegesedést az Antarktiszra, kb. 34-33 millió évvel ezelőtt feltételezik (Zachos et al. 2001). A drasztikus klímaromlás lehetséges okai közt szerepeltetik a (1) besugárzási minimumot (Coxall et al. 2005), (2) a Tasman-szoros és a Drake-átjáró kinyílásával a Cirkum-Antarktikus áramlás életre kelését (Kenneth et al. 1974, Lawver & Gahagan 2003) és ennek eredményeként az (3) Antarktisz termális elszigetelődését (Toggweiler & Bjornsson 2000), illetve (4) a légkör alacsony CO₂ tartalmát (Pearson & Palmer 2000, Liu et al. 2009). Több kisebb ingadozást követően (Zachos et al. 2001) a miocén közepére teszik az Antarktisz (illetve Dél-Amerika déli részének) tartós jéggel borítottságának kezdetét (Anderson 1999). Az Északi féltekén némileg később észlelhető a klímaromlás, habár az első eljegesedési nyomokat itt is 44 millió évesre datálják (Triparti et al. 2008). A neogén során csak a szórványos jég-úsztatta törmelék (IRD – ice-rafted debris) jelzi az első tengerig érő gleccserek megjelenését Alaszka, Grönland, Izland és Norvégia hegyvidéki területein (Ehlers & Gibbard 2008). Noha a jég mennyiségének jelentős globális növekedését jelzik az oxigén izotópadatok és IRD adatok 3,5(3,2)–2,4 millió évvel ezelőtt (Zachos et al. 2001, Ehlers & Gibbard 2008), az északi féltekén a komolyabb klímaromlás kezdetét 2,7 millió évre teszik (Maslin et al. 1998). Az északi félteke e kései lehűlésének okát elsősorban a lassú tektonikus folyamatokban – mint a hegységek emelkedése (pl. Himalája és Tibeti plató) és a tengeri átjárók, mint a Panamai

földszoros bezáródása (Mudelsee & Raymo 2005) –, illetve az Atlantikumban bekövetkező termohalin áramlásváltozásokban (Bartoli et al. 2005) kereshetjük. Nem mellesleg ez az időszak egybeesik a Milankovich-féle orbitális ciklusok alacsony besugárzású szakaszával is (Maslin et al. 1998).

2.2. Drasztikus klímaingadozások

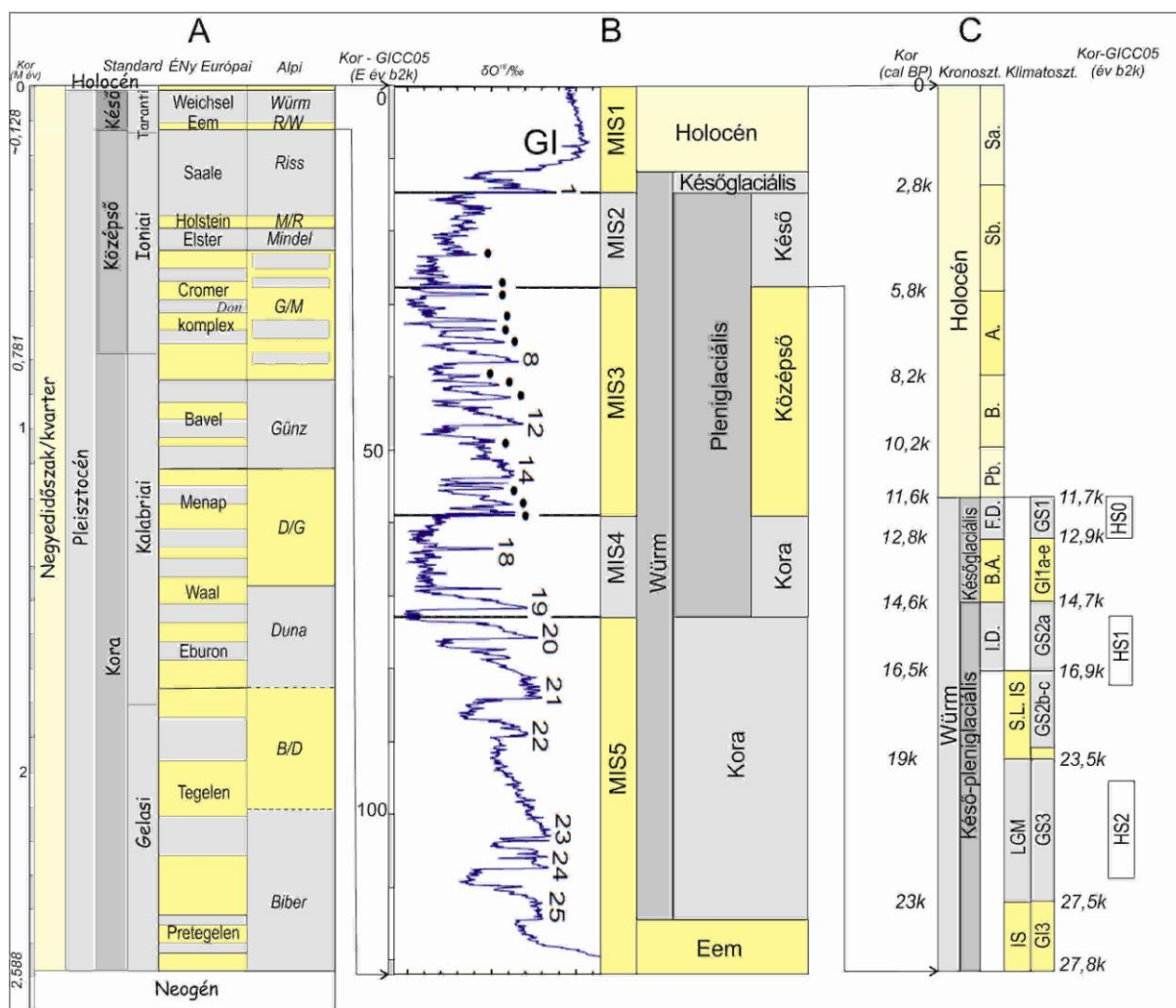
Az óceán fenéki üledékek oxigén izotóp összetételének vizsgálatával felállított MIS (Marine Isotope Stages) kronosztratigráfia szerint 52 hideg és ugyanennyi meleg periódust definiáltak a negyedidőszak során (Cohen & Gibbard 2011). E 10^4 – 10^5 éves (glaciális–interglaciális) ciklusok kialakulásának legelfogadottabb magyarázatának még mindig a Milankovič-elméletet, azaz a föld pályaelemeinek periodikus váltakozását, illetve ezek közvetlen és közvetett hatás/visszahatásait tartják (Hays et al. 1976, Ruddiman 2006), annak ellenére, hogy néhány kérdés továbbra is megoldatlan (Wunsch 2004). Míg az oligocéntől kezdve a 41 ezer éves ciklusok határozták meg a klíma alakulását, addig egy hosszabb-rövidebb átmeneti szakaszt követően (kb. 1,2–0,8 millió év) a középső-pleisztocén kezdetétől a jóval nagyobb klímakilengéseket produkáló 100 ezer éves ciklusok voltak a dominánsak (Zachos et al. 2001). Újabb kutatások arra is rámutattak, hogy kontinentális méretű eljegesedést is csak az utolsó 1 millió (800 ezer) évben tapasztalunk, amikor az időjárás is jóval szélsőségesebbé vált; a telek kellően hidegek és hosszúak voltak a kiterjedt jégtakarók fennmaradásához (Ruddiman 2006, Ehlers & Gibbard 2007). Európában a kora-pleisztocén eljegesedéseket többnyire csak IRD (ice-rafted debris) üledékek jelzik, illetve a Dolomitokban és Svájci-Alpokban is írtak le kora-pleisztocén gleccserekre utaló nyomokat, azonban datálásuk és kiterjedésük megítélése is bizonytalan. Az utolsó 1 millió évben 6(8) síkvidéki eljegesedést azonosítottak (MIS 22, 20, 16, 12, 8–6, 4–2 hideg periódusok). Ezek közül a jelentősebbek a doni (~MIS16) ~ günz/mindel interglaciális közepén, az elsteri ~ mindel (~MIS12) és a saali ~ riss (~MIS8–6), valamint a késő-pleisztocén weichseli ~ würm (~MIS4–2) glaciálisok voltak (Ehlers & Gibbard 2008). Érdemes azonban megjegyezni, hogy a klasszikus alpi glaciális sztratigráfia (Pench & Büchner 1901/1908) – melyet a hazai irodalom is széleskörűen használt egészen a közelmúltig – nehezen korrelálható az Európa és a világ más tájain használt helyi kronosztratigráfiai egységekkel (c.f. Cohen & Gibbard 2011), különösen, ha azt tekintjük, hogy az egyes eljegesedések kiterjedésben és időben is helyről-helyre másképp alakultak.

Az utolsó glaciálisról (weichseli ~ würm) és az azt megelőző meleg periódusról (eemi~riss/würm interglaciális) jóval részletesebb információk állnak rendelkezésünkre, köszönhetően sok egyéb mellett a nagyfelbontású grönlandi jégmagfúrásoknak (GRIP, GISP, NGRIP). Mind a szárazföldi, tengeri és jégmag klímáproxik, valamint a rajtuk alapuló

modellezések azt mutatják, hogy az utolsó interglaciális (MIS5e) éghajlata a holocénhez képest némileg melegebb lehetett ($+1,5^{\circ}\text{C}$ globálisan, Turney & Jones 2010), de a kalkulált hőmérséklet értékek nagyobb szezonalitást is mutatnak, különösen az északi féltekén (Lunt et al. 2012). Az Európára vonatkozó becslések szerint a nyári középhőmérséklet $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$ -kal, míg a téli $1\text{--}4^{\circ}\text{C}$ -kal volt magasabb a mainál (Montoya 2007). Míg Eurázsia magasabb szélességi körein egész évben pozitív volt a hőmérsékleti mérleg, addig Észak-Afrikát és Indiát a mainál hűvösebb értékek jellemezték, különösen télen, a megerősödő monszun következtében (Montoya 2007, Nikolova et al. 2012). Az északi féltekén magas volt az erdősültség, a mérsékelt övi erdők határa jóval északabbra tolódott. A klímaromlás első jelei a MIS 5e/5d határon jelentkeznek, az ezt követő fokozatosan szárazabbá váló és hűlő trendet, időszakosan visszatérő enyhülések szakítják meg, mígnem a MIS5d végén hirtelen beállnak a glaciális-közeli viszonyok (Kukla et al. 2002).

A késő-pleisztocénben Európában 3 nagyobb előrenyomulását írták le a jégnek (Ehlers & Gibbard 2008): 100-80 ezer év BP között, mely a keleti vidékeken volt a legkiterjedtebb; kb. 80-70 ezer év BP között, mely a Nyugat-Európában széleskörűen használt pleniglaciális kezdetét is jelzi (73,9 ka, Martinson et al. 1987); illetve az utolsó glaciális maximum (LGM, Last Glacial Maximum) során (23–19 ezer cal BP, Mix et al. 2001)

A folyamatos, nagyfelbontású paleoklímát jelző rekordok (e.g. Johnsen et al. 1992, Bond et al. 1993) azonban ennél jóval több, összesen 25 nagy amplitúdójú, gyors, mindössze néhány száz vagy ezer év alatt lezajló klíma oszcillációt, úgynevezett Dansgaard-Oeschger (DO) ciklust jeleznek (Johnsen et al. 1992). Egy DO ciklust egy kezdeti gyors felmelegedés, majd az ezt követő lassú hűlés (együtt DO meleg esemény~GI, Greenland Interstadial), és a végső hideg szakasz (GS, Greenland Stadial) épít fel (Wolff et al. 2010). Bond et al. 1993 az ún. Bond ciklusokban kapcsolta össze a DO meleg eseményeket a Heinrich (hideg) eseményekkel (együtt szub-Milankovič ciklusok). A Heinrich eseményt az intenzív borjadzásnak köszönhető IRD dús rétegek képződése jelzi az Észak-Atlantikumban, és egy erőteljes interstadiálissal (GI) induló, majd fokozatosan gyengülő felmelegedésű DO ciklusok lezárulásaként jelentkezik. Ez az elmélet azonban nem igazolható az összes Heinrich és DO eseményre (Wolff et al. 2010). Mindkét esemény ma legelfogadottabb magyarázata az Atlantikumban bimodálisan (hideg-meleg) működő AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) váltakozásával, illetve ideiglenes leállásával hozható összefüggésbe (Rahmstorf 2007). Mivel a DO ciklusok jól felismerhetők, globálisan is azonosítható nyomot hagynak a geológiai rekordban, manapság a korreláció leggyakrabban használt eszközévé váltak az esemény sztratigráfiában az utolsó jégkorszak során, melyekhez a legpontosabb kronológiát a GICC05 biztosítja (Andersen et al. 2006, Svensson et al. 2008, 2.1. ábra).



2.1. ábra. A negyedidőszak, ezen belül kiemelten a késő-pleisztocén krono- és klímatusztratigráfiai egységei. A: Cohen & Gibbard 2011 nyomán; B: GI=Grönlandi interstadiális, GS=Grönlandi stadiális, b2k=kor 2000 évtől számítva, kronológia a kiterjesztett GICC05 alapján (Svensson et al. 2008, Johnsen et al. 2001); C: HS= Heinrich esemény, IS=interstadiális, LGM=Utolsó glaciális maximum, SLIS= Ságvár-Lascaux interstadiális, ID=Idős driász, BA= Bölling/Alleröd interstadiális, FD= Fiatal driász, Pb=Preboreális, B=Boreális, A=Atlanti, Sb=Szubboreális, Sa=Szubatlanti, kronológia Stuiver et al. 1995, EPILOG (Mix et al. 2001) és INTIMATE (Lowe et al. 2008) szerint.

A szub-Milankovič ciklusokban a MIS3 időszaka alatt tapasztalták a legnagyobb változékonyságot (2.1/b ábra): általában meleg és csapadékos klíma jellemzi az interstadiálisokat, és hideg száraz a stadiálisokat, néhány lokális eltéréstől eltekintve (c.f. Voelker et al. 2002). A MIS3 során az LGM-hez képest nagyjából a felére csökkent a jégtakaró, az orbitális paraméterek a MIS5e-hez hasonló meleg nyarakat jeleznek az északi féltekén, az üvegházgázok mennyisége a légkörben pedig a mai és az LGM közti középérték körül alakulhatott (Van Meerbeek et al. 2009). Mindez összességében is némileg enyhébb és csapadékosabb klímát eredményezett, mint a közrefogó MIS4 és MIS2 hideg periódusokban. A stadiálisok idején erős észak-déli klímagradiens

tapasztalható, míg az interstadiálisokban némi nyugat–keleti irányú övezetesség is felismerhető Európa-szerte. A meleg szakaszokban Északnyugat-Európában lokálisan előfordulhatott permafroszt; a pollen adatok alapján a füves-bokros tundra vegetáció volt jellemző, amit kelet felé haladva az erdős tundra váltott fel. Nyugat-közép Európát és az Alpok régióját a nyílt tajga jellemezte, míg az É. sz. 45°-tól délre mérsékeltövi lombhullató erdőt valószínűsítettek (Fletcher et al. 2010).

A középső-pleniglaciális enyhe klímája fokozatosan romlott, majd elérte minimumát az LGM során. LGM alatt hagyományosan a jég utolsó nagy előrenyomulásának maximumát értjük, azonban nehéz hozzá egzakt dátumot rendelni, köszönhetően a jégtakarók regionális változékonyságának. (Hagyományosan 23–19 ezer év cal BP Európában.) Clark et al. (2009) összegző munkája szerint a 33–29 ezer év között jelentkező kezdeti maximumot követően 26,5 ezer éve szinte mindegyik jégtakaró elérte maximumát, és 19–20 ezer évig nagyjából stabilan kitartott. Az időszak klímája globálisan hideg és száraz volt, a legnagyobb lehűlés azonban az északi félteke jéggel borított és azt határoló területein volt tapasztalható. A hőmérséklet 10–17 °C-kal volt kevesebb Európa-szerte, mint ma (Allen et al. 2008). Jég borította Németország és Lengyelország északi részeit is (Ehlers & Gibbard 2008). A kiterjedt jégtakaró a jellemző szélirányokat is módosította, számos helyen tovább növelve a globális lehűlésből következő szárazságot (Roche et al. 2007).

Az LGM az északi féltekén nagyjából egyidejű és hirtelen eseményként ért véget (Clark et al. 2009). A globális vízszint ingadozási adatok a kezdeti gyors tengerszint emelkedést követően hosszan tartó, változó intenzitású emelkedést mutatnak 7 ezer évvel ezelőttig, amikor a jég a mai kiterjedésére csökkent. A jég kisebb globális előrenyomulásait a vízszint rövidebb stagnáló fázisai jelzik: legmarkánsabban a fiatal driász esemény jelentkezik (Lambeck et al. 2002). A pleisztocén végéről részletes klímarekonstrukciók állnak rendelkezésünkre Európa- és világszerte, melynek klimatosztratigráfiai eseményeit a 2.1/c ábra foglalja össze. A glaciális/interglaciális átmenetet a világszerte észlelt fiatal driász időszak (GS1) zárja, melyet egyébként az utolsó Heinrich eseményként tartanak számon (HE0). Az északi féltekén az esemény markáns lehűlést jelez, különösen a téli hónapokban (10–20°C-kal alacsonyabb hőmérséklet, mint ma, Renssen & Isarin 2001), míg a délin a hőmérséklet csökkenés kevésbé jelentős, sőt az esemény egyidejűségét is kétségbe vonják (Folland et al. 2001).

2.3. Stabil holocén

A fiatal driász – hasonlóan az LGM-hez – hirtelen ért véget: grönlandi jégmagokban 7°C-os hőmérsékletemelkedést regisztráltak néhány évszázad alatt, míg Európában 10°C/50 év emelkedési rátát is valószínűsítene (Folland et al. 2001). A pleisztocén/holocén határt is az NGRIP jégmagban jelölték ki a deutérium izotóp éles ugrásánál (11.700 év b2k), ami a csapadék észak-atlantikumi forrásrégiójának klímaviszonyaiban beállt hirtelen változást jelzi (Walker et al. 2009).

Részleteiben vizsgálva a holocén stabilnak tartott klímája is mutat 1000 éves nagyságrendű oszcillációkat, bár ezek amplitúdója messze elmarad a jégkorszakok alatt tapasztaltaktól, illetve regionálisan is eltérően jelentkeznek. A kora-holocén mainál általában melegebb klímájának a markáns és jól dokumentált, globálisan észlelt „8200 BP lehűlés”(Alley et al. 1997) vet véget, ami Európában 2°C-os éves hőmérsékletcsökkenést, az afrikai sivatagi területeken pedig extrém szárazságot okozott. Azonban az északi félteke a holocén klímaoptimumot csak ezután, 8-6 ezer éve (atlanti fázis) érte el (Folland et al. 2001). Az ún. holocén közepi klímaváltás szintén széleskörűen dokumentált jelenség: hűlés és a klíma szárazabbá válása kapcsolható hozzá világszerte, annak ellenére, hogy a légköri CO₂ szint enyhe emelkedést mutat (Steig 1999). A történelmi idők felé haladva egyre több jól dokumentált klímaeseménnyel találkozunk, mint például a kis jégkorszak (15–19. sz.) vagy a középkori meleg periódus (11–14. sz.). Mindezek ellenére a holocén klímája mégis szokatlanul kiegyenlítettnek tekinthető, amit részben az ember természetátalakító tevékenységével magyaráznak: a mezőgazdaság megjelenésével a légkörbe kerülő üvegházgázok okozta melegedés elfedi a besugárzás változásából adódó természetes változékonyságot (Ruddiman & Thompson 2001).

2.4. Negyedidőszaki klíma és környezetrekonstrukció hazánkban

Az előző fejezetekben a globális klímaváltozások folyamatában történő bemutatására törekedtem, helyenként kiemelve az Európára jellemző viszonyokat, a továbbiakban a hazánkra vonatkozó ismeretanyagból a korrelációt elősegítő hasonló vonások megemlítése mellett azokra koncentrálok, melyek a klímában eltérést, vagy a medencére jellemző sajátosságot mutatnak be.

Hazánkban a nemzetközi irányvonallal ellentétben (vagy azt megelőzve) a neogén és negyedidőszak határát már a kezdetektől korábbi időpontra datálták: Kretzoi (1985) 2,5 millió évre teszi őslénytani kutatások alapján, Rónai (1984) a magnetosztratigráfián alapuló 2,4 millió évet javasolta, ami mára összhangba került a Matuyama-Gauss paleomágneses határhoz kötött nemzetközi időponttal (Gibbard et al. 2010). Háromosztatú tagolása is igazodik a ma elfogadott nemzetközi normákhoz. A pleisztocén típuszelvénnyét a Vésztő-1 mélyfúrásban jelölték ki, mely

ciklusszinten folyamatos és harántolja a teljes negyedidőszakot (Krolopp & Kordos 1988). Nádor et al. (2003) a fúrásanyagon végzett újabb vizsgálatai a Milankovič-klímaciklusok nyomát is kimutatták, melyek jó egyezésben vannak az oxigénizotóp-görbével; az idősebb szakaszon 40 ezer éves, míg kb. 900 ezer évtől 100 ezer éves periodicitást azonosítottak. Hazánk területe a jégkorszakok ideje alatt a periglaciális övhöz tartozott, csak a Kárpátok magasabb vonulatai voltak időközönként eljegesedve (Urdea 2004).

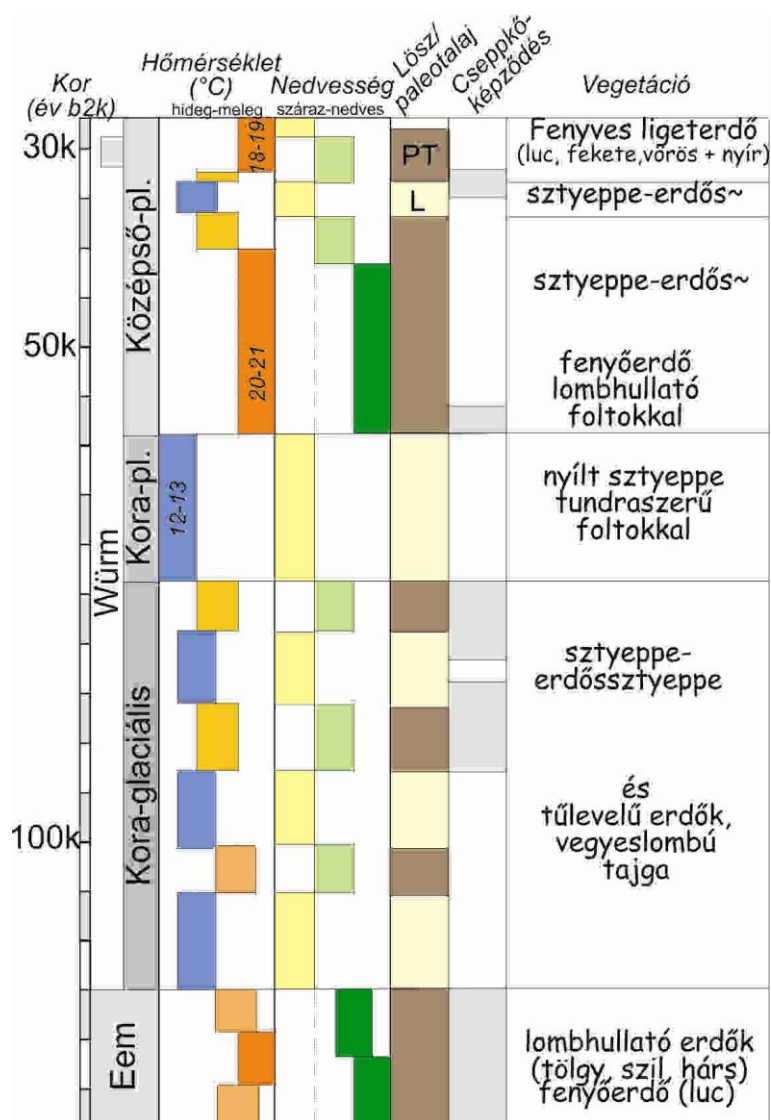
A kora-pleisztocén klímájáról az – ugyan csak lokálisan előforduló – barlangi üledékek kisemlős vizsgálatai adják a legjobb képet. Az európai viszonylatban is jelentős késő-pliocén–pleisztocén biosztratigráfia mellett (Kretzoi 1969), Pazonyi (2009) újszerű paleoökológiai elemzéseket is végzett a teljes negyedidőszakra kiterjedően. Ez alapján a kora-pleisztocénben a nagy lehűlések még nem jellemzők, a klímaingadozás csak nyílt vegetációjú szárazabb (pl. 2,5–2,15 millió év, 1,45–0,95 millió év), illetve fás-cserjés nedvesebb időszakok (2,15–1,45 millió év) váltakozásában ismerhető fel. Ezt a képet némileg árnyalják a Tiszántúl mélyfúrásainak polleneredményei, miszerint még a hideg szakaszokban is magas volt az erdősültség, a melegben pedig még mediterrán lombos erdők is megjelentek (Járainé Komlódi 2000). A hideg–meleg ingadozások helyett szintén a száraz–nedves időszakok váltakozásának szerepét lehet felismerni az idősebb pleisztocén lösz–paleotalaj sorozatok kifejlődésében is (Varga 2011). Jelentős változás mutatkozik a kisemlős-faunában kb. 950 ezer évnél, ami arra utal, hogy a klíma hidegebbé és szárazabbá válásával megjelent az első valódi sztyepp növényzet. A száraz, hideg időszakokban kb. 150–200 mm csapadékot feltételeznek. E mellett nyitott, szórt tajgaerdők és cserjés erdőstundra jellemzi a hideg szakaszokat. Az első komoly lehűlést azonban csak a középső-pleisztocénben kb. 305 ezer évvel ezelőtt jelzik a kisemlős adatok (Pazonyi 2009).

A klíma hideggé válását és a térség periglaciális helyzetét mutatja a jelentős löszképződés is, melynek szüneteiben a paleotalaj szintek jelzik a klíma kedvezőbbé válását. Ugyan a pontos löszkronológia hazánkban – a számos új eredmény ellenére (Frechen et al. 1997, Novothny et al. 2002, 2011, Sümegi et al. 2011) – nem teljes, különösen az idősebb löszök tekintetében, relatív kronológia felállítható, és többé-kevésbé összevethető az oxigénizotóp-görbével (Gábris 2007a), mely jól jelzi a hideg-száraz/meleg-csapadékos klíma váltakozását a középső- és késő-pleisztocénben. Az egymást követő meleg interstadiálisok eltérő jellegéről tanúskodik azonban az egyes paleotalaj szintek fejlettsége, illetve a középső-pleisztocén nagy részét átfogó vértesszőlősi pollen és makróflóra leletanyag: meleg száraz klímát jeleznek a mediterrán fajok, míg nedvesebbet a vízi növénytársulások a változékony gүнz/mindel interglaciális idején. A mindel/riss

interglaciális fenyőkben gazdagabb flórája a többi meleg szakaszhoz képest kedvezőtlenebb klímát feltételez (Járainé Komlódi 2000).

A süttői löszszelvény elemzése azt mutatja, hogy a késő-pleisztocénben hazánk időjárása mintegy átmenetet képezett Európa nedvesebb észak-nyugati és a szárazabb déli részei közt. A kvázi folyamatos szelvény jól jelzi a MIS5 és MIS3 meleg intervallumait, melyek közül az eem interglaciálisként azonosított vöröses barna paleotalaj szinthez köthető a legtöbb csapadék (Novothy et al. 2011). A Baradla-barlang cseppkövein végzett stabilizotóp vizsgálatok is jól mutatják az elmúlt 130 ezer év klímaoptimumait: a paleotalaj elemzések eredményeivel összhangban az eemi elején tapasztalt gyors felmelegedéshez némileg csapadékosabb klíma társult, mint az ezt követő hőmérsékleti maximum idején (Siklósy et al. 2011). A klíma romlását jelzi a lösz felhalmozódása a MIS4 során, melyre a Tokaj környéki feltárások vizsgálata nyomán 12–13°C júliusi átlaghőmérsékletet becsültek (Sümegei & Hertelendi 1998).

A MIS3 klímáját a maihoz közelítően melegnek, de kevésbé csapadékosnak vélik (Siklósy et al. 2011, Barta 2014, Thiel et al. 2014) (2.2. ábra). A molluszkafauna alapján számított júliusi középhőmérséklet 20,5–21,5°C fok közt alakulhatott a Kárpát-medencében, azonban a feltárt talajosodott rétegek komplexitása mutatja a globálisan is észlelt változékonyságát az időszaknak (Novothy et al. 2011, Fitzsimmons et al. 2012). A csapadék tekintetében általános csökkenést feltételeznek a MIS2 felé, melyet az a löszfelhalmozódás is alátámaszt, amit számos löszszelvény közelmúltban történt újraértékelése során a MIS3 második felére datáltak (Novothy et al. 2011, Schatz et al. 2012, Thiel et al. 2014). A würm leghidegebb szakaszát (MIS2) a nagy vastagságú homogén lösz felhalmozódása jelzi a süttői löszszelvényben, 12,9–11,8°C közötti júliusi középhőmérséklettel (Krolopp in Novothy et al. 2011). Országsszerte hasonlóan nagy akkumulációs rátát írtak le erre az időszakra vonatkozóan (Frechen et al. 1997, Wintle & Packman 1988, Novothy et al. 2002). A korábbi nyugatias szélirány regionálisan ÉNy-iasra fordult (Bokhorst et al. 2011). A hideghez nagymértékű szárazság is párosult (a mainál 250–500 mm-rel kevesebb csapadékot feltételeznek), jórészt ennek köszönhető a fátlan növénytársulások gyakorisága a medencében (Járainé Komlódi 2000). A lösz képződésének 18–20 ezer évvel ezelőtti befejeződése a süttői szelvényben szinkronban van az LGM Európa-szerte észlelt hirtelen véget érésével, habár a paksi és az észak-alföldi löszök esetében ennél fiatalabb korokat is mértek (Sümegei & Krolopp 1995, Frechen et al. 1997).



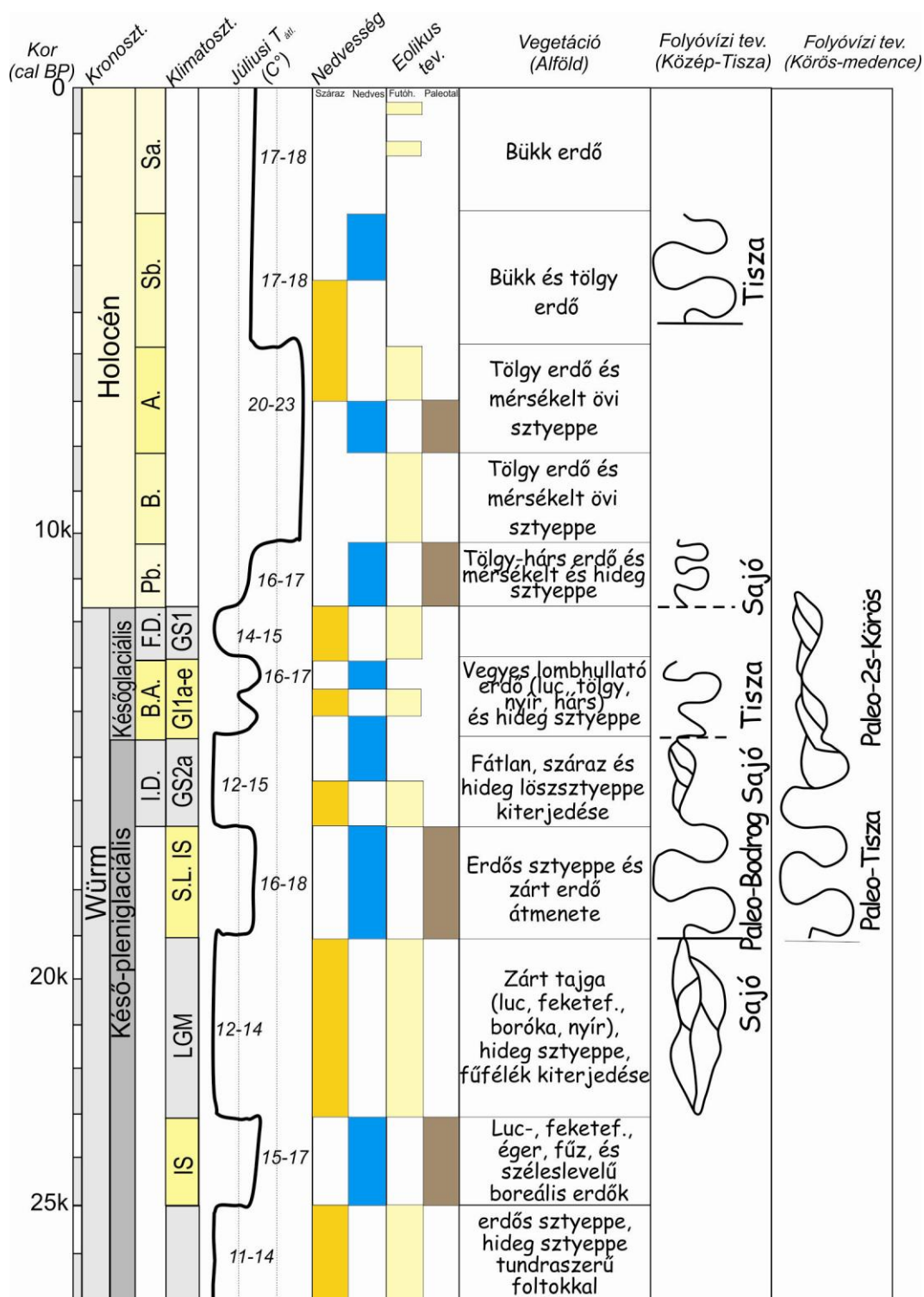
2.2. ábra. Klíma- és környezetrekonstrukció hazánkban a késő-pleisztocén MIS5–MIS3 idején (Sümei & Hertelendi 1998, Járainé Komlódi 2000, Sümei & Krolopp 2002, Nádor et al. 2011, Novothny et al. 2011, Siklósy et al. 2011 és Schatz et al. 2012 alapján)

Szintén a löszös rétegek molluszkafaunájának vizsgálatára támaszkodik a 34–12 ezer évre visszanyúló részletes környezet- és klímarekonstrukció (Sümei & Krolopp 2002), mely jó egyezésben van Willis et al. (2000) makroflórán alapuló eredményeivel. A vizsgálat azt is alátámasztja, hogy a medence középső részén ún. klímaválasztó vonal húzódhatott, amitől északra alacsonyabb hőmérsékleti maximumokat, illetve az eljegesedések idején részlegesen fagyott talaj kialakulását tapasztalták. A malakohőmérős számítások szerint a hideg időszakok júliusi átlaghőmérséklete 7-10°C-kal, míg az interstadiálisoké 2-5°C-kal maradt el a maitól (Sümei & Krolopp 2002). A mozaikszerű tájban azonban az átlagtól lényegesen eltérő klímájú mikrokörnyezetek is kialakultak, menedékhelyként működve mind a hideg, mint a meleg

időszakokban. A lokális hatások szerepe dominál – a nehezen számszerűsíthető – csapadék eloszlásában is (Sümegei & Krolopp 2002, Schatz et al. 2011).

Az utolsó jelentős klímaromlás, a fiatal driász esemény hatása a Kárpát-medencében is hátrahagyta nyomait – például megerősödő futóhomok-mozgások formájában (Ujházi et al. 2003, Gábris et al. 2011), habár a modell szimulációk (Renssen & Isarin 2001) és a Retyezátban végzett legújabb kutatások (Magyari et al. 2012) szerint a lehűlés a térségben elmaradt az Európa északi és nyugati területein észleltektől. Az északnyugat-európai folyókon tapasztalt klímaromlásra visszavezetett stílusváltás ez időben (Vandenberghe et al. 1994, Rose 1995) szintén nem tapasztalható a medencében (Gábris & Nádor 2007). Az idős driász stadiális idején megjelenő fonatos mintázat sem köthető egyértelműen az éghajlat megváltozásához. A Körös-medencében a tektonikus aktivitás felülírja a klímaváltozások hatásait (Nádor et al. 2007), míg a Közép-Tisza vidékén a több folyó egymást váltó megjelenése (Gábris et al. 2001, Gábris & Nagy 2005) teszi bonyolulttá a kérdés megítélését.

A globális ezeréves klímaciklusokkal összevethető pleisztocén végi és holocén környezeti képet tovább árnyalják a medence különböző területeiről származó különböző klímaproxi adatok. Ilyen a pollenanalízis (Mihályné Faragó 1982, Járainé Komlódi 1987, Magyari et al. 2010), a barlangi üledékek kismélységi leletanyagára támaszkodó pocok-hőmérő és arvicola-humiditás görbe (Kordos 1977), futóhomok vizsgálatok (Borsy 1991, Ujházy et al. 2003, Novothny et al. 2010, Gábris et al. 2011, Kiss et al. 2012), számos régészeti és malakohőmérős vizsgálat (Füköh 2000, Sümegei & Krolopp 2002), illetve nem utolsósorban a folyóvízi aktivitás rekonstruálása, illetve vízhozamának becslése (Gábris 1986, 1995, 1998, 2002, Gábris & Nagy 2005, Tímár et al. 2005, Tímár & Gábris 2008, Nádor et al. 2007, 2011, Sipos et al. 2010, Kasse et al. 2010, Kiss et al. 2014), és amiket Gábris & Nádor (2007) nyomán a 2.3. ábra foglal össze.

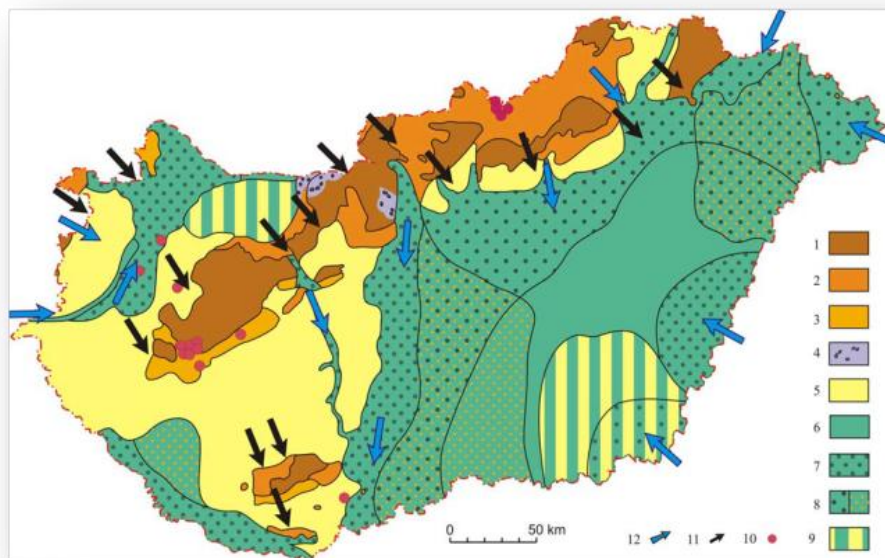


2.3. ábra. Késő-pleisztocén végi – holocén klíma és környezetváltozás hazánkban Nádor & Gábris (2007) szerint Sümegei & Krolopp (2002) alapján kiegészítve

3. A Pannon-medence negyedidőszaki vízrajzának fejlődése

Az Alföld igen kis topográfiai különbségeket mutató mai felszínét is kialakító folyóvízi üledékképződés a Pannon-tó visszahúzódásával párhuzamosan, térben és időben eltérően vette kezdetét a Pannon-medencében. Kb. 9,5–9 millió éve kezdődött meg az a hosszú regressziós fázis, amely során a medence fokozatosan feltöltődött üledékekkel a kora-pliocénre (Magyar et al. 1999), a feltöltődés irányai már ekkor is döntően északnyugatiak és északkeletiek voltak (Pogácsás & Révész 1987, Juhász 1994, Magyar et al. 2013). A medence feltöltődésének előrehaladtával a tektonikai fejlődésében is változás állt be: az aljzat lassú posztrift süllyedését (Horváth et al. 2006) tektonikus inverzió váltotta fel a pliocén során. Ennek okai az Adriai-mikrolemez elmozdulásából adódó kompresszió, illetve a medencét körülvevő hegyláncok gravitációs energiatöbblete voltak (Horváth & Cloething 1996, Bada et al. 2001), azonban a medence délnyugati területein már hamarabb éreztették hatásukat (Bada et al. 2007, Sztanó et al. 2007, Uhrin et al. 2009). A kompresszió a medencék belsejében további süllyedést eredményezett, míg a medenceperemek és középhegységi területek kiemelt helyzetbe kerültek (Fodor et al. 1999), mivel a kompresszió hatása a medenceképződés során elvékonyodott litoszféra nagy hullámhosszú gyűrődésében nyilvánult meg (Horváth & Cloething 1996, Bada et al. 2007).

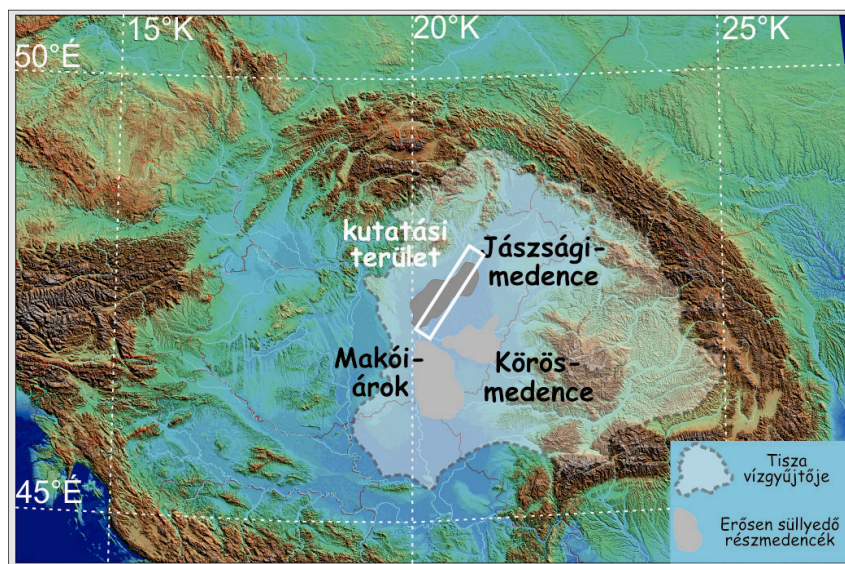
A medencesüllyedés a pliocéntól napjainkig folyamatosnak tekinthető, de részterületenként eltérő mértékű (Joó 1992). A kiemelt hegységkeret eróziójából származó bőséges üledékanyag a peremi területeken nagy vastagságú hordalékkúpok felépülését eredményezte (3.1. ábra). A medence belsejében a pliocén tavi–folyóvízi üledék folyamatosan megy át a kvarter folyóvízi üledékekbe, melyek együttes vastagsága akár 1800–2000 m-t is elérheti az Alföld déli részein (Nádor & Sztanó 2011). A medence belseji alluviális üledékek rétegtani beosztása a gyakorlatban egy leegyszerűsített litológiai megfontoláson alapult, miszerint a kis háttér-szintkülönbségekkel jellemzett pliocén finomszemcsés, „iszapos” fluvio-lakusztis üledékek jellemzik, míg az első nagyvastagságú folyóvízi mederhomokok megjelenése – melyek a tektonikus inverzió hatására megemelkedő forrásterületről származnak –már a pleisztocént jelzi (Miháltzné Faragó 1982, Rónai 1985). Az újabb kutatások szerint (Bada et al. 2007, Magyar & Sztanó 2008, Uhrin et al. 2009, Horváth et al. 2010) azonban ez utóbbi folyamat hosszan elhúzódó, az ország területén nem egységesen datálható (8–5 millió éve kezdődő) esemény, ami nem hozható szinkronba a kronosztarigráfiai pliocén-pleisztocén határral.



3.1. ábra. Magyarország ősföldrajzi térképe a negyedidőszakban (Jámbor 2012). (1. erősen emelkedő lepusztulási terület; 2. enyhén emelkedő lepusztulási terület; 3. deflációs terület; 4. édesvízi mészkő; 5. hulló por (löss); 6. folyóvízi üledékek; 7. hordalékkúpok; 8. folyóvízi üledékek és futóhomok; 9. folyóvízi üledékek és lösz; 10. pliocén–kora-pleisztocén bazaltvulkánok; 11. folyóvízi üledékszállítás iránya; 12. uralkodó szélirány.)

A folyóvízi feltöltődés helyét tehát a medence térben és időben egyenlőtlen mértékű süllyedése határozta meg a negyedidőszak során. A folyóvízi hordalékkúpok elhelyezkedése (Sümeghy 1944), a számos magfúrás elemzésén (Rónai 1985) alapuló kvarter üledékvastagság térkép (Franyó 1992) és ennek a mostanában revideált változata (Magyari et al. 2009), továbbá Urbancsek (1960, 1962, negyedidőszaki vastagságtérkép in Körössy 1970) vízkutató munkássága is mind-mind arra utalnak, hogy az Alföldön három erősebben süllyedő részmedence alakult ki még a középső–késő-miocén szerkezetfejlődés folytatásaként: a Derecskei-árok – Körös-medence, a Makó–Hódi-árok – Dél-tiszai-süllyedék és a Jászsági-medence – Közép-tiszai-süllyedék (RÓNAI 1985) (3.2. ábra), melyek kijelölték a folyók fő lefolyási irányait. Az újabb szeizmikus eredmények azonban már árnyalják a kialakult képet (c.f. Horányi 2010, Nádor & Sztanó 2011).

Az egyes időszakok ősvízrajzi térképének megrajzolására már több kísérlet történt (Urbancsek 1960, Somogyi 1961, 1967, Molnár 1966, Borsy 1989, Mike 1991, Gábris 2002), melyek egyetértenek abban, hogy a medencére ma is jellemző két vízrajzi tengely – a Duna ősének tekinthető északnyugati vízrendszer és a Tisza ősének tekinthető északkeleti vízrendszer – képezte a negyedidőszaki vízhálózat gerincét is.



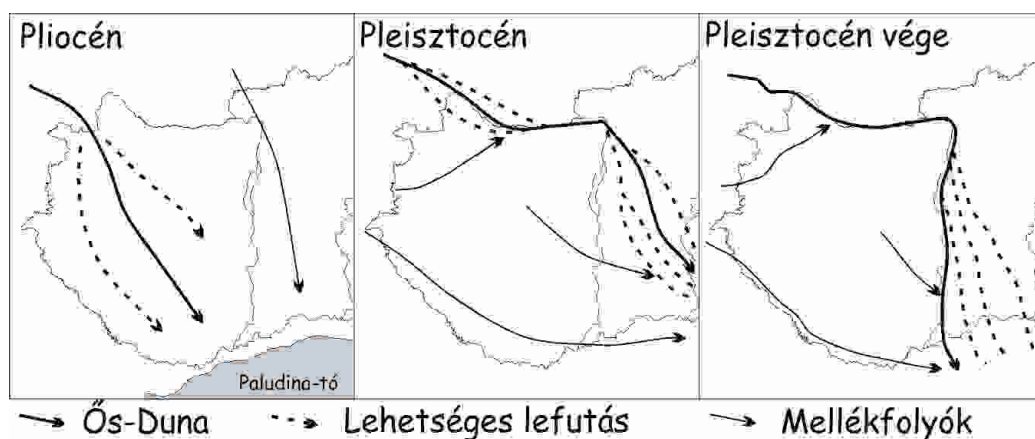
3.2. ábra. A három intenzíven süllyedő részmedence a kvarter üledékvastagságok alapján (>250 m) (Franyó 1992 és a Körös-medence Nádor & Sztanó 2011 nyomán).

A Duna ősföldrajza

A Pannon-tó dunántúli része némileg korábban feltöltődött, mint az alföldi mélymedencék, és már egészen korán felismerték, hogy a dunántúli pliocén folyóvízi összletek a Duna őséhez, illetve azok mellékfolyóihoz kapcsolhatók (Szádeczky-Kardoss 1941, Sümeghy 1953, Ádám 1959, Somogyi 1961). Magyar et al. (1999, 2013) vizsgálatai egészen a késő-miocénre, kb. 10 millió évre teszik azt az időpontot, amikortól a medencébe ÉNy-ról érkező fő vízrendszer már a Duna közvetlen ősenek tekinthető. A pliocén során ugyan különböző nyomvonalakon és kapukon át, de egyhangúan közel észak-déli irányban átfolyó ős-dunai vízrendszert írnak le az említett szerzők (3.3. ábra). Mindemellett már Szádeczky-Kardoss (1941) is felveti, hogy a pliocénben az észak-déli lefolyású ős-Duna mellett egy Alföld felé irányuló másik nagy folyó is létezett, melyet a Vértes és a Gödöllői-dombság pliocén korú (Mottl 1939, Gaál 1953) kereszttrétegzett homokjainak legújabb vizsgálatai (Uhrin & Sztanó 2007, Uhrin et al. 2011) alátámasztanak.

A pleisztocén elején a dunántúli és hegyvidéki területek emelkedésével, valamint az Alföld központi részének megélénkülő süllyedésével az ős-Duna egyre keletebbre terelődött a Dunántúli-középhegységet északról kerülve (3.3. ábra), és felépítve a Duna-Tisza közti kiterjedt, 200-500 m vastag alluviális törmelékkúpot (Sümeghy 1944, Molnár 1977). A nyugati mellékfolyók ekkor sokkal hosszabb utat tettek meg az ős-Dunába történő betorkollásukig, közeli lehordási területet jelző üledékanyaguk jól elkülöníthető a hordalékkúp fúrási anyagaiban (Molnár 1966, 1977). Korábbi elképzelések szerint a Duna ekkor már a Visegrádi-szoroson át lépett az Alföldre (Szádeczky-Kardoss 1941, Sümeghy 1944, Pécsi 1959). További szedimentológiai vizsgálatokra

(Pécsi et al. 1988, Gábris et al. 2002), a travertinók elhelyezkedésére és korára (Scheuer & Schweitzer 1988), valamint paleontológiai adatokra (Pécsi 1990) támaszkodva pontosították a teraszok korát, és a szoros kialakulásának maximális korát előrehozták kb. 2,4–1,4 millió évre (a kora-pleisztocénre). Ezzel szemben Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2005) kitettségi kor vizsgálatai késő-pleisztocén kort feltételeznek a Visegrádi-szoros kialakulására, így a kérdés nem tekinthető megnyugtatóan lezárttnak.



3.3. ábra. Az Ős-Duna feltételezett lefutási irányai a pliocén és pleisztocén során (Szádeczky-Kardoss 1941, Sümeghy 1944, Somogyi 1961, Rónai 1985 és Borsy 1989 nyomán)

A pleisztocén végi nagyszerkezeti mozgások ismét jelentős változásokat okoztak: a mai Duna-vidék déli részének süllyedésével a Duna nyugatra vándorolt a Duna–Tisza közti hordalékkúpjáról, és elfoglalta mai helyét (Rónai 1985, Jaskó & Krolopp 1991). A Duna helyváltoztatásának folyamatos vagy a Tiszához hasonlóan avulziós volta máig vitatott, bár a szerzők többsége a folyamatos nyugat felé tolódást tartja valószínűbbnek (Pécsi 1959, Urbancsek 1960, Rónai 1985, Gábris & Nádor 2007) (3.3. ábra). Korábban ezt az eseményt a középső-pleisztocénre (Urbancsek 1960), illetve a késő-pleisztocén elejére (Borsy 1989) tették, azonban az a tény, hogy a mai, alföldi Duna-völgyben csak a legfiatalabb teraszok (II/a) jelennek meg (Pécsi 1959), illetve a Kalocsa–Baja medence üledékeinek fiatal kora (Hertelendi et al. 1989) azt bizonyítják, hogy a Duna a mai helyét csak a közelmúltban foglalta el.

Az Alföld vízrajzi képe a negyedidőszakban

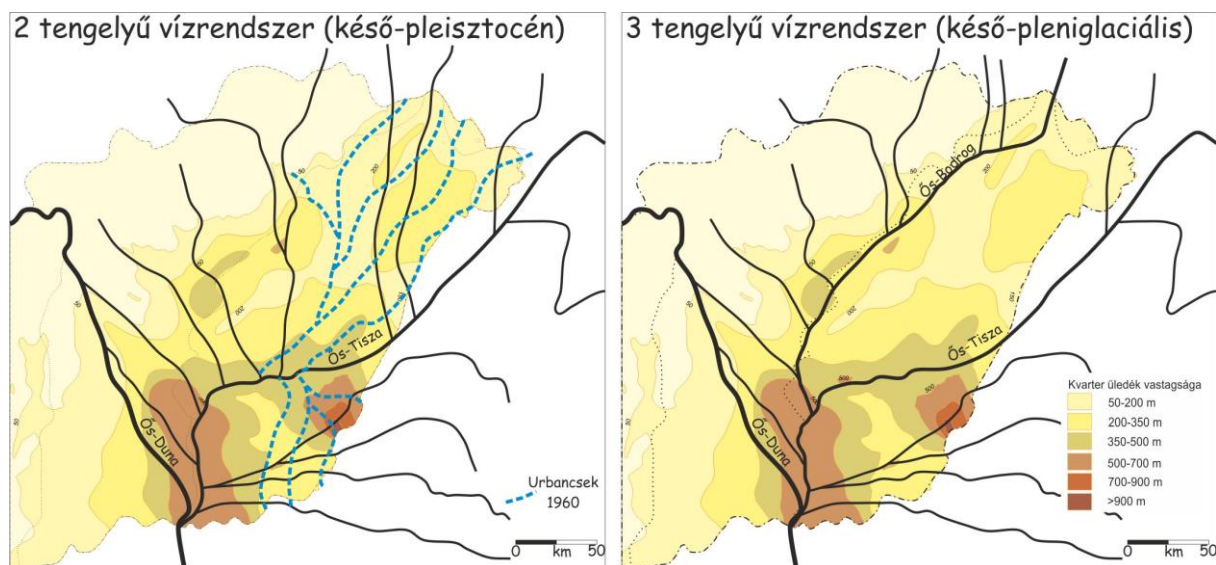
Az Alföld pliocén kori vízhálózatáról jóval kevesebb, és mindössze fúrásokból származó, pontszerű információink vannak, köszönhetően a folyamatosan süllyedő medencékben betemetődött néhány száztól 6–700 m vastagságot (Juhász 1994) elérő pliocén folyóvízi üledékanyag kevésbé változatos litológiájának, mely nem tesz lehetővé árnyaltabb ősföldrajzi rekonstrukciót. Bár méretes folyóktól származtatható vastag mederhomok testekről már a pliocén

legvégéről is beszámolnak (Molnár 1977, Nádor & Sztanó 2011), illetve 3D-s szeizmikus blokkok elemzésével több száz méter mélyen eltemetett meanderező folyómedreket is sikerült feltárni (Horányi 2010). A vízfolyások a környező hegységperemek irányából sugarasan futhattak déli irányba a jobban süllyedő részmedencéken át a depocentrum felé (Gábris & Nádor 2007).

A pleisztocén idején a megelőző szerkezeti mozgások nyomán átöröklött – már korábban említett – erősebben süllyedő részmedencék vonták magukhoz a fő vízfolyásokat. Az Alföld déli részén elhelyezkedő Makói-árok működött fő depocentrumként (Horányi 2010). Ide szállította üledékét a medence két fő folyója. Az északnyugatról a Duna-Tisza közén át érkező Ős-Duna a durvább-szemcsés, metamorf eredetű üledékanyagot hozta. Az északkeletről – Mike (1991) szerint a Huszti-kapun át – a Nyírség hordalékkúpját keletről kerülve Berettyó-Érmellék vidéke mentén érkező Ős-Tisza (3.4. ábra) a többnyire finomabb szemcsés, magmás eredetű üledékanyagot szállította. A kétféle hordalékanyag a fúrásanyagok mikromineralógiai vizsgálatával jól elkülöníthető (Molnár 1966, 1977). A Maros őse a Keleti-Kárpátok vizeit összegyűjtve töltötte fel kavicsos hordalékkúpjával az Alföld délkeleti részét. Borsy (1989) ősvízrajzi térképe szerint közvetlenül a makói depocentrumba szállította üledékét, míg Urbancsek (1960) a Tisza vízrendszerén keresztül vélte lefolyását (3.4. ábra). A kavicsotestek irányítottságai mindkét feltevést igazolhatják: a legidősebb délnyugati, míg a középső délkeleti folyásirányt jelez, a legfiatalabb pedig már a ma jellemző kelet–nyugati folyásirányt reprezentálja (Gábris & Nádor 2007). A Nyírség hordalékkúpját felépítő, az Északkeleti-Kárpátok forrásterületű kisebb vízfolyások, mint például az Ős-Szamos és Ős-Bodrog szintén az Alföld déli központi süllyedékébe tartottak az Ős-Tisza vízrendszerén át (Sümeghy 1944, Borsy 1954, 1961, Mike 1991). Az Északi-középhegység vizeit levezető kisebb vízfolyások – a Zagyva, a Tarna, az Eger, a Sajó–Hernád – azonban akár egyenesen is folyhattak a Jászságon, a Nagykunságon és a Hortobágyon át dél felé (Sümeghy 1944, Borsy, 1989, Mike 1991) (3.4. ábra).

A keleti hegységkeret fő vízfolyása, a mai folyásirányától jóval délkeletebbre kanyargó Ős-Tisza foglalta el tehát a Körös-medencét a pleisztocén idején. A részmedence központi területén mélyült, a negyedidőszaki medenceüledékek korrelálása szempontjából kulcsfontosságú két alapfúrás, a Dévaványa-1 és Vésztő-1 harántolta a teljes, közel 500 m vastag folyamatos kvarter rétegsort, ami a részmedence folyamatos süllyedését jelzi (Nádor et al. 2003). A legújabb vizsgálatok azonban a paleomágnesesen datált (Cook et al. 1979) magfúrásokban azonosított pliocén/pleisztocén határt (2,58 Ma) regionális szeizmikus szelvények segítségével a medence déli részeire is kiterjesztve közel 1000 m-nyi pleisztocén üledéket tártak fel, jóval délebbre áthelyezve ezzel a részmedence depocentrumát (Nádor és Sztanó 2011). A két magfúrás, illetve számos sekélyfúrás nehézasvány vizsgálata bizonyította az üledékanyag részben Északkeleti-Kárpátokból

való származását (azaz az űs-tiszai eredetet) A délkeleti behordás az Erdélyi-középhegységből csak kb. 1,9 millió éve vált számottevővé a területen a Körösök megjelenésével (Thamó-Bozsó et al. 2002, 2007).



3.4. ábra. Vízrajz a pleisztocén során (Borsy 1989, Gábris 1998, 2002 nyomán). Urbancsek (1960) változata (kékkel) némileg eltér, főleg a Maros és a Körösök lefutása vitatott. Borsy 1989 szerint a Duna hamarabb került a mai helyére. A negyedidőszaki üledékek vastagsága Franyó 1992 és Nádor & Sztanó 2011 nyomán került feltüntetésre.

A felszínen lévő medernyomok (Somogyi 1961, Mike 1975) és üledékanyaguk modern módszerekkel kombinált vizsgálata alapján Nádor et al. (2007 és 2011) részletesen rekonstruálták a részmedence vízrajzi fejlődést kb. 40 ezer évig visszamenőleg. A legidősebb, LGM előtti folyóvízi fázis a terület ÉNy-i részén jellemzően meanderező jellegű volt, és feltehetőleg az eljegesedés ideje alatt is tartott. Ezt követően a folyóvízi tevékenység némileg keletebbre terelődött. A medence északi felén két északkeleti–keleti szállítási irányú, az űs-Tiszához kapcsolható idősebb meanderező mederövet azonosítottak köztük egy ártéri medencével. Az északabbi főág és mellékága hosszú ideig egymás mellett léteztek, melyek OSL kora 14–18 ezer év közöttinek adódott (Thamó-Bozsó et al. 2007). A keleties behordású üledékanyag nehézasvány összetétele a Körös és/vagy Berettyó űsének, mint a Tisza mellékfolyójának jelenlétét is bizonyítja már ez időben. A terület déli részén délkeleties szállítási irányú, fiatalabb (10–15 ezer éves), a mai Fehér-Köröshöz hasonló ásványi összetételű, fonatos mintázatú mederövet azonosítottak. Habár a fonatos mintázatú medernyomok részben átfedik a közepes meandereket, az sem zárható ki, hogy a két eltérő mintázatú folyó egy időben is létezett egymás mellett, ami bizonyítja a medenceléptékű tektonika elsődleges szerepét a folyóvízi üledékképződésben. A tektonikai eredmények rávilágítottak arra is, hogy az Érmellék intenzív szinszediment süllyedése –

a Dévaványa–Szarvas balos eltolódási zóna hatására – vonzotta az Ős-Tiszát a területre (Nádor et al. 2007). A medernyomok korai arra utalnak, hogy a Tisza nagy áthelyeződése a mai mederövébe 14 ezer évnél korábban történhetett, illetve hogy a mai, modern vízrajzi kép csak a holocén során alakult ki a Körös-medencében (Thamó-Bozsó et al. 2007).

A kutatási terület: a Közép-Tisza vidéke

A modern Tisza vidéke, a Jászsági-medence és az Alföld középső része szintén intenzív kutatás tárgyát képezte már a kezdetektől. A pleisztocén összegző vízföldrajzi térképek csak kisebb észak-déli lefutású folyókat feltételeztek a térségben (Sümeghy 1944, Urbancsek 1960, Borsy 1989, Gábris & Nádor 2007) annak ellenére, hogy mind a felszíni medernyomok (Cholnoky 1907, Borsy 1961, Gábris et al. 2001), mind a medencekitöltő üledékek vastagsága (Urbancsek in Kőrössy 1970, Franyó 1992) jelentős folyóvízi tevékenységet jeleznek a területen (3.2. ábra). Az üledékanyag eredete körüli elméletek reflektorfénybe helyezték az egyik legérdekesebb problémát is, a Tisza Érmellék vidékéről mai helyére kerülésének és ennek időpontjának kérdését.

Cholnoky (1907) már a múlt század elején leírt Tiszagyenda–Tiszaroff térségében olyan nagyméretű görbült homokgerinceket, melyeket folyóvízi eredetűnek gondolt, és méretükből adódóan a Tisza ősi kanyargásaihoz társította őket. Igaz, ezután Borsy (1968) – támaszkodva Molnár (1966) nehézasvány-vizsgálataira – elveti a homok tiszai eredetét, és felveti a formák deflációs keletkezését. Később Gábris (2002) bizonyítja, hogy a felszíni formák kialakításában a folyóvíznek volt döntő szerepe, de ezeket egy fonatos folyó termékének tekinti. A tiszai eredetet támogatta a folyó korábbi időpontban (16–20 ezer év BP) történt áthelyeződésének gondolata (Borsy 1989), mely egyébként Somogyi (1961) szerint a pleisztocén-holocén határon történt, Borsy (1961) korábbi vizsgálatai alapján pedig a fenyő-nyír szakasz elejére (preboreális, 10.000–9.000 BP) tette, amikor megszűnt a nyírségi hordalékkúp épülése. Másik ilyen elgondolás Mike (1975) bifurkációs elmélete, miszerint az Ős-Tisza a tektonikai aktivitás függvényében hol a mai, hol az érmelléki nyomvonalát használta a pleisztocén során. Ezzel szemben azonban már Sümeghy (1944), Urbancsek (1960) és Gábris (1970) is vázolják azt az elképzelést, hogy a Tokaj-Szolnok vonal időnként az északi hegyvidék vizeinek levezetőjeként működött. Sümeghy (1944) a pleisztocén elején vélte aktívnak a szakaszt, amikor is a Zagyva, az Eger és a Sajó-Hernád a „tokaj-szolnoki mélyvonal vápájába” szállították vizüket és üledéküket, majd találtak lefolyást az Alföld központi mélyedése felé, ahová az Ős-Tisza és Ős-Duna is tartott. Később a Jászsági-medencét hordalékukkal gyorsan feltöltve egyenesen a Nagykunságon és Hortobágyon át találhattak lefolyást az Érmellék–Berettyó vonalán folyó Ős-Tisza felé. Elgondolása szerint csak

később, a Tisza áthelyeződésével vált ismét állandó vízfolyás levezetőjévé e szakasz. Urbancsek (1960, 1962) alföldi víztermelő kutak fajlagos vízhozamának és kémiai jellegének elemzéséből szintén arra a következtetésre jutott, hogy az Északi-középhegységből lejövvő vizek egy ÉK–DNy-i irányú folyóban vezetődek le Szolnok felé a késő-pleisztocénig. A vízkutató fúrásokból szerkesztett részletes földtani szelvényei azt sugallják, hogy a Jászsági-medence süllyedése folyamatos vagy többszakaszú, megújuló jelenség volt (Gábris 2002).

Ezt az elgondolást látszik alátámasztani a Tisza mai mederövét kísérő számos, igen nagyméretű elhagyott folyókanyarulat jelenléte is. A paleomeanderek – méreteikből kiindulva – a Tiszához mérhető, sőt annál nagyobb vízhozamú folyóhoz köthetők, és korban is idősebbek a Tiszánál (késő-pleniglaciális – későglaciális, Gábris et al. 2001). Ilyen például az Üllő- és Oktalan-lapos, a polgári Hódos- és Kengyel-ér, a Hajdú-fenék, a margitai és a tiszacsegei meanderek, az egyeki Nagy-lapos (3.5. ábra). Hasonló hatalmas meandert látunk Szolnok–Martfű vonalában (Kengyel-ér), mely szintén feltételezhetően ugyanazon folyó maradványa, bár kora kérdéses. A fenti bizonyítékok szintézisének alapul a ma elfogadott háromtengelyű vízrajzi modell (Gábris 2002) (3.4. ábra), melyet a szerző 1973-ban vetett fel először (Gábris Gy. szóbeli közlése). E szerint az Ős-Duna és Ős-Tisza mellett a Jászsági-medence intenzív süllyedési időszaka esetén a „harmadik folyó” – nevezhetjük „Ős-Bodrognak” – gyűjtötte össze, és szállította délkelet felé az északi kiemelt területek vizeit (Zagyva, Tarna, Eger, Laskó, Sajó, Hernád, Bodrog). Az Ős-Bodrog vízhozamát gyarapíthatták a Nyírség nyugati pereméről lefolyó vizek is, ami – a Hortobágy medernyomai alapján – kezdetben a Hajdúság szegélyén kanyaroghatott, s csak később léphetett a mai Tisza-völgybe átvágva a Sajó hordalékkúpján (Gábris 2002). Ugyanebbe a medergenerációba tartozhatnak a Sajó hordalékkúpjának nagy meanderei is (pl. Énekes-ér), azonban ezeket a méretei alapján az Ős-Bodrog egy mellékfolyójának tulajdonítják (Gábris & Nagy 2005). E harmadik nagy folyó jelenléte azonban csak a késő-pleniglaciális során ($\approx$ Ságvár–Lascaux interstadiális) tűnik bizonyítottnak az elmúlt évtized kombinált (geomorfológia, légi és űrfelvételek, fúrásanyag nehézásvány, pollen, ^{14}C korelemzés) vizsgálatai alapján (Nagy & Félegyházi 2001, Gábris 2002, Tímár et al. 2005, Gábris & Nagy 2005). Az Ős-Bodrog késő-pleisztocén kori megjelenését megelőzően a területet az utolsó glaciális maximum (LGM) során egy fonatos rajzolatú folyó uralta, melynek nyomai a Sajó hordalékkúpján és a Nagy-kunságban is felismerhetők. A fentiekén túl számos kisebb medernyom generációt azonosít a területre kidolgozott részletes horizontális sztratigráfia (Gábris et al. 2001), ami a pleisztocén végi és holocén klíma és környezet rekonstrukcióját is nagyban elősegíti (Gábris & Nádor 2007, 2.3. ábra).



3.5. ábra. Az Ós-Bodroghoz köthető felszíni óriás meandernyomok és kalibrálatlan ^{14}C BP korok (Gábris et al. 2001, Tímár et al. 2005, Kasse et al. 2010 nyomán). Bár az adatok tág határok között szórnak, és már a szerzők is megjegyzik bizonytalanságukat, azt azonban jól mutatják, hogy a modern Tisza nyomainál jóval idősebbek.

A késő-pleisztocén komplex nagyszerkezeti mozgások eredményeként került a Tisza mai helyére az Alföld peremi fiókmedencéinek vonalán, a Bodrogtörzs és a Szatmár–Beregi-síkság intenzív süllyedésével (Borsy 1954, 1989), illetve az Érmellék és a Nyírség relatív emelkedésével – avagy csökkenő ütemű süllyedésével (Nádor et al. 2007). Hagyományosan ezt az áthelyeződést a pleisztocén–holocén határra tették (Somogyi 1961), amit Gábris (1998) vizsgálatai pontosítottak a későglaciális időszakára. Tímár et al. (2005) szerint a helyváltoztatás akár már a legutolsó glaciális maximumot követően kb. 18-16000 évvel ezelőtt is bekövetkezhetett, viszont Nádor et al. (2007) legújabb adatai szerint az Ős-Tisza 13–14 ezer évvel ezelőtt még mindenképp a Körös–Berettyó–Érmellék vonalon folyt, tehát az egyébként néhány száz, esetleg ezer év alatt lezajló avulzió (cf. Smith et al. 1989, Bridge 2003) ezt követően történhetett meg. Amennyiben a Tisza áthelyeződése nem egy korábbi, létező mederöv területére történt, úgy a mai mederöv kialakulása relatíve hosszú időt is igénybe vehetett, melynek kezdeti szövedékes folyófejlődési nyomait is láthatnánk a felszínen (Smith et al. 1989). Ha azonban az Ős-Tiszából kiáradó, új medret kereső víztömeg már létező mederövet ért el, az avulzió geológiai értelemben pillanatszerűen, akár néhány évtized alatt végbemehetett. Erre utaló nyom, hogy a Tisza új vonalán először egy 10 km széles 20–30 m mély mederövet erodált, amit aztán fel is töltött fiatal üledékeivel (Gábris 2002). Tímár et al. (2005) digitális terepmodell elemzései szintén a Tisza gyors áthelyeződését támasztják alá. Vizsgálataik megerősítik azt a korábbi megfigyelést (Mike 1975) is, miszerint a Tisza meanderöve a mai nyomvonalán folyamatosan nyugat felé csúszik, ami az Alföld korábban részletezett egyenlőtlen süllyedéséből adódó nyugati irányú billenésnek köszönhető (Tímár et al. 2005). Tektonikus aktivitásra utal a Tisza atlanti–szubboreális határon történt bevágódása is (Gábris & Nádor 2007).

A modern Tisza megjelenésével egy időben alakult ki a mellékfolyóinak elrendeződése is, többek között az északi mellékfolyók lefejeződésével. A főbb mellékfolyók lefolyása ezt követően a saját alluviumukon történő kisebb elmozduláson kívül nem változott a holocén során. Ezek részleteit az alábbi szerzők foglalták össze (a teljesség igénye nélkül) Szamos – Borsy 1954, Benedek 1960; Bodrog – Borsy et al. 1989, Gábris 2007b; Sajó–Hernád – Franyó 1966, Gábris 1970, Gábris & Nagy 2005; Zagyva–Tarna – Gábris 1998, 2011; Körösök – Mike 1975, 1991; Maros – Gazdag 1964, Mike 1991, Kiss et al. 2014. Mike 1991 összegző művében a földtörténeti vonatkozásokon túl a magyarországi folyók szabályozással összefüggő változásait is bemutatja.

A Tisza (és mellékfolyói is) az Alföldön meanderező jellegű, a rendkívül kis esés következtében lefutását hatalmas kanyarulatok kísérik. Üledékképződését az oldalirányban gyarapodó, fölfelé finomodó, homokos övzatonyok (mederhomokok), illetve a vertikálisan

gyarapodó, vékony homoklebenyekkel ritkábban tagolt finom pélites üledékanyagú, nagy kiterjedésű árterek jellemzik. A 19. század közepén elkezdődött folyószabályozási munkálatok erősen befolyásolták a folyó esését és áramlási rendszerét megteremtve ezzel a Tisza mai hidrológiai viszonyait. Ez mára már egy új, mesterséges környezetben kialakított dinamikus egyensúlyi állapotnak tekinthető (Nagy et. al 2005, 2006).

A Tisza teljes vízgyűjtője (157.200 km²) a Kárpát-medencén belül esik, területének a kisebbik fele, kb. 74 ezer km² tartozik a Közép-Tisza vidék vízgyűjtőjéhez (KÖTIVIZIG 2009). Az 1680 m magas máramarosi forrásától a titeli torkolatáig (75 m) több mint 1500 m-t esik, azonban az Alföldön esése mindössze 3-5 cm/km (Lászlóffy 1982). A folyó hazánkban 264%-kal növeli vízkészletét jelentősebb mellékfolyóinak köszönhetően, így kilépéskor átlagos vízhozama 855 m³/s (Lovász 1997). Azonban vízjárása nagymértékben ingadozik, akár 80-szoros kisvízi és nagyvízi vízhozam eltérések is adódnak, aminek oka a változatos vízgyűjtőterület eltérő természeti, de leginkább éghajlati adottságaiban keresendők. A mérsékelt kontinentális klímának köszönhetően két árvízi periódus jellemzi, a kora tavaszi jeges ár és a kora nyári zöldár. Árvizek és nagyvizek alkalmával megnő a folyó üledékszállító képessége, ilyenkor görgetett hordalékot is szállít, de ez mindössze ezred része a lebegtetett hordalék mennyiségének (Lászlóffy 1982). A szabályozott Tisza alaki (planimetrikus) tulajdonságai és mederparaméterei, valamint üledékképződése némileg eltérnek a szabályozás előtti természetes állapotától (Tímár 2003, Nagy et al. 2005, Kiss et al. 2008).

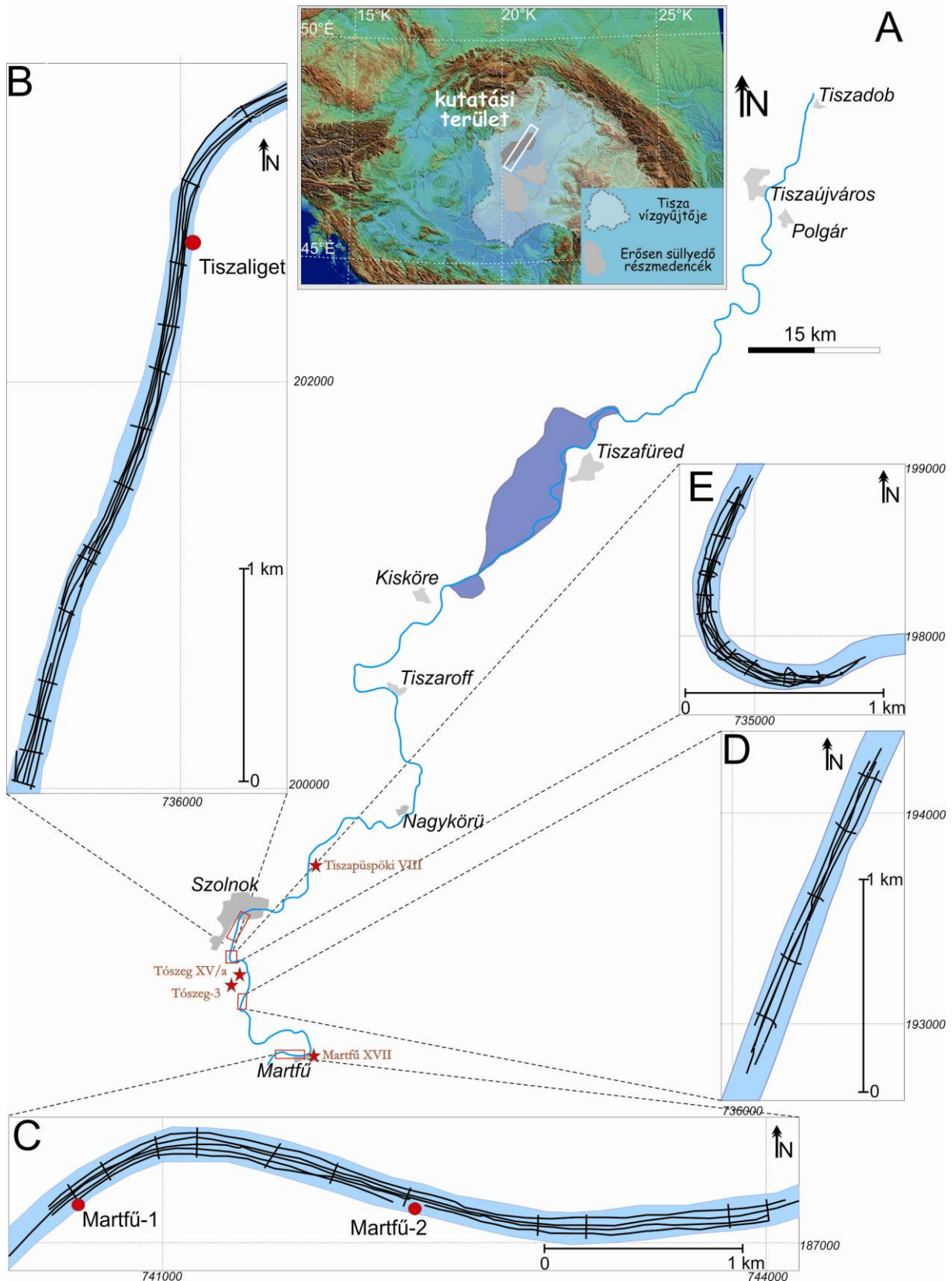
4. Kutatási módszerek és adatok

4.1. Ultranagy felbontású szeizmikus szelvények

A dolgozat alapvetően a két, 1995 májusában, illetve 2006 júliusában végrehajtott ultranagy felbontású (UHR vagy VHR, ultrahigh/very high resolution) egycsatornás, sekély szeizmikus vízi mérés által nyert adatok elemzésén alapszik. A korábbi mérés (13-206 számú szelvények) elsődleges célja a meder alatti kismélységű tektonikus szerkezetek és szedimentológiai egységek feltárása volt (Tóth & Horváth 1999, Sztanó et al. 2002) a Tisza Tiszadobtól Martfűig terjedő 201 km-es szakaszán. Sajnos a Tisza-tó Kiskörétől Tiszafüredig terjedő 30 km-es hosszán a szelvények értelmezhetőségét a kis vízmélység és a mederfenéket borító gáz tartalmú iszap erősen csökkentette. A doktori munka keretén belül elvégzett kvázi 3D-s szelvényezés már kifejezetten a nagy kiterjedésű ferde reflexiós egységekre fókuszált. A kvázi-3D ez esetben azt jelenti, hogy az egycsatornás mérések hálóban történtek: a 3–5 hosszanti, párhuzamos szelvény a szolnoki 3,8 km-es (TI1001-1040 számú szelvények), tószegi 1,5 km-es (TI1101-1123), a tiszavárkonyi 1,4 km-es (TI1128-39) a martfűi 3,8 km-es (TI1201-1234) szakaszon, illetve az ezekre 200–300 m-enként merőleges irányban mért szelvények összesen 48 km-nyi új szelvényt eredményezett (4.1. ábra).

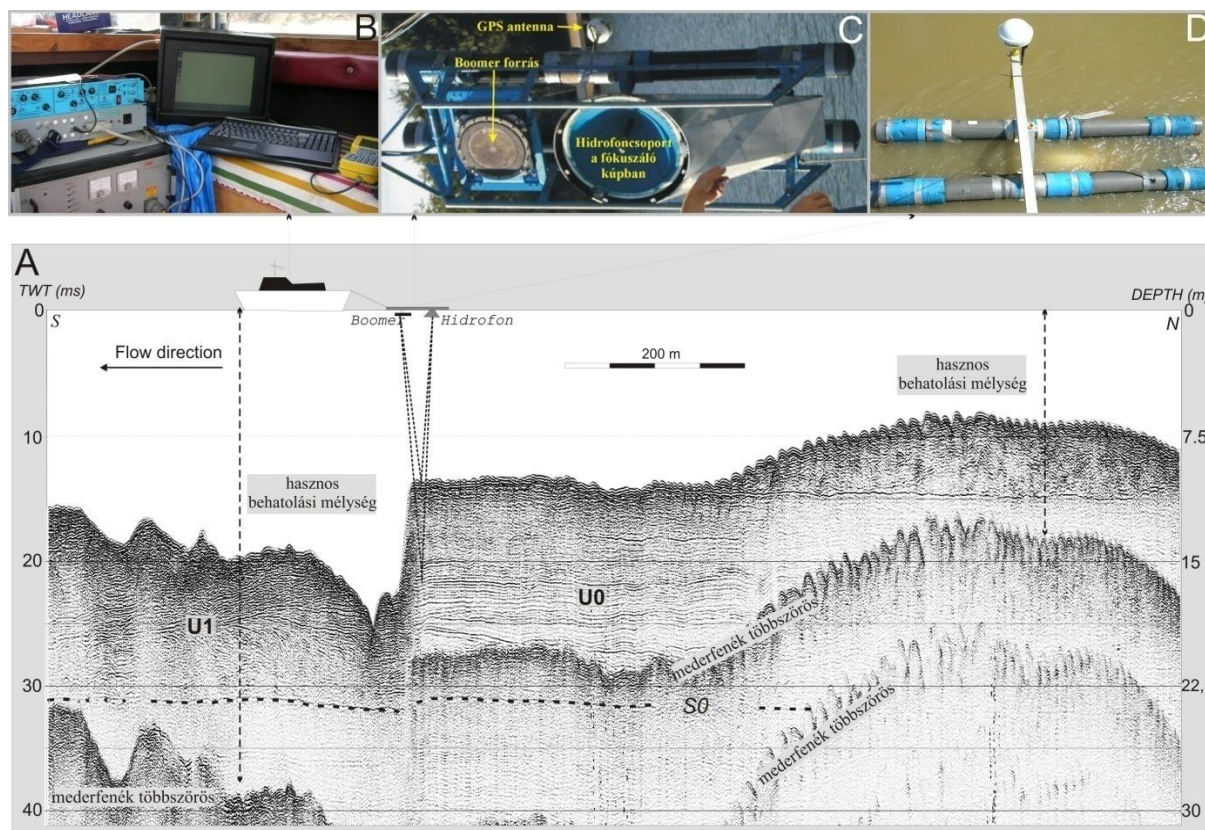
Reflexiós szeizmikus mérések során a felszínen, vagy a felszín közelében gerjesztett, majd a felszín alatti réteghatárokról (akusztikus impedancia-kontrasztokról) visszaverődött rugalmas hullámok visszaérkezését vizsgálják. A visszavert hullám amplitúdója arányos a felületet jellemző impedancia-kontraszttal (a közeg sűrűségének és a rugalmas hullámok közegbeli terjedési sebességének szorzatával), így a visszavert energia mérésével következtethetünk a reflektáló felület mibenlétére és mélységére (Badley 1985).

A szeizmikus módszer alkalmazhatóságát adott feladatra a behatolás mélysége és a felbontás határozza meg. A gerjesztés frekvenciájának csökkentésével és energiájának növelésével a behatolási mélység nő, viszont a felbontás csökken, és fordítva: a frekvencia növelésével kisebb behatolási mélység mellett javítható a felbontás. A vízi szeizmikus mérések esetében mind a gerjesztés, mind pedig az észlelés víz alatt történik. A vízben a rugalmas hullámok minimális energiavesztéssel terjednek, ellentétben a felszíni laza rétegekkel, ahol a háromfázisú réteg gáztartalma a magasabb frekvenciájú hullámokat néhány méteren belül elnyeli. A vízi mérések nagy előnye tehát, hogy már a közvetlen mederfenék alatti üledékekről is részletes képet kapunk. A felvételezés gyors és egyszerű. Szárazföldön GPR (földradar) mérésekkel is hasonlóan nagy felbontást lehet elérni a folyóvízi üledékek tekintetében, azonban ez az eljárás a szeizmikus módszernél lassúbb (Bridge et al. 1995), valamint alkalmazásakor a talajvízszint és a nagy agyagtartalmú rétegek korlátozzák a behatolási mélységet (Vandenberghe 1999, Tóth et al. 2010).



4.1. ábra. A: Az 1995. évi szeizmikus szelvényezés nyomvonala Tiszadobtól Martfűig. B, C, D és E: A 2006. évi kvázi-3D-s szeizmikus szelvényezés nyomvonalai Szolnok, Martfű, Tiszavárkony és Tószeg közelében; piros körök jelzik a kutatás során mélyített sekélyfúrásokat, a piros csillagok pedig a közeli archív fúrásokat.

Kismélységű üledékek gyors feltérképezésére szintén alkalmasak az elektromos ellenállás (pl. ERT-Electrical resistivity tomography, IP- Induced polarization, CCR - Capacitively-coupled resistivity) és elektromágneses (EM), valamint magnetotellurikus (MT) mérések, azonban ezek nem nyújtanak képet az üledékek belső szerkezetéről (Van Dam 2012).



4.2. ábra. UHR szelvényezés elvi vázlata és az IKB-Seistech™. A: A **72 sz.** hosszanti **szelvény** tükrözi a mederfenék változékonyságát a szajoli kanyarban. A módszer „behatolásának” legtöbbször a vízmélység szab határt: ahol a meder kimélyül akár 30m mélységig is jól értelmezhető reflexiókat látunk, míg a szelvény északi végén már a 2. mederfenék többszörös is megjelenik. A szeizmikus egységek értelmezése és bővebb magyarázat az 5.1. fejezetben. B: Mérőszoba a hajókabinban: a képernyőn egyből látható az épp felvételezett szelvény. C: IKB-Seistech™ alulnézetből (Forrás: Tóth 2003) és vízben (D)

A méréseket IKB-SEISTEC™ (Simpkin & Davies 1993) készülékkel történtek: a jelforrást (Geopulse Boomer) és a tőle állandó távolságra (0,8 m) lévő vevőt (6 hidrofon egy fókuszáló kúpban) ugyanazon katamarán hordja (4.2. ábra). A használt 1-10 kHz frekvencia mellett a szelvények felbontása 0,5 m vízszintesen és 0,2 m (illetve 0,1 m a 2006-os mérés tekintetében; Tóth T. személyes közlése) függőlegesen (Tóth et al. 1997), ami feltárás léptékű észlelést tesz lehetővé (Sztanó et al. 2002). Mindez ugyan csak a mederfenék alatti legfelső 10–20 méterre

korlátozódik, ez azonban nem csökkenti a módszer értékét, mivel az ultranagy felbontású vízi mérések behatolásának gyakran inkább a víz mélysége szab határt a vízfelszín és a mederfenék által generált többszörösök megjelenése miatt. Ezek a réteghatárokról visszaverődött hullámok víz–levegő határról történő újbóli reflektálódásával állnak elő. Ez akár többször is megtörténik, így kétszeres, háromszoros, stb. beérkezési időkben is reflexiót hoznak létre, s gyakran elnyomják a mélyebben levő, így gyengébb amplitúdójú valódi reflexiókat (4.2. ábra). Tehát esetünkben az aktuális relatív vízszint függvényében 7–15 (átlagosan 10–11) m-nyi üledék szeizmikus képe értelmezhető jól, ám ott, ahol a folyó vízmélysége a kétszeresére nő, akár 30 m mélyen is lelátunk a meder alá (4.2. ábra). Kivételes esetekben az első többszörös alatt is jól értelmezhető képet kapunk.

Az 1995-ös szelvényezés többnyire a folyó középvonalát követte, míg a 2006-os felvételezés a már említett háló mentén történt. A szelvények pontos helymeghatározása DGPS navigációs rendszerrel történt, a mérési pontok EOVS kordinátákkal kerültek rögzítésre. Az adatok digitalizálása valós időben történt. A mérés folyamán nyert nyers adatokat a ProMAX® (Landmark Graphics Corp.) rendszerben végzett szeizmikus feldolgozási műveletek (pl. sávszűrés, amplitúdó-visszaállítás, dekonvolúció) javították. A szeizmikus szelvények értékelését a GeoGraphix Discovery™ (Landmark Graphics Corp.), illetve IHS Kingdom 8.8 szoftverrel végeztem. A szelvényeken a nulla szint (0ms) a méréskori vízszintet jelzi, ami 1995. május 22 és 28 között a mérési szakaszon 91,7–89,9 mBf között, illetve 85,5–81,65 mBf között változott a víztározó feletti, illetve alatti szakaszon – a folyó esésének megfelelően (4.1. táblázat).

4.1. táblázat. A Tisza vízállása a szeizmikus mérések idején. Vastag szedés jelzi az egyes szakaszokon az irányadó vízszintet, azaz a szelvények 0 szintjének magasságát

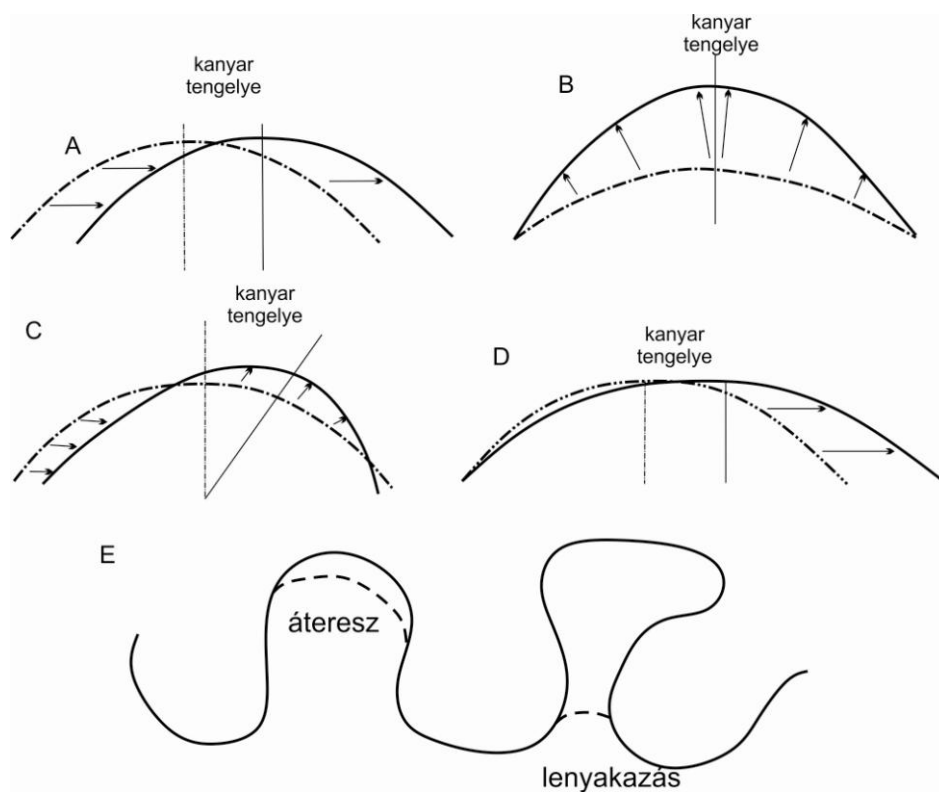
	Tiszaod (500,2 fkm; 88,56 mBf) cm/(mBf)	Tiszakeszi (464,2 fkm; 86,22 mBf) cm/(mBf)	Kisköre, duzzasztó alsó (403,1fkm; 82,00 mBf) cm (mBf)	Tiszabó (369,0fkm; 79,88 mBf) cm /(mBf)	Szolnok (334,6fkm; 78,78 mBf) cm /(mBf)	Martfű (306,9 fkm; 78,32 mBf) cm /(mBf)
1995.05.22.	224 (90,8)	346 (89,68)	394 (85,94)	435 (84,23)	456 (83,34)	400 (82,32)
1995.05.23.	236 (90,92)	352 (89,74)	385 (85,85)	418 (84,06)	438 (83,16)	360 (81,92)
1995.05.24.	238 (90,94)	358 (89,8)	341 (85,41)	376 (83,64)	400 (82,78)	333 (81,65)
1995.05.25.	234 (90,9)	354 (89,76)	338 (85,38)	360 (83,48)	380 (82,58)	342 (81,74)
1995.05.26.	235 (90,91)	350 (89,72)	350 (85,50)	378 (83,66)	394 (82,72)	351 (81,83)
1995.05.27.	277 (91,33)	372 (89,94)				
1995.05.28.	315 (91,71)	402 (90,24)				
2006.07.10					150 (80,28)	125(79,57)
2006.07.11					110 (79,88)	80 (79,12)
2006.07.12					75 (79,53)	46 (78,78)

A némileg kisebb vízállásnál mért 2006-os szelvények a korábbi referencia szintekhez lettek igazítva statikus korrekcióval. Az egyszerűbb követhetőség kedvéért azonban a dolgozatban a vízfelszíntől mért relatív mélységeket jeleztem, az abszolút értékeket csak a szükséges esetekben adtam meg. Az idő–mélység konverzióhoz egy átlagos 1550 m/s rugalmas hullám terjedési sebességet használtam, tekintve hogy a jól értelmezhető szeizmika kb. 2-szeres vízmélységig terjed, ahol a vízben a hullámok terjedési sebessége 1500 m/s, míg a vízzel telített laza üledékben 1600 m/s (Tóth 2003). A szeizmikus egységek bemutatása a klasszikus szeizmikus értelmezést és terminológiát követi (Mitchum 1977, Mitchum et al. 1977, Vakarcs & Tari 1993), habár az unkonformitások ebben az esetben csak rövid időintervallumokat jelölnek, illetve ez értelmezett egységek vertikális kiterjedése is csak néhány méter nagyságrendű.

4.2. Morfometriai elemzés

A szeizmikus szelvények néhány deciméteres felbontása és jó minősége lehetővé teszi az alluviális üledékek részletes morfológiai elemzését: a harmad- és negyedrendű üledékes egységek (makroformák) azonosítását és belső szerkezetük, valamint épülési egységeik vizsgálatát (cf. Miall 1985, Bridge 1993). A meanderező folyók természetes vándorlásának eredményeként létrejövő övzátonyokat oldalirányban gyarapodó (LA, lateral accretion) felszínnek sorozata építi fel (Allen 1965, Bridge 1975). Több száz, illetve helyenként több ezer méter hosszú, oldalazó sorozatokat folyásirányra merőleges és ahhoz közeli metszetekben látunk, feltéve, ha a meander kellően hosszú ideig, kitartóan épül egy irányba. A meanderek helyváltoztatásának (fejlődésének) alapvető módozatai a folyásirányú eltolódás (transzláció), a szögelfordulás, a tágulás (kanyargósság növekedése) és a hullámhossz növekedése (Brice 1974, Willis 1989, 4.3. ábra), habár a természetben ezek változatos kombinációi is gyakorta előfordulnak. A meder természetes helyváltoztatásához kell sorolni a mederfelhagyást vagy lefűződést is, ami két módon lehetséges: lenyakazás és áteresztésképzés során (Lewis & Lewin 1983, 4.3/e ábra).

Az egyes övzátony-felszínek geometriája tükrözi a folyó alaktani jellemzőit, mint a szélesség, mélység és alaktípus. Ez utóbbit a hordalékhozam és szállított üledék szemcseeloszlása – összefüggésben a folyó vízhozamával és üledékszállító képességével – határozza meg (Allen 1984 és hivatkozásai). A folyó méreteit és a meder keresztmetszetét elsősorban a mederkitöltő (mederformáló) vízhozam alakítja ki (Dury 1961, Williams 1978, Page et al. 2005). Általában ez alatt azt a pillanatnyi maximális hozamot értjük, amikor a folyó még nem lép ki árterére, és aminek visszatérési ideje kb. 1-2 év (Dunne & Leopold 1978, Rotnicki 1991).

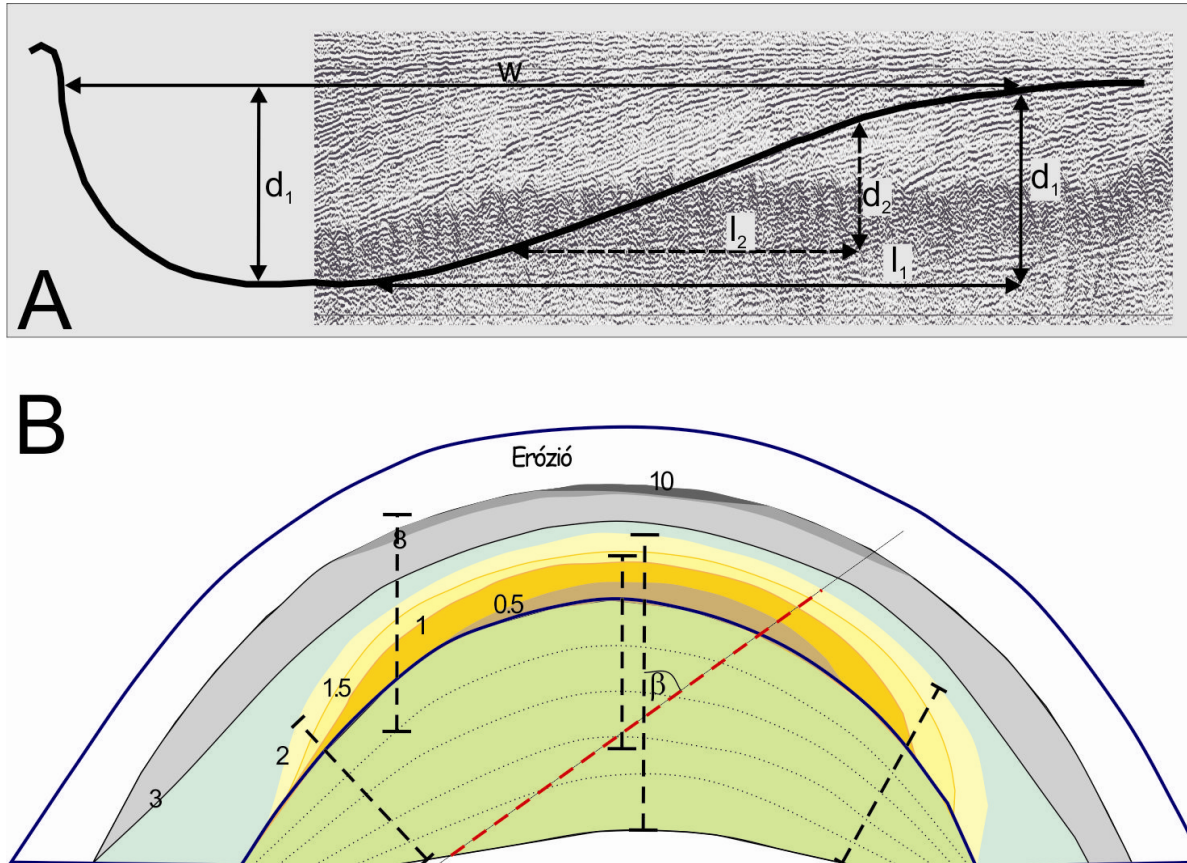


4.3. ábra. A kanyarok helyváltoztatásának alapvető módjai. A: folyásirányú elcsúszás, B: tágulás (kanyargósság növekedése), C: szögelfordulás és D: hullámhossz növekedése (Willis 1989 nyomán). E: Meder felhagyása átereszt képződés és lenyakazás során (Walker & Cant 1984)

Áradáskor ugyan a folyó erodálja medrét, az az ár visszahúzódásával fel is töltődik (Bridge 1975, Rotnicki 1991), így a fosszilis meanderező folyók üledékeinek geometriai jellemzőit (d =mélység, w =szélesség) tanulmányozva –szeizmikus szelvényeken is – a mederkitöltő vízhozamra (Q) következtethetünk (Bridge & Diemer 1983, Olsen 1990). Mindemellett a ritkábban fellépő extrém áradások drasztikusan átalakíthatják a medret, ami után akár több év vagy évtized is eltelhet, amíg a meder visszaáll a normál, egyensúlyi állapotába (Bridge 1975). Samson-Smith et al. 2010 kutatásai szintén arra mutatnak, hogy egy-egy kiugró árvízi esemény kevés felismerhető nyomot hagy a fosszilis folyóvízi összleten.

A szelvényeken a ferde LA felületek magassága (a reflexiók függőleges vetülete $\approx d$), ami közelítőleg megegyezik a meder mélységével (Allen 1984), illetve hossza (a reflexiók vízszintes vetülete= l) került le mérésre. Mivel a szelvények iránya csak legritkább esetben esik egybe az LA felszínnek épülési irányával, ezért a mért, áldólás irányú hossz mindig több a valós hosszánál (4.4. ábra). Azonban a kvázi 3D-s szelvényezés lehetőséget nyújt az egyes felületek térben való térképezésére, így a valós dőlésszög és dőlésirány mérésére, következésképp az áldólás-irányú hosszak korrigálására. A folyómeder természetes helyváltoztatása következtében bármely irányú

szelvény mentén progresszív változások észlelhetők az övzátony-felszínek méreteiben és dőlésében (Willis 1989, 1993), mivel a szelvény minden pontján más-más pozícióban metszi az övzátont (4.4/b ábra). Az épülés módja azonban a felületek valós dőlésirányainak ismeretében szintén rekonstruálható.



4.4. ábra. A: Az egyes reflexiók méretéből, illetve horizontális és vertikális vetületeiből kiszámíthatóak a meder paraméterei. Az övzátony nem épül a medernél magasabbra, így a szigmoidális ferde reflexiók magassága (az üledék vastagsága) hozzávetőleg az ősi meder mélységét adja (d_1). A legtöbb esetben azonban a reflexiók talpa vagy teteje nem látható, így magasságuk (d_2) mindenképp alábecsüli a meder valós mélységét. További számítások a szövegben. B: Az övzátony mérete (pl. l =a reflexió hossza) a kanyarban való helyzetétől is függ (szaggatott vonalak), továbbá a szeizmikus szelvény (piros szaggatott) és a terület valós dőlésirányának különbségétől (β =áldőlés), ez azonban korrigálható. A kanyar és az övzátony elvi mélység/magasság viszonyai Willis (1993) alapján m-ben van megadva.

A ferde reflexiók korrigált hosszából számítható a meder szélessége (w), illetve a mélység (d) segítségével a vízhozam (Q) is becsülhető az alábbi képletek alapján (Bridge & Diemer 1983, Olsen 1990):

$$w = 1,42 \cdot l$$

$$Q = v \cdot w \cdot d / 2$$

ahol (v) az áramlási sebesség. Mindkét tapasztalati képlet azon alapszik, hogy a meanderező folyó aszimmetrikus medre háromszögformával közelíthető. A módszerrel kapott vízhozam adatok értékelésénél azonban az alábbi szempontokat figyelembe kell venni:

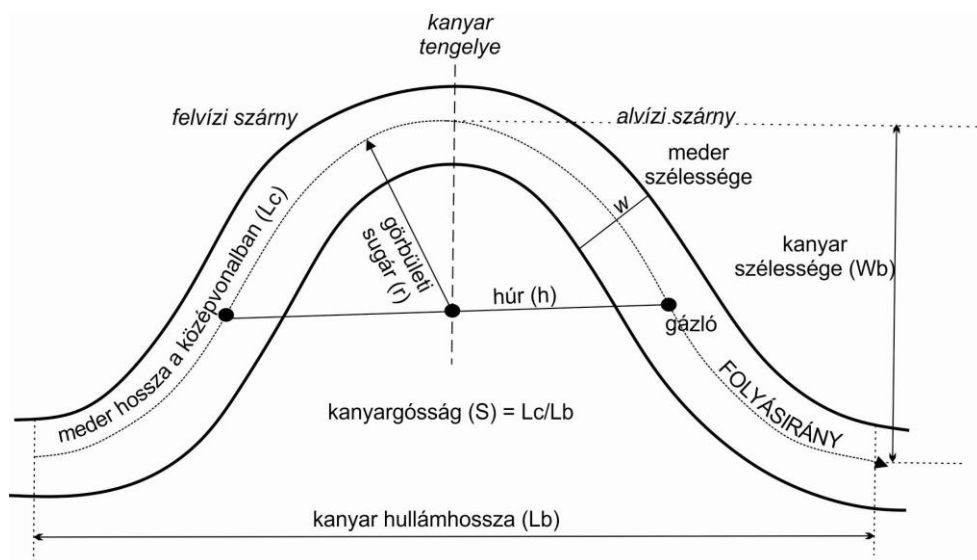
- A meder szélessége és az övzátony-felszín hossza közti arányszám az irodalmi adatok alapján 1,33 és 1,5 között változik (e.g. Allen 1965, Cotter 1971, Leeder 1973), ami főként a földtani változékonyságból adódik (pl. part ellenálló-képessége, a hordalék szemcsemérete és eloszlása).
- Az övzátony mérete a kanyarban való helyzetétől függően változik (4.4/b ábra): legnagyobb szélességet a tengelyben éri el, még a gázlókhoz (inflexiók pont) közeledve csökken a szélessége és magassága (Knighton 1975, Bridge & Jarvis 1982, Willis 1993); az ősi övzátony szelvényhez viszonyított helyzete a dőlésirányok változásából becsülhető.
- Az egykori áramlási sebesség a tiszaligeti sekélyfűrés szemcseméret adataiból került kiszámításra. A vizsgált mélységben észlelt apró- és finomszemcsés homok ($\varphi=2-3$) szállításához és ülepítéséhez az alsó vízréteg 0,15–0,25 m/s sebességű áramlása szükséges (Hjulström 1935, Southard & Boguchwal, 1973, 1990). Ebből az áramló közegekre jellemző sebességprofil (Allen 1984) alapján az 5-8 m mély vízfolyás magasabb rétegeire 0,55–0,65 m/s átlagsebesség adódik. Ez egy ilyen méretű folyóban a keresztmetszet nagy részében – ahol a mederfenék súrlódásának hatása már elhanyagolható – állandónak tekinthető (Bridge 2003). Hasonló eredményre jutunk Neill (1973) tapasztalati képlete alapján is, mely szintén a hordalék sűrűségét és átlagos szemcseméretét, illetve a vízfolyás mélységét veszi alapul, de inkább az áramló közeg eróziós képességére koncentrál.
- A szeizmikus módszerből adódó vízfelszíni többszörösök megjelenése értelmezés pontosságát rontja: helyenként a reflexiók elvégződése nem jelölhető ki egyértelműen, így a felszínnek hossza helyenként alábecsült, habár a 3D-s felmérés jelentősen javította a bemenő adatok pontosságát.
- A legfontosabb, de egyben a legnehezebben becsülhető korlátozó tényező az eróziói: a ferde reflexiósorozatok teteje a legtöbb esetben erodált, így magasságukat alapul véve mindenképp alábecsüljük a meder mélységét. Ezt javítandó az egyes felületek 4-5

párhuzamos szelvényen mért d (és hozzátartozó l) méretei közül a legnagyobb használtam fel további számításra, mivel ez adja a legjobb közelítést.

A meanderező folyók esetében meder szélessége már egy ismert paraméterből, a leggyakrabban észlelt medermélységből, vagyis az öszlet vastagságából megbecsülhető számos szerző szerint (Bridge 2003 és hivatkozásai), azonban legtöbb képlet csak szűk határok közt – leginkább a kanyargósság függvényében használható. A mederszélesség meghatározására ezek közül néhányat összehasonlításképp a tiszai adatsorokon szintén teszteltek. Az ősi meder szélesség és mélység adatait felhasználva további mederparaméterek is becsülhetők (4.5. ábra), amire számos példát látunk az irodalomban (Bridge 2003 és hivatkozásai):

- a hullámhossz (L_b) és a mederszélesség (w) közti arány átlagosan 10 és 14 között változik;
- a húr hossz az előbbi fele;
- a görbületi sugár (r) és szélesség közti arány átlagosan 2 és 3 között; ezen érték szórása azonban jóval nagyobb, mivel a görbületi sugár nagysága a vízhozamon túl erősen függ a part ellenálló-képességétől (Bridge & Jarvis 1982), illetve a kanyarulat fejlettségétől (Gábris 1995);
- a meander szélesség (W_b) pedig átlagosan a sugár (r) kétszerese.

A közelmúltban Gábris (1995) munkáját felhasználva Timár & Gábris (2008) dolgozott ki az Alföldre vonatkozóan a kanyarulat hullámhossza és vízhozam arányára vonatkozó összefüggést, mely alapján a dolgozatomban rekonstruált ősi vízfolyás hullámhossza is közelíthető.



4.5. ábra. Meanderező meder geometriai paraméterei (Bridge 2003 nyomán)

4.3. Sekélyfúrás

A vizsgált üledékek litológiai és kronológiai megismerése érdekében, illetve mintavétel céljából két alkalommal sekélyfúrásokat mélyítettünk a Tisza medrében, az előzőleg szeizmikusan feltérképezett övzátóny-sorozatokat megcélózva (4.1. ábra).

2006 októberében, a Tisza alacsony vízállásánál Martfű közelében két (7 és 10 m-es) sekélyfúrást mélyítettünk Eijkelkamp típusú kézi fúróval (4.6. ábra). A fúrásokat a lehető legközelebb tűztük ki – kb. másfél méterre a víztől – azokhoz a pontokhoz (főleg a keresztshelvények mellett), ahonnan szeizmikus információk van a rétegsorról. Mindkét helyszínen két fúrás mélyült egymástól alig 1 méter távolságra: az első próbafúrás spirállal készült a litológia megismerése érdekében, míg a második esetben a perspektivikus rétegekből zárt PVC csőben OSL koroláshoz magmintát vettünk. Sajnos a júliusi szelvényezés és az októberi fúrások közt lezajlott 3,2 m vízszintesés nem volt elegendő ahhoz, hogy ezzel a módszerrel elérjük a szükséges mélységet, azonban a fedő üledékekről hasznos információkat nyertünk. A fúrások koordinátái GPS-sel lettek bemérve, míg magasságuk a Tisza aktuális vízszintjétől mérve lett kiszámítva.



4.6. ábra. Sekélyfúrások a Tisza medrében. A: Martfű, 2006. október, B: Szolnok (Tiszaliget), 2009. június

Ezt követően 2009 júniusában, szintén alacsony vízállásnál, Szolnok belterületén (Tiszaliget) egy időközben kialakított kisvízi padkán önjáró, UGB 1 – VSZU típusú száraz fúrógéppel mélyített 20 m-es fúrással sikerült elérni a vizsgált övzátóny-sorozatot (4.6. ábra). A magas víztelítettség miatti rossz állékonyságú laza üledékben béléscső mellett a fúrás felső 10 m-

re spirállal mélyült, csak az alsó 11 m történt magfúrással. Az üledék makroszkópos leírása így részben a helyszínen, részben a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) OSL laborjában történt. A zavartalan magok sötét, fényzáró PVC csőben lettek kiemelve, és a nedvességtartalom megőrzése végett a végek légmentesen lezárásra kerültek. A fúrás koordinátái GPS-sel lettek bemérve, míg magassága a vízügyi hatóság által megadott kisvízi padka magasságával egyezik meg.

4.4. OSL (Optically Stimulated Luminescence) kormeghatározás

Az eredmények paleoklimatológiai értelmezéséhez pontos geokronológiai keret szükséges, ami a folyóvízi üledékek OSL korolásával megoldható. Erre számos hazai és nemzetközi példát is találunk az irodalomban (e.g. Thamó-Bozsó et al. 2007, Nádor et al. 2007, 2011, Rodnight et al. 2005, Rittenour 2008). Az OSL kormeghatározás azon lumineszcens jel mérésén alapszik, mely az ásványok kristályrácsában (szennyeződésekben és rácshibákban) az őket ért természetes radioaktív sugárzás hatására felhalmozódott energia felszabadulásakor jelentkezik látható fény hatására. A lumineszcencia alapján tehát a betemetődés (amikor utoljára napfény érte az üledéket, és lenullázta a lumineszcens jelet) óta elnyelt radioaktív sugárzás dózisa (De - egyenérték dózis) számítható. A betemetődési kor megadásához szükséges még a dózisérték – az időegység alatt elnyelt sugárdózis – mérése is, mely nagyrészt az üledék radioaktív izotópjai által kibocsátott sugárzásból, kisebb részben pedig a kozmikus sugárzásból ered. Legalkalmasabb ásványok az üledékekben gyakori kvarc és földpát, de a cirkon, a vulkáni üveg és a karbonátok korolására is látunk példát (Aitken 1998). Az OSL korok kalkulálásánál figyelembe kell venni az üledéknek betemetődés időtartama alatti szervesanyag- és nedvességtartalmát. Folyóvízi üledékek esetében pedig fokozottan számítani lehet a reziduális dózis módosító hatására, mely a szemcsék nem tökéletes kifakulásából adódik, ez azonban különböző eljárásokkal csökkenthető (Arnold et al. 2007). Az OSL kor pontossága általában 5-10%, a kronológiai sorrend ellenőrzéséhez azonban egy-egy függőleges szelvényből legalább 2 mintát szükséges datálni. A módszer általánosan elfogadott alkalmazhatósága néhány ezer évtől 100-150 ezer évig terjed, azonban a folyamatos fejlesztések eredményeként már Brunhess/Matuyama eseményhez köthető üledékeket is datáltak (Wintle 2010).

A homokméretű kvarcsezemcsék ún. SAR-OSL (Single Aliquot Regenerative Dose Optically Stimulated Luminescence) vizsgálatán alapuló lumineszcens kormeghatározást Dr. Thamóné Bozsó Edit végezte a MÁFI-ban. A minta előkészítése során a 100–160 μm közti tiszta kvarcfrakció kinyerése gyenge vörös fény mellett folyt az alábbi sorrendben: hidrogén-peroxiddal (H_2O_2) a szerves anyag és 10%-os sósavval (HCl) a karbonátok eltávolítása, nedves szitálás és a

kvarcsezemcsék szeparációja SPT segítségével, majd 40%-os hidrogén-fluoridos étetés 60 percig (Thamó-Bozsó & Nagy 2011).

A luminescens mérés RISØ TL/OSL DA-15C/D típusú berendezéssel (Bøtter-Jensen et al. 2000) történt. A kvarcsezemcsék optikai stimulációját 125°C-on 40 másodpercen keresztül állandó intenzitású, kék fényű LED-ek biztosították. A folyamat során minden mintán sor került dózis visszanyerési teszt, dózisválasz-görbe és termikus átmenet teszt mérésekre. Az egyenérték dózis meghatározása SAR protokoll (Wintle & Murray 2006) szerint történt kalibrált 90Sr/90Y béta sugárforrás segítségével. A méréssorozat legvégén az egyes részminták lumineszcens tisztaságát is vizsgálták infravörös és kék megvilágítással. A MÁFI-ban folyó OSL mérésekről további részletek mutat be Thamó-Bozsó & Nagy (2011). A dózisirata meghatározásához szükséges nagy felbontású gamma-spektrometriai méréseket a minta közvetlen környezetéből gyűjtött mintákon az ELGI (Eötvös Loránd Geofizikai Intézet) munkatársai végezték.

4.5. A modern Tisza üledékképződésének vizsgálata

Az már az 1995-ös szeizmikus szelvényezés első értékelésénél kiderült, hogy a szelvényeken észlelt látványos szerkezetek egy viszonylag nagy, a modern Tiszához hasonló méretekkel rendelkező – feltehetőleg meanderező folyó üledékei lehetnek (Sztanó et al. 2002). A földtani környezet – az emelkedő Kárpáti hegységkeretből érkező folyók rendszere tölti fel a folyamatosan süllyedő intramontán medencét – lényegesen nem változott a késő-pleisztocén során. Így kézenfekvőnek tűnt – az irodalmi adatokon túl – a modern Tisza üledékképződési sajátosságait felhasználni analógiaként olyan esetekben, amikor az ősi folyóról nem áll rendelkezésünkre más adat.

A szeizmikus szelvényezés a modern Tisza üledékképződését is felfedi, ami a mai állapotában szabályozási munkálatok következtében nem tekinthető teljesen természetes állapotnak (Tímár 2003, Nagy et al. 2005, Kiss et al. 2008). Azonban pusztán a szeizmikus szelvényekre támaszkodva a folyó természetes és szabályozást követő változásai csak a legkritább esetben különíthetők el (Cserkész-Nagy et al. 2010), ezért a természeteshez legközelebbi állapot bemutatásához a szabályozási munkálatok kezdetére visszanyúló vízügyi felmérés adatait – mederkeresztmetszeteket és térképeket – is felhasználom, amit a Közép-Tisza-Vidéki Vízügyi Igazgatóság (KÖTIVIZIG) bocsátott rendelkezésemre. Az adatok együttes értelmezése alapján a medermorfológia sajátos elemei, a kanyarfejlődés, a meder fekvő anyaga, átlagos mélysége és szélessége, valamint a medervándorlási ráta került meghatározásra. A dolgozatban az eredményeket külön fejezetben nem mutatom be, csak ahol szükségesek voltak az értelmezéshez, ott térek ki rájuk részletesebben. Az adatokról, módszerekről és a további eredményekről Nagy et al. 2005, 2006, Cserkész-Nagy et al. 2010 munkák szolgáltatnak részleteket.

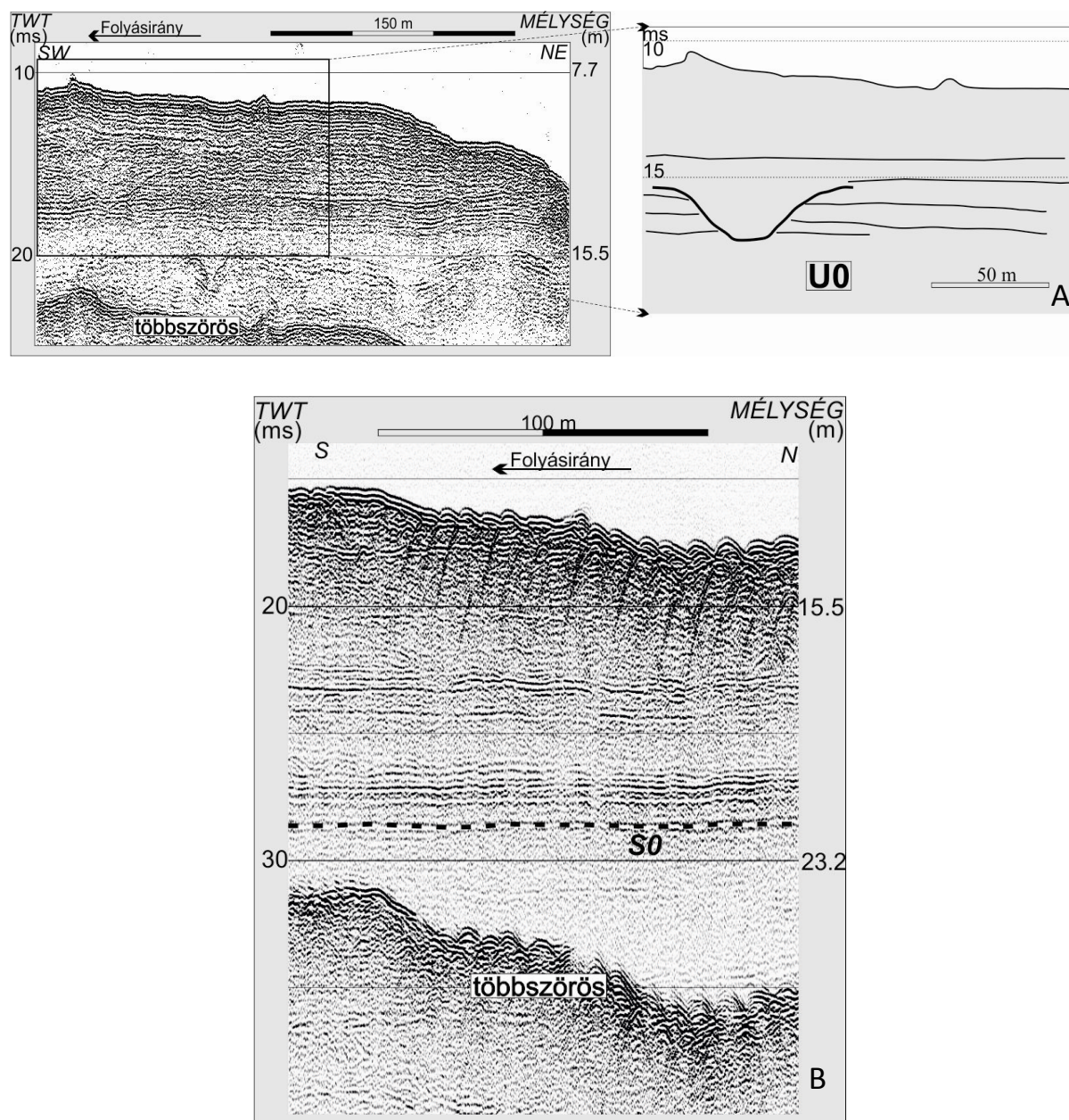
5. Eredmények és értelmezésük

5.1. Szeizmikus egységek: milyen jellegű a folyó?

Az ultranagy felbontású szelvényeken többnyire egyértelműen elkülönülnek az idősebb, konszolidált felső-pleisztocén ártéri és mederüledékek, illetve a fiatal – immár a Tisza által lerakott –, laza üledékek. A kettő közötti határ általában az az eróziós felület, ami felett az üledék szerkezet nélküli, vagy csak foszlányokban mutat szerkezetet, míg az alatta lévő idősebb képződmények jellegzetes architektúrával jellemezhetők. Ezen idősebb szeizmikus egységek bemutatása a klasszikus szeizmikus értelmezést és terminológiát követi (Mitchum et al. 1977), azonban azt ismét meg kell jegyezni, hogy az unkonformitások ebben az esetben csak rövid időintervallumokat jelölnek, illetve az értelmezett egységek vertikális kiterjedése is csak néhány méter nagyságrendű. A szeizmikus módszer hasznos behatolási mélysége miatt gyakorlatilag a vízfelszín alatti 9-20 m mélységről, átlagosan a 76–62 mBf (a vízfelszín esését is figyelembe véve) közötti üledékrétegekről kapunk információt. Mivel a teljes szelvényezés mentén az összes lokálisan értelmezett szerkezet bemutatására nincs lehetőség, illetve a lokális, egymást nem metsző egységek korreláltatása gyakorlatilag lehetetlen, így a dolgozatban azokat a vizuálisan is jól azonosítható szeizmikus egységeket mutatom be, amelyek a területen többször megjelennek, belőlük regionális következtetések vonhatók le. Ezt szem előtt tartva a mai mederfenék alatti 7–15 m vastag pleisztocén alluviális üledék 7 szeizmikus egységbe sorolható be, melyeket most a feltételezhető képződési sorrendjükben mutatok be.

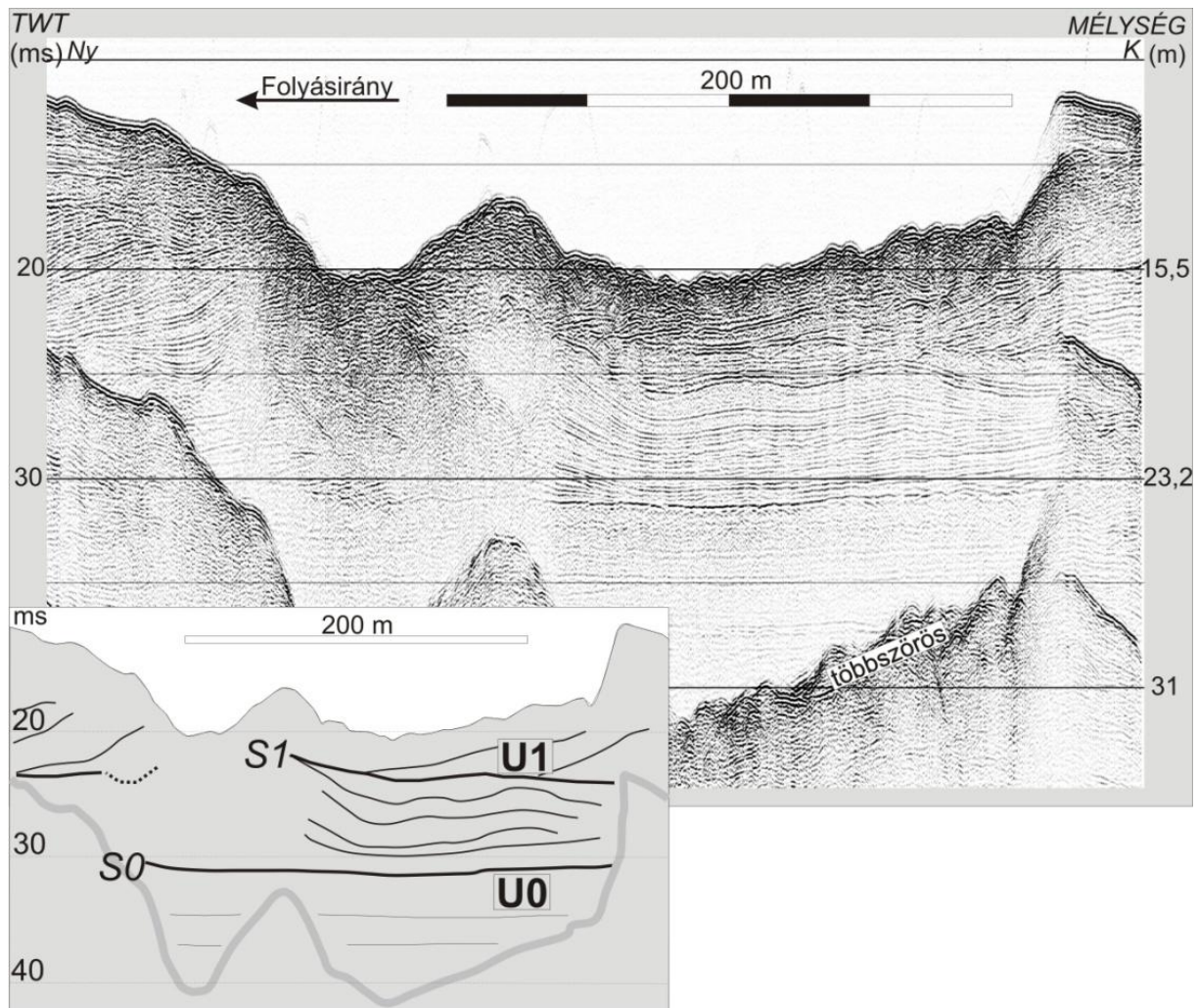
U0 – A vizsgált szelvényeken nagy területi elterjedésű egység alkotja azt a fekvő, amibe eróziós határ mentén vágnak bele a továbbiakban részletezett szeizmikus egységek. Az U0 egység jellemzően kitaró párhuzamos, vagy közel párhuzamos, váltakozó amplitúdójú, vízszintes reflexiókból áll, ami azonban helyenként szerkezet nélküli kaotikus vagy átlátszó (reflexió nélküli) szeizmikus fáciesbe válhat át. A vízszintes, párhuzamos rétegződést néhol kis amplitúdójú hullámzó, vagy egy-egy nagy amplitúdójú „kemény” vízszintes, alkalmanként vályú alakú reflexió szakítja meg (5.1/a ábra). Egy jól követhető, nagy amplitúdójú reflexió (S0) ismerhető fel 29–32 ms mélységben szinte az egész területen (4.2., 5.1. és 5.2. ábrák). Az U0 egység alsó határa és így vastagsága (esetenként a belső szerkezete) – a módszer nagyjából egyszeres vízmélységnyi behatolási mélysége miatt – nem határozható meg pontosan, de helyenként 10–15 m-es vastagságban is észlelhető (5.1/b ábra). Felső határa leggyakrabban az erős, nagy amplitúdójú, többnyire egyenes reflexió – S1, mely az egész vizsgálati területen közel azonos mélységben – 24–28 ms mélyen – húzódik nagyjából vízszintesen (5.2., 5.3., 5.6. és 5.10. ábrák). Néhány esetben azonban egyenetlen, váltakozó mélységű, meg-megszakadó, vagy ritkán elhajló felületként

azonosítható. A vizsgált folyószakasz kb. egyharmadán azonban az egység nemcsak a fekében – a többi szeizmikus egység alatt –, hanem mellettük, velük egy szintben is megjelenik; nagy területen az U0 egység képezi a modern Tisza feké anyagát is (Nagy et al. 2005). Helyenként a modern mederfeneket olyan erős sík reflexió jellemzi, melynek álreflexiói miatt az alatta lévő üledék szerkezetéről sem kapunk információt.



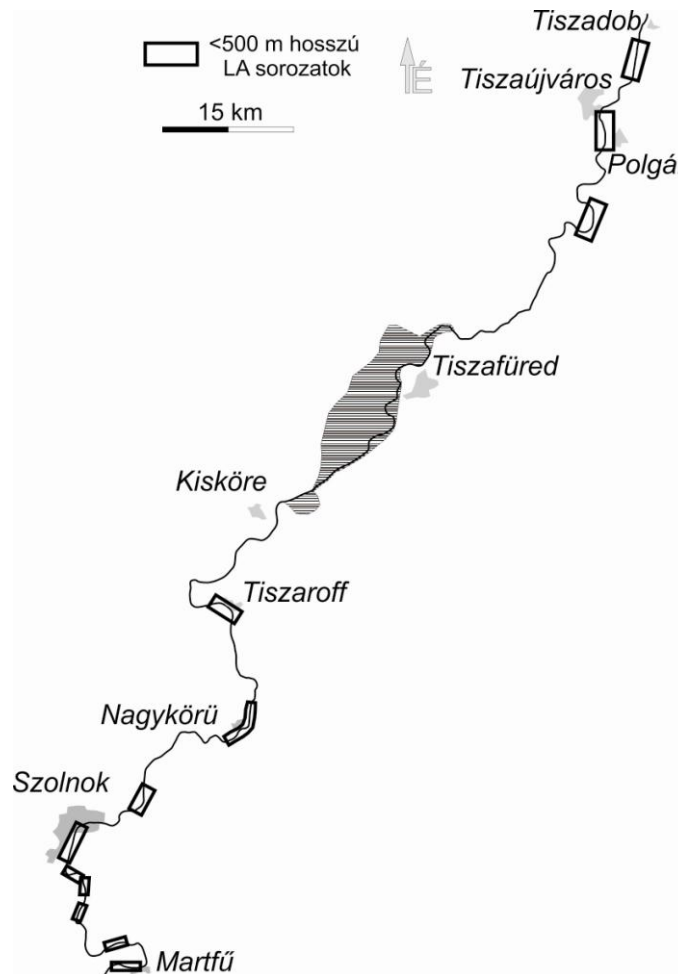
5.1. ábra. 122 és 21 sz. szelvény: A vertikálisan gyarapodó ártéri üledékként értelmezett U0 egység szeizmikus képe. Az (a) ábrán a gátszakadáskor az ártérbe bevágódó medret és annak kitöltését látjuk. A fiatal üledék alatt elhelyezkedő ártéri sorozat vastagsága a 10–15 métert is eléri (b).

Az egység felfelé gyarapodó, többnyire agyag-aleurit anyagú ártéri üledékként értelmezhető, melyben a reflexiók helyenkénti hullámzása vagy épp markáns vízszintes kifejlődése jelzi az árvízkor a mederből kilépő víz által az ártérre lerakott homoklepleket, míg az 1-2 m mély tál alakú medernyomok gátszakadásos medrekként értelmezhetők (5.1. ábra). Az egység nagy területi elterjedése, tekintélyes vastagsága, illetve a többi egységgel sokszor egyidejű, folyamatos képződése jelzi az ártéri üledékek dominanciáját a területen.



5.2. ábra. 35 sz. szelvény: Ahol a folyó medre kimélyül, akár 30 m mélységig bepillantást nyerünk a fekü szerkezetébe: az U1 egység itt nem közvetlenül az U0-ra települ, hanem közbeékelődik egy közepes amplitúdójú hullámos reflexiójú egység – feltehetőleg szintén mederüledék. Az ártéri egység felső határoló felülete itt a kutatási területen végig nyomozható S0 felület.

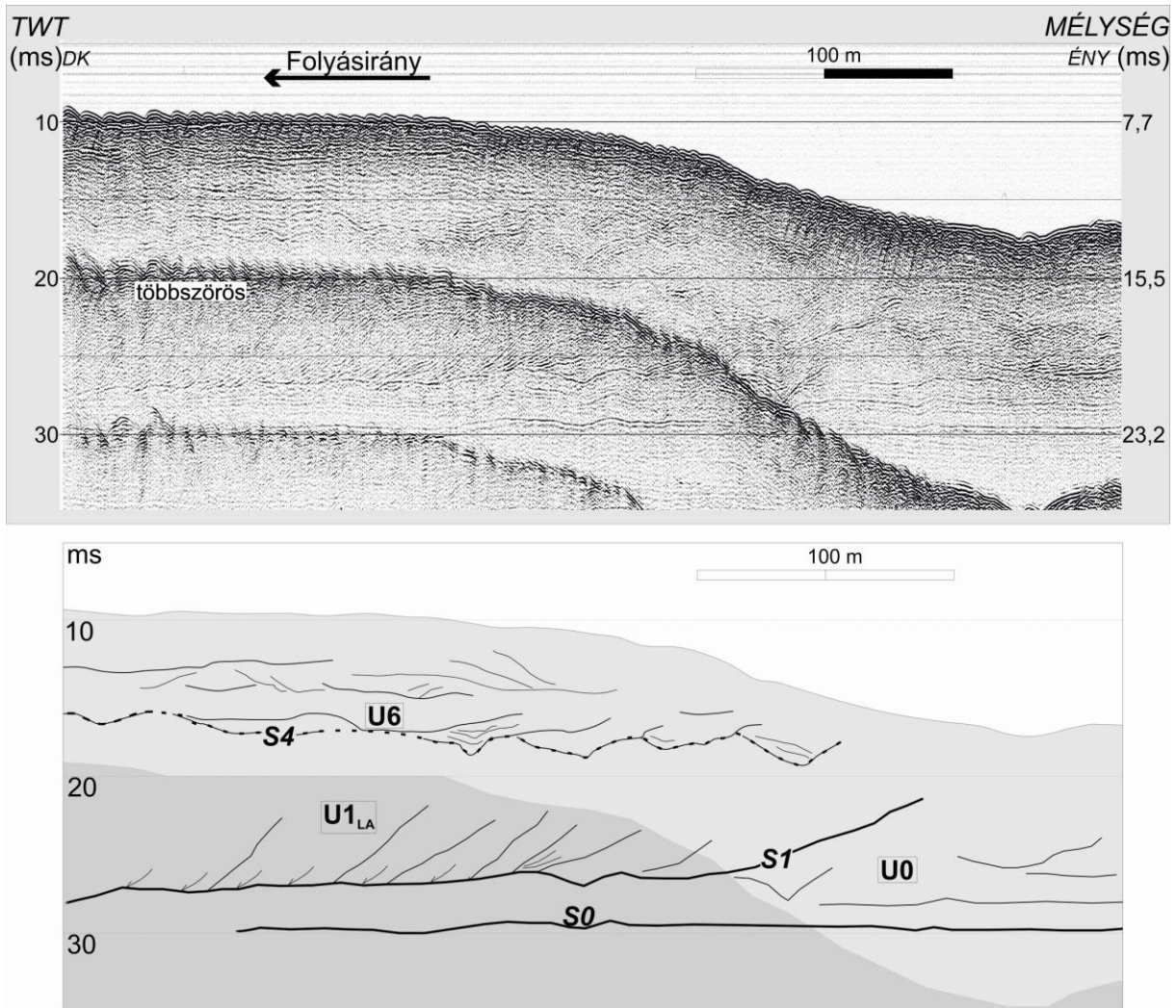
U1 – A kutatási terület leglátványosabb egysége, mely kb. 45 km-nyi szakaszon azonosítható (5.3. ábra), két alegységből épül fel, az $U1_{LA}$ alegység folyamatosan megy át a felette települő $U1_{FP}$ alegységbe.



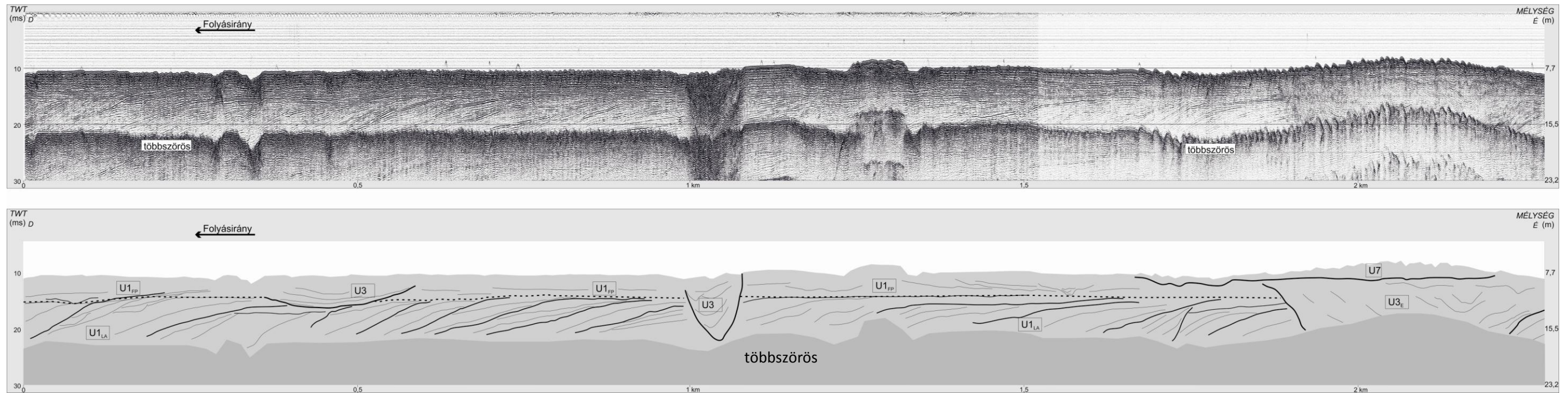
5.3. ábra. A hosszú ferde reflexiósorozatok elterjedése a kutatási területen.

$U1_{LA}$ – A hosszanti irányba elnyúlt vagy ritkábban oldalirányban kiékelődő fáciesegység alsó határa általában egy nagy amplitúdójú vízszintes felület (S1), ami azonban az egységek végén felfelé elhajolhat (5.4. ábra). Az alegység vastagsága 5-8 m, míg a hossza 30–3000 m között változik, oldalirányú kiterjedése a módszerből adódóan nem vizsgálható. Az alegységet hajlított reflexiós konfiguráció jellemzi, tipikusan kis- és közepes amplitúdójú ferde, tangenciális (alul hajló) vagy szigmoid (kettős hajlatú) közel párhuzamos klintoformok építik fel, melyek az alsó határra lelapolódnak. A klintoformok nagyméretű dőlt rétegsorozatokként (Thomas et al. 1987) értelmezhetők. E hosszú sorozatokat másod- és harmadrendű unkonformitások tagolják kötegekre, melyek lehetnek csonkulások vagy rálapolódási felületek (5.5. ábra). A klintoformok

dőlésszöge $0,5\text{--}5^\circ$ (mely a szeizmikus képeken $10\text{--}35^\circ$ dőlésként jelenik meg a túlmagasított ábrázolásnak köszönhetően). Az alegységet gyakran egy fellapolódó reflexió elvégződésekkkel jellemzett unkonformitás határolja felülről, különösen, ha az $U1_{LA}$ egységre közvetlenül az $U4$ vagy $U6$ szeizmikus egység települ. Viszont ha az egység dőlő reflexiói folyamatosan hajlanak át az őket fedő vízszintes reflexiókba ($U1_{FP}$), akkor a két alegység határfelületét az ellapolódások jelölik ki (5.5. ábra).



5.4. ábra. 19 sz. szelvény: Egymásra települő $U0$, $U1_{LA}$ és $U6$ egységek rajzolata. Az $U1_{LA}$ egység alsó határát jelentő $S1$ felület, melyre a ferde reflexiók lelapolódnak, a szelvény ÉNy-i szélén maga is klintoformként jelenik meg. Az $U1$ és $U5$ egységeket elválasztó $S4$ felület a kisebb eróziós reflexiókból olvad össze. E felett az üledék szeizmikus képe több emeletben megjelenő, vízszintes vagy tál alakú reflexiókra rálapolódó rövid ferde reflexiók sorozatából áll össze.

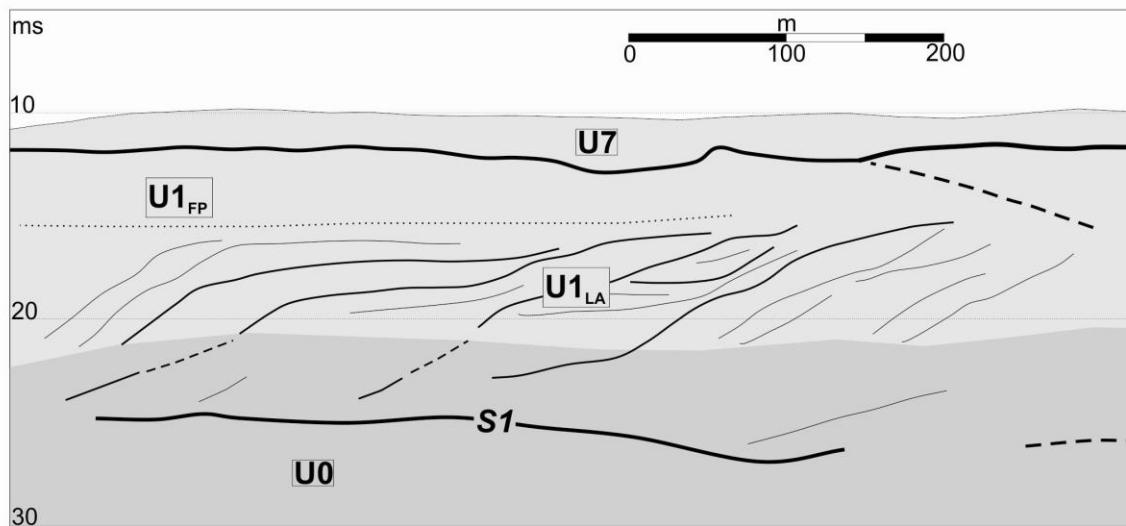
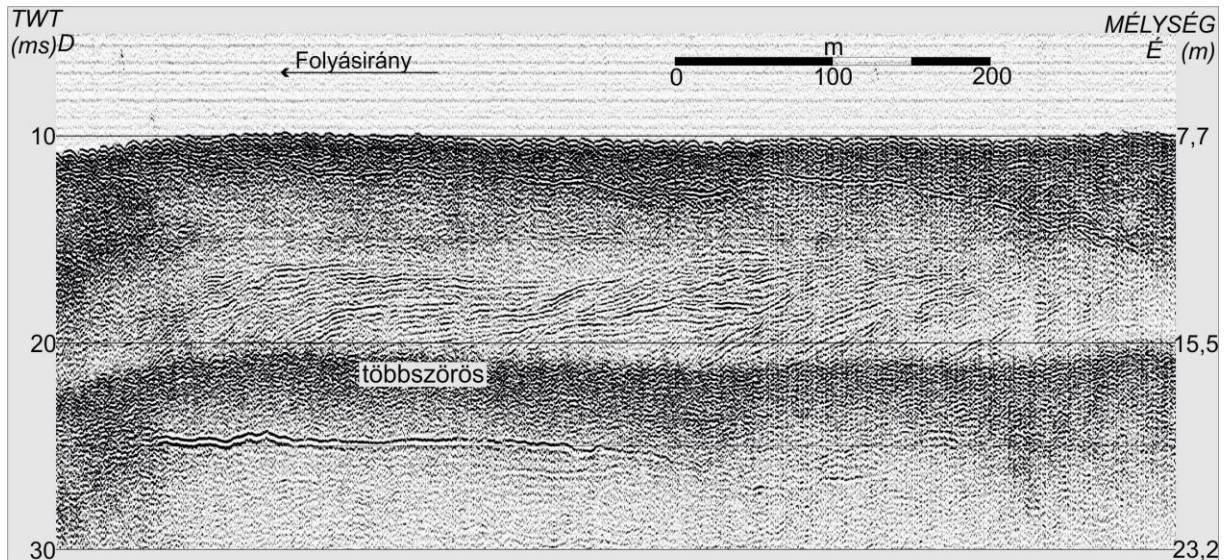


5.5. ábra. 30-32 sz. szelvény: A közel 2 km hosszan déli irányba épülő ferde reflexiósorozatot csonkulások és rálapolódásos felületek bontják kötegekre. Az övzátonyként értelmezett U1_{LA} alegység ferde reflexiói folyamatosan hajlanak át az U1_{FP} alegység meg-megszakadó vízszintes reflexióiba. A ferde reflexiók kilapolódásai rajzolják ki a két alegység közti határfelületet (szaggatott vonal). A proximális ártéri egység változatosságát jelzi a gátszakadásos homokplek és medrek gyakori megjelenése. A ferde reflexiósorozat alsó határfelülete az erős többszörös reflexiók miatt nem értelmezhető. Az U1 egységbe több helyen is változatos méretű és formájú csatornák vágódnak (U3 egység). Az idős üledéket csak a szelvény északi végén fedi fiatal, konszolidálatlan üledék (U7), a szelvény többi részén az U1_{FP} egység a mederfenéig terjed, rajta csak néhol szállítódnak homokdűnék. További magyarázat a szövegben.

$U1_{FP}$ – Az alegység kiterjedése leginkább lepelszerűnek írható le, vastagsága mindössze 1–3 m. Belső konfigurációját tekintve vízszintes párhuzamos, közel párhuzamos kis és közepes amplitúdójú reflexiók jellemzik (5.5. ábra). Felülről legtöbbször eróziós határ zárja, így az alegység kis vastagsága leginkább a folyóvízi erózióknak, és kevésbé az alacsony üledékképződési rátának tudható be.

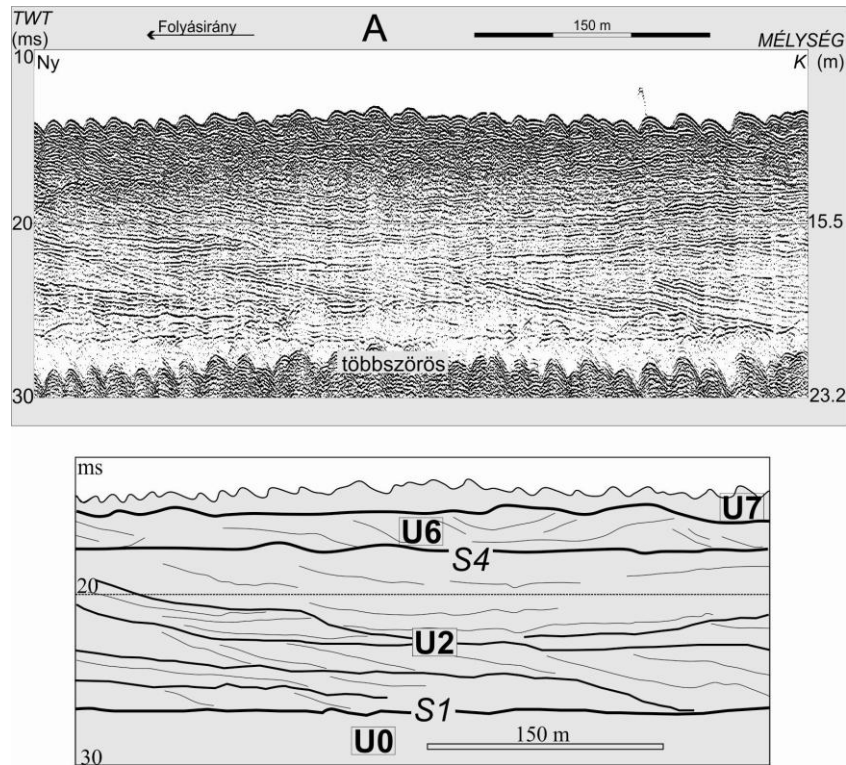
A többnyire vízszintes sík eróziós felszín felett hosszan követhető és vastag ferde reflexiósorozatok ($U1_{LA}$) az oldalirányban gyarapodó övzátonyok épülési egységeinek makroformáiként értelmezhetők (LA – laterál-akkréciós felszínek, cf. Allen 1965, Bridge 1975). Az $U1_{FP}$ alegység pedig az övzátony folyamatos átmenetét jelenti a vízszintes rétegződésű ártéri üledékek felé (cf. Allen 1965). A két alegység együttes megjelenése azonban csak kevés szelvényen tapasztalható, ennek legszebb példája a Szolnoktól délre elhelyezkedő kb. 4 km-es szakasz, mely ezért 3D-s szelvényezéssel részletesen is fel lett mérve (5.4. fejezet). Az $U1$ egység általánosan elterjedt, a terület kb. 1/3-án azonosítható. Az 500 m-nél hosszabb övzátony-sorozatok előfordulási helyeit az 5.3. ábra mutatja be; a dolgozat is e ferde reflexiójú egységekre fókuszál. Az övzátonyok alakja és helyzete is változik időben, ahogy a meander vándorol. Az 5.6. ábrán teraszos, kettős tagolódású övzátont látunk. A morfológiai lépcsők kialakításában a tartósan visszatérő kisvízi és nagyvízi hozamoknak van szerepük (Collinson 1986). A tagolódást elősegíti, ha a felső övzátony állandóan növényzettel fedett, illetve ha a külső part gyorsan erodálódik, ami magával vonja az alsó övzátony gyors gyarapodását is (Bridge et al. 1995). A rendkívül változatos morfológiára további példákat látunk az 5.3–5.6. fejezetekben.

U2 – Az egység szintén a regionális $U0$ szeizmikus egységbe vág, és az $U1$ szeizmikus fácies egységgel azonos mélységközben jelenik meg. Az egység alsó határoló felülete hosszan elnyúló sík reflexió. A 3–6 m vastag egység szintén közepes és nagy amplitúdójú ferde reflexiókból épül fel. A mindössze néhány száz méter hosszú, dőlő sorozatok viszont gyakran egymás felett és mellett – laposabb reflexiók rálapolódásával vagy meredekebb reflexiók lelapolódásával – több emeletben is megjelennek (5.7. ábra). A kötegeket elválasztó felületek lapos szögben szintén dőlnek. Az egyes reflexiók dőlésszögei $1-3^\circ$ közt változnak. Az $U2$ egység üledékei csak kis elterjedésben és elszórtan találhatók meg a területen, legtöbbször az $U1$ nagy oldalazva gyarapodó sorozatai közelében. Az üledékek nagyságrendileg azonos folyóvízi fázisban keletkezhettek, így az egység alsó határoló felületét szintén $S1$ -ként jelölöm.



5.6. ábra. 99 sz. szelvény: Lépcsős morfológiájú övzátony reflexiók képe ($U1_{LA}$ egység), melyre folyamatos átmenettel ártéri üledékek települnek ($U1_{FP}$).

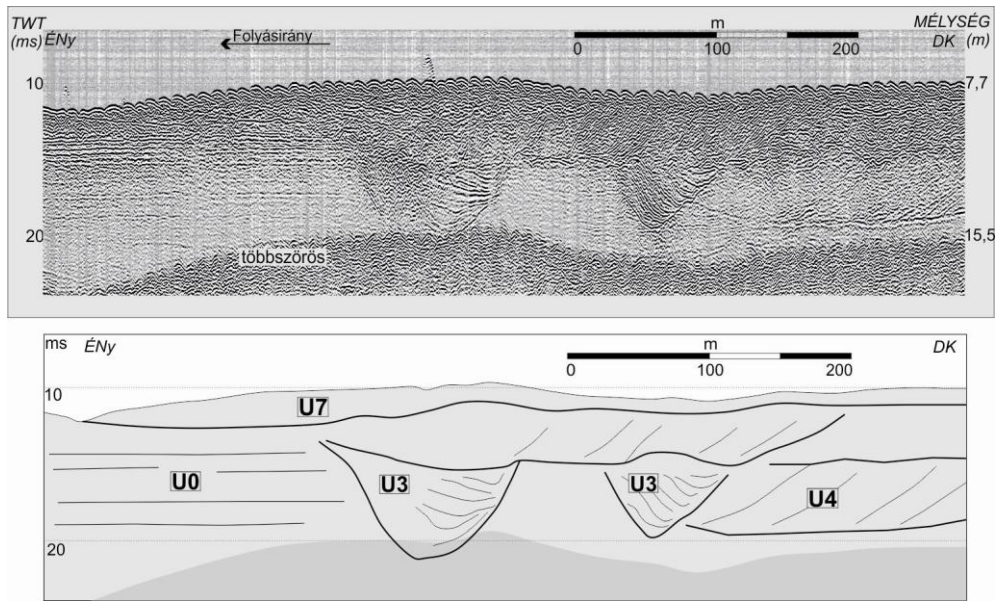
Az egység értelmezhető egymást erodáló rövid övzátonyokként (cf. Bridge & Diemer 1983) vagy fonatos folyó harántzátonyaiként is (cf. Smith 1970, Bridge et al. 1998), azonban a szállítási irányok ismerete nélkül a kérdés nem dönthető el egyértelműen. A szerkezetek méretei és a belső konfiguráció monotonitása miatt az egységet meanderező folyó övzátony változataként értelmeztem, feltehetőleg az U1 vízfolyás mellékfolyóját látjuk. Az egymás mellett és felett – laposabb reflexiók rálapolódásával vagy meredekebb reflexiók lelapolódásával – elkülönülő sorozatok a folyó természetes helyváltozásával, vándorlásával magyarázhatók.



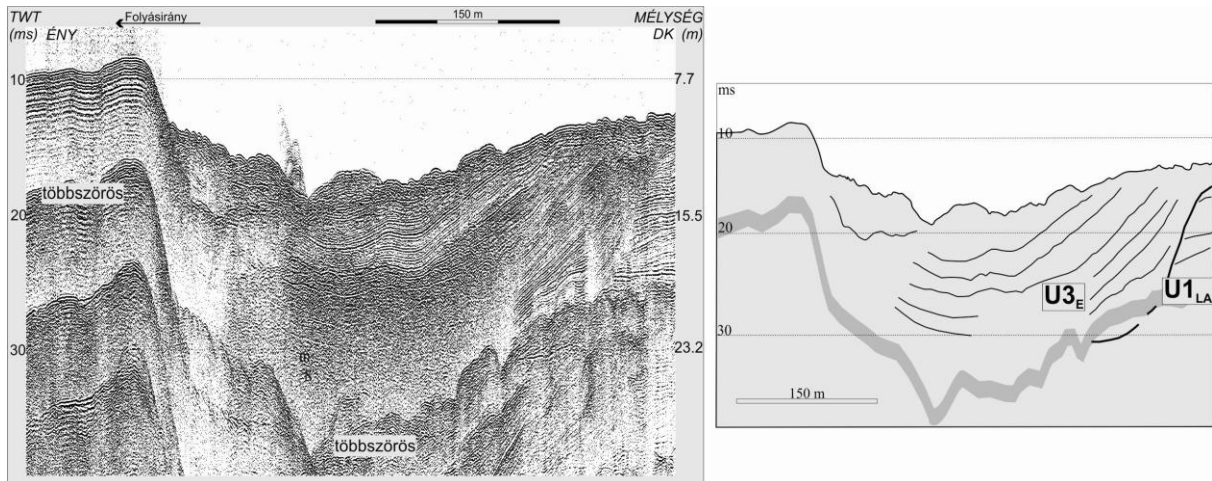
5.7. ábra. 52 sz. szelvény: A majdnem sík S1 felület felett a dőlő reflexiósorozatok több emeletben, egymást erodálva jelennek meg. Az eróziós felületekkel elválasztott egyes kötegek hossza mindössze 150-300 m, magasságuk 1,5-3 m. A konzekvensen K–DK-ies irányba épülő kötegek összes hossza és vastagsága azonban az U1 egységhez hasonló.

U3 – Az U3 fácies egység a változatos méretű és formájú tál vagy vályús szerkezeteket foglalja magában (5.5. ábra), melyek kitöltése általában progradáló vagy széttartó reflexiókkal jellemzett, ritkábban szerkezet nélküli. Alsó határuk rendszerint eróziós felület. Az egység leggyakrabban a kisebb-nagyobb léptékű ferde reflexiósorozatokba vág. Mederbevágódást azonban az ártéri összletben a zátonytestek megjelenése nélkül is tapasztalunk (5.8. ábra).

$U3_E$ – A nem túl gyakori óriás vályúk – kb. 350x 15 m-esek – az U1 laterál-akkréciós sorozatába, illetve az U0 egységbe erodálnak, habár az alsó határukat gyakran elfedik a kétszeres-háromszoros mélységben megjelenő többszörösök (5.5. és 5.9. ábrák). Kitöltésük rendszerint lencseszerű, felfelé hajló, közel párhuzamos reflexiókból áll. Értelmezésükhöz a modern folyó mederfenekének és mélységviszonyainak vizsgálata (Cserkész-Nagy et al. 2010) nyújt támpontot: a Tisza kis sugarú, igen éles kanyarjaiban megjelenő extrém mély (akár 25 m mély) eróziós árkok (kottyanók) fosszilis analógiájának tekinthetők. Az 5.2 ábrán a modern folyó ilyen nagymértékű kimélyülése miatt tárul fel a tószegi kanyarban a mélyebb fekvő üledék szeizmikus képe.



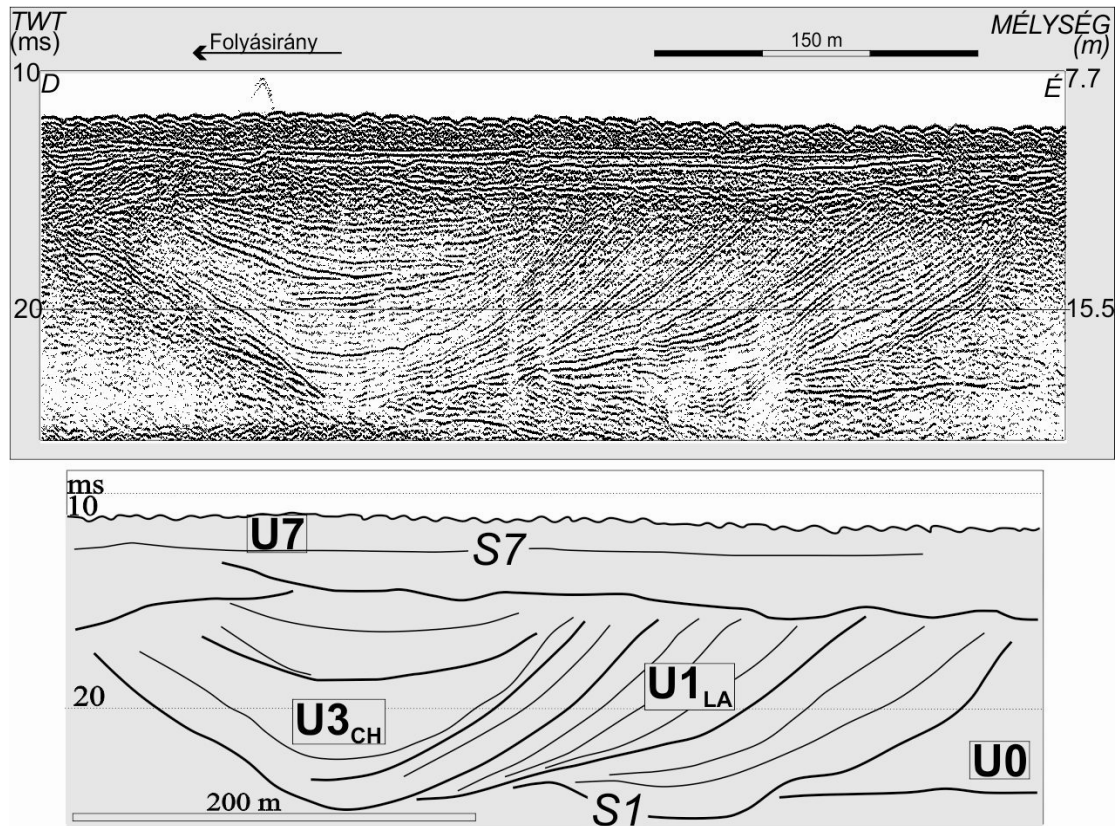
5.8. ábra. 113 sz. szelvény: Kis kiterjedésű (100 m széles és 4-5 m mély), önállóan megjelenő tál alakú szerkezetek (U3), melyekhez közvetlenül nem kapcsolódnak más mederüledékek. Belső szerkezetüket progradáló feltöltés jellemzi.



5.9. ábra. 60 sz. szelvény: Az óriás mederbeágódás (U3E) kb. 400 m széles és 14 m mély. A tál alakú, perem felé emelkedő reflexiók erodálják a szelvény DK-i oldalán megjelenő ferde reflexiósorozatot (U1LA egység).

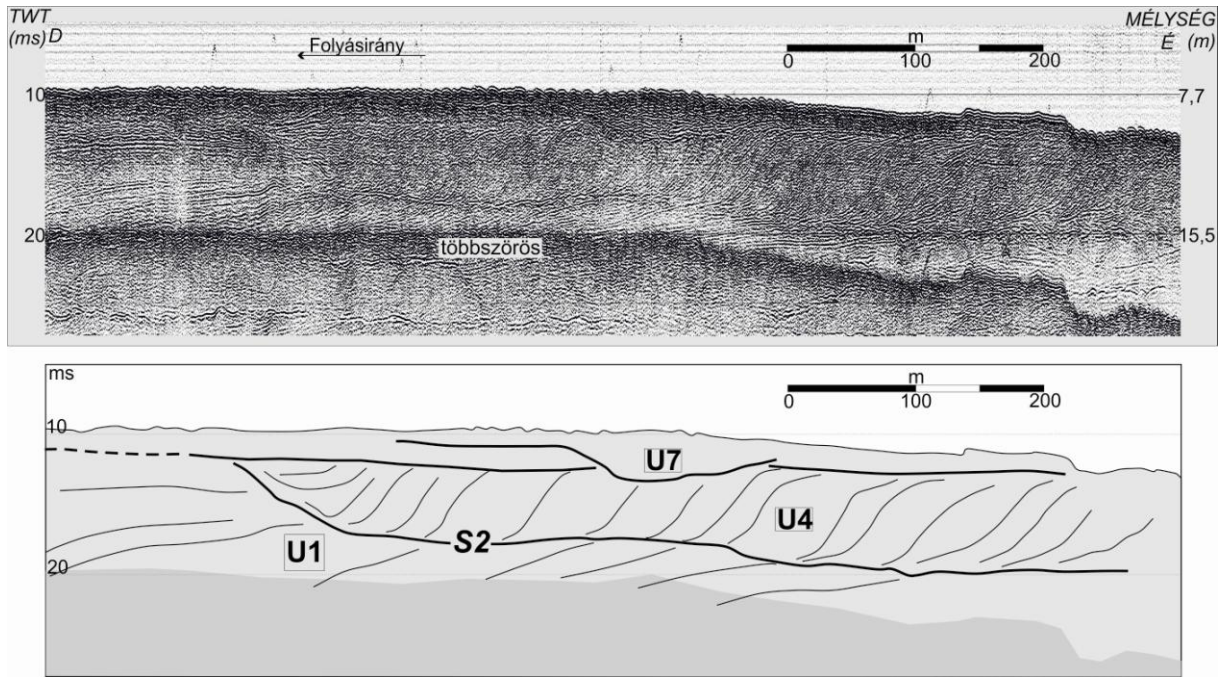
$U3_{CH}$ – Néhány esetben az aszimmetrikus formájú tálszerkezetek, az $U1_{LA}$ ferde reflexiósorozataihoz csatlakozva, annak mintegy lezárásaként jelennek meg (5.10. ábra). Az egység belső szerkezetét közepes–nagy amplitúdójú párhuzamos, vagy felfelé összetartó, hajlított reflexiók, ritkábban részben progradáló reflexiók adják. E vályús szerkezetek általában 200–250 m szélesek, illetve 6–7 m mélyek, és lefűződött morotvák kitöltéseként értelmezhetők (cf. Allen

1965, Walker & Cant 1984). A szerkezet aszimmetrikus formája, illetve a hozzá kapcsolódó hosszabb–rövidebb övzátöny megjelenése pedig arra utal, hogy a medret az ősi folyásirányra közel merőleges metszetben látjuk.



5.10. ábra. 200 sz. szelvény: A vízszintesen rétegzett U0 egység ártéri üledékeibe az U1_{LA} egység ferde reflexiói vágnak, melyet déli irányban egy, a peremek felé emelkedő, összetartó reflexiósorozat zár le (U3_{CH}). Ez utóbbi szerkezet a természetes mederlefűződés során visszamaradt morotvák feltöltéseként értelmezhető.

U4 – A 2–4 m vastag, elnyúlt szeizmikus egység alsó határa egy néhol hullámzó eróziós unkonformitás (S2), melyet lelapolódó reflexió elvégződés jelölnek ki. Belső szerkezetét kis-közepes amplitúdójú ferde és tangenciális klinoformok jellemzik (5.11., 5.20. és 5.23. ábrák). Felső határa egy többé-kevésbé folytonos fellapolódásos felszín (S3). Az egység jellemzően az U1 egységre települ, de közel sem olyan elterjedt, mint feküje. Geometriája alapján az U4 egység ferde reflexiói értelmezhetők egy nagyméretű fonatos vízfolyás harántzátonyaiként is, de a 200–400 m hosszú, egy irányba épülő sorozatok alapján inkább kisebb méretű övzátönyokra (LA) következtetnek.

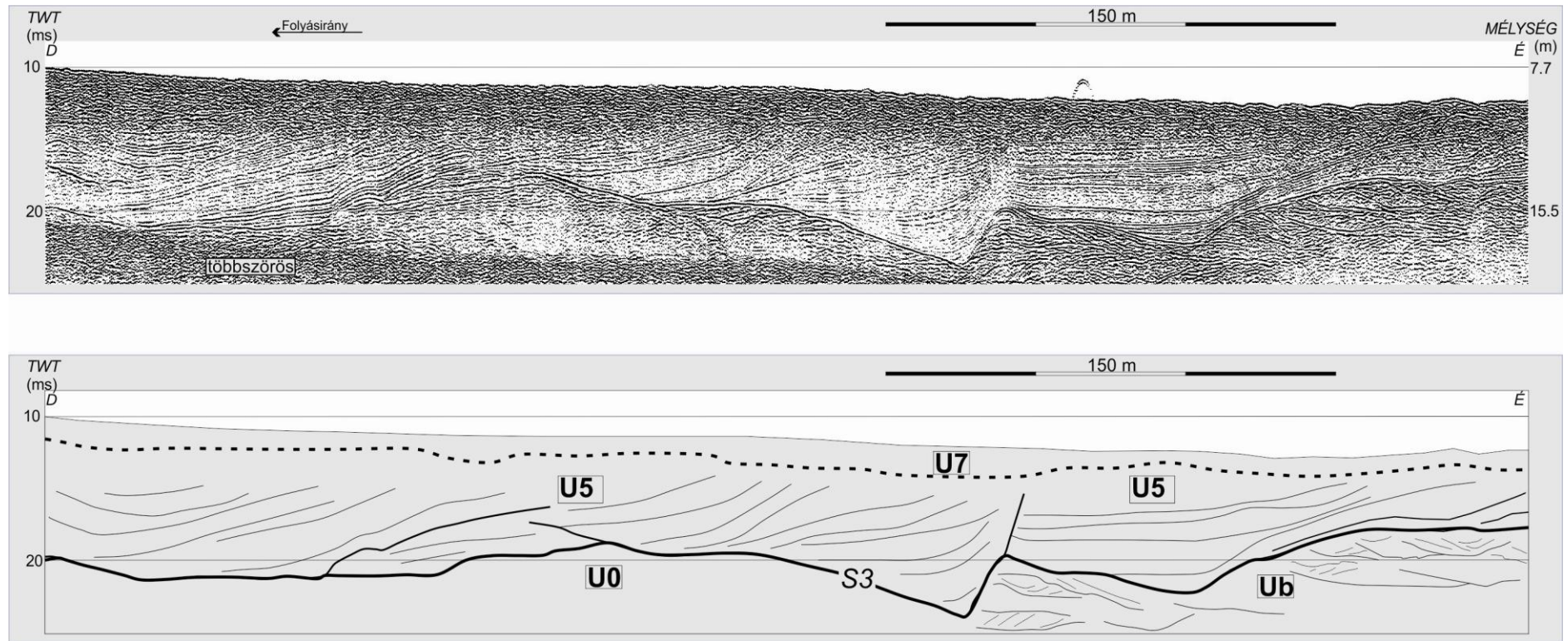


5.11. ábra. 93 sz. szelvény: Az U4 egység több száz méter hosszan követhető ferde reflexiósorozata az U1 egység ferde reflexióra települ. A köztük levő S2 határfelületet a fel- és lelapolódó reflexióelvégződések jelölik ki.

U5 – A jellegzetes szeizmikus képű alegység alsó határoló felülete (S3) hullámzó, jelentős morfológiai ugrásokkal (4-8 ms), köszönhetően az ismétlődő egymásba vágódásoknak (5.12. ábra). Azonban az egymásba vágó sorozatok is több száz méteren át egységes belső konfigurációt mutatnak: közepes és nagy amplitúdójú klintformok jellemzik, melyek konzekvensen egy irányba progradálnak (lásd később a részletesen bemutatott 5.23. ábrát). Az elnyúlt, vályú alakú egység néhány 100 m kiterjedésű, azonban akár 5-8 méter mélyen is bevágódik a fekvő egységekbe.

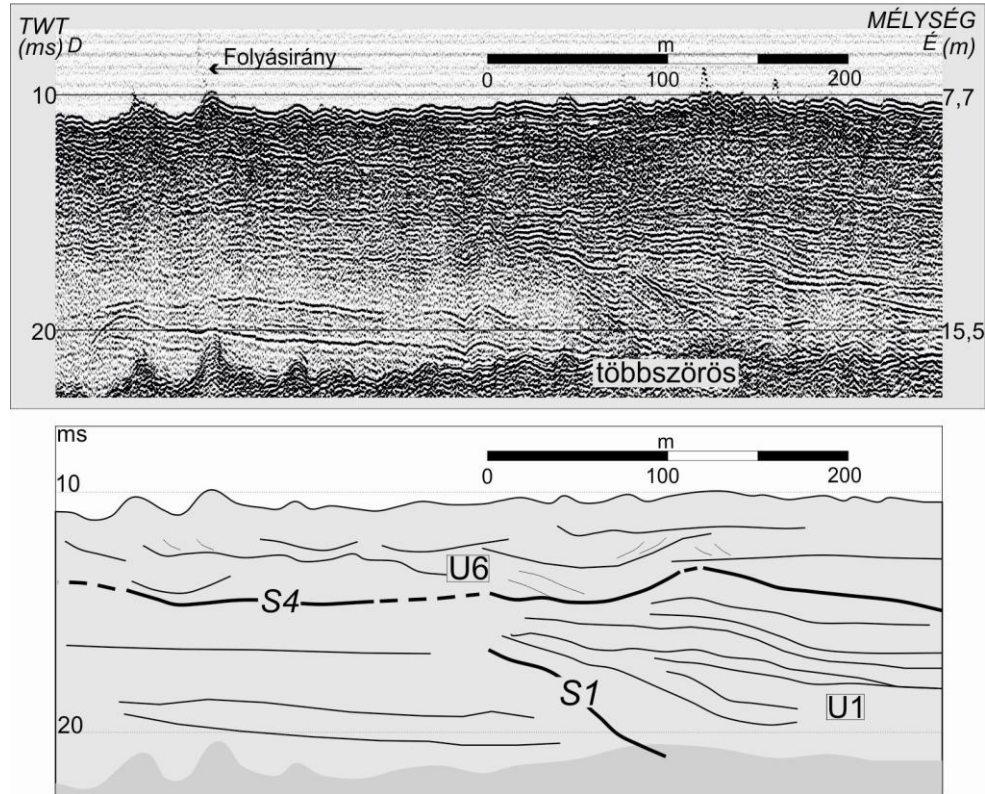
Az egység értelmezhető egy bevágódó kisebb vízfolyás rövid övzátonyaiként vagy fonatos folyó harántzátonyaiként is. A szerkezetek méretei, geometriája (pl. kicsi szélesség/mélység arány; cf. Gibling 2006) és a makroformák monoton egyirányú épülési egységei azonban meanderező folyó övzátony változatára utalnak.

U6 –A szeizmikus egység általában az U4 egységgel egy szintben vagy afelett, 18–20 ms felett jelenik meg, és közvetlenül a mederfenéig terjed. Alsó határoló felülete (S4) hullámzó, kisebb eróziós reflexiókból olvad össze (5.4. ábra), ritkábban sík egyenes reflexió. E felett az üledék szeizmikus képét a több emeletben megjelenő, 50-150 m hosszú vízszintes vagy tál alakú reflexiókra rálapolódó rövid ferde reflexiók sorozata jellemzi, azonban gyakran nem ismerhető fel szisztematikus mintázat a másod- és harmadrendű eróziós felületeken túl. Az egyes emeletek vastagsága fél-másfél méter, összesen maximum 3-4 m (5.13. ábra).



5.12. ábra. 199–200 sz. szelvény: A több, egymásba vágó csonkulásos reflexióból összeolvadó, hullámzó S3 felület felett a közepes és nagy amplitúdójú ferde reflexióssorozat több száz méteren át D felé épül (U5 egység). A szelvény déli felén az U5 egység a regionális aljzat egységre települ (U0), míg a szelvény északi végén közepes amplitúdójú, kisméretű egymásba vágó ferde és összetartó reflexióssorozatok ismerhetők fel (Ub egység) az U5 egység alatt, mely szeizmikus képe alapján az U6 fonatos egységhez hasonlítható. A fedő U7 egység alsó határa nem vonható meg egyértelműen.

Az egység belső konfigurációja kis távolságon belül is több irányba épülő zátonyok jelenlétére utal, melyek kisebb mederszerű mélyedéseket töltenek ki, illetve az egységben nem ismerhető fel nagyléptékű egy irányba épülés. Ezek alapján a mintázat fonatos vízfolyás termékének értelmezhető (cf. Bridge & Lunt 2006).



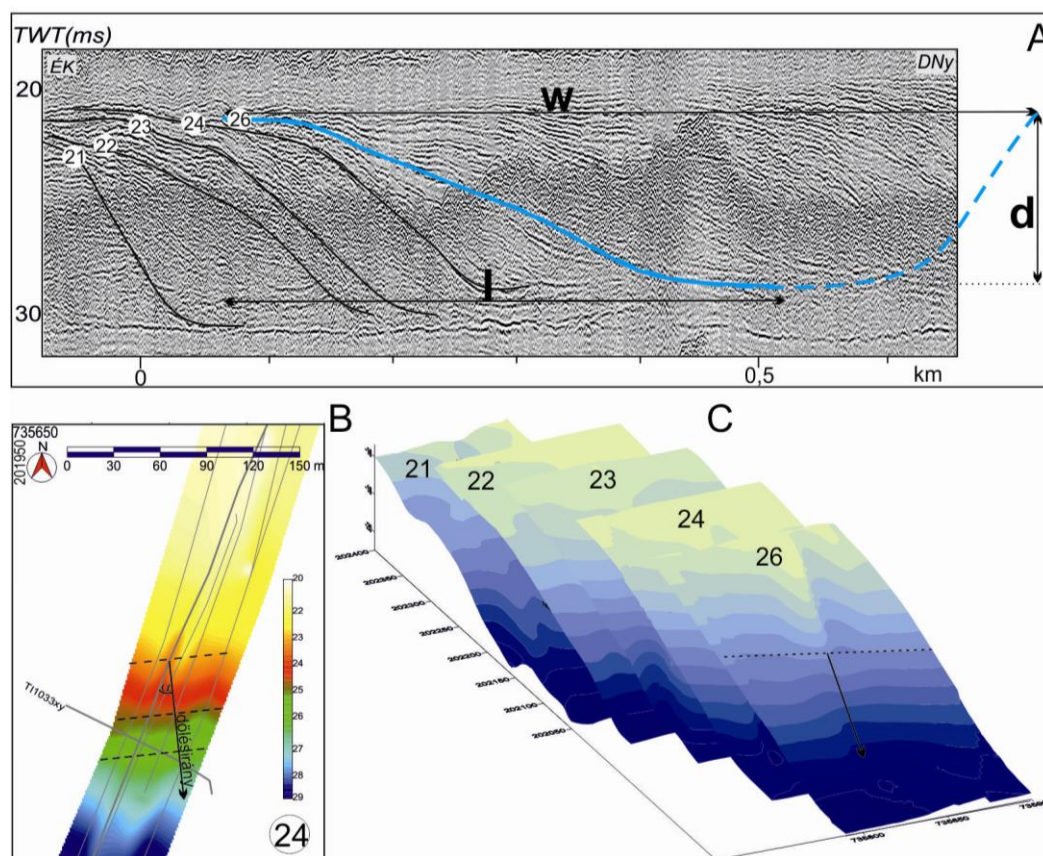
5.13. ábra. 126 sz. szelvény: Az U1 egység ferde reflexióira a megszakadó folytonosságú S4 felület felett nagy amplitudójú reflexiókkal jellemzett változékony egység (U6) települ: vízszintes irányítottágú felfelé konvex reflexiók tagolják a helyenként felismerhető rövid, dőlt reflexiókat.

U7 – Az S5 felület felett megjelenő legfelső szeizmikus egység szinte az egész területet fedő 1-2 m vastag lepelszerű egység, melyet kaotikus, kis amplitúdójú reflexiók vagy szerkezetnélküliség jellemez (5.6., 5.7. és 5.12. ábrák), ami laza, vízzel telített konszolidálatlan üledéket feltételez. Az egység legtetején mozog a modern Tisza által szállított üledékanyag homokdűnék képében, felső határoló felülete jelenti a folyó mai mederfenekét. Ahol a modern folyó kimélyül, erodál, ott az U7 egység hiányzik, vagy csak egy nagyon vékony, állandóan mozgatott üledékréteget találunk. Sajnos azonban az egység szeizmikus képe alapján a mozgatott és a konszolidálatlan üledék közt nem lehet éles határt vonni. Sok esetben épp a mederfenéken vándorló dűnék okozzák a nehézséget, mivel kis kiterjedésű görbült felületükön diffrakciós hiperbolák képződnek (5.1/b ábra), amik elfedik a valós reflexiókat. Az is gyakori, hogy a nagy amplitúdójú („kemény”) mederfenék képez álreflexiókat, amik szintén elnyomják a valós reflexiókat (5.1/a és 5.27. ábrák).

Az U1, U2 és néha az U3 egység is bevág a bazális (U0) egységbe; laterálisan egymás mellett és helyenként egymást erodálva fejlődnek ki. Az U4 és U6 egységek ezekre települnek, míg az U5 egység gyakorta az előbbiekre vág. Az U7 szeizmikus egység a szelvényeken megjelenő legfelső egység, mely vagy az U4–U6 vagy közvetlenül az U1–U3 egységekre is települhet.

5.2. Morfometria: mekkora a nagy folyó?

Az már az egysatornás szelvények első áttekintése során is világossá vált, hogy a Tisza mederfeneke alatt leképezett folyóvízi szerkezeteket egy relatíve nagy, a mai folyóhoz hasonló méretű vízfolyás hozta létre (Sztanó et al. 2002). Ezt az első számszerűsített eredmények is alátámasztották (Sztanó & Mészáros 2003), habár az egysatornás szelvényeken mért szélesség és mélység, valamint a számított mederkitöltő vízhozam adatok erősen túlbecsültek. A valós dőlésirányok ismerete – köszönhetően a kvázi 3D-s méréseknek – lehetővé tette az egysatornás szelvényeken mérhető mederparaméterek korrigálását, ami az adatok jelentős javulását eredményezte (5.14. ábra).



5.14. ábra. Az övzátony-felületek morfometriája. A: A szolnoki övzátony-sorozat szigmoid reflexióinak méretei adják a legpontosabb eredményt az ősi vízfolyás mederparamétereit illetően. Az összlet vastagsága megegyezik a meder mélységével, míg a reflexiók hosszából a meder szélessége számítható. A kettő együtt pedig jó közelítést ad a mederkitöltő vízhozamról. A kvázi-3D-s szelvényezés lehetőséget nyújt az egyes felületek mélységtérképének megszerkesztésére (B), illetve 3D-ban való ábrázolására (C), ami alapján a felületek valós dőlésiránya mérhető – jelentősen javítva ezzel az adatok pontosságát.

A továbbiakban az U1 egység újra szelvényezett, hosszú övzátöny-sorozatainak pontosított paraméterei kerülnek bemutatásra, és a későbbi vízhozam elemzések és klimatikus következtetések is erre támaszkodnak. Az 5.1. táblázat összegzi a kvázi-3D-ben szelvényezett négy szakasz – a martfői, tiszavárkonyi, tószegi és szolnoki – ősi övzátöny-sorozatok kitüntetett felületein mért és számított mederparaméterek átlagértékeit, illetve a minimum és maximum értékeket. A konkrét adatokat a 3. melléklet tartalmazza. A hibahatárok megadása a 4.2. fejezetben részletezett bizonytalansági szempontok figyelembevételével történt:

- Az övzátöny-felszín hosszából a tapasztalati képletek átlaga alapján számított mederszélesség kb. 6%-os hibát eredményezhet.
- Az idő–mélység konverzióhoz használt átlagolt hullámterjedési sebesség 5%-os eltérést eredményezhet a mélység értékekben.
- Az áramlási sebesség meghatározása az üledékanyag szemcseméretéből a tapasztalati képletek alapján szintén kb. 8% hibával terhelt.

5.1. táblázat. Az U1 szeizmikus egység kvázi 3D-ben felmért övzátöny-sorozatainak átlagos mederparaméter és vízhozam értékei

	Dőlésirány (°)	Dőlés (°)	l (m)	d (m)	w (m)	Q (m ³ /s)
Martfű						
Átlag	120	2	250	7	355	720±125
Minimum	96	1	156	5	221	421
Maximum	136	2,7	375	8,9	533	1288
Szolnok						
Átlag	187	1	361	6,5	513	1002±166
Minimum	164	0,6	188	4,8	267	605
Maximum	213	2,3	549	7,9	780	1778
Tiszavárkony						
Átlag	198		102	4,7	144	205±37
Minimum	190		74	3,9	105	122
Maximum	202		123	5,4	175	284
Tószeg						
Átlag	263		76	5,2	108	170±31
Minimum	243		53	1,6	75	43
Maximum	294		100	6,7	142	249

A terület két leglátványosabb övzátany-sorozatát alapul véve a meder mélysége 5–8 m között ($\bar{x}=6,6$ m és $SD=0,97$), míg szélessége 220–780 m között ($\bar{x}=447$ m és $SD=142$) változott, a hozzájuk tartozó mederkitöltő vízhozam értékek 400 és 1800 m³/s között alakulhattak. Az átlagos vízhozam 826 m³/s-nak adódott ($SD=310$). Érdekes azonban megjegyezni, hogy mind a martfői, mind az összesített átlagértékek elmaradnak a Szolnoknál tapasztaltaktól. A Tószegnél és Tiszavárkonynál leképezett ferde reflexiósorozatok morfometriai elemzését szintén elvégeztem, habár mindkét esetben előre látható volt, hogy a jelentős eróziójukból adódóan a kapott értékek elmaradnak az átlagos értékektől.

5.2. táblázat. A különböző számítási módszerekkel becsült mederszélesség adatok összehasonlítása. Az egyenletek (Bridge 2003) az átlagos mederkitöltő mélységet veszik figyelembe. A Tisza szabályozás előtti kanyargóssága (S) (4.5. ábra) nagy (átlagosan 2-3 közötti) a vizsgált közép-tiszai szakaszon (Mike 1991, Timár 2003).

w= meder szélessége (m)						
	reflexiók hosszából	Leeder 1983* S>1,7	Bridg & Mackey 1993 S>1	Crane 1982 S>1	Williams 1986 S>1,7 S>1,3	
Átlag	447	126	278	261	219	332
Min	221	76	153	156	140	207
Max	780	197	472	415	331	508

*Az egyenlet a maximális mederkitöltő mélységen alapul

A meanderező meder szélességének (w) a meder mélységéből (d) történő meghatározása kiküszöbölhetné az egysatornás szeizmikus szelvények azon pontatlanságát, hogy a róluk közvetlenül leolvasott hossz értékek nem dőlésirányúak; így azokon az övzátany-sorozatokon is alkalmazhatók lennének, ahol nem áll rendelkezése részletes szelvényezés. A különböző képletekkel számolt mederszélesség értékek azonban átlagosan jóval elmaradnak a kvázi-3D-s szeizmikán közvetlenül mért adatoktól (5.2. táblázat). A szolnoki és martfői U1 övzátany-sorozatokon a reflexiókon mért, illetve a kötegek vastagsága alapján a tapasztalati képletekkel számolt konkrét adatokat a 3. melléklet tartalmazza. A két különböző módszerrel kapott adatokat tehát nem lehet együtt értelmezni, így az egysatornás szelvényezés által feltárt további idős övzátany-sorozatok méreteit nem használtam a folyó méretének meghatározásakor.

A szélesség és mélység adatokból az alábbi mederparaméterek (4.5. ábra) is számításra kerültek, amelyek némileg árnyalják az ősi vízfolyás méretéről kialakított képet:

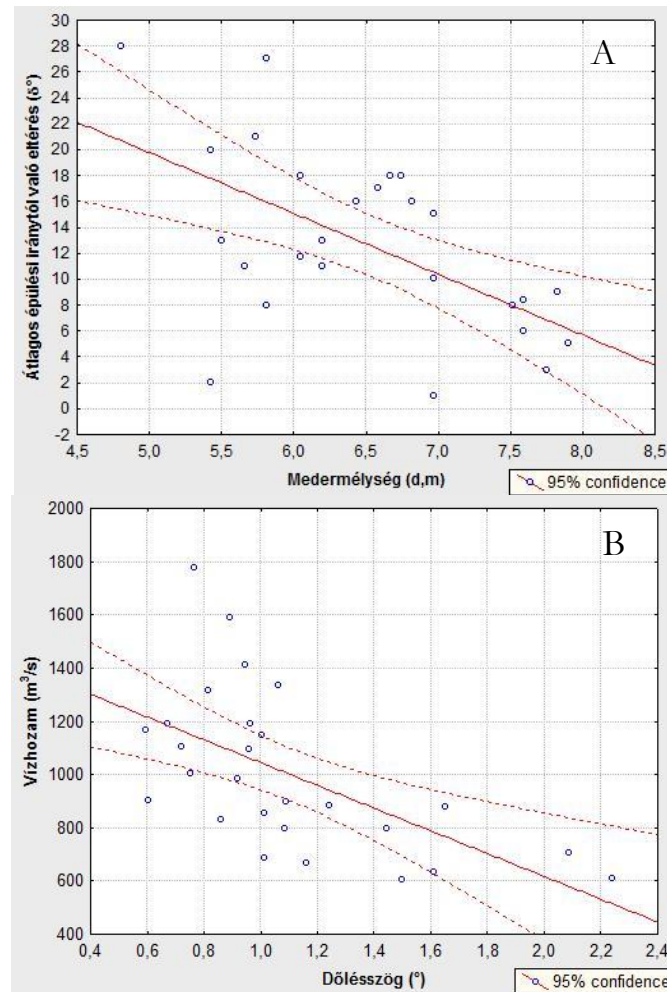
- kanyarok hullámhossza: $L_b=4500-6000$ m
- kanyarok hullámhossza az Alföld területére kidolgozott képlet (Timár & Gábris 2008) alapján: $L_b= 4200$ m ($SD=810$ m)

- kanyarok sugara: $r=1300$ m
- a meanderöv szélessége: $W_b=2500-2700$ m

A dolgozat egyik lényeges kérdése Sztanó és Mészáros (2003) azon felvetésén alapul, hogy az észlelt morfológiai változatosság oka a vízhozam megváltozása – ami klimatikus okokra vezethető vissza – vagy az övzátony-épülés természetes helyváltoztatása. Sajnos az adatok mennyisége az egyes övzátonyokra nézve (de együttesen sem) nagyobb mélységű statisztikai elemzéshez nem elegendő, azonban a kiindulási adatok lineáris korreláció vizsgálatát elvégeztem. Az övzátony-felszínek hossza és a belőle lineárisan származtatott szélesség, illetve mélység adatsor közt korrelációt nem találtam, azaz a szélesség és mélység egymástól függetlenül változik az oldalirányban épülő övzátony-sorozatok mentén. Azokat a szélsőséges eshetőséget tehát kizárhatjuk, hogy a szeizmikus szelvényeken észlelt morfometriai változékonyságot az erózió eltérő mértéke, vagy a reflexióelvégződések pontatlan észlelése okozza. Árnyaltabb a kép a felületek dőlésiránya és a szélesség, illetve mélység összefüggése tekintetében. A martfői sorozaton a dőlésirányok – és azok átlagostól és a szelvényiránytól való eltérése – szintén nem mutatott a szélességgel, illetve mélységgel korrelációt. Így azt az egyszerű megoldást is elvethetjük ez esetben, hogy csak a meder természetes – a kanyar elcsúsztatása és/vagy tágulása miatt – helyváltoztatása okozza a tapasztalt változékonyságot. A szolnoki övzátony-sorozat esetében azonban szignifikáns negatív összefüggés mutatkozik a meder mélysége és az átlagos épülési iránytól való eltérés mértéke között ($R=-0,58$; $p=0,0015$)(5.15. ábra). A legnagyobb medermélységeket ez esetben tehát a sorozat azon részein tapasztaljuk, ahol a meander a fő vándorlási irányba ($\sim D/DNY$) mozdul el. Ez az összefüggés azonban a vízhozam értékekben már csak marginálisan jelentkezik, azaz nem mondható ki egyértelműen, hogy a tapasztalt vízhozam ingadozást csak a meder helyváltoztatása okozza.

A 3. melléklet szélesség és mélység adatait áttekintve látható, hogy míg a mélység mindössze néhány métert változik, addig a szélesség adatok akár két nagyságrenddel többet, 1–200 m-t is változnak a sorozaton belül. Így matematikailag jól érthető, hogy a vízhozam változását leginkább a mederszélesség változása befolyásolja, ami vizuálisan a reflexiók dőlésingadozásában fejeződik ki leginkább: kisebb dőlésű, elnyúlt reflexiók mentén tapasztaljuk a maximális vízhozamot (5.15. ábra). A Szolnoknál észlelt magasabb vízhozamok részben szintén annak köszönhetőek, hogy a felfelé vízszintesbe hajló reflexiók oldalirányban átlagosan hosszabbak, mint a Martfűnél tapasztalt erodált társaik. Azonban egymástól függetlenül észlelt vízhozam és

mederszélesség adatokat elemezve Wharton et al. (1989) is azt figyelte meg, hogy a vízhozam növekedése elsősorban a meder szélességének növekedésében tükröződik.



5.15. ábra. A: A meder mélységének alakulása a szolnoki ősi övzátöny-sorozaton az átlagos építési iránytól való eltérés függvényében. B: A felületek dőlése és a vízhozam közti negatív korreláció a szolnoki övzátöny-sorozat esetében szignifikáns, de a martfői sorozaton is kimutatható.

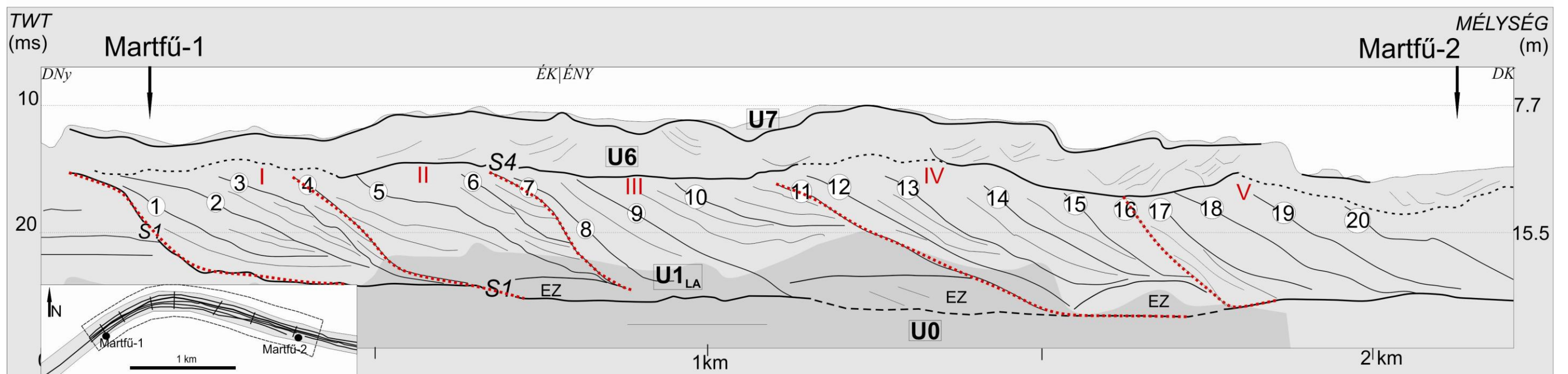
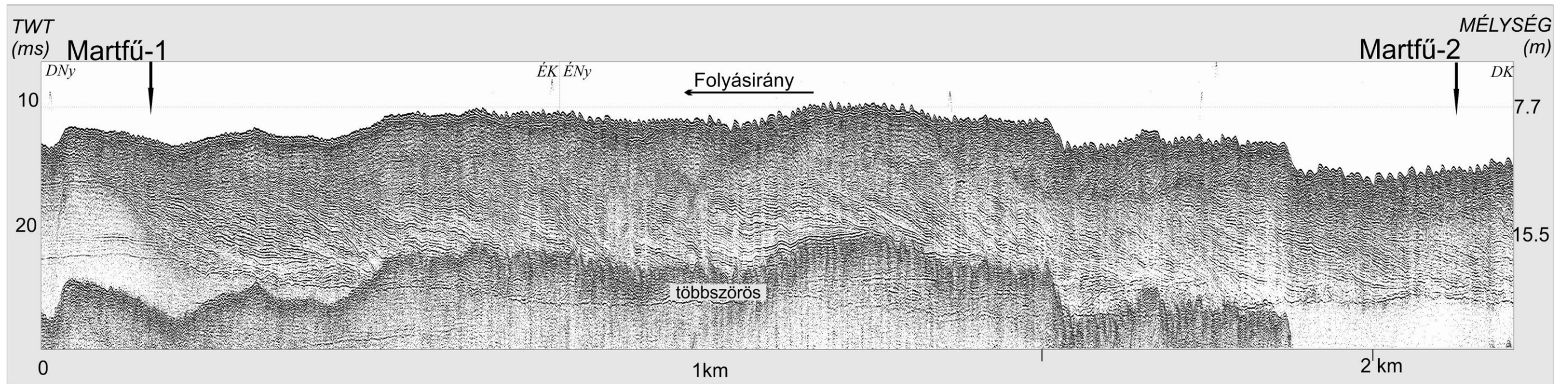
Összességében elmondható, hogy csupán az övzátöny-felületek geometriai paraméterei alapján – még ha azok a valós dőlésirányban korrigáltak is – nem dönthető el egyértelműen, hogy a tapasztalt övzátöny változékonyság autogén vagy allogén hatásra alakult ki. A kérdés megítéléséhez feltétlenül szükséges az övzátöny építési módjának, illetve a szelvény övzátönyon belüli helyzetének ismerete (azaz hogy az övzátöny milyen metszetét látjuk), amihez ebben az esetben a felületek dőlésirányán túl a reflexió-konfiguráció elemzése segít hozzá. A továbbiakban tehát a kvázi 3D-ben felmért szakaszok kerülnek részletes bemutatásra.

5.3. A martfői övzátony-sorozat

A martfői 3,5 km-es, ferde reflexiókból álló övzátony-sorozat az U0 egységbe vág, majd folyamatosan K/DK-i irányban épül. Az sorozatból most 2200 m kerül részletes bemutatásra (5.16. ábra), mivel az összefüggő sorozatot ($U1_{LA}$) itt az U3 egység elnyúlt tálszerű formája zárja le. Ezután a ferde reflexió sorozat már némileg más szeizmikus képpel folytatódik (U2 egység).

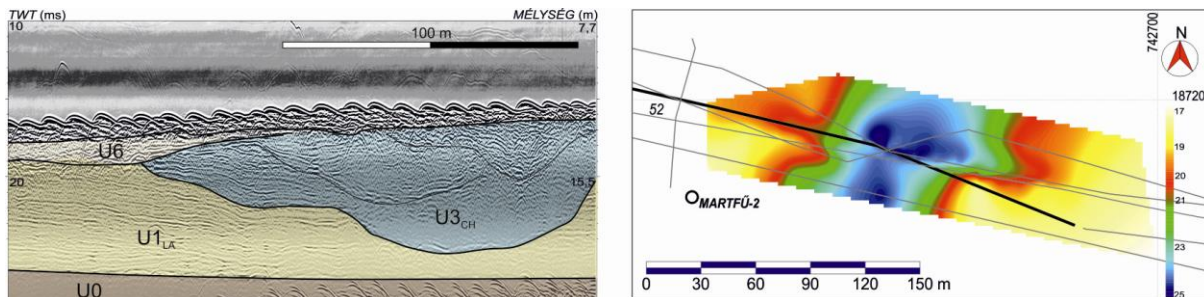
Az $U1_{LA}$ egység alját képező S1 bazális eróziós felület a szerkezet nyugati oldalán az U0 egységbe bevág 17 ms (kb. 13,2 m ~ 68,5 mBf) mélységből 25 ms (kb. 19,3 m ~ 62,3 mBf) mélységbe, majd innen kisebb-nagyobb ingadozásokkal, de enyhén az akkrécio irányába lejtve kitartóan fut végig 25–27 ms között. Az S1 felület az U0 bazális szeizmikus egység ártéri üledékes összletébe vág, mely helyenként az U1 egység alatt is azonosítható. A sorozatot másod- és harmadrendű felületek (1-20-ig számozva) tagolják kötegekre (cf. Miall 1988), melyek kialakításában a rendszeresen visszatérő árvízi hozamok játszanak szerepet. A dőlő reflexiók nem minden esetben a bazális eróziós felszínhez simulnak, helyenként felismerhető a kezdeti ún. egységzátony (Bridge 2003) az ősi mederaljzaton. A nevezetes felületekhez gyakorta – a túlmagasítás miatt – látványos dőlésszög ingadozások is kapcsolódnak, a valóságban azonban a dőlésszögek 1–2,7° közt alakulnak. Emellett az egyes felületek hossza és magassága, azaz az övzátony geometriai paraméterei is változnak (3/1. melléklet) a sorozat kivastagodását, illetve kivékonyodását eredményezve. A sorozaton belül a reflexiók dőlésiránya is változik, az értékek 96–136° között szórnak, tehát kelet–délkeleti irányúak. A dőlésirány váltakozás egyrészt egyértelműen jelzi az övzátony természetes helyváltoztatásait, mindamelllett a kis szórás bizonyítja, hogy egy nagy meander komplexum épülését látjuk, amelyen belül azonban egyirányú épülési tendenciák ismerhetők fel. Ezek alapján harmadrendű eróziós felületekkel tagolt mederfázisok, övzátony-épülési egységek különíthetők el (5.16. ábra). Mivel a dőlésirányokban nincs nagy eltérés, 1-1 fázis között 5-17°, így az őket elválasztó harmadrendű felületek mentén nem várható lényeges hiátus.

Konkrét adat hiányában az övzátony-épülés időtartamának becsléséhez a modern Tisza planimetrikus és meder-keresztshelvényeinek elemzéséből származtatott migrációs ráta adja a legjobb közelítést, arra a hipotézisre támaszkodva, hogy a vízgyűjtő nagyléptékű geográfiai és geológiai viszonyai nem változtak az eltelt idő alatt. A 2,2 km-es sorozat a konstans, 0,8 m/éves medervándorlási rátával (Cserkész-Nagy et al. 2010) számolva kb. 2300 év időtartamú folyamatos rétegsort ölel fel.



5.16. ábra. 49–52 sz. szelvény: A martfűi kanyar szeizmikus képe 10 és 30 ms között. Az U1 egység ferde reflexió-sorozatai az U0 regionális alapegységbe vágódnak. A sorozatot jellegzetes csonkulásos vagy rálapolódási felületek tagolják kötegekre, melyek mentén a meder paraméterei (szélesség, mélység és vízhozam) is gyakorta megváltozik. Arab számok jelzik a markáns övzátöny-felületeket, míg a rómaiak az épülési egységeket. Az ősi mederaljazaton helyenként felismerhetők a kezdeti egységzátányok (EZ). Az idős övzátöny-sorozatra az U6 egység települ, melyben azonban csak elszórtan ismerhetők fel a reflexiók foszlányai: felfelé konvex, tálszerű, valamint rövid, ferde reflexiók azonosíthatók. További részletek a szövegben.

Az $U1_{LA}$ sorozatot egy ÉK–DNY irányban elnyúlt, kb. 200 m széles és 4,5 m mély vályú alakú mederképződmény határolja kelet felől ($U3_{CH}$) (5.17. ábra). Belső szerkezetére a felfelé hajló konkáv reflexiók, és a néha visszatérő oldalirányú reflexiók jellemzők. Ez utóbbi arra utal, hogy a felhagyott morotvában időszakosan még folyhatott víz.



5.17. ábra. 52 sz. szelvény: A martfűi $U1_{LA}$ övzátóny-sorozatát lezáró mederkitöltés ($U3_{CH}$) szeizmikus képe, illetve mélységtérképe (TWT–ms)

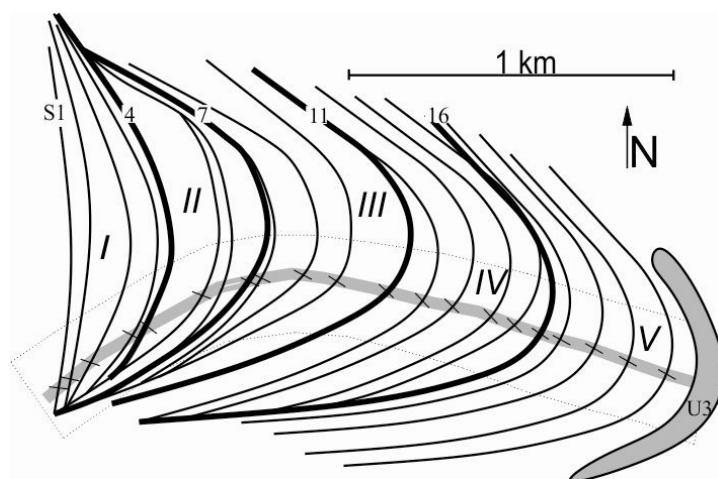
A medermaradványtól keletre megváltozik az üledék szeizmikus képe: az $U2$ egység jellegzetes, közel sík aljzat felett több szintben megjelenő, egymást erodáló reflexiósorozata több mint fél km hosszan elnyúlik (5.7. ábra). Ez az egység a horizontális sztatigráfia elvét követve az $U1_{LA}$ egységnél ebben az esetben némileg idősebb, de ugyanúgy meanderező folyó üledékének tekinthető. Az egymást erodáló sorozatok kora és a köztük lévő hiátus nem állapítható meg, de feltételezhetően csak néhány száz év lehet. A sűrű eróziós események miatt a kvázi 3D-s mérés a meanderépülési irányok pontos rekonstruálásához nem elegendő.

Az $U1_{LA}$ egységre kb. 17 ms mélységben egy szintén eróziós felület felett települ az $U6$ egység, mely az $U0$ -t is fedi a környéken. Alsó határa kisebb-nagyobb hullámzással fut közel vízszintesen. Belső reflexió konfigurációja csak helyenként mutat felismerhető részleteket, oldalirányban dőlő rövid reflexiókat, illetve felfelé hajló, tálszerű íves reflexiókat (5.16. ábra).

5.3.1. Természetes helyváltoztatás vs. vízhozam változás

A martfűi $U1_{LA}$ egységben észlelt övzátóny-morfológia változékonysága három tényezőből áll össze: a vízhozam megváltozásából, a meder természetes helyváltoztatásából (4.3. ábra) és a szelvény övzátónyon belüli helyzetéből (4.4/b ábra). Az épülési egységek reflexiókonfigurációjának és a dőlésirányok változásának elemzése, illetve összevetése a szelvény nyomvonalának alakulásával lehetővé tette az övzátóny épülésének rekonstruálását (5.18. ábra). Ennek segítségével már többé-kevésbé lefejthetők a kalkulált vízhozam adatok trendjéről a természetes helyváltoztatásból eredő egyirányú tendenciák.

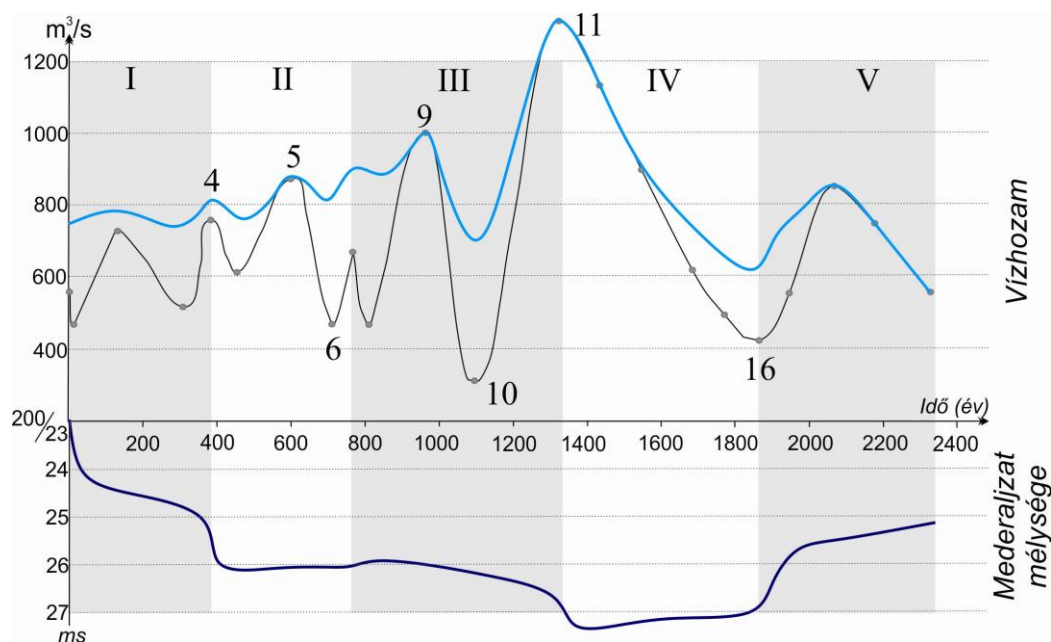
A meander kialakulása az új meder bevágódásával kezdődik (S1), majd a meder stabilizálódása után az 1–4-es felületek mentén folyamatosan vándorol kelet felé. A sorozaton tapasztalt dőlésirányokat – szem előtt tartva az övzátonyok ívelt felületét – eredményezhette a meander keleti vagy déli irányú vándorlása is, de a szelvény nyugati szárnyával párhuzamos metszetben a tapasztalt geometria csak keleti irányú épüléssel érhető el (5.18. ábra). Mindeközben a meander növeli kanyargósságát (I. egység). DNy-ÉK-i szelvényirány mellett az egyre déliesebb dőlésirányokat ugyan a meander tágulása vagy a kanyar tengelyének elfordulása is eredményezheti, de az egyre meredekebbé váló dőlésszögek a meder tágulását, azaz a kanyargósság növekedését támasztják alá (cf. Willis 1989,1993). Ez egyben arra is utal, hogy az övzátony alvízi szárnyának (cf. 4.5. ábra) metszetét látjuk. A meder alján észlelt egységzátonyok jelenléte is ezt támasztja alá (Bridge 2003), melynek megőrződési potenciálja az övzátony alvízi részén a legnagyobb (Bridge et al. 1995, Diaz-Molina 1993). Az I. egység e rövid szakaszán (kb. 300 m) belül megfigyelhető egy növekvő majd csökkenő tendencia a vízhozamokban, miközben a meder mélysége enyhén nő. Mivel a szelvény az övzátont ferdeszögben harántolja – az inflexió ponttól a tengelye felé közelítve, így a felületek hosszának növekedése nem a vízhozam növekedését jelöli, hanem a mederalak megváltozását: sekély szimmetrikus mederből mélyebb aszimmetrikus mederbe vált (c.f. 5.27. ábra később). A számítási módszerből adódóan ez azonban a vízhozam látszólagos növekedését eredményezi. Ezzel szemben a 2-es és 3-as felületek közti visszaesés valós vízhozam csökkenést jelöl. Tengely közeli helyzetéből adódóan a 4-es felület vízhozama tekinthető a valóshoz közelinek, az azt megelőzők a számítotttnál magasabbak lehettek (5.19. ábra)



5.18. ábra. Az övzátony-épülés rekonstrukciója a martfűi kvázi 3D-s szakaszon. Vastag vonalak jelzik az építési egységek határait, szürke vonal pedig a szelvényezés nyomvonalát.

A 4-es csonkulásos felület nyomán a meder lépcsőszerűen mélyebbre vág. Az eróziós felületre jóval laposabb szögben lapolódnak rá a következő elnyúlt reflexiók (II. egység), melyek dőlésiránya is eltér, ami a meder áthelyeződésére utal. A meander migrációja déliesebbre váltott, miközben folyásirányban is elcsúszhatott (5.18. ábra), melyet a kezdeti lapos, majd meredekebbé váló felületek alátámasztanak (cf. Willis 1989). A helyváltztatás nyomán a tengelyzónához közeli metszetet látunk, ami az ÉNy-i irányba haladó szelvény nyomvonalában a délkeleti transláció miatt tartósan megmarad (kb. 350 m). Tehát a II-es egységben tapasztalt változásokat allogén hatásnak tudhatjuk be: a 4-es felület mentén bevágódó meder alján az őt kialakító kiugró vízhozam lecsengő fázisában üledék rakódik le egységzátony formájában, majd az ezt követő övzátony-épülés során a felületek már ehhez simulnak (4-es és 5-ös felületek közt, 5.16. ábra). Közben a növekvő vízhozam fokozatosan szélesíti a medret, mígnem az ismét mélyebbre vágó 5-ös felület mentén eléri maximumát (5.19. ábra). Sajnos a magas vízhozam tartósságát nem tudjuk megítélni, mert az ezt követő reflexiók erősen erodáltak. Az erózió miatt a 6-os felület a statisztikai értékelésből is minden esetben kizárásra került, mivel nem szolgáltat megbízható információt.

A sorozat épülését a hirtelen meredekké váló eróziós 7-es felület szakítja meg, igaz, e mentén a dőlésirány nem változik meg lényegesen. Ennek legegyszerűbb magyarázata a meander tágulása és keleti irányba történt ugrásszerű elmozdulása (5.18. ábra), így a szelvény ismét a tengelytől távolabb metszi a zátont. A III. egység kezdetén tapasztalt vízhozam esés tehát többnyire az övzátony geometriájának megváltozásából adódik. Azonban a mederfenék enyhe visszatöltődése valódi vízhozam csökkenést is feltételez. A látszólag konform felületek mentén egyre déliesedő dőlésirányokból az övzátony további tágulására lehet következtetni, aminek eredményeként a kanyar központi régiója fokozatosan befordul a szelvényirányba – az övzátony-felületek megnyúlnak, a tapasztalt vízhozam emelkedési trend (5.19. ábra) a természetes mederelmozdulásból adódik. A tengelyzónához közelítő 9-es felület mentén azonban a meder is enyhén bevág, tehát a tapasztalt magas vízhozam valós. Az övzátony-rekonstrukció alapján az ezt követő drasztikus vízhozam csökkenés nem magyarázható csak a szelvényirány változással, vagy a felületek eróziójával, ami a 10-es felület esetében rendkívül látványos. A vízhozam külső tényezők hatására történő csökkenésére mutat a mederalji zátonyképződmény és a 9-es és 11-es felületek közti reflexiógeometria is: a reflexiók kezdetben a mederalji zátonyhoz simulnak, majd teljesen ellapulnak a meder feltöltődését sugallva (5.16. ábra).



5.19. ábra. Az övzátóny-felzínek paramétereiből kalkulált vízhozam (fekete), illetve azok korrigált értékei (világoskék) Martfűnél. Arab számok jelzik a felületeket, míg a rómaiak az építési egységeket. A korrekció alapja az I– II. egységben, hogy a szelvény az övzátont nem a tengelyében, hanem az alvízi szárnyon metszi, így a kalkulált értékek alábecsültek; a 6-os, 10-es és 14-17-es felületek esetében pedig a jelentékeny erózió miatt kapunk a valóstól kisebb értékeket. A sötétkék vonal az U1 egység mederfenék mélységét mutatja.

A III. egység lapos reflexióit a 11-es felület ismét meredekebben erodálja (IV. egység), melynek dőlése is kb. 10° -kal déliesebbé válik, ami azonban az egységen belül állandónak tekinthető; ugyanakkor a szelvényirány is ÉNy-DK-i irányúra módosul (5.18. ábra). Tehát a tapasztalt geometria az övzátóny DK-i irányú (folyásirányú) translációjával kialakítható és fenntartható. Ez esetben a kezdeti csonkulásos felület meredek geometriáját a hirtelen megugró extrém vízhozam alakíthatta ki. Ezt igazolja Willis (1993) övzátóny szimulációs modellje is, miszerint a hirtelen megnövelt vízhozam eredményeként az LA felzínek meredekebbé és unkonformmá váltak. A szelvény az ősi övzátont a tengelyéhez közeli régióban metszi, tehát a tapasztalt reflexió-változékonyság a vízhozam ingadozásait jelzi. A vízhozam viszonyok alakulásában a kezdeti extrém magas hozamot követően – a teljes sorozatban is a 11-es felület mentén éri el a vízhozam a maximumát, ami egybeesik a legmélyebb mederaljzatú szakasszal is (5.19. ábra) –, egy lassabban lecsengő visszahúzódást tapasztalunk. Az adatokon túl a 13–15-ös reflexiók alatt megjelenő mederalji zátony is a követő vízhozam csökkenés tanúja, habár az eredmények értékelésekor ismét figyelembe kell venni, hogy az egység teteje jelentősen erodált, így az összlet „kivékonnyodása” részben ebből adódik. Az erózió hatása a reflexiók meghosszabbításával korrigálható (5.3. táblázat, 5.19. ábra).

5.3. táblázat. A martfői övzátóny-komplexum IV. és V. egységének eróziójának korrigálásával nyert adatok. A felületek a fedő U6 egység 17ms-os átlagos mélységéig lettek meghosszabbítva, így a sorozat többi értékével összevethető adatokat kapunk.

Felület	Dőlésirány (°)	Dőlés (°)	Mért				Korrigált			
			l (m)	d (m)	w (m)	Q (m ³ /s)	l (m)	d (m)	w (m)	Q (m ³ /s)
14	136	1,7	219	6,6	311	615	247	6,9	350	724
15	134	1,6	200	5,8	285	496	225	6,5	319	622
16	123	2,3	156	6,4	221	421	201	7,6	286	652
17	118	1,4	230	5,7	327	555	255	6,7	362	727

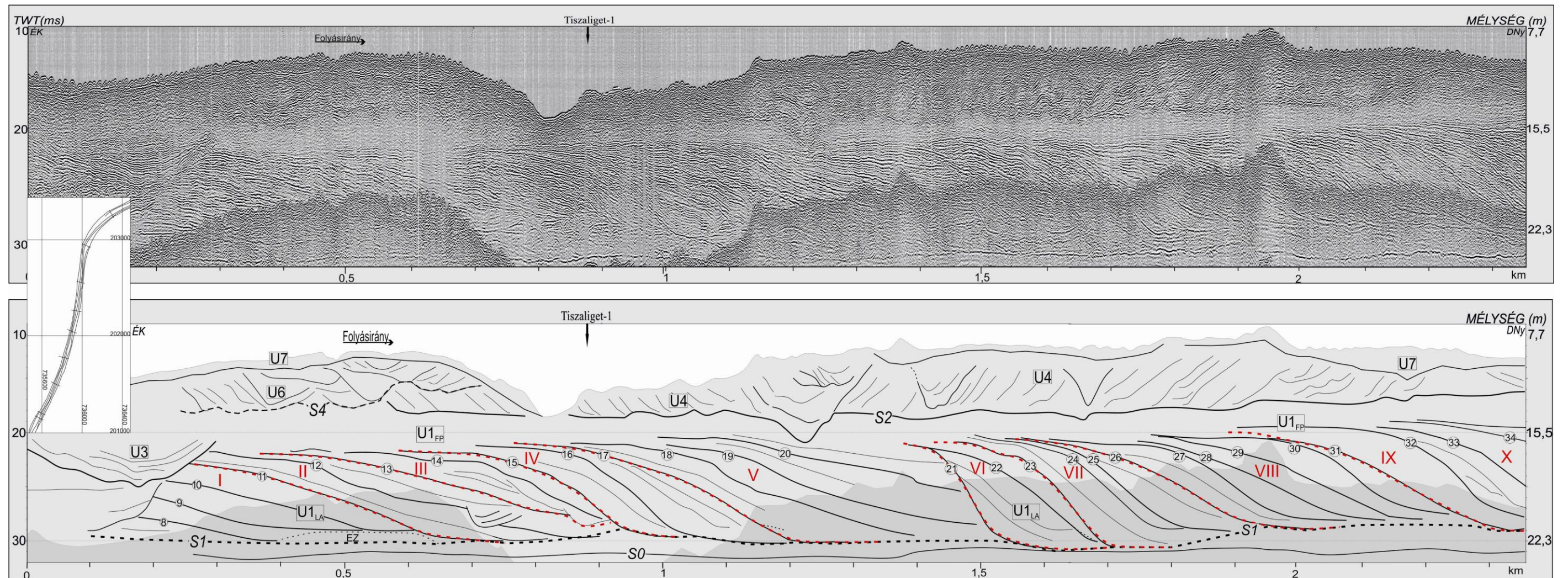
A IV/V. egység határát a 16. felületnél célszerű megvonni, annak ellenére, hogy dőlésirány tekintetében kilóg kissé az egységből, mivel az övzátóny paraméterei itt változnak meg lényegesen (mélység, meredekség). A dőlésirány eltérésének egyszerű magyarázata lehet az értelmezés pontatlansága: a felület relatíve kis horizontális kiterjedése miatt nem metszi egyik keresztaszelvény sem, így nem vezethető át az összes párhuzamos szelvényre, ami a dőlés kiszerkesztését befolyásolhatja. Az egység elején az övzátóny ismét fordul néhány fokot déli irányba a meder áthelyeződése nyomán, így az épülési irány és szelvényirány közel párhuzamossá válik, és a szelvény az övzátónyt a tengelyében metszi (5.18. ábra). A 17-es felülettől kezdve a meander folyásirányban épül tovább, a dőlésirányok szinte változatlanok. Az övzátónyt ezen a szakaszon gyakorlatilag merőleges metszetben látjuk, így a reflexiók paramétereiből kalkulált vízhozam értékek – az eróziótól eltekintve – megbízhatóan mutatják a vízhozam ingadozását. A meder kissé átalakul: a kezdeti keskenyebb és mélyebb meder (16-os és 17-es felületek) először szélesebbé válik – elérve az egységen belüli maximális vízhozamát –, majd a meder az aljzat emelkedésével reagál a vízhozam csökkenésére (5.19. ábra).

A teljes elemzett sorozatban a vízhozam változás tekintetében egy növekvő, majd csökkenő szakaszt különíthetünk el, amit a meder felhagyása zár le. A maximális vízhozam – ami kb. 150-200 évig állhatott fenn – 1300 m³/s körül alakult; mivel ez a meander tengelyében feltételezett mederparaméterek számításán alapul, megbízhatónak tekinthető. Ugyanígy a leszálló ág eredményei is hitelesek, míg a felszálló ág értékei valamivel kevésbé, mert azok a meander „szárnyáról” valók: itt főleg az alacsony értékek terheltek több bizonytalansággal, mivel oldalirányban is jelentősen erodáltak a felhasznált felszínek. Tehát esetükben a számítottnál magasabb értékek valószínűsíthetők (5.19. ábra). Az így pontosított értékekből adódó átlagos vízhozam 800 m³/s, ami kb. 80 m³/s-mal magasabb a számított értéknél.

A teljes 2,2 km-es szelvényt tekintve az övzátony-sorozat alsó határfelületének változása jó egyezésben van a vízhozam alakulásával: egy hosszabb mélyülő szakaszt egy rövidebb emelkedő szakasz követ. Az egység a maximális mélységét a maximális kalkulált vízhozammal egy időben éri el. Az aljzat tehát csak a nagyléptékű, tartós vízhozam változásokhoz igazodik, annak ellenére, hogy lépcsőszerű mederbevágódást tapasztalunk a 4-es, 9-es és 11-es felületek mentén, melyek jellemzően a vízhozam hirtelen megnövekedéséhez köthetők. Enyhe feltöltődés a 7-es és 12-es felületek nyomán észlelhető, ezt követően pedig a mederaljzat tartósan emelkedni kezd, mutatva a nagyléptékű vízhozam csökkenést (5.19. ábra).

Az övzátony épülését tekintve megállapítható, hogy a jelentős meder áthelyeződések rendszerint megnövekedett vízhozamhoz köthetők (pl. 4-es, 11-es és 16-os felületek). A 4-es és 16-os határfelületek eltérnek a 11-esétől, mivel az első két esetben egy csökkenő trend után megugrik a vízhozam, a meder kimélyül, majd az új egység más irányban épül tovább. Ezt a típusú határfelületet a rálapolódó reflexiók jelzik. Kivételt képez a II/III. egység határa, ahol a 7-es felület mentén jelentős vízhozam változás nem feltételezhető, így az itt tapasztalt mederáthelyeződés elsődleges oka autogén folyamat lehet, mint például a meder görbületének kritikus értékre jutása (Brice 1974, Hickin 1974).

Összegezve elmondható, hogy a vízhozam változás kb. 2300 évet felölelő trendgörbéje a hosszabb emelkedő szakasz után kb. 1300–1400 év között éri el a maximumot, majd a vízhozam csökkenés kb. 800 év alatt lezajlik, tehát az ún. ezeréves klímacyklusokkal (Svensson et al. 2008) összevethető periodicitást tapasztalunk. Erre a folyó elsődlegesen a mederfenék bevágódásával és feltöltődésével reagál. A nagyléptékű görbére kisebb periodicitású görbék szuperponálódnak: kb. 500 éves ciklusokat jelölnek az épülési egységek, amikor az extrém vízhozamok harmadrendű eróziós felületek mentén a meander épülési irányát megváltoztatják a meder áthelyeződésével. Az épülési egységeken belül is elkülöníthetők kb. 150–200 éves visszatérési idejű nagyvízi hozamok, melyekre a mederalak síkbeli paramétereinek (kanyargósság, hullámhossz) és a mederszélesség megváltozásával válaszol a folyó (Schumm 1993).



5.20. ábra. 41-43 sz. szelvény: A Szolnok alatti szakasz szeizmikus képe 10 és 32 ms között. Az U1 egység ferde reflexió-sorozatai az U0 regionális alapegységre települnek. A sorozatot jellegzetes csonkulásos vagy rálapolódási felületek tagolják kötegekre, melyek mentén a meder paraméterei (szélesség, mélység és vízhozam) is gyakorta megváltozik. Arab számok jelzik a markáns övzátöny-felületeket, míg a rómaiak az épülési egységeket. Az egyes épülési egységek vízszintesbe hajló határfelületeiből olvad össze az egység kisebb hullámzással tarkított, de közel vízszintes S1 határoló felülete. Az idős övzátöny-sorozat folyamatosan megy át a proximális, majd disztális ártéri üledékeket magába foglaló U1_{FP} szeizmikus egységbe. Erre a terület nagy részén a szintén kitaró, dőlő reflexiókkal jellemzett U4 egység települ, melyet az északkeleti részen az U6 egység részben erodál. A változékony szeizmikus képű egységben felfelé konvex, tálszerű, valamint rövid, ferde reflexiók azonosíthatók. További részletek a szövegben.

5.4. A szolnoki övzátöny-sorozat

A Szolnoktól délre majdnem 3 km hosszan követhető ferde reflexiósorozat talán a legjobban megőrződött és legszebben leképezett példája a dolgozat fókuszát jelentő U1 egység övzátönyainak. A szelvény több helyén – szinte egyedülállóan – kétszer hajlított (szigmoidális) ferde reflexiókat látunk, melyek felfelé folyamatosan mennek át a rájuk települő vízszintes reflexiókötegbe. Az erózió hatása, mint bizonytalansági tényező túlnyomórészt kiküszöbölődik, így e tekintetben az elérhető legjobb adatokat kapjuk. Sajnos azonban a reflexiók alsó határfelületre lelapolódása az erős vízfelszíni többszörösök megjelenése miatt kevésbé nyomozható, így az egység aljzatáról kevésbé pontosak a kapott információk. A teljes sorozatból most bő 2 km kerül részletes bemutatásra (5.20. ábra).

A szelvény teljes hosszán – a többszörös zavaró hatása ellenére is – jól azonosítható a 31 ms mélységben megjelenő S0 felület, helyenként a szigmoidális ferde reflexiók is ehhez lapulnak, azonban az U1_{LA} egység alsó határát mégis a reflexió-elvégződés által kijelölt S1 felület jelenti 28–30 ms mélységben (63–61,5 mBf). Az S0 alatt értelmezhető az U0 egység reflexió nélküli, homogén vagy vízszintes reflexiókkal tagolt ártéri üledékes összlete. Az S0/S1 felületek közt nem ismerhető fel szisztematikus reflexió-konfiguráció. Helyenként az ártéri egységre jellemző homogén, szerkezet nélküli képet látunk, máskor közepes amplitúdójú dőlő reflexiók roncsai tűnnek ki a többszörös alól.

Az U1_{LA} sorozatot másod- és harmadrendű eróziós felületek (8-34-ig számozva) tagolják kötegekre és épülési egységekre, melyek délies dőlésűek (3/2. melléklet), az irányok 164° és 213° közt, kb. 50°-ot szórnak, viszont a dőlésirányok sűrű váltakozása mozgalmassabb képet fest. A felületek dőlésszöge némileg kisebb, míg hosszuk némileg nagyobb a Martfűnél észlelteknél, ami a szolnoki sorozatra jellemző szigmoidális reflexiók geometriájából adódik. Érdekes módon azonban a kötegek észlelt átlagos vastagsága elmarad a martfűi értéktől. Erre az a korábban részletezett jelenség lehet a magyarázat, miszerint a fő épülési iránytól való eltérés – ami a szolnoki sorozaton belül a dőlésirányok nagy szórása alapján gyakori – a meder szelvénybeli mélységének csökkenését is magával vonzza. Próbaképpen a szolnoki sorozaton a dőlés adatok és mélységek összefüggésének regressziós egyenlete alapján a mért mélységadatokat átszámoltam, ami az átlagos mélységet 1m-rel növelte. Az így kapott eredmény feloldja azt a látszólagos ellentmondást, hogy a szolnoki „komplett” övzátöny-sorozat vastagsága kisebb, mint a martfűi erodált sorozaté. Az alkalmazott számszerű korrekciót azonban a vízhozam adatok számításához nem volt értelme továbbvinni a korreláció marginális jellege miatt.

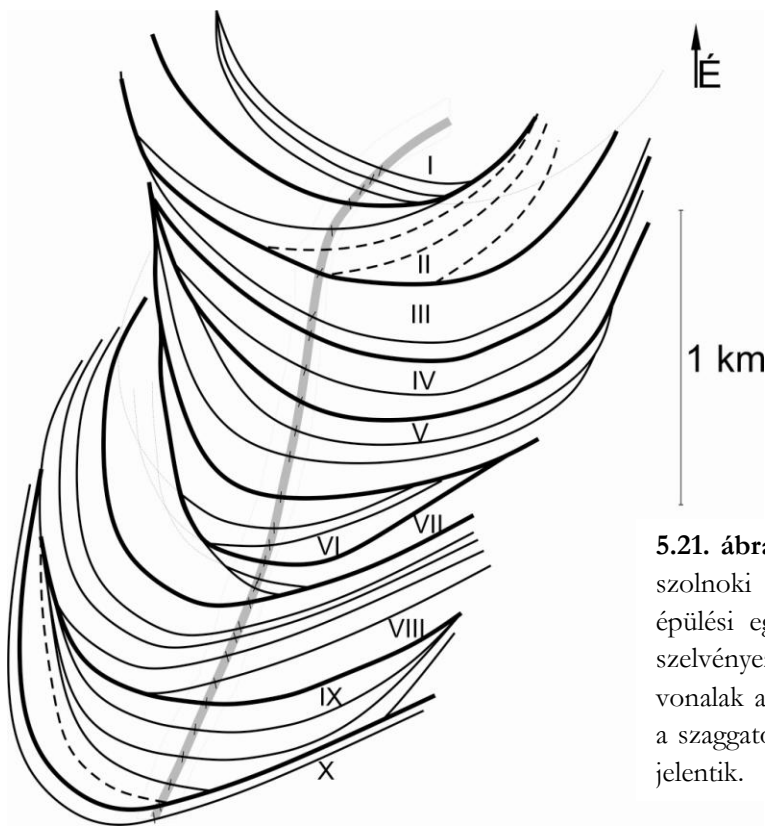
A szolnoki dőlő reflexiósorozat kiemelkedő jellegzetessége, hogy a ferde és tangenciális dőlő reflexiók vízszintesbe hajolva a felső határukhoz simulnak, folyamatosan átmenve a fedő vízszintes reflexiókba, az U1 egység artéri üledékeket felölelő alegységébe (U1_{rp}). Az alján kitartó, kis–közepes amplitúdójú vízszintes reflexiójú sorozat felfelé fokozatosan homogén, gyér reflexiójú összletbe vált. Erre a terület nagy hányadán egy markáns eróziós felület felett az U4 egység közepes amplitúdójú dőlő reflexiósorozata települ. A sorozat vastagsága mindössze 3–5 m, és gyakran tarkítják kisebb, mederszerű bevágódások. A szelvény déli részén közel 1 km hosszan követhető a konzekvensen keleti – északkeleti (~70–85°) irányba épülő ferde és tangenciális reflexiókból álló sorozat, amit északról egy délkeleti (135–150°) dőlésirányú 600 m hosszú hasonló sorozat határolja. Ez utóbbit egy felhagyott mederkitöltés zárja le, melyen a fokozatos, többirányú feltöltés nyomai ismerhetők fel. A két látszólagosan ellentétes épülési irányú dőlő összlet szeizmikus képe és megjelenése alapján ugyanabba az U4 egységbe sorolható. Az üledéket lerakó kisebb méretű meanderező vízfolyás erősen alulbecsült átlagos vízhozama 160–220 m³/s. A szelvény északi harmadán a mozgalmas szeizmikus képű, dőlő és tálszerű reflexiókkal jellemzett U6 egység fedí, illetve erodálja az U4 egységet. Vékony lepelként, valamint vándorló dűnék formájában a modern folyó üledékei borítják a mederfeneket (U7 egység)(5.20. ábra). A modern Tisza kanyarulatában viszont a mederfenék erózióját tapasztaljuk.

5.4.1. Természetes helyváltoztatás vs. vízhozam változás

Az U1_{LA} egység szolnoki 2,5 km hosszú övzátóny-komplexuma jóval mozgalmasabb képet nyújt, mint a martfői, annak ellenére, hogy itt is egyértelműen azonosítható az egy irányba épülő trend. Nem ritka a 30°-ot meghaladó különbség az egyes épülési egységek között, miközben a szelvény nyomvonala ebben az esetben törés nélküli, végig ÉK–DNy-i irányú. Érdekes azonban, hogy a legkisebb szögeltérés az V/VI egységek határán mutatkozik, ahol a szeizmikus kép és a dőlésszögek változása alapján jóval nagyobb változást várnánk. Az övzátóny legvalószínűbb épülési módját az 5.21. ábra mutatja be. Az észlelt DK-i és DNy-i dőlésirányok az övzátóny keleti vagy nyugati irányultságával is elérhetők, azonban ilyen hosszan csak tartós délies transzláció mellett tárodhat fel a bemutatott DK-i irányú szelvényben.

Az első (I.) egységben a kanyargósság növekedése tapasztalható, amit az övzátóny keleti irányba történő elfordulása és transzlációja követ (II. egység). A szelvény kezdetben az ősi övzátóny a tengely közelében metszi, azonban az felületek csonkulása miatt a paraméterekből számított vízhozam nem értékelhető. A meder alján valószínűsíthető zátóny azonban a vízhozam rövidtávú lecsökkenésére utal. A II. egységben tapasztalt vízhozam növekedés (5.22. ábra) a

meander fokozatos elmozdulásával magyarázható, ugyanis a meder keresztmetszete és az övzátony hossza fokozatosan változik a meander tengelyzónájához közeledve.

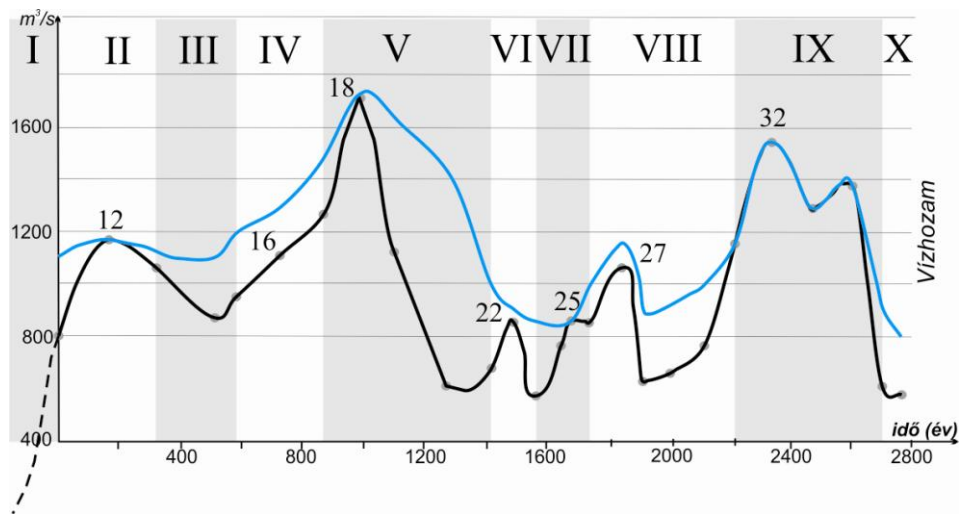


5.21. ábra. Az övzátony-épülés rekonstrukciója a szolnoki szakaszon. Vastag vonalak jelzik az épülési egységek határait, szürke vonal pedig a szelvényezés nyomvonalát. A vékony pontozott vonalak az övzátony felszínek erodált részét, míg a szaggatott vonalak a nem számozott felületeket jelentik.

A meder átereszt képzés során ugrásszerűen áthelyeződik a III. egység határán – így ismét az övzátony szárnyát metszi a szelvény –, amit folyásirányú transzláció, majd a IV. egységben a hullámhossz növekedése követ, az V. egységben pedig a meander tágulása valószínűsíthető. A III. egységben tapasztalt vízhozam esés látszólagos csak, ami az övzátony tengelytől távolodó helyzetéből adódik. A meder mélységének csökkenése is ezzel magyarázható. Mivel a IV. egységben a szelvényirány nem változik, a vízhozamban tapasztalt növekedés valósnak tekinthető, amit az övzátony-rekonstrukcióból feltételezett hullámhossz növekedés is alátámaszt. Ezzel párhuzamosan a meder alzata is mélyül, ami szintén a vízhozam növekedése felé mutat. A való értékek azonban a számítottnál valamivel magasabbak lehetnek, mivel a szelvény az övzátont nem a központjában metszi. A vízhozam az V. egységben éri el a maximumát, a 18-as felület mentén (5.22. ábra). Az ezt követő látszólagos csökkenés a felületek csonkulásából adódik.

Az V/VI. egységek határán a dőlésszögek hirtelen megváltozása ugrásszerű változást feltételez, a meder nyugati irányba helyeződik át, így a szelvény ismét az övzátony szárnyát metszi. Ebből következik az övzátony felszínek rövidülése és meredekebbé válása is, mindemellett a

vízhozam esése is feltételezhető, bár a számítottnál jóval kisebb mértékben. Ez vélhetően a kanyar hullámhosszának csökkenését is magával vonta. A VI. egységben a kanyargósság növekedése, majd a VII. egységben a folyásirányú transláció kerül előtérbe a meander migrációjában. Mindkét folyamat az övzátóny paraméterek növekedését eredményezi a szelvényben (3/2. melléklet), így látszólagos vízhozam emelkedést tapasztalunk. Ezzel szemben azonban a mederfenék emelkedése – mely a VII. egységben a legkifejezettebb (5.20. ábra) – a vízhozam csökkenésére utal. Ezt támasztják alá a szám adatok is, mivel az övzátóny tengelyzónájában észlelt 25-ös felületből származtatott vízhozam adat értékelhető megbízhatónak.



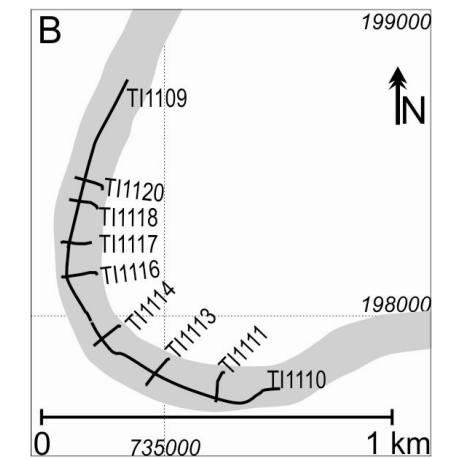
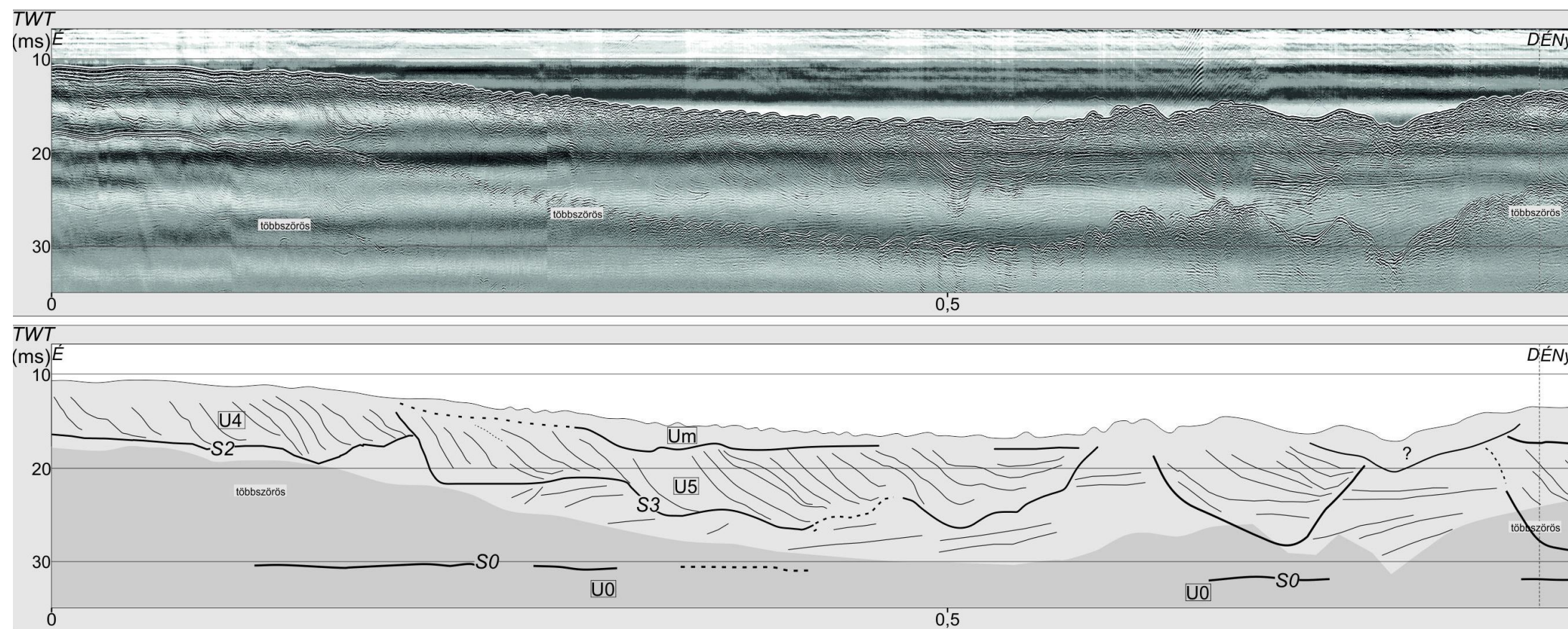
5.22. ábra. Az övzátóny-felületek paramétereiből kalkulált vízhozam (fekete), illetve azok korrigált értékei (kék) Szolnoknál. Római számok jelzik az építési egységeket. Az I. egység (szaggatott vonal) értékei az erózió miatt az elemzésből kikerültek. Az elvi vízhozam-korrektúra alapja, hogy a szelvény az övzátóny egyes egységeit nem a tengelyében, hanem az alvízi szárnyon metszi, így a kalkulált értékek alábecsültek. Továbbá az V. egységben a felületek erodáltak.

A VIII. egység a meder áthelyeződésével indul, így ismét tengelytől távoli metszetet látunk (5.21. ábra), tehát a számított vízhozam értékek alábecsültek. Azonban az egységen belül észlelt növekvő majd csökkenő trend valószínűleg tekinthető, mivel az övzátóny elmozdulásában a szelvényirányú elcsúszás dominál. A mederfenék alakulása alátámasztja az elgondolást: a kanyar gázlójához közeli metszetben jellemző sekélyebb meder translációját látjuk, melyet a meder áteresztő képződéses áthelyeződése szakít meg. A szelvény a IX. egységben tartósan a tengely közelében metszi az övzátóny, így az itt észlelt vízhozam adatok és változások megbízhatónak tekinthetők. A X. egységben a szelvény nyomvonala ismét eltávolodik az övzátóny tengelyétől, így az itt tapasztalt vízhozam esés csak részben tekinthető valódinak.

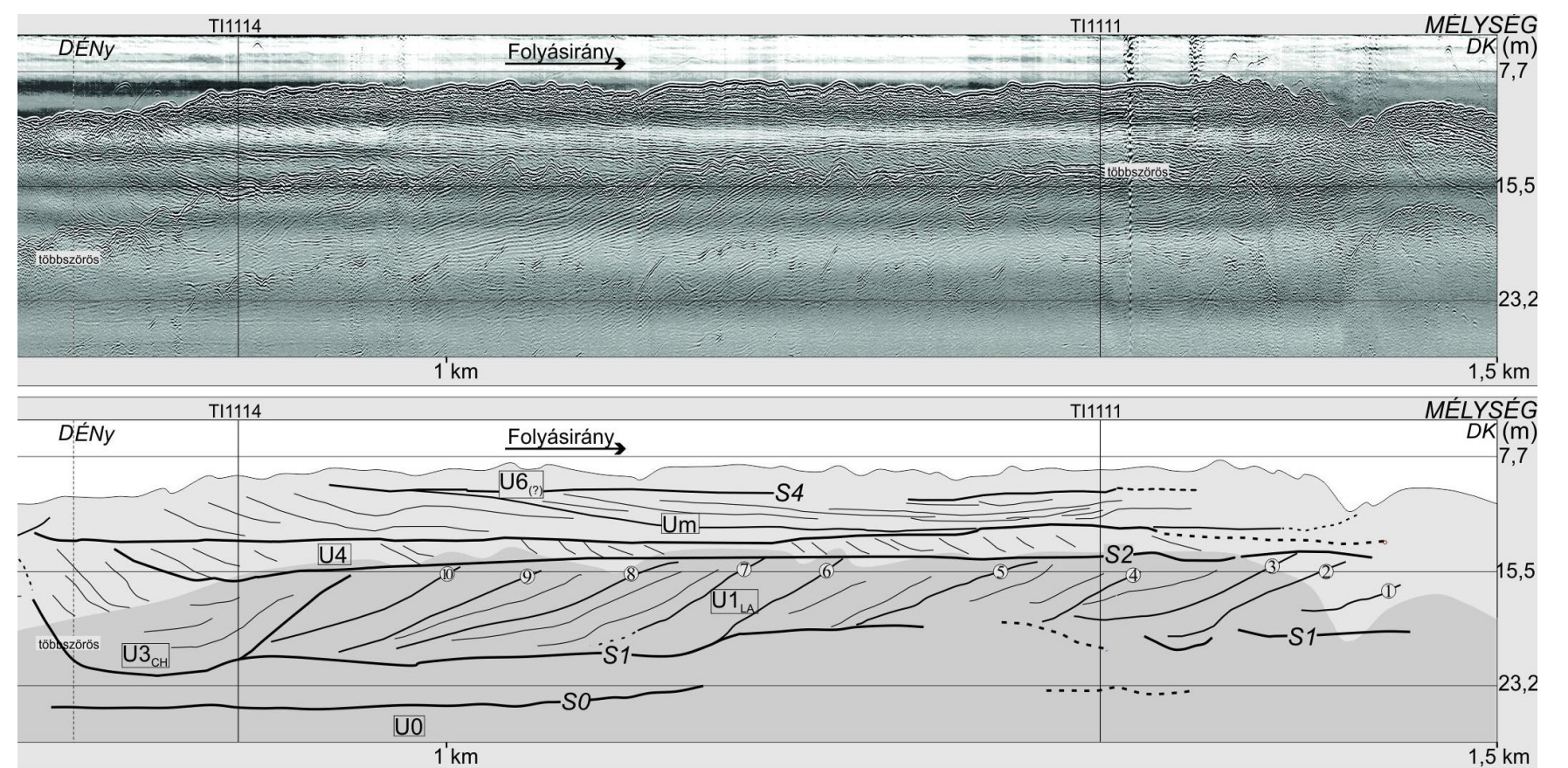
A szolnoki övzátóny komplexumot tehát 10 kisebb épülési egység alkotja, míg a kb. ugyanolyan hosszú martfűit csak öt. Mindez arra mutat, hogy a szolnoki övzátóny-komplexum fejlődésében az autociklikus mederáthelyeződések gyakoribbak voltak, hatásuk sokkal jobban érezhető, és részben elfedi a klimatikus fluktuálást. Ez utóbbira utal a már többször említett gyenge korreláció is a kiindulási (mért) paraméterek között. A meder gyakori helyváltoztatása tehát némileg bizonytalanná teszi a vízhozamok értékelését. A vízhozam értékek elvi korrekciója (az övzátóny és szelvény helyzete alapján) alapvetően nem változtatott azon, hogy az eltelt idő alatt két vízhozam maximum észlelhető, kb. 1200 éves periodicitással (5.22. ábra). Az ennél kisebb periódusok nem értelmezhetők egyértelműen. Hasonló a helyzet a mederfenék fluktuációjával is: a fentebb részletezett probléma miatt az övzátóny észlelt vastagságán az autociklikus helyváltoztatás geometriai hatásai tapasztalhatók elsődlegesen.

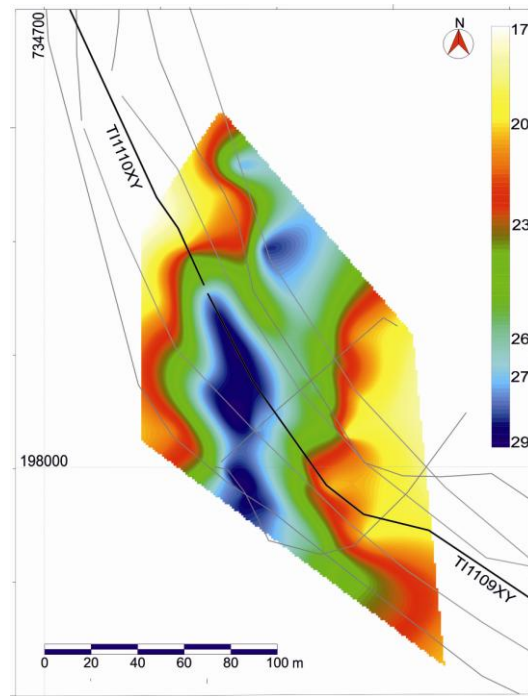
5.5. A tószegi szakasz

Az előző két „monoton” övzátóny-épüléshez képest a tószegi kettős kanyar nyugati ívében mért részletes, kvázi 3D-s szelvényezés már jóval mozgalmasabb képet mutat (5.23. ábra). Az 1,6 km-es szakasz Szolnok és Martfű között helyezkedik el, és némileg rávilágít a korábban bemutatott szeizmikus egységek kapcsolatára. A már jól ismert S0 felületet kisebb-nagyobb megszakításokkal itt is jól lehet nyomonkövetni 30–31 ms mélységben. E felett települ a kutatás fő tárgyát képező U_{1LA} egység ferde reflexiójú övzátóny-sorozata, amelyről azonban ez a szakasz kevés új információt szolgáltat. A sorozat a szelvény keleti végén mindössze 4,5–5 m vastag, ám nyugat felé fokozatosan egyre mélyebbre vág, és némileg ki is vastagodik (6–7 m). A szakaszon végzett morfometriai elemzés és vízhozam számítás erősen alulbecsli a valós értékeket, mivel az egység alsó határa csak néhol értelmezhető, a teteje pedig minden esetben erodált, így a számított értékeket nem lehet a martfűi és szolnoki nagy övzátónnyal összevetni (3/4. melléklet). Azonban azt érdemes megjegyezni, hogy a mederaljzat morfológiájának változásai egybeesnek az övzátóny épülési irányának hirtelen megváltozásával, még ha ennek pontos oka ebben az esetben nem is nyomonkövethető. A folyamatos, nyugatias irányba épülő sorozat a szelvény közepén egy, a ferde reflexiók méretével összevethető méretű (150*8 m), É–D-i csapású vályú alakú szerkezetbe (5.24. ábra) vált át, melynek belső konfigurációját felfelé hajló konkáv reflexiók jellemzik (U_{3CH} egység). A szerkezet a felhagyott meder – morotva – kitöltéseként értelmezhető. Az U₁ egység ferde reflexióssorozata a felvétel teljes hosszában észlelhető, habár a szakasz ÉNy-i részén értelmezését a többszörösök megjelenése nehezíti.



5.23. ábra. A TI1109 és TI1110 sz. szelvények a tószegi dupla kanyar nyugati ívében. A mélyebb részek értelmezését sajnos a többszörösök megjelenése nehezíti az amúgy is zajos szelvényen. U1-U7 jelzik az értelmezett szeizmikus egységeket; S1-S4 jelzik az egységek alsó határoló felületét. További magyarázat a szövegben. B: Az alfejezetben bemutatott szelvények nyomvonala.

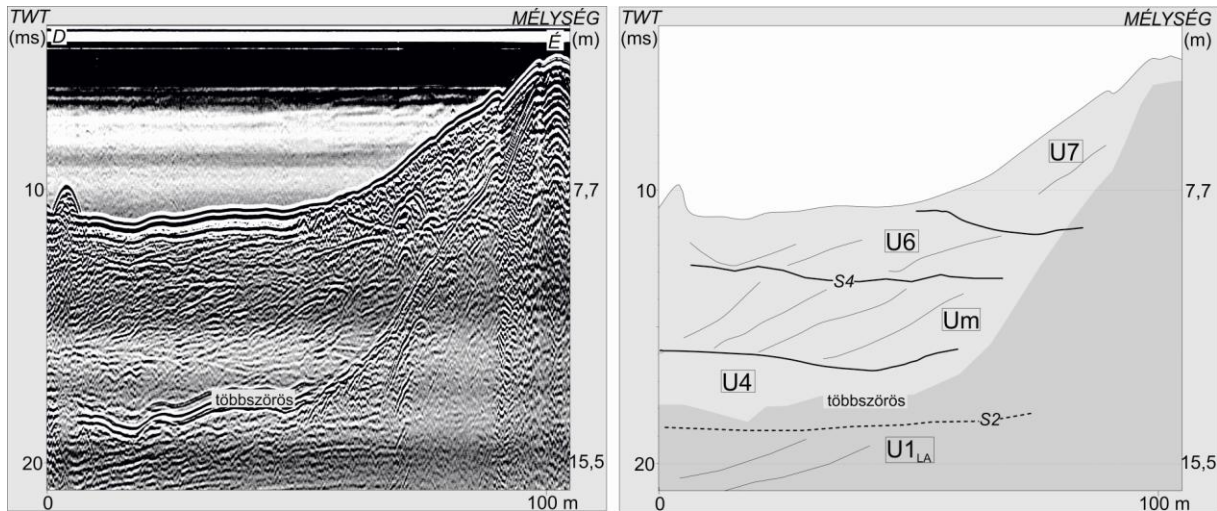




5.24. ábra. U_{3CH} egység megjelenése Tószegnél. A mélységtérképen a felhagyott meander enyhe íve is kirajzolódik.

Az U1 és U3 egységekre az U4 egység kisebb méretű ferde reflexiósorozata települ. Az északnyugati részen 4,5–5,5 m vastagságban csak néhány száz méter hosszan észleljük az S2 közel sík felülete felett a délies irányba épülő sorozatot, azonban tovább észak felé egészen Szolnokig értelmezhető. A szelvényezés keleti végén ugyan több száz méter hosszan, de csak 1-2 m vastag erodált foszlányban lelhető fel a kitartóan K/DK-i irányba épülő ferde reflexiósorozat. A kis-közepes amplitúdójú, erősen csonkult reflexiók általában tangenciálisan lelapódnak az alsó határfelületükre. Az egység egy kisebb méretű meanderező folyó övzátonyaként értelmezhető.

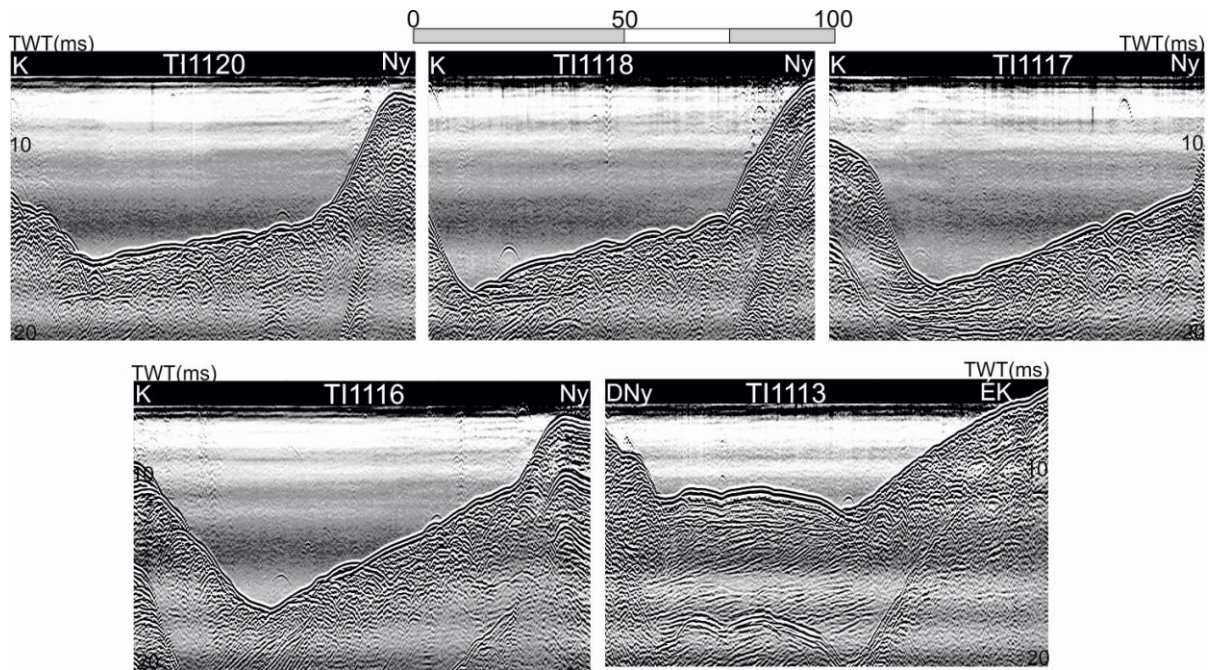
A szelvényezés nyugati és középső felén a leghangsúlyosabb képződmény az U5 egység erősen hullámszó alsó határon települő ferde reflexiósorozata nagyjából 18–25 ms mélységközben, mely az U1 egységbe vág és teljesen erodálja az U4 egységet. Az elnyúlt, vályúszerű képződményekre oldalirányba progradáló hajlított reflexiók kitöltés jellemző. Az egység épülési irányai konzekvensen DNY-i irányúak (5.25. ábra). A nagyobbik, északabbi vályú mindössze 4–6 m mély, az egyes ferde reflexiók paraméterei mindössze 50-85 m³/s vízhozamot valószínűsítene. A kisebbik ÉK-DNY-i csapású, kb. 170 széles 8 m mély, és szintén DNY-i irányba progradáló feltöltésű.



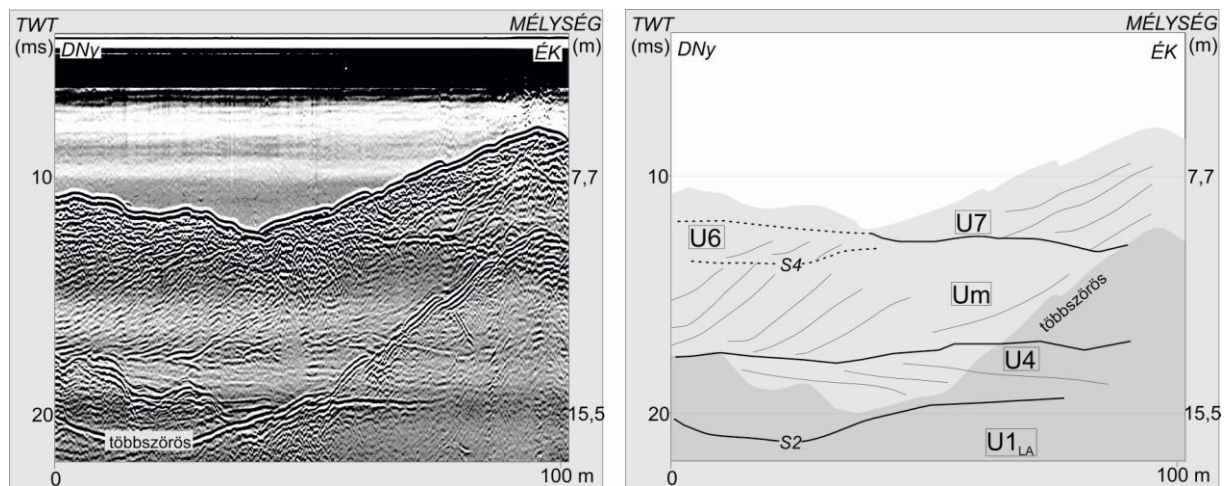
5.26. ábra. TI1111 sz. szelvény a tószegi szelvényezés DK-i felének rétegrendjét mutatja. A hipotetikus U6 egység szeizmikus fáciése közepes amplitúdójú hajlított és felfelé konkáv reflexiókkal jellemzett. A modern folyó medrére merőleges szelvény a recens övzátony épülését is feltárja (U7 egység). A keresztshelvény helyzetét az 5.23. ábra mutatja.

A tószegi másfél kilométeres szakasz tehát 5 egymást követő folyóvízi fázist tár fel, többnyire meanderező jellegű, az Alföldet sűrűn behálózó kisebb vízfolyások jelenlétére gondolhatunk. Az U1, U4, Um és U6 egymásra települő sorrendjét az U5 egység bevágódása szakítja meg. Míg az egymásra települő egységeknél ugyan nyomozható az erózió, azonban intenzív bevágódásra nem következtethetünk. Ezzel szemben az U5 egység meredeken lefutó és erősen hullámzó alsó határa a meder erőteljes bevágódására utal.

A tószegi kanyarban mért keresztshelvények sorozata jól szemlélteti a modern folyó meanderező medrének klasszikus alakváltozását a kanyar mentén (5.27. ábra) és a recens övzátany-épülést is: a meder mélysége (d) és az övzátany-felületek hossza (l) és dőlésszögük ($tg\ d/l$) függ a kanyarban elfoglalt helyzetüktől. Az oldalirányba elmozduló meder külső partja mentén lejátszódó erózió egy éles, egyenes eróziós felületet hagy hátra, amin az épülő modern övzátany vízzel fedett részének ferde reflexiói (felületei) jól felismerhetők (5.28. ábra). Ezeket a makroformákat látjuk az U1 és U4 egység hosszan nyomozható ferde reflexiósorozataiban is.



5.27. ábra. A modern Tisza mederalakjának változása a kanyar mentén folyásirányban: szögletes, szimmetrikushoz közelítő az aszimmetrikuson át a gázló elsőkélyedő medréig. A keresztmetszvények meanderen belüli helyzetét az 5.23. ábra mutatja. A kanyar legmélyebb eróziós árka nem a kanyar tengelyében, hanem attól folyásirányban felfelé jelentkezik.



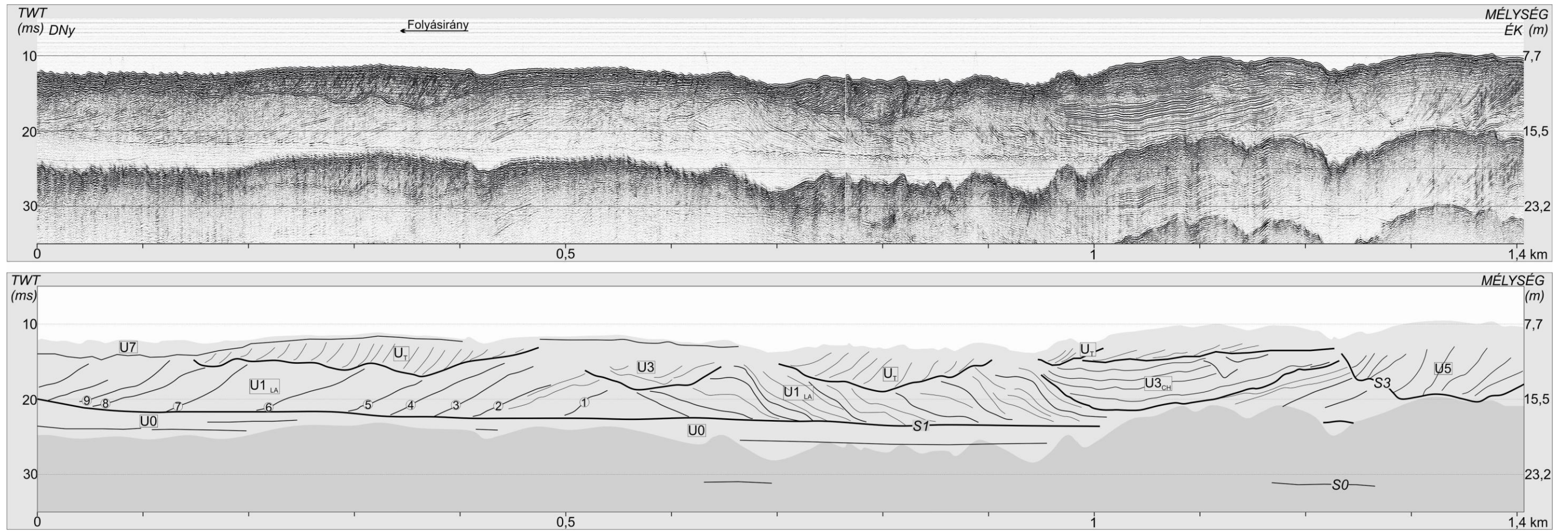
5.28. ábra. TI1114 sz. szelvény. A kanyarban mért keresztmetszvény U7 egysége a modern folyó övzátányának oldalirányú építési egységeit mutatja. Míg az alatta elhelyezkedő Um és U4 egységek ferde reflexiói ezek fosszilis megfelelőiként értelmezhetők.

5.6. A tiszavárkonyi szakasz

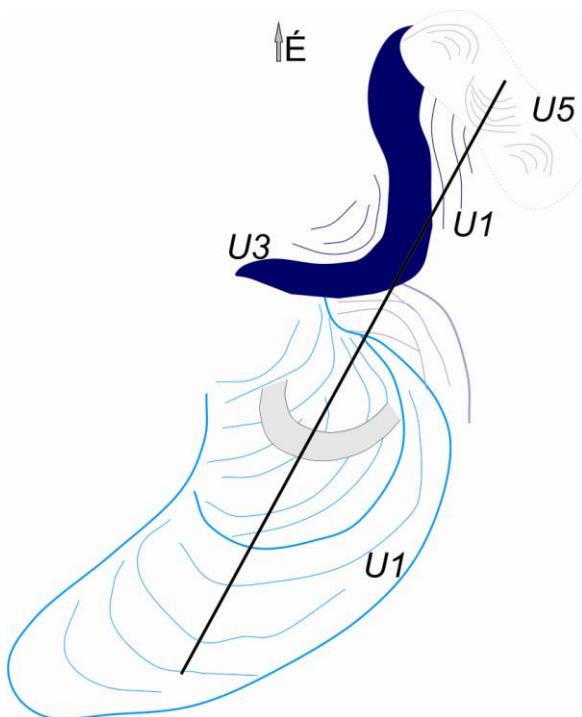
A szelvény déli és középső részén tárnak fel a regionális alapegység (U0) vízszintes reflexiókkal jellemzett ártéri üledékei. Helyenként azonban az északi részekén is felismerhető 32 ms mélységben az U0 egység a jellegzetes vízszintes horizontja (S0). Az egységre szinte borotvaéles felszín mentén települ a szakaszon igen változatos képet mutató U1_{LA} egység dőlő reflexiói. Az alsó S1 határoló felület enyhén emelkedik déli irányba (23-20 ms között), így az egység dél felé kivékonyodik. A kezdetben lapos szögben délnyugati irányba dőlő övzátany-sorozat egy viszonylag széles (kb. 250 m), de sekély (3 m) vályús szerkezetben végződik el (U3_{CH}). A felhagyott meder kitöltését felfelé konvex, nagy amplitúdójú reflexiók jellemzik, melyben több kisebb másodlagos meder nyoma is felismerhető (5.29. ábra).

A mederszerkezet déli oldalán folytatódik a dőlő reflexióssorozat, igaz ellentétes – azaz északias dőlésű, sűrűn váltakozó, szintén változatos szeizmikus képű – komplex, kétszer hajlított, tangenciális és ferde – reflexiók követik egymást gyakorta váltakozó ÉNY/ÉK-i (330-45°) dőlésirányokkal és dőlésszögekkel. Sajnos a ritka keresztirányú szelvényezés nem teszi lehetővé a szakasz épülésének pontos rekonstruálását, az azonban nyilvánvaló, hogy egy újabb övzátany épülését követhetjük nyomon. Az északias dőlésirányok egy dombszerű (lefelé konvex) szerkezet mentén délnyugati épülési irányú ferde reflexióssorozatba válnak át (3/3. melléklet: 1-9 felületek), melyet dél felé több mint 600 méteren át követhetünk. Ez a dőlő reflexiókonfiguráció leginkább egy, az ősi folyásirányhoz közeli szelvényirányt feltételez (cf. Willis 1989), valószínűleg az övzátany hosszanti metszetét látjuk (5.30. ábra). A néhány száz méter hosszú kivékonyodó sorozatot ferde és tangenciális, közepes amplitúdójú dőlő reflexiók alkotják. Az 5-ös felülettől észlelhető elsekélyesedését a medernek okozhatja az övzátany elfordulása szelvényiránytól, vagy a fokozatos mederfelhagyás.

A szelvény északi végén az U1 egységbe egy hullámszó, meredek felszínű eróziós felület (S3) mentén a meredek dőlésű, közepes amplitúdójú reflexiókból felépülő U5 egység vágódik kb. 20 ms mélységig (5.29. ábra). A kb. 300 m széles ÉNy-DK-i csapásirányú mederszerű bevágódást dél/délkeleti (150-170°) irányba progradáló reflexiók töltik fel.



5.29. ábra. 26-27 sz. szelvény: Az U1 egység övzátony-sorozatai egy sík eróziós felszín mentén az U0 egység ártéri üledékeire települnek. Az U_T egység kisebb méretű övzátonyjai tálszerű mélyedéseket töltenek ki az idősebb övzátonyokra települve, míg a szelvény északkeleti részén az U5 egység mélyen az U1 egység övzátonyaiba erodál. Az U5 és U_T egység kontaktusa nem határozható meg egyértelműen a szelvényen. További magyarázat a szövegben.



5.30. ábra. A folyóvízi felszínfejlődés vázlatos rekonstrukciója a 26-27 sz. szelvények mentén az U1 egység mélységközében. Az ellentétes irányba dőlő ferde reflexiósorozatok legalább 2 övzátony épülését feltételezik a legidősebb meanderező szakaszban. Az U3 egység felhagyott morotvája feltételezhetően az övzátonyokkal egyidős, míg az U1 egységbe vágódó medermaradvány fiatalabb lehet. Az U5 egység kisebb méretű övzátonyai jóval fiatalabbak lehetnek.

A tiszavárkonyi szakasz jellegzetes szeizmikus képű egysége a 2–300 méter hosszú 0,5–2,5 m mély tálszerű mélyedéseket, zsebeket kitöltő rövid, meredek, nagy amplitúdójú dőlő reflexiókból álló sorozat (U_T), mely az U1 egységre települ, némileg abba erodálva. Korábbi értelmezés szerint ez már a modern Tisza speciális helyzetben megőrződött üledékei lehetnek (Nagy et al. 2005), melyet azonban a reflexiók délies ($165\text{--}172^\circ$) dőlésiránya nem feltétlenül támaszt alá. Szeizmikus fáciesét tekintve az egység a Szolnoknál és Tószegnél megjelenő U4 egységhez hasonlítható, azonban települési módjuk eltér. Míg Szolnoknál és Tószegnél a dőlő reflexiósorozatok egy közel sík eróziós határfelületre települnek, addig Tiszavárkonyonál a progradáló kötegek sekély tálszerű képződményeket töltenek ki. Az eltérést a szubsztrátum különbözősége ugyan indokolhatja: Szolnoknál az U4 egység az U1 egység ártéri üledékként értelmezett agyagos rétegeire települ, míg jelen esetben közvetlenül az U1 egység valószínűleg homokos övzátonyaira. A mederaljzat hasonló litológiai kontrollját a mai Tisza esetében is feltárták a szeizmikus szelvények (Nagy et al. 2006). Azonban az U_T egység U4 mélység szintjéhez képest némileg magasabban települ. A szelvény déli részén lepcszerűen megjelennek az U7 egység fedőüledékei, míg az északi részekén gyakori, hogy a mederfenék kemény, nehezen erodálható anyagból épül, amelynek nagy amplitúdójú reflexiói többször visszaverődve elfedik a mederfenék alatti valós reflexiókat.

5.7. Fúrások az övzátöny mentén: a szeizmikus és litofációs összevetése

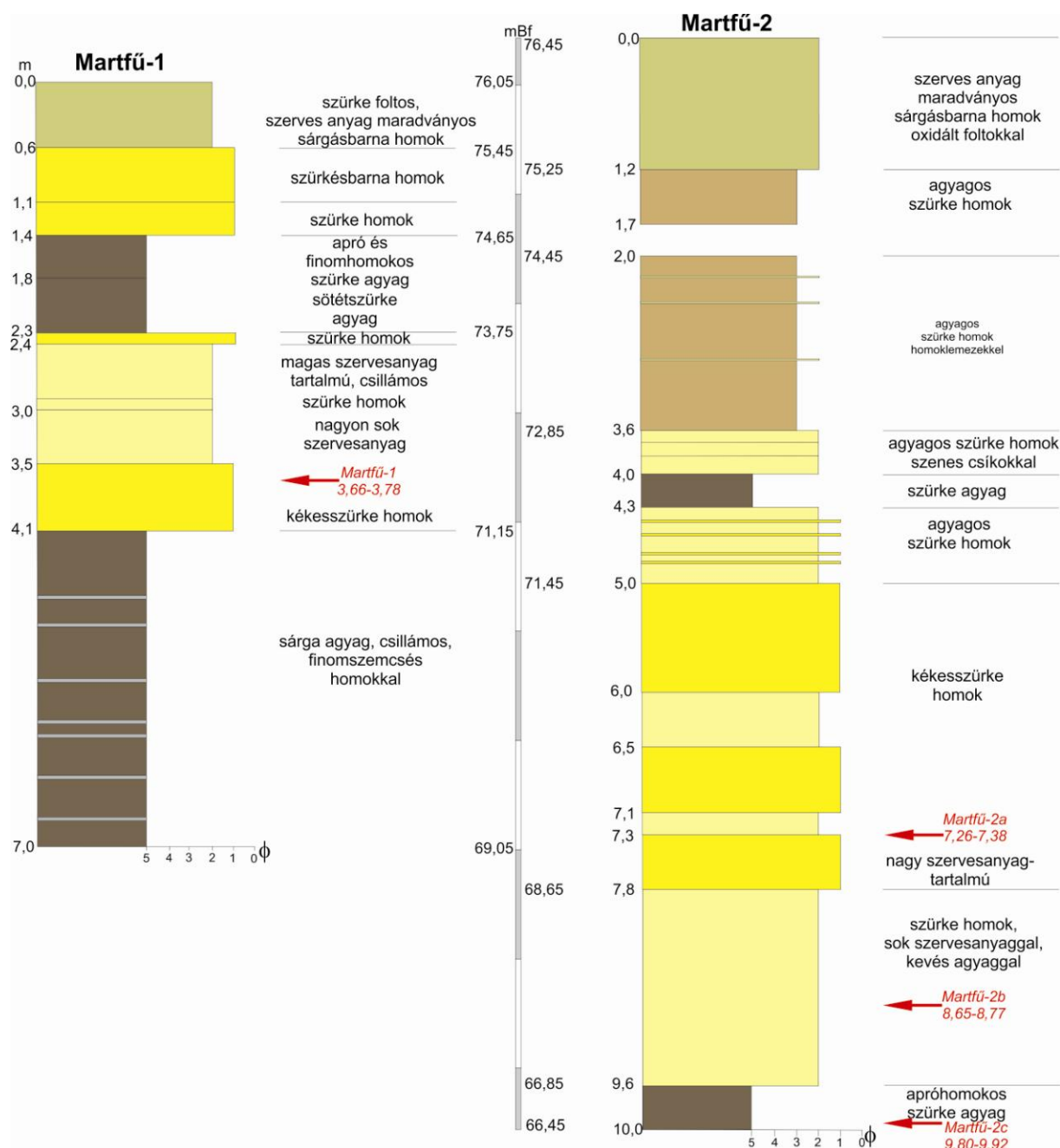
A 2006-ban mélyített 2 sekélyfúrás célja a szeizmikusan részletesen feltárt martfői övzátöny-sorozat megismerése volt, így a közel 2 km hosszú, egységesen K/DK-i irányba épülő sorozat nyugati és keleti végére lett a fúrás kitűzve, hogy – a recens épülési rátákból kiindulva – a hibahatáron túl is eltérő korokat kapjunk, amiből később a paleo-övzátöny épülés mértéke is kiszámítható. A legidősebb rétegeket a nyugati részén vártuk, ahol az U1 egység ferde reflexiósorozatai az éles, DK felé dőlő eróziós felületre (S1) lapolódnak a vízszintes reflexiókkal jellemzett U0 egység felett. Sajnos a két kézi fúrás közül egyik sem érte el az U1 egységet, viszont a fedő üledékekről értékes információt kaptunk. A két fúrás alapadatai és rétegsora (5.31. ábra) a következő:

Martfű-1	Martfű-2
EOVY: 740 572	EOVY: 742 433
EOVX: 187 215	EOVX: 187 152
Z: 76,05 mBf	Z: 76,45 mBf

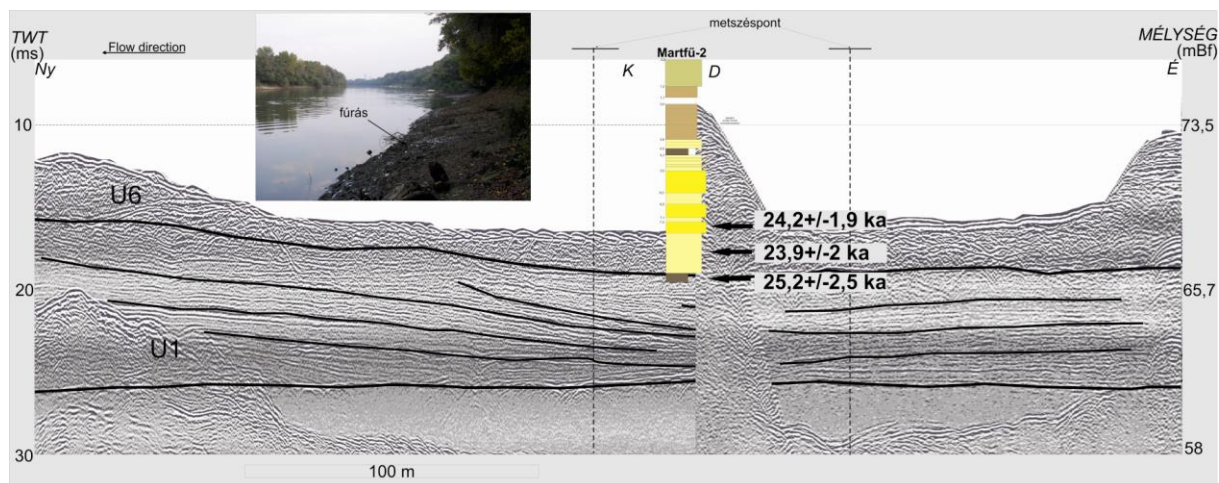
A Martfű-1p próbafúrás az agyagokkal közbetelepült főleg apró és középszemcsés homokok után kb. 4,3 m mélységben egy minimum 2,5 m vastag sárgásbarna agyagrétegbe ért, melyet nem sikerült átfúrni ezzel a technikával, tehát a fúrás 7 m-en állt meg. Így a felső 1 m nagyon fiatal üledékétől eltekintve 2 és 4,4 m közt vettünk magmintát a tőle másfél méterre lemélyülő Martfű-1 fúrásból. 3,5 és 4,1 m közt jelentkező középszemcsés homok tűnt a legalkalmasabbnak OSL korolásra (Martfű-1 OSL minta). Több helyen vettünk szerves anyag mintát a 2,5 – 3,5 m között található szerves anyag dús rétegekből, amennyiben az OSL minta eredménye további mérésekre adna okot. A fúrás nem ért el olyan mélységet, hogy a szeizmikával össze lehetne vetni.

A sorozat keleti végén mélyült 10 m-es előzetes spirálfúrásban az apró és középszemcsés szürke homokok váltakozásába csak ritkán települtek maximum 3–4 dm-es homokos agyagrétegek. A Martfű-2 fúrás maggal fúrt 7 és 10 m közti szakaszáról árnyaltabb képet kaptunk. A fúrásban uralkodik az aprószemcsés homok, csak három szakaszon vált középszemcséssé 5 és 8 m között. A monoton homokot több pár dm vastag agyagos homok betelepülés zavarja meg. A fúrás alján – 9,6 és 10 m között – az aprószemcsés homok és agyag kb. fele-fele arányban van jelen; homokrétegek váltják egymást vastagabb agyagrétegekkel. A fúrás itt sem érte el az U1 egység dőlt reflexiósorozatát, azonban az alján észlelt litológiai váltás egybeeshet a szeizmikán

látott, nem túl éles határfelülettel, amihez a tangenciális ferde reflexiók kisimulnak. A fúrás túlnyomórészt apró és közép szemcsés folyóvízi homokos kifejlődése a változó reflexiójú U6 szeizmikus egységgel korrelál (5.32. ábra). OSL méréshez mintavétel a fúrás talpán az agyagosabb rétegből (9,80–9,92 m), valamint a mag zömét adó homokos összlet közepéről (8,65–8,77 m) és tetejéről (7,26–7,38m) történt.



5.31. ábra. A martfűi kanyarban mélyített két sekélyfúrás rétegoszlópa, az OSL korolásra vett minták helyeinek megjelölésével

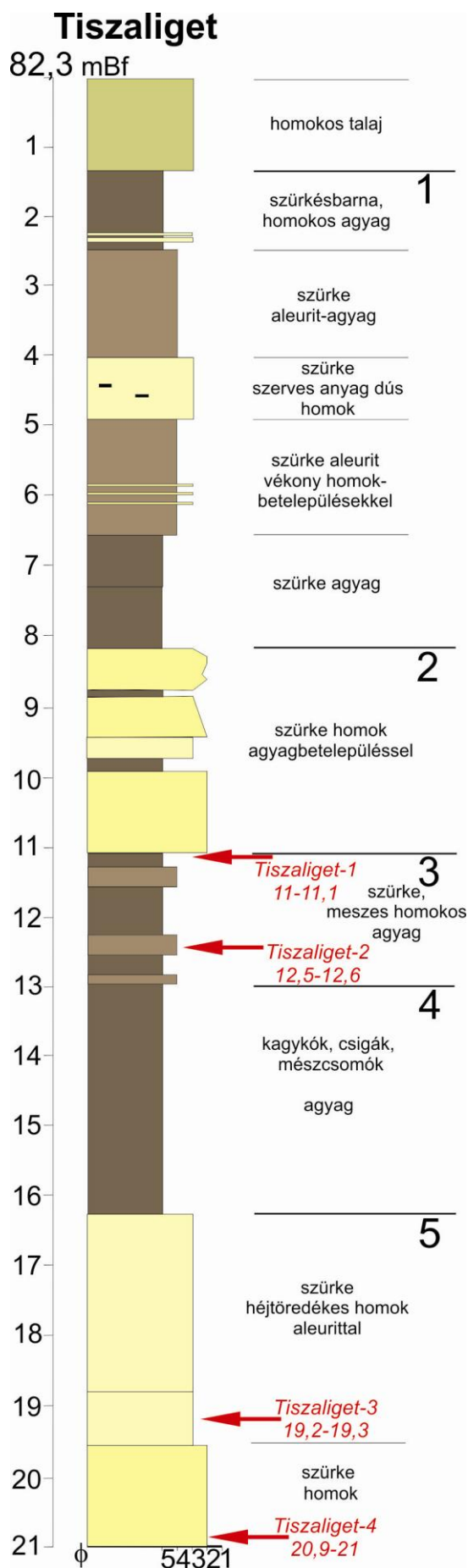


5.32. ábra. A Martfű-2 fúrásban feltárt túlnyomórészt aprószemcsés homokos összlet a változókéony reflexiójú U6 szeizmikus egységnek feleltethető meg (TI1225 és TI1210 sz. szelvények). A fúrásban észlelt változatos homokos litológia alátámasztja az U6 egység feltételezett folyóvízi eredetét. Az ábrán leolvashatóak a fúrásból vett minták OSL koradatai is.

A 2009-ben mélyült 21 m-es fúrás már gépi erővel készült, azonban így csak gépjárművel is megközelíthető helyre lehetett tervezni, ami rendkívüli mértékben korlátozta a lehetséges helyszíneket. Szolnok belterületén, Tiszaligetnél egy éppen kialakítás alatt lévő kisvízi padkán sikerült azonban – a vízügyi hatóság felügyelete mellett – a gáton belülről a 3D-ben feltérképezett övzátöny-sorozat mentén fúrni. A fúrás adatai a következők:

Tiszaliget	EOVY: 736 044	Megütött vízszint:	-350 cm
	EOVX: 202 653	Nyugalmi vízszint:	-257 cm
	Z: 82,28 mBf		

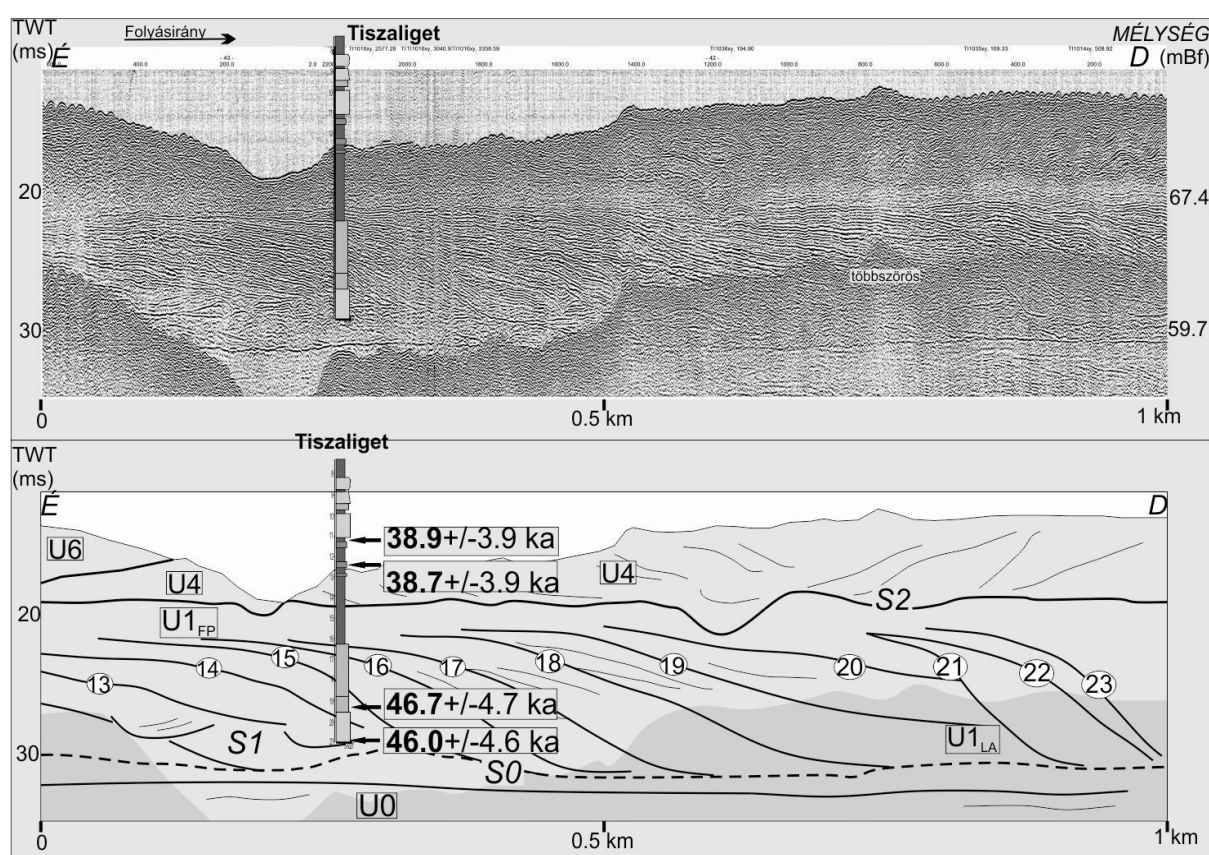
A fúrásszelvényt 5 szakaszra lehet osztani (5.33. ábra).



- 1: A barna homokos talaj és talajosodott képződmények alatt finomszemcsés agyagos–aleuritos összlet váltakozik kevés, jól osztályozott finomszemcsés szürke homokkal. A szerves anyag tartalom 4,5–5 m között nagy.
- 2: Ez alatt kb. 3 m vastagságban túlnyomórész aprószemcsés szürke homokot találunk, amelybe helyenként homokos agyagréteg települ.
- 3: 11 és 13 m között szürke agyag váltakozik aleurittal változó homok-tartalom mellett.
- 4: A 13–16 m közötti szakaszt masszív meszes agyag építi fel, rétegekben megjelenő mészcsonókkal, csiga és kagyló-vázakkal, illetve váztöredékekkel.
- 5: A fúrászelvény alsó 5 métere jól osztályozott finom és aprószemcsés szürke homokból áll, helyenként molluszka töredékekkel. Az összlet enyhén felfelé finomodó tendenciát mutat.

5.33. ábra. A Tiszaliget fúrás rétegoszlopa az OSL mintavétel helyének megjelölésével

A feltárt litológia jó egyezést mutat a környező szeizmikus szelvényeken látható szerkezetekkel (5.34. ábra). Az $U1_{LA}$ egység ferde reflexiósorozatának mélységében vastag, jól osztályozott homokréteget találunk, amire masszív agyagos –aleuritos ártéri összlet települ. Ez alátámasztja a szeizmikus egységek korábbi övzátonyként és a belőle közvetlenül kifejlődő ártéri üledékként ($U1_{FP}$ egység) értelmezését. E felfelé finomodó egységre egy következő folyóvízi összlet következik a fúrásban kb. 13 m mélységben aleurit, majd aprószemű homokos rétegek formájában, aminek a szeizmikus szelvényeken a vízszintes eróziós felületre települő U4 egység feleltethető meg. A fúrás felső 10 méteréről nincs szeizmikus információnk.



5.34. ábra. A Tiszaígyet fúrásban (7-21 m) feltárt litológia jó egyezésben van a szelvényeken értelmezett szeizmikus egységekkel (43-42. sz. szelvény). A fúrás alsó felén leírt vastag homokos összletre települő agyagos–aleuritos rétegek alátámasztják az U1 egység övzátonyként történő értelmezését. Az ábrán leolvashatóak a fúrásból vett minták OSL koradati is.

5.8. Geokronológia

A fent leírt fúrásokból maggal vett furatanyag a MÁFI OSL laboratóriumában vörös fény mellett került leírásra, és a koroláshoz szükséges mintaanyag is itt lett kiválasztva és előkészítve. A kvarcfrakció OSL-SAR méréssel kapott mérési eredményeit és korokat az 5.4. táblázat foglalja össze.

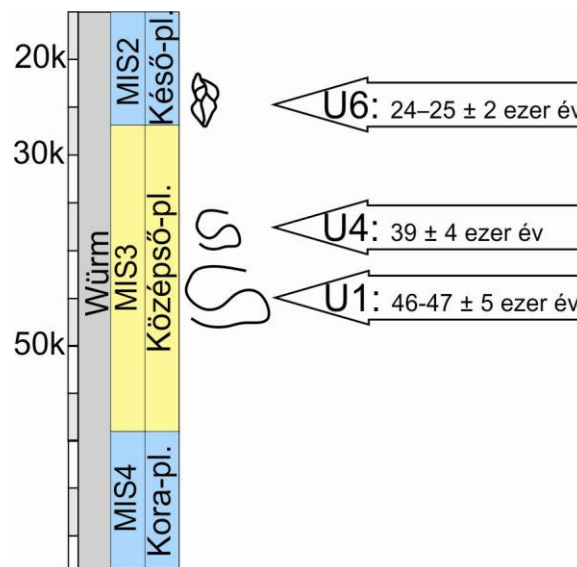
5.4. táblázat. A kvarcsemcsék OSL mérésének eredményei

Minta	n (ps)	Egyenérték dózis (Gy)	Víztartalom w%	dózisráta (Gy/ka)	OSL kor (ezer év)
Martfű-1 (3.6 m)	27	5.54 ± 0.64	22.7	2.26 ± 0.16	2.5 ± 0.3
Martfű-2.a (7.3 m)	24	32.75 ± 0.96	23.6	1.35 ± 0.10	24.2 ± 1.9
Martfű-2.b (8.65 m)	26	36.38 ± 1.58	24.1	1.52 ± 0.11	23.9 ± 2.0
Martfű-2.c (9.8 m)	25	38.08 ± 2.53	23.4	1.51 ± 0.11	25.2 ± 2.5
Szolnok, Tiszaiget-1 (11.0 m)	25	90.70 ± 6.34	36.3	2.33 ± 0.16	38.9 ± 3.9
Szolnok, Tiszaiget-2 (12.5 m)	24	105.32 ± 8.45	39.6	2.72 ± 0.16	38.7 ± 3.9
Szolnok, Tiszaiget-3 (19.2 m)	24	131.37 ± 10.50	37.0	2.81 ± 0.17	46.7 ± 4.7
Szolnok, Tiszaiget-4 (20.9 m)	27	121.9 ± 9.56	29.4	2.65 ± 0.16	46.0 ± 4.6

Az OSL kormeghatározás folyamán elvégzett tesztek eredményei szerint a szeparált kvarcfrakció lumineszcens tisztasága megfelelő, és a minták felhasználhatók OSL-SAR protokoll szerinti kormeghatározásra. A teljes OSL jelből az infravörös gerjesztés hatására adott lumineszcencia kb. 0-5%, ami azt jelzi, hogy az OSL jelben a kvarc emissziója dominál. Az előmelegítési tesztek eredményeként a martfűi és a tiszaligeti mintákon eltérő, 240°C-os, illetve 260°-os előmelegítési hőmérséklet, és 200°C-os megszakítási hőmérséklet lett alkalmazva. A növekedési görbék szerint az alkalmazott dózisok megfelelőek a dózismérésekhez, illetve a görbék azt is mutatják, hogy a tiszaligeti minták közelebb vannak a telítettségi szintjükhöz, mint a martfűiek. Az átlagos dózis visszanyerési ráta $1,04 \pm 0,07$ ($n=34$). A termikus átmenet (Wintle & Murray 2006) a Martfű-1 minta kivételével elhanyagolhatóan kicsi – nem éri el a természetes dózis 1%-át, ami szintén kielégíti az OSL-SAR protokoll alkalmazhatósági feltételeit. A kor kiszámításánál figyelmen kívül lettek hagyva azok a szemcsék, amelyeknél a rekuperáció értéke meghaladja a természetes dózis 5%-t, illetve recirkulációs aránya kívül esik a 0,9-1,1 tartományon (Wintle & Murray 2006). Az egyenérték dózis értékek eloszlása szimmetrikus, ezért a korok

számításához az egyenérték dózisok középértéke került felhasználásra (5.4. táblázat). A hibahatárokat is figyelembe véve elmondható, hogy a Tiszalet és Martfű-2 fúrásokban a kapott koradatok sztratigráfiai sorrendje elfogadható.

A fúrási rétegoszlopok szeizmikus szelvényekkel történt összevetése alapján a Martfű-2a, b,c minták késő-pleniglaciális kora – $24\text{--}25 \pm 2$ ezer év – az U6 szeizmikus egység közép- és aprószemű homokjának korát adja meg (5.32. ábra). A tiszaligeti fúrás 2 mélyebb helyzetű mintája rendelhető az U1 egység övzátonyként értelmezett ferde reflexiósorozataihoz. Tehát a dolgozat fő tárgyát képező kiterjedt és nagyméretű homokos övzátony kora Szolnoknál a $46\text{--}47 \pm 5$ ezer évnél adódott. A 2 magasabb helyzetű minta pedig a helyenként rájuk települő kisebb méretű övzátonyként értelmezett U4 egység kb. 39 ± 4 ezer éves OSL korát adja meg (5.34. ábra). Ezek alapján mindkét folyóvízi összlet képződése a középső-pleniglaciálisra tehető (5.35. ábra).



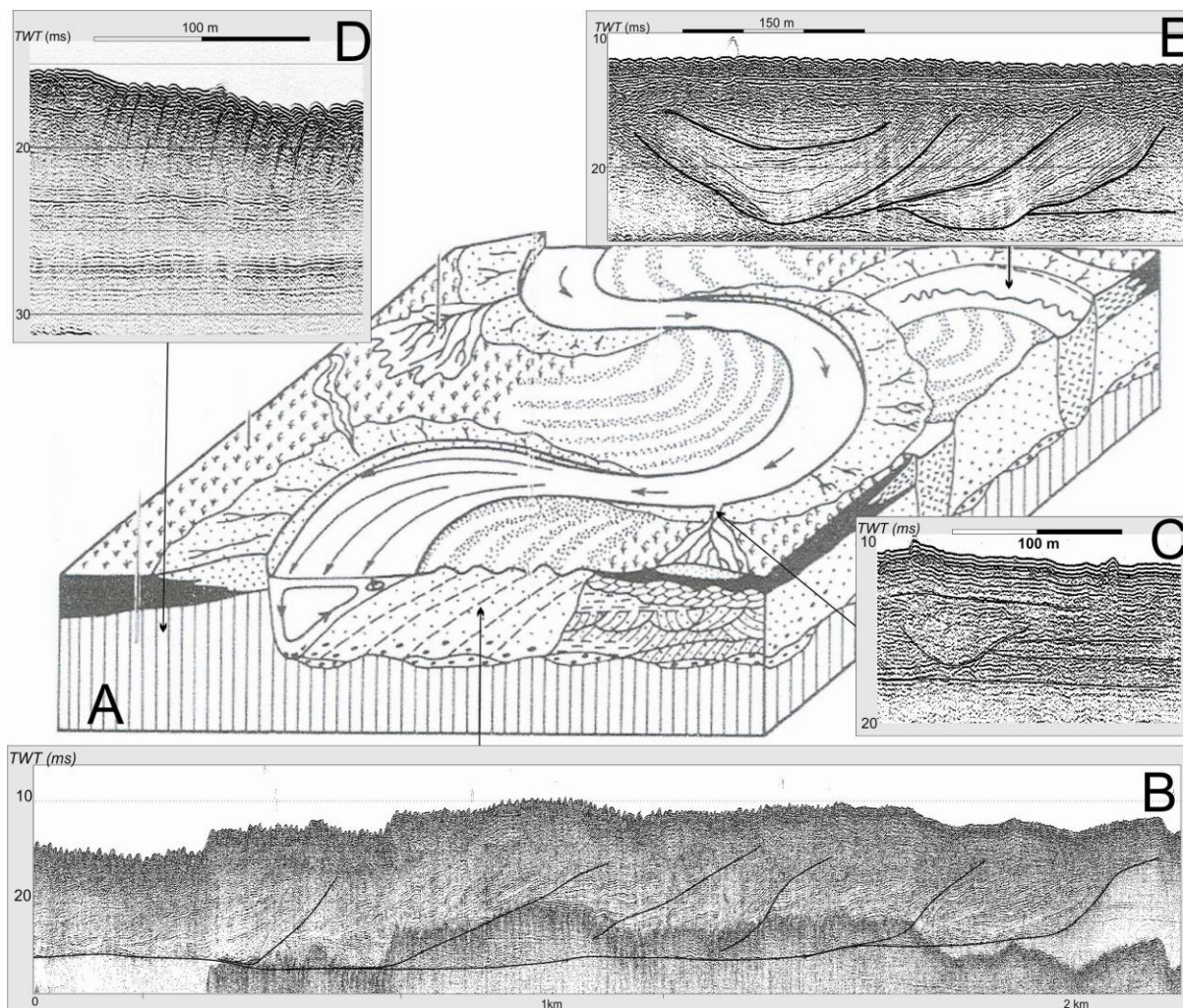
5.35. ábra. A szeizmikusan feltárt üledékes egységek geokronológiája

6. Diskusszió

6.1. Egy meanderező folyó rekonstrukciója

A dolgozat fő tárgyát képező, hasonló szeizmikus képük és méreteik alapján az $U1_{LA}$ szeizmikus egységbe sorolt, hosszan követhető és vastag ferde reflexiósorozatok a csonkulásos vagy rálapolódási határfelületek által tagolt oldalirányban gyarapodó (LA, lateral accretion) üledékszerkezetekként (Allen 1984) írhatók le. Ezek a szerkezetek az összetett zátonytestek épülési egységeinek (Bridge 1993, 2003), illetve Miall (1985) értelmezése szerint a negyedrendű felületekkel határolt makroformák oldalirányú növekedési egységeinek feleltethetők meg. Ezek más néven az ún. nagyméretű vagy kis szögű dőlt rétegzett (Cotter 1971), illetve korábban használatosan epsilon-keresztrétegzett sorozatok (Allen 1965, Walker & Cant 1984, Collinson 1986). Thomas et al. (1987) terminológiája szerint pedig az IHS (Inclined Heterolithic Stratification) sorozatok válfaja. Az $U1_{LA}$ egység genetikailag oldalirányban gyarapodó övzátonyok sorozataként értelmezhető. A Tiszaliget fúrásból leírt rétegsor litológiailag is alátámasztja ezt az értelmezést, a dőlő reflexiókkal egy szintben ugyanis egy felfelé finomodó homokos-finomszemcsés rétegösszetet tart fel. Az $U1$ egység övzátonyai a Tiszadobtól Martfűig terjedő közel 200 km-es szakaszon nagyjából ugyanazon mélységközben, 15–30 ms között jelennek meg, kb. 70–60 mBf között, ami azt valószínűsíti, hogy egyazon folyóvízi fázis üledékei. Szolnok alatt, Tószeg környékén, valamint a martfői kanyarban több km hosszan is követhetők, míg Tiszaújváros környékén és Nagykörűnél csak néhány száz méter hosszú sorozatokat látunk (lásd 5.3. ábra). A sorozatok jellegzetes, közel sík eróziós talpa átlagosan 59–62 mBf magasságban észlelhető, alattuk szinte mindig az $U0$ ártéri üledékei találhatók, átlagosan 5–7 m vastagságban. Ugyanez az ártéri összlet gyakorta a mai mederfenéig, azaz a teljes vizsgálati mélységben folyamatosan települ, ilyenkor a 10–15 m vastagságot is elérve, tehát az $U1$ – $U6$ egységek ebbe az ártéri összletbe vágódnak. A szelvényeken az $U1$ egység esetében erre több példát is látunk (pl. 5.4. és 5.16. ábra). Kivételes esetekben annak is tanúi lehetünk, hogy az övzátony üledékek folyamatosan mennek át a proximális, majd disztális ártéri üledékekbe ($U1_{FP}$). Arányait tekintve tehát a vizsgált terület leggyakoribb képződményei az $U0$ és $U1$ egység ártéri üledékei. Érdemes megjegyezni, hogy az $U0$ egységben gyakorlatilag a teljes szelvényhálón azonosítható egy jellegzetes, nagy amplitúdójú, kisebb hullámzásokkal tarkítva kb. vízszintesen futó horizont 29–32 ms mélységben (59–58 mBf). Ez az $S0$ horizont értelmezhető egy nagy árvízhez köthető kiterjedt ártéri homoklepelként, de regionális jellege alapján inkább egy egyidejű markáns eseményt jelezhet: például az ártér tartós szárazra kerülését, ahol akár a talajosodás is megindulhatott. Az irodalom többnyire arid, szemi-arid környezetben képződött jól fejlett karbonátos paleotalaj

szintek leképezéséről számol be regionális léptékű szeizmikán (Hannemann et al. 1994, Rolph et al. 1994). Akad azonban példa olyan sekély szeizmikus reflexiós mérésre is (Baker et al. 1999), ami alapján az Arkansas folyó ártéri összletében 2 m-nél kisebb mélységben azonosítottak magas agyagtartalmú paleotalaj szintet.



6.1. ábra. A: A meanderező folyó modellje (Allen 1965 nyomán). B: Az övzátonyként értelmezett U1 szeizmikus egység. C és D: U0 szeizmikus egység ártéri üledékei ártéri homokleplekkel és gátszakadásos mederrel. E: Felhagyott meder feltöltéseként értelmezett U3 szeizmikus egység.

A kiterjedt övzátony-sorozatok és a nagyarányú ártéri üledék együttesen egy nagyméretű meanderező vízfolyás jelenlétére utalnak. A velük egy mélységközben értelmezett egyéb szerkezetek, mint a felhagyott mederkitöltések (U3), óriás eróziós árkok (U3_E), gátszakadásos csatornák és árvízi homokleplek (az U0 egységben) jól illeszthetők a meanderező folyók fácies modelljébe (6.1. ábra). Az elszórtan észlelt U2 egység több szintben megjelenő, vékony, egymást

erodáló dőlő sorozatai értelmezhetők fonatos vízfolyás gyakori reaktivációs felületekkel tagolt folyásirányban gyarapodó zátonyaként is (cf. Bridge et al. 1998). Ennél azonban valószínűbb, hogy a többemeletes megjelenés oka az egymásra csúszó, oldalirányban épülő kisebb övzátonyok aggradációja (cf. Bridge 1975, Bridge & Diemer 1983). A kérdés azonban a pontos dőlésirányok és szállítási irányok ismerete nélkül nem dönthető el.

A valószínűsített meanderező folyó méreteiről már az egysatornás szelvények alapján képet kaptunk (Sztanó et al. 2002), mivel mind az övzátonyok ferde reflexiói, mind a felhagyott medrek kitöltései a modern Tiszához mérhető mederparaméterekről árulkodnak (6.2. ábra). Az ősi, folyásirányra közel merőleges mederkeresztmetszetekből egy átlagosan 200–250 m széles és 6–7 m mély medrű folyóra következtethetünk. Viszonyításképpen bemutatom a Közép-Tisza hidrológiai adatait a természetes állapotot közelítő, szabályozás előtti időszakra, illetve a szabályozást követő időszakra vonatkozóan is (6.1. táblázat). A medret leghatékonyabban formáló mederkitöltő vízhozam (WILLIAMS 1978) nagyobb, mint a közép vízhozam ($KQ = 530 \text{ m}^3/\text{s}$), de valamivel kevesebb a közepes nagyvízi hozamnál ($KNQ = 1650 \text{ m}^3/\text{s}$).

6.1. táblázat: A modern Közép-Tisza hidrológiai paraméterei a szabályozás előtt és után

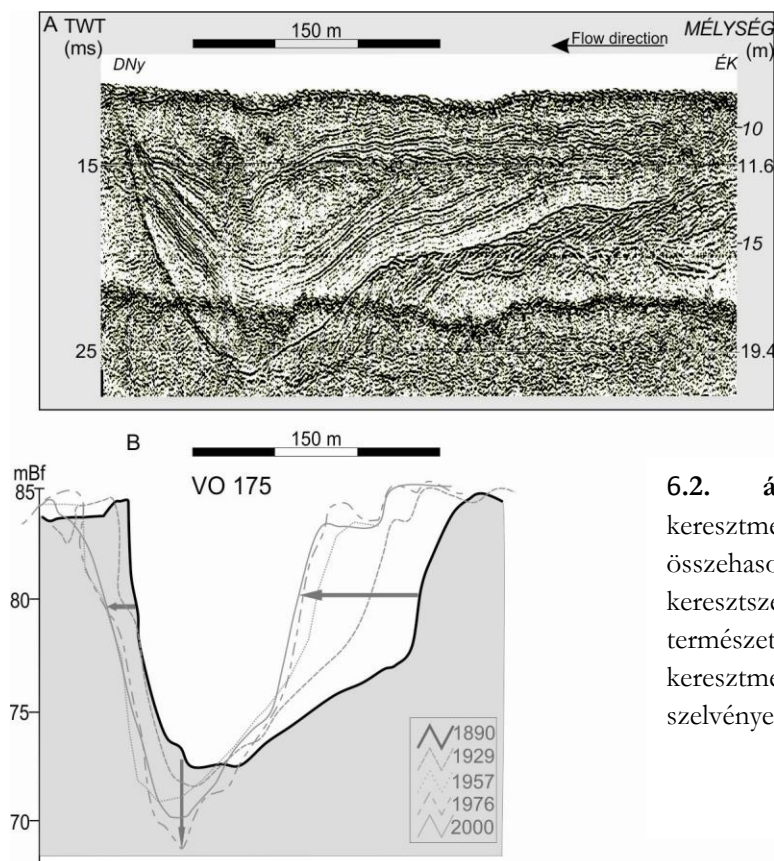
	Szabályozás előtti	Szabályozás utáni
Vízgyűjtő terület ¹	74 080 km ²	
Hossz ¹	181 km	102 km
Lejtés ¹	1.8 cm/km	3.1 cm/km
Közép vízhozam ²		530 m ³ /s
Átlagos áramlási sebesség ²		0.7 m/s
Átlagos mélység ¹	7.1 m	8.5 m
Átlagos szélesség ¹	200 m	150 m

¹ KÖTIKÖVIZIG térképeiről és mederkeresztmetszéneiből származtatott adatok

² Vízügyi Évkönyvekből (1960-2008) alapján

A két legjobban értelmezhető martfői és szolnoki, illetve a köztük elhelyezkedő két kisebb övzátony újra szelvényezése 2006-ban lehetőséget teremtett – a pontosabb dimenzióbecslésen túl – az övzátony morfológiai változatosságának térbeli elemzésére is, mely ilyen nagy, folyamatos és részletes feltártságban ritkán tanulmányozható. A modern folyók fejlődésvizsgálatának fő problémája, hogy csak kis időkeretre korlátozódnak. A néhány éves vagy nagy árvizeket követő mederelemzések (Bridge & Jarvis 1982, Hooke 1995, Sipos et al. 2008, Samson-Smith et al 2010), zátonytestek rövidtávú formálódásáról és a meder keresztmetszet alakulásáról szolgáltatnak fontos információt az őket kialakító áramlás – főként az áradások – tükrében. A planimetrikus meander fejlődés vizsgálatához a légifotók nyújtanak támpontot néhány évtizedes

időintervallumon, amely történelmi térképi adatbázisok térinformatikai elemzésével bővítve is csak egy-kétszáz évre nyúlnak vissza (Hickin 1974, Hook 1980, Nanson & Hickin 1986, Tímár 2003, Wallick et al. 2007). Hooke (2007) ötvözte a rövidtávú (éves–évtizedes) morfológiai vizsgálatokat a hosszabb távú (~150 éves) planimetrikus elemzésekkel, és arra jutott, hogy az egyes kanyarokban észlelt erózió és üledékképződés csak az adott meander planimetrikus alakulására van hatással.



6.2. ábra. Ősi felhagyott meder keresztmetszetének (A: 198.sz. szelvény) összehasonlítása a modern Tisza keresztmetszéveivel (Vezseny mellett). A természetes állapothoz közeli (1890-es) keresztmetszet sok hasonlóságot mutat a szelvényeken értelmezett mederkitöltésekkel.

Brooks (2003) szisztematikus fúrásokkal a Red River (Kanada) két holocén korú meanderének több ezer éves fejlődését rekonstruálta, és a medermigráció intenzitásának csökkenését a hordalékhozam csökkenésével hozta összefüggésbe. A felszíni meandernyomok és recens zátonytestek geomorfológiai vizsgálatában az alluviális környezetben is alkalmazható geofizikai módszerek – elsősorban a földradar és geoelektromos szelvényezés – megjelenése hozott új eredményeket a szerkezetek háromdimenziós leírásával (Bridge et al. 1995, 1998, Leclerc & Hickin 1997). A technikai fejlődés e sorába kiválóan illeszkedtek az eredetileg más célból 1995-ben mért első tiszai szeizmikus mérések is. Bridge et al. 1995 az egyes dm-es felbontású GPR reflektorokat a számított parteróziós és meander épülési ráták alapján a szezonális áradások termékének tekinti. A tanulmány a jelentősebb eróziós diszkonformitásokat

az évtizedes visszatérésű nagyobb árvizek, illetve tipikusan az alvízi részen megjelenő egységzátany kialakulását pedig – történelmi adatokra hagyatkozva – extrém árvízi üledéknek jeleként értelmezi. A modern övzátany GPR felvételeinek eredményeivel összhangban vannak a tiszai UHR szeizmikán tett – a vízhozam és medervándorlás elemzésen alapuló – megfigyelések az ősi övzátany-sorozatok tekintetében: a felbontási határon lévő deciméteres nagyságrendű üledékes összletet leképező reflexiók a szezonális áradásokhoz, az arab számokkal jelzett, jelentősebb diszkordancia felületek a nagy árvizekhez kapcsolhatók, míg az egyes övzátany-épülési egység határát kijelölő eróziós felületek az extrém árvizekhez kapcsolhatók.

A nagyobb időbeli és térbeli léptéket biztosító fosszilis folyóvízi feltárások kvantitatív morfológiai elemzése gyakran az átlagos mederméreteket és vízhozamok meghatározására törekszik (eg. Cotter 1971, Leeder 1973, Smith 1987), ritkábban találkozunk a változások szisztematikus elemzésével. Ennek fő korlátja általában a feltárások mérete és orientációja. Bridge & Diemer (1983) kb. 700 m vastagságban feltárt, devon korú összletben az egyes fosszilis övzátanyok keresztmetszeteinek morfológiai és kvantitatív vizsgálata után arra jutott, hogy az egyes vizsgált övzátanyon belül a hidrológiai paraméterek nem változnak lényegesen, így klímaingadozásra utaló jelet nem talált a kb. százezer éves képződési idő alatt. Ezzel szemben Olsen (1990) több mint 200 m vastag, kiválóan feltárt devon homoktesteken a Milankovič-ciklusokkal összevethető vízhozam váltakozást írt le az egymásra települő egyes övzátanyok geometriai paramétereinek elemzésével. Mindkét tanulmány felhívja azonban a figyelmet, hogy az adatok korrekt értékeléséhez mindenképp szükséges az övzátany orientációjának ismerete (cf. Willis 1989), amit az üledékes szerkezetek elemzésén túl a 3D-s feltárások (eg. Nami 1976, Elliot 1976, Puigdefabregas & Van Vliet 1978, Diaz-Molina 1993, Musial et al. 2012) vagy néhány esetben a hálóban végzett felszíni geofizikai mérések (Corbeanu et al. 2001) biztosíthatnak. A vizsgálatok nagy része arra mutat, hogy a jelentősebb diszkonformitások ritka, nagy áradásokhoz köthetők. Elliot (1976) karbon korú övzátanyon a vízhozam időbeli váltakozását írta le. A felszínnek sorában azonosított magasabb rendű eróziós felületek – melyek mentén néha mederalj is mélyebbre lép – kialakításában a kivételesen nagy – elmélete szerint kb. 100 éves visszatérésű – vízhozamok szerepét azonosította. Ezzel szemben Diaz-Molina (1993) észlelése szerint egy három dimenzióban kiválóan feltárt miocén összleten a konform felületek sorát megszakító diszkonformitások – melyek lehetnek eróziós és rálapolódásos felületek – minden esetben jelentős meder áthelyeződéshez köthetők, és az övzátany-komplexumon belüli zátanytesteket választják el egymástól. A tiszai eredmények arra utalnak, hogy mind a kisebb, mind a nagyobb diszkonformitások mentén mederelmozdulás tapasztalható, azonban ezek jellemző vízhozamokhoz is köthetők. Az sorozatokon arab számmal jelzett eróziós felületek nagy

árvizeket jelölnek, melyek a tiszai medervándorlási ráta alapján kb. 80–100 éves visszatérésűek, ami egybevág Elliot (1976), illetve Sztanó & Mészáros (2003) következtetéseivel. Az egyes övzátany-épülési egységek határát kijelölő eróziós felületekhez pedig extrém vízhozamok tartoznak.

Az övzátanyok háromdimenziós geometriai fejlődése – ugyan számos egyszerűsítés mellett – modellezhető matematikailag is, és sok esetben jó egyezést mutat a feltárásokban és modern folyókon észlelt jelenségekkel, így jó szolgálatot tesz számos kétdimenziós feltárás kvantitatív értelmezésében (Willis 1989). Willis (1993) továbbfejlesztve Bridge (1975) modelljét a számítógépes szimulációkat konkrét feltárásokkal vetette össze, és kétféle eróziós diszkonformitást írt le: áteresz képzés esetén – tehát a meder áthelyeződésekor – az erodált meredekebben dőlő felületekre laposabb felületek települnek; míg ha kisebb szögben dőlő egységekre meredekebb dőlésű egység települ, ott mindenképp a vízhozam megváltozását feltételezi.

A nagyfelbontású háromdimenziós szeizmikák új utat nyitottak az ún. szeizmikus geomorfológián (Posamentier et al. 2007) keresztül az övzátanyok fejlődésének vizsgálatában, de ennek alkalmazására egyelőre csak kiterjedt vízfelületen látunk példát. Morfológiai elemzést és övzátany rekonstrukciót végzett kréta korú üledéken pl. Labourdette 2011, aki a hidrológiai paraméterek alapján az övzátany fejlődésben kimutatta a folyóvízi és ár-apály hatások szerepét. Az előbbi övzátany-rekonstrukciót felhasználva a litológiai heterogenitás vizsgálatából klimatikus eredetű néhány éves (El Niño), illetve évtizedes ciklicitást mutatott ki Labrecque et al. 2011.

A Martfű és Szolnok közelében mért kvázi-3D-s sekélyszeizmika a szeizmikus morfometriával összevethető, a több száz méter hosszú feltárások geometriai változásait visszatükröző, matematikailag jól modellezhető, néhány ezer évet felölelő komplex, oldalirányban gyarapodó sorozatot tárt fel. Az övzátany felszínek sorát a nagy, illetve extrém vízhozammal jellemzett eróziós felületek tagolják kötegekre, illetve épülési egységekre. A kutatás során elvégzett háromdimenziós elemzés első, és egyik legfontosabb hozománya, a felületek dőlésirányának kitérképezése. A felületek dőlésszögében tapasztalt kis szórás – Martfűnél 39° , míg Szolnoknál 50° – bizonyította, hogy az övzátanyok konzekvensen egy irányba épülnek, és egy zátanykomplexumot alkotnak. A tapasztalt kisebb irányváltozások az egyensúlyban lévő folyó természetes mederáthelyeződéséhez köthetők. A szeizmikusan feltárt folyamatos rétegsorban a dőlésirányok szisztematikus változásai alapján az övzátanyok épülési menete rekonstruálható, amint ez az 5.3 és 5.4. fejezetben részletezésre került. Mindkét övzátany-sorozat komplex fejlődésen ment át, azonosíthatóak a folyás- és oldalirányú elcsúszás, a tágulás a kanyargósság és hullámhossz növekedésének, illetve a tengely elfordulásának egymást követő fázisai (cf. Brice

1974). Amikor a kanyar túlfejletté válik, a kanyar görbületi aránya (r/w) elér egy küszöbértéket, általában 2 és 3 között (Leopold & Wolman 1960, Hickin 1974, Hickin & Nanson 1975), a kanyar egy egyenesebb, újabb ívet fejleszt (Brice 1974).

A tiszai övzátony-sorozatok háromdimenziós elemzésének további eredménye a folyó paramétereinek pontosabb megismerése. Az LA felszíneken mért mederparaméterek átlagértékei, $w=300-600$ m és $d=5,5-7,5$ m, a felhagyott mederkitöltésekkel összevethető értékeket mutatnak. A becsült mederkitöltő vízhozam 400 és 1800 m³/s értékek közt erősen szór, bár e szórás az egyes övzátony komplexumon belül mutatkozik és időben változik; így a 800 m/s körül alakuló középérték hosszútávon mégis jellemzi a meanderező folyó vízhozamát. A rekonstruált folyó hidrológiai paraméterei alapján a közepes méretű folyók (Thomas et al. 1987) közé tartozik. Hasonlóan nagy, illetve még nagyobb felszíni paleomeanderek ismertek szerte a Közép-Tisza mentén is (Gábris et al. 2001, Tímár & Gábris 2008, Kasse et al. 2010, 3.5. ábra), sőt a mai Tisza is hasonló méretű meandereket fejlesztett a szabályozást megelőzően. De számos más hidrológiai környezetből is ismertettek hasonló méretű meanderező jellegű paleo-vízfolyásokat (eg. Smith 1987, Corbeanu et al. 2001, Fielding et al. 2005). Az irodalmi adatok szerint az LA felszínek dőlésszöge tág határok közt, akár 0–35° között változik, folyóvízi környezetben a legmagasabb értékeket a magas agyagtartalmú üledéken mérték (Thomas et al. 1987, Miall 1985). A Tisza alatti ősi övzátony sorozatban tapasztalt relatíve alacsony, 0,5–5°-os dőlésszögek (3. melléklet.) a meanderező típuson belül a nagy szélesség/mélység arányú folyókra jellemzőek (Leeder 1973).

A szolnoki és martfői sorozaton kalkulált vízhozam értékek konzekvens eltérést mutatnak a szolnoki javára, amely az átlagértékben is kifejeződik: 1000 m³/s, illetve 720 m³/s. A magasabb vízhozam értékek egyértelműen a megőrződött felületek jellegéből adódnak: a Szolnoknál értelmezett kétszer hajlított reflexiók ellapuló elvégződéseik miatt oldalirányban sokkal inkább növelik a meder méretét, mint a mélységét. Így amíg a medermélységben nem tapasztalunk lényeges eltérést a két sorozat között, a mederszélesség megnövekedése mégis meghatározóan növeli a vízhozam értéket. E hatás csökkentésére a reflexiók hosszát csak addig mértem, amíg azoknak vizuálisan észlelhető dőlése volt. Hasonló észlelési problémákkal szembesült Bridge & Diemer (1983) LA felszínének feltárásában, akik azt tapasztalták, hogy a meder maximális (mederkitöltő vízhozamhoz tartozó) mélysége kb. 10%-kal nagyobb, mint a jól látható ferde LA felszínének magassága, mivel az övzátony tetején ellapuló felszínnek nagyon kis dőlése lehetetlenné teszi a precíz észlelést. Sajnos a Szolnok és Martfű közt szintén kvázi három dimenzióban szelvényezett két szakaszon – Tószegnél és Tiszavárkonyonál – mért mederparaméterek a sorozatok nagymértékű eróziója miatt nem illeszthetők be a dimenzióelemzésbe.

A Tisza-terület fúrás alapján az U1 egység nagy övzátanyainak képződési kora a közép-ső-pleniglaciálisra (MIS3), kb. 40–50 ezer évvel ezelőttre tehető, és az övzátany-komplexumok hossza alapján a folyó legalább 2–3 ezer éven át nagyjából egy helyen kitartóan meanderezett. A folyóvízi aktivitás időtartamának becsléséhez a modern Tisza planimetrikus és meder-keresztszelvényeinek elemzéséből származtatott kanyarépülési ráta adja a legjobb közelítést, arra a hipotézisre támaszkodva, hogy a vízgyűjtő nagyléptékű geográfiai és geológiai viszonyai nem változtak az eltelt idő alatt. A konstans – 0,8 m/éves – migrációs ráta (Cserkész-Nagy et al. 2010) alkalmazása azonban további bizonytalanságokat hordoz magában, mivel a kanyarok migrációja térben és időben is változik. A migrációs ráta alakulását – a vízhozamon és a vele szorosan összefüggő tényezőkön túl – főleg az aljzat litológiája és a part ellenálló képessége (Nanson & Hickin 1986), ez utóbbival összefüggésben a part vegetációja (Friedmann et al. 1996) és néhány lokálisan ható tényező befolyásolja (Richard et al. 2005). A Tiszán tapasztalt migrációs ráta némileg elmarad a nemzetközi irodalomban közölt modern folyók átlagaitól (jellemzően 1–10 m/év; Hooke 1980, Nanson & Hickin 1986), habár ezzel kapcsolatban már Hooke (1980) felhívja a figyelmet, hogy általában a történelmi időközön visszanyúló medermigrációs adatok alacsonyabbak a terepen észlelt adatoknál. Ennek legvalószínűbb oka, hogy a kanyarok nem fejlődnek progresszíven, illetve szimultán, hanem egy-egy szakaszon és időintervallumban meg-megszakítva (Hickin 1974, Hooke 2007). Pont ezért a rövidtávú migrációs rátákból csak kellő körültekintéssel származtatható hosszútávú migrációs ráta (Nanson & Hickin 1986). A közép-tiszai környezetben tapasztalt alacsony migrációs rátát a finomszemcsés mederhordalék és a lebegtetett hordalék nagy arányán túl (cf. Nanson 1980, Brooks 2003) az agyag–aleurit uralta ártéri környezet is magyarázza. A vizsgált mélységben szintén az ártéri üledékek dominanciájára utal a szeizmikus fáciesegységek eloszlása, továbbá ezt támasztja alá a néhány környező fúrás – Martfű XVIII, Tiszapüspöki VIII, Tószeg XV/a és Tószeg-3 (Rónai 1969, 4.1. ábra) által feltárt litológia is, mely jó egyezésben van a közeli szeizmikus szelvények értelmezésével. A folyó nagyon kis lejtése (6.1. táblázat) és a vízhozamok nagymértékű ingadozása (az árvízi hozam több tízszeresen meghaladja a kisvízi hozamot; Lászlóffy 1982) szintén a migrációs rátát csökkentő tényezők (Nanson & Hickin 1986). Hasonlóan alacsony 1 m/év migrációs rátát kapott egyébként eredményül Sipos et al. (2010) a Tisza alsó folyása menti paleomeander elemzése nyomán a későglaciális időszakra.

Mindezek alapján tehát megállapítható, hogy a mai Tisza folyóvölgyében kb. a közép-ső-pleniglaciálisban egy, a mai folyóhoz mérhető nagyságú és vízhozamú meanderező folyó kanyargott stabilan, több ezer éven át (6.3. és 6.4. ábrák).

6.2. Paleoklimára vonatkozó és öskörnyezeti következtetések

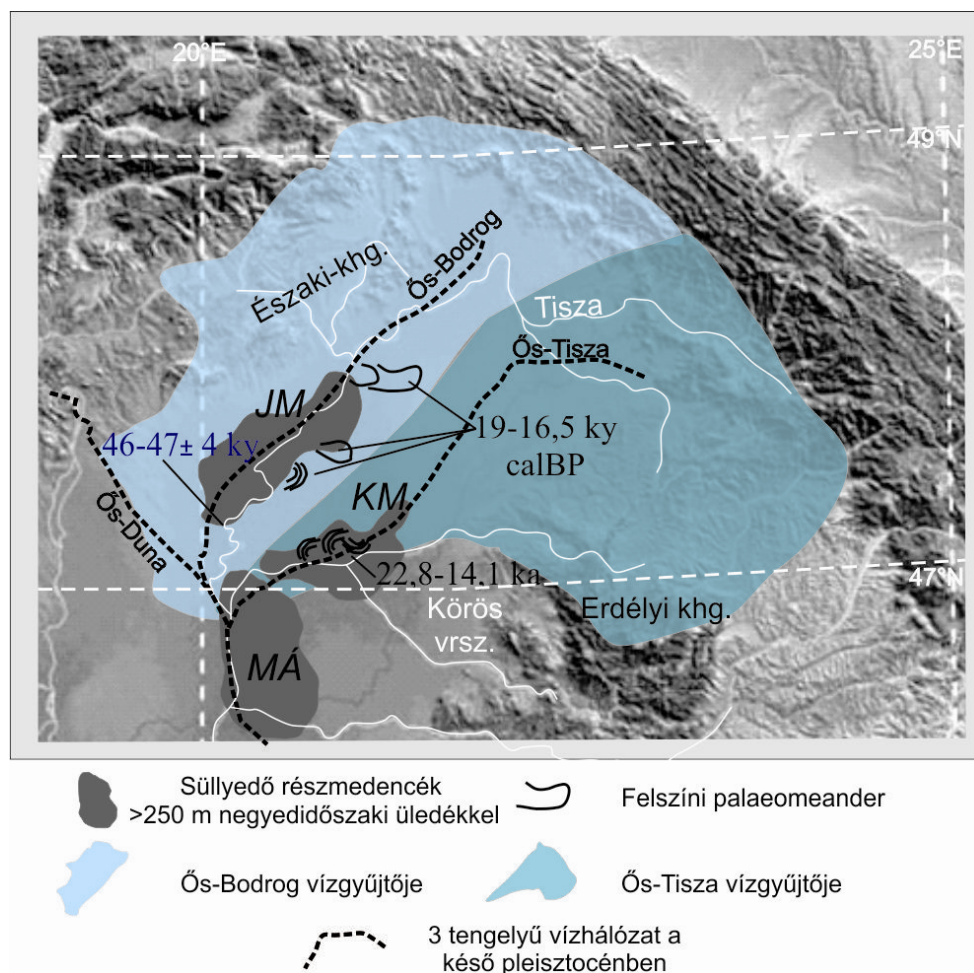
A sekélyszeizmikus szelvények alapján felvázolt, nagy ősi meanderező folyó jelenléte a Közép-Tisza vidéken jól illeszkedik a medence vízhálózatának fejlődéséről kialakított háromtengelyű vízrajzi képbe (Gábris 2002). Eszerint a pleisztocén végén – amikor a Tisza még az Érmellék-Berettyó vonalán szállította a keleti hegységkeret vizeit (Nádor et al. 2007, Thamó-Bozsó et al. 2007) – akár hosszabb ideig is létezett egy viszonylag nagy vízhozamú harmadik folyó a Tokaj–Szolnok vonalon. Az itt bemutatott szeizmikus szelvények újabb bizonyítékai a harmadik folyó – az „Ős-Bodrog” – létezésének. A felszíni paleomeanderek kombinált geomorfológiai vizsgálatai alapján (Nagy & Félegyházi 2001, Gábris 2002, Tímár et al. 2005, Gábris & Nagy 2005, Kasse et al. 2010) azonban eddig csak a késő-pleniglaciális idején ($\approx$ Ságvár- Lascaux interstadiális) sikerült azonosítani nyomait (2.3. és 3.5. ábrák), annak ellenére, hogy már elég korán felvetődött a tektonikusan kontrollált Tokaj–Szolnok vonal időszakosan felújuló vízlevezető szerepe. Sümeghy (1944) a kora-pleisztocénben, míg Urbancsek (1960, 1962) a késő-pleisztocén előtt vélte aktívnak a szakaszt. Jelen kutatás arra szolgáltat bizonyítékot, hogy a késő-pleisztocén korábbi szakaszában, már a középső-pleniglaciálisban is működött a medence harmadik vízrajzi tengelye. Az ősi folyó által hátrahagyott üledékes szerkezetek méretei alapján pedig méltán nevezhetjük a késő-pleisztocén kori Alföld harmadik vízrajzi tengelyének. A Közép-Tisza vidékének kutatásával egyre bővülő információk sora afelé mutat, hogy a három főfolyó együttes jelenléte nem is oly ritka és rövidéletű jelenség, ezzel szemben a ma fennálló kéttengelyű hidrográfia a modern tiszai fővonallal és a Körös-medence majdnem teljes felhagyásával viszonylag fiatal és példa nélküli helyzet.

6.2.1. Ős-Bodrog – pleniglaciális klímarekord alluviális környezetből

A felvázolt háromtengelyű hidrológiai modell egyben azt is jelenti, hogy az Ős-Bodrog és az Ős-Tisza osztozott a késő-pleisztocén során a modern tiszai vízrendszer vízgyűjtőjén, amiről semmi okunk nincs feltételezni, hogy a mainál kiterjedtebb lett volna. A Körös- és Jászsági-medencékben végzett nehézsúlyú vizsgálatok alátámasztják a vízgyűjtő terület megoszlását a két ősfolyó vízrendszere között (Molnár 1966, Thamó-Bozsó et al. 2007); ezek alapján az Ős-Bodrog csak az Északi-középhegységből és az Északkeleti-Kárpátok egy részéből, míg az Ős-Tisza a Déli- és Keleti-Kárpátokból, illetve az Erdélyi-középhegységből kapta utánpótlását (Thamó-Bozsó & ÓKovács 2007) (6.3. ábra).

Az Ős-Bodrog rekonstrukciójából az is kiderül, hogy az a mai Tiszával azonos méretű és vízhozamú lehetett. A két megállapítás együtt – még ha az Ős-Tisza vízhozamát nem is

boncolgatjuk – extra vízmennyiséget feltételez a rendszerben. Az extra vízmennyiség származhat megnövekedett csapadékmennyiségből azon alapvető okból, hogy az átlagos hőmérséklet megemelkedése fokozza a globális vízkörzést (Pall et al. 2007). Ezt jelzi, hogy az utolsó glaciális MIS3 felmelegedő időszakához globálisan és Európa szerte relatíve csapadékos időjárás társult (Van Meerbeeck et al. 2009, Wolff et al. 2010). Másrésztől származhat megnövekedett lefolyásból, ami glaciális klímán a gyér növényzet velejárója lehet. Ez azonban a hordalékhozam megnövekedésével is jár, ami viszont a folyók stílusát is gyakorta megváltoztatja, ahogy erre számos példa ismert Európa szerte a driász időszakból (eg. Starkel 1991, Vandenberghe 1995, Pastre et al. 2003), de jóval kevesebb a korábbi pleisztocénből (eg. Mol et al. 2000). Willis et al. (2000) paleoökológiai vizsgálata azonban arra mutat, hogy a periglaciális zónában elhelyezkedő Pannon-medencét a fátlan sztyeppe, illetve zárt vegyes tajgaerdő mozaikja jellemezte ebben az időszakban, így a gyér vegetációval összefüggő felszínalakító folyamatok kevésbé voltak meghatározóak a térségben.



6.3. ábra. Az Ós-Bodrog feltételezett vízgyűjtőterülete a háromtengelyű vízhalózattal. A felszín alatti új koradatok kékkel, míg a felszíni meandernyomok korai Nádor et al. 2007 és Gábris & Nádor 2007 nyomán feketével jelezve. (JM= Jászsági-medence, KM=Körös-medence, MÁ= Makói-árok)

Pont ezért nem valószínű, hogy pusztán az éves csúcs vízhozamok mederformáló hatásának (cf. Williams 1978) köszönhetőek az Alföld egyéb részein is tapasztalt nagy (mainál legalábbis nagyobb) mederméreték (Nádor & Sztanó 2011) a pleisztocénben. Ahogy arra Vandenberghe (2002) rámutatott, az extrém csúcs vízhozamok leginkább a ritkás vegetációval jellemzett hideg klímaidőszakokhoz kapcsolhatók, amikor a csapadék nagy része a téli félévben jelentkezik, és hó formájában akkumulálódik, illetve az esetleges permafroszt körülmények miatt a felszín alatti lefolyás redukálódik (Bogaart et al. 2003).

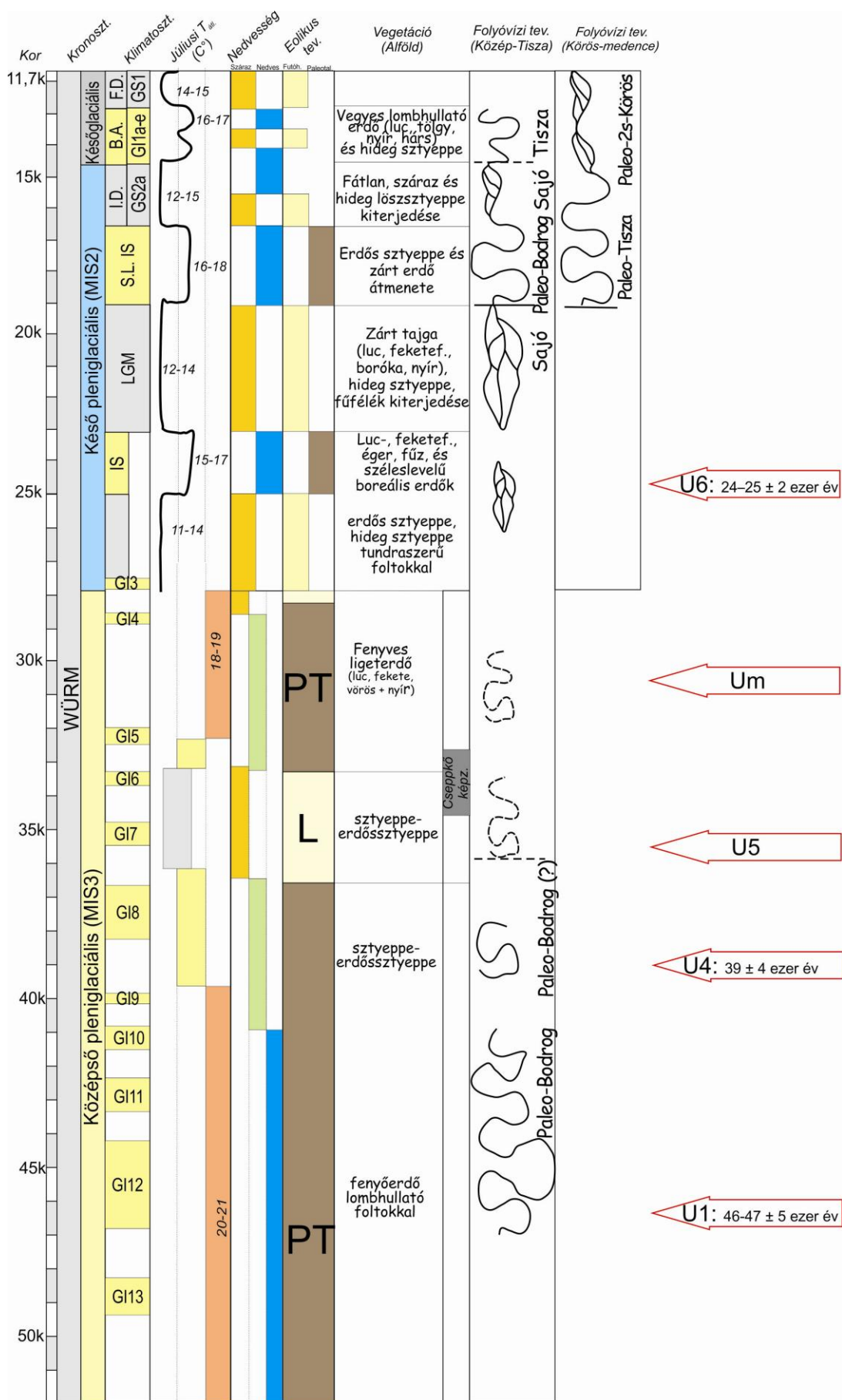
A tapasztalt extra vízhozam értelmezésekor mindemellett figyelembe kell venni azt is, hogy a szeizmikus szelvényeken azonosított markáns felületek – amelyek a morfológiai elemzés és vízhozam becslés alapját képezték – a nagyobb (minimum 10 éves visszatérési idejű) áradásokhoz kapcsolhatók. Ashmore & Church (2001) vizsgálatai arra mutatnak, hogy a csapadék mennyiségének növekedése a nagy árvizek hozamát sokkal nagyobb mértékben növeli, mint az átlagos hozamokat: 5–15%-os átlagos vízhozam növekedés a nagy árvizek hozamában akár 50%-os emelkedést is produkálhat. Tehát a kismértékű, de tartós klímaváltozás is jelentékeny nyomot hagyhat hátra a fosszilis üledéken. Ez a jelen szeizmikus értelmezésre vonatkoztatva azt is jelenti, hogy az észlelt magas vízhozamok nem feltétlenül jelentenek ugyanolyan mértékű átlagos csapadékmennyiség vagy lefolyás növekedést.

A hazai klímaproxi adatok nagyvonalakban alátámasztják a MIS3 időszakról globálisan kialakított éghajlati képet; abban egybehangzóak, hogy a MIS2 és MIS4 időszakoknál mindenképpen enyhébb és nedvesebb volt (2.2. és 6.4. ábrák). Siklósy et al. (2011) barlangi cseppkő növekedési vizsgálatai egyértelműen jelzik a MIS3 felmelegedő éghajlatát, bár ők stabilizotóp mérésekre támaszkodva a mainál hűvösebb és kevésbé csapadékos klímát rekonstruáltak, két maximummal 58 ezer év és 33 ezer év környékén. A számos hazai löszfeltárásban azonosított és korrelált Mende Felső (MF) dupla paleotalaj szint fiatalabbik tagja – barna erdőtalaj *Picea sp.*, *Larix* és *Pinus cembra* maradványokkal – szintén a MIS3 enyhe és csapadékos klímáján képződött (Frechen et al. 1997, Novothny et al. 2002, 2011). A süttői löszfeltárásban végzett legújabb vizsgálatok árnyalják a képet: az időszak első felében képződött barna talaj még a klíma nedves voltát jelzi, azonban két szürke lemezes réteg és az általuk közrefogott löszfelhalmozódás a klíma a kisebb ingadozásokkal tarkított fokozatos romlására utal (Novothny et al. 2011, 6.4. ábra). Az időszak szárazabbá válását a másodlagos karbonátok vizsgálata is alátámasztja (Barta 2014). A MIS3-ról alluviális környezetből származó nagyfelbontású klímarekord csak Nádor et al. (2011) Körös-menti kutatásából ismert kb. 40 ezer évre visszamenően. A legidősebb pollen adataik azt sugallják, hogy az erdő akár az alföldi

területekre is lehúzódhatott, a feltételezett kevésbé nedves viszonyok ellenére. Ezt követően egy szárazodó, lehűlő szakaszt, majd újra javuló időszakot azonosítottak kb. 30 ezer évvel ezelőtt. A felvázolt klímaingadozás jó egyezésben van a löszrekordokkal, illetve Sümegi & Krollopp (2002) észleléseivel, akik 18–19°C júliusi középhőmérsékletet számítottak az utóbbi enyhe idősakra (6.4. ábra).

A klíma időbeli változékonyságán túlmenően a hazai és határon túli észlelések az éghajlat térbeli változatosságára is felhívják a figyelmet, melynek alapvető oka, hogy a medence három különböző nagy éghajlati zóna (óceáni, kontinentális és szubmediterrán) átmenetében fekszik (Lovász 1997), így azok együtthatása változatos környezetet eredményez a medencén belül. Ahogyan arra Vandenberghe (1995) és Kasse (1998) rámutattak, a lokális hatások pedig lényegesen befolyásolják a folyóvízi rendszereket, különösen a rövidebb távú változások tekintetében. A tokaji löszös sorozatban két paleotalaj szintet azonosítottak: a MIS3 legelejéről és kb. 35-25 ezer év között (Sümegi & Hertelendi 1998, Schatz et al. 2012). A szerbiai löszfeltárásokban a szintén kétosztatú MIS3 talajt azonban a középső-pleniglaciális közepére, illetve végére datálják. A rétegsorban az enyhe klíma mellett a humiditás csökkenését itt is regisztrálták (Fitzsimmons et al. 2012). A kárpátaljai Veréce feltárásában a Mende Felső fiatalabbik (MF1) tagjával korrelált III. talajszint képződési környezetét a mainál hidegebbnek, de humidabbnak vélik, boreálishoz hasonló éghajlatot feltételeznek (Koulakovska et al. 2010). A modern Tisza vízgyűjtőjében ma az Északkeleti-Kárpátok medence felé eső lejtői kapják a legtöbb csapadékot, és a rövid távú klímaszimuláció szerint a hőmérséklet emelkedésével ez a lokális eltérés csak fokozódik (Radvánszky & Jacobs, 2008). Ez felveti annak lehetőségét is, hogy az Ős-Bodrog arányaiban több vizet vezetett le a közös vízgyűjtő területről, mint az Ős-Tisza.

Schatz et al. (2011) kutatásai – felhasználva Sümegi & Hertelendi (1998) és Sümegi & Rudner (2001) eredményeit – újabb bizonyítékot szolgáltatnak arra, hogy egymás mellett mozaikszerűen kialakultak arid sztyeppe és humid erdős foltok a MIS3 során. Emellett azt is kiemelik azonban, hogy az erdős-cserjés foltok mellett – amik a későbbiekben refúgiumként szolgáltak számos fajnak (Willis et al. 2000) – a paleotalajok képződése kiterjedt, produktív gyepekhez kapcsolódik. A magasabb erdősültség csak az LGM után, és főleg a holocénben jellemző. Az erdősültség hiánya eredményezhet nagyobb lefolyást a vízgyűjtőterületen (Bosch & Hewlett, 1982), ami azonban a masszív gyepek miatt a lehordást nem növelte számottevően. A stabil, hosszan tartó meanderezés a folyó egyensúlyára utal: a megnövekedett lefolyás pont annyival növelte a hordalékhozamot, amit még a folyó a megnövekedett vízhozammal el tudott szállítani.



↑ **6.4. ábra.** A Kárpát-medence késő- és középső-pleniglaciális kori klíma- és környezetrekonstrukciójának összevetése az új eredményekkel. A dolgozat újszerűen alluviális környezetből szolgáltat klímajelző adatot a középső pleniglaciális idejéről. (Késő-pleniglaciális: Gábris & Nádor 2007; középső-pleniglaciális: klímatosztratigráfia Wolff et al. 2010, cseppkőképződés Siklósy et al. 2011, löszszelvény Novothny et al. 2011, Schatz et al. 2012, egyéb Sümei & Hertelendi 1998, Járainé Komlódi 2000, Sümei & Krolópp 2002, Nádor et al. 2011)

Az övzátony-elemzés során észlelt magas vízhozam a MIS3 közepén tehát arra mutat, hogy a medence északkeleti része – az Ős-Bodrog vízgyűjtő területe – (legalábbis lokálisan) több csapadékot kaphatott, melyből a mainál alacsonyabb erdősültség és evapotranspiráció miatt a lefolyás aránya is magasabb lehetett. Az ősi folyó rekonstruálásából levont öskörnyezeti és paleoklimára vonatkozó következtetések illeszkednek a vázolt éghajlati képbe (6.4. ábra), de lokálisan, a medence északkeleti részén több csapadékot feltételeznek, amit a környező klímaproxi adatok alátámasztanak.

6.2.2. Kisléptékű klímaváltozások nyomozása az U1 egység övzátony-sorozatain

A dolgozat egyik további kérdése, hogy a ferde reflexiósorozatok szelvényeiben észlelt geometriai változékonyság vajon tényleges vízhozam fluktuációt tükröz-e. A kérdés létjogosultságát az adja, hogy a meander tengelyétől távolodva csökken az övzátony-felületek hossza és a meder mélysége (Knighton 1975, Allen 1984), így a felhasznált vízhozam számítási módszerekkel csak azonos helyzetű metszetekből érhetünk el összehasonlítható eredményeket. A legpontosabb közelítést pedig a meander tengelyéhez közeli metszetekből kapjuk (Bridge & Jarvis 1983). A szelvényben – vagy kétdimenziós feltárásban – észlelt mederüledékek kvantitatív értelmezésekor tehát figyelembe kell venni a medermigrációból és a szelvény irányából adódó változásokat (cf. Willis 1989, 1993), ahogy erre több szerző is felhívja a figyelmet (Bridge & Diemer 1983, Olsen 1990). Az utóbbi két tényező szorosan összefügg, mivel a kettő együtt adja meg azt, hogy az övzátony mely pontjának metszetét látjuk.

Diaz-Molina (1993) rámutatott arra, hogy az egy irányba épülő sorozatokat megszakító diszkordancia felületek leggyakrabban ugrásszerű mederelmozdulás eredményei. Ez az értelmezett szeizmikus szelvényeken is tapasztalható, az eróziós és rálapolódó felszínekkel jelzett köteghatárok mentén szinte kivétel nélkül épülési irány változás is mutatkozik, tehát a meder elmozdult. E tekintetben azonban a szolnoki 2,5 km hosszú övzátony-sorozat jóval mozgalmasabb képet nyújt: ezt a komplexumot 10 kisebb épülési egység alkotja, míg a kb. ugyanolyan hosszú martfűit, csak öt. Mindez arra mutat, hogy a szolnoki övzátony-komplexum

fejlődésében az autociklikus mederáthelyeződések gyakoribbak voltak, hatásuk sokkal jobban érezhető, és részben elfedi a klimatikus fluktuálást.

A martfői övzátany-sorozat első elemzését Sztanó & Mészáros (2003) végezte el az 1995-ös egycsatornás szelvényeken. A dőlésirány ismerete nélkül, csak a dőlésszög ingadozásokra támaszkodva vázolták az övzátany épülésének egy valószínű módját, amit övzátany szimulációs modelleredményekkel is alátámasztottak (Sztanó O., Mészáros F. kézirat). Ugyan kizárni nem tudták a természetes helyváltoztatás hatását, azt bizonyították, hogy a tapasztalt reflexiógeometria csupán a vízhozam, azaz a klíma ingadozásával is elérhető. Értelmezésük szerint az övzátany-komplexum épülése folyamán két stabil, magas vízhozammal jellemzett időszak ismerhető fel, amit egy erősen fluktuáló, de alacsony vízhozamú szakasz választ el.

A martfői szakasz dolgozatban bemutatott értelmezése már az 1995-ös és 2006-os szelvényezés együttes interpretációján alapul, így némileg eltér Sztanó & Mészáros (2003) munkájától. A kvázi 3D-s mérés a reflexiók értelmezhetőségét számos helyen javította, és a dőlésirányok ismeretében – az övzátany-komplexum fejlődésének rekonstrukcióján túl – a szelvény övzátanyon belüli pozíciójának becslését is lehetővé tette. Ezzel, ha számszerűleg nem is, de a trendeket tekintve korrigálhatóak lettek az övzátany-felszínekből számított vízhozam adatok. Az így kapott kb. 2300 évet felölelő vízhozam-görbe (5.19. ábra) egy hosszabb, növekvő vízhozamú és egy rövidebb, csökkenő vízhozamú szakaszt rajzol ki, ami együtt az ún. ezeréves klímaciklusokkal összevethető periodicitást jelez (Svensson et al. 2008). A nagyléptékű görbére kisebb periodicitású görbék szuperpónálódnak: kb. 500 éves ciklusokat jelölnek az épülési egységek, míg ezen belül is elkülöníthetők kb. 150-200 éves visszatérési idejű nagy vízhozamok.

Az ezeréves nagyságrendű klimatikus eredetű vízhozam ingadozásokra a meanderező folyó elsődlegesen a mederaljzat bevágódásával és feltöltődésével reagált (5.16. ábra). A bevágódások lépcsőszerűen történtek, amikor az extrém vízhozamok egyben a meander épülési irányát is megváltoztatták. Hasonló megfigyelést tett Elliot (1976) is, miszerint a kiugró vízhozamokhoz kötött eróziós felületek megjelenése esetenként a mederaljzat lépcsőszerű mélyebbre vágódásával is járt. A fokozatos mederfenék emelkedések azonban a lassú és tartós vízhozam csökkenést jelzik. Az egyes egységeken belüli hirtelen vízhozam eséseket a sorozat alja nem követte le, ehelyett a meder alján megjelenő egységzátanyok képződtek. Ezek leginkább az extrém ár levonulását követő üledékfelesleg lerakódásaként értelmezhetők. Bridge et al. (1995) szerint a külső part megnövekedett eróziójával a meder migrációja úgy tart lépést, hogy egységzátanyokat és teraszos övzátanyokat (5.6. ábra) épít. A mederaljzat topográfiájában észlelt változások alátámasztják azt a megfigyelést, hogy a meder gyakran megnövekszik az extrém, hirtelen

hatásokra, ám regenerálódásához hosszabb idő szükséges (Gibling 2006). A meder bevágódása gyakori válaszreakció a vízfolyás energetikai viszonyainak (kompetenciájának) megváltozására. Ennek azonban a jelen esetben feltételezett klimatikus eredetű vízhozam, illetve hordalékhozam (Harvey 1991) növekedés csak az egyik lehetséges oka. Sokkal gyakrabban dokumentált a folyó egyensúlyi profiljában beálló változás az esés megnövekedése kapcsán, melynek hátterében egyirányú tektonika (Ouchi 1985), vagy erózióbázis, illetve tengerszint-változás (Posamentier & Vail 1988, Fielding et al. 2005) nyomozható. Ezek a folyamatok ilyen kis időintervallumon a medence belseji helyzetű ősi folyó esetében nem valószínűsíthetők. A holocén és modern folyók esetében az antropogén hatások újabb tényezőt jelentenek a folyóprofil megváltozásában, például a lehordási terület megváltozása (Lach & Wyzga 2002), illetve mérnöki beavatkozások kapcsán (Surian & Rinaldi 2003), ahogy ez a szabályozott Tiszán is bemutatásra került (Nagy et al. 2005, 2006, Kiss et al. 2008).

Az övzátony épülését tekintve megállapítható, hogy a jelentős meder áthelyeződések rendszerint megnövekedett vízhozamhoz köthetők: a harmadrendű eróziós felületek mentén azonos tendenciájú épülési egységek alakulnak ki (pl. 4-es, 11-es és 16-os felületek az 5.16. ábrán). A 4-es és 16-os határfelületek eltérnek a 11-estől, mivel az első két esetben egy csökkenő trend után megugrik a vízhozam, a meder kimélyül, majd az új egység más irányban épül tovább. Ezt a típusú határfelületet a rálapolódó reflexiók jelzik. A tapasztalt reflexió konfiguráció egybevág Willis (1993) és Diaz-Molina (1993) észlelésével, miszerint a rátelepülő egység laposabb reflexiói a meder áthelyeződésére utalnak. Az eróziós diszkonformitások meredeken lefutó jellege azonban jelzi a megnövekedett vízhozamot is, a rákövetkező felületek pedig az ár lecsengését. A 11-es eróziós határfelület nyomán a konform módon települő laterálakkréziós kötegek ezzel szemben a tartósan megnövekedett vízhozamra utalnak. Egyetérthetünk tehát Diaz-Molina (1993) megállapításával, hogy az eróziós diszkonform felületek mentén mederelmozdulás várható. A nagyméretű feltárásokban – mint amilyen a martfői sorozat – észlelt magasabb rendű eróziós felületekhez köthető elmozdulást jellemzően a vízhozam megnövekedése váltotta ki. Ez egybevág azzal a megállapítással, hogy a nagy áradások tekinthetők gyűjtőpontnak a folyók hosszú távú instabilitásában, aminek során egy sor újabb egymást követő, egymással összefüggő átalakulás indul be a folyóvízi környezetben (Ashmore & Church 2001, Wallick et al. 2007).

Mindezek alapján a martfői övzátony-sorozaton tapasztalt geometriai változékonyság jól jelzi a klimatikus eredetű vízhozam változást, a nagyléptékű trendgörbe pedig az ezeréves klímacyklusokhoz hasonló periodicitást mutat. Az ezeréves klímaoscillációk (az ún. szub-Milankovič ciklusok) tekintetében világviszonylatban a MIS3 időszak bizonyult a

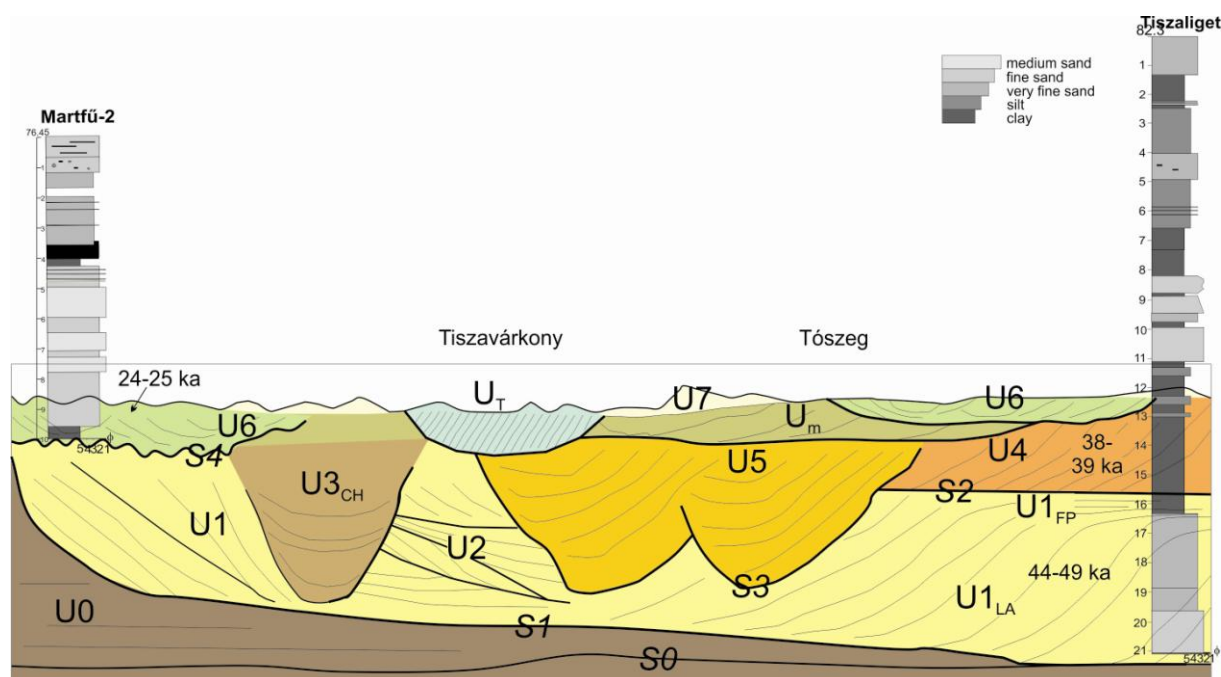
legváltozatosabbnak, 40–50 ezer év között is öt, meleg és humid klímával jellemzett interstadiális írtak le (GI 9–13; Svensson et al. 2008). A martfői sorozatban feltárt csapadékmaximum valószínűleg megfeleltethető ezek valamelyikével – esetleg a GI12-vel ($46,860 \pm 956$ év, Svensson et al. 2008), ami a leghosszabb interstadiális (~2600 év) a MIS3 időszakon belül, és egyben a legmagasabb hőmérséklettel jellemzett (Wolff et al. 2010). A pontos geokronológia hiányában, illetve az OSL korok közel 10%-os hibahatárát figyelembe véve azonban bármilyen korreláció erősen spekulatív lenne. Különösen, ha azt is figyelembe vesszük, hogy a klímagörbe a hőmérséklet adatok váltakozását tükrözi, és ezek csapadékkal, lefolyással és a folyók vízhozamával való megfeleltetése közel sem egyszerű feladat (Goudi 2006). Számos megfigyelés és modelleredmény arra is rámutat, hogy a klímaváltozást késve követi a folyó geomorfológiai változása (Schumm 1977, Paola et al. 1992, Vandenberghe 1995, Bogaart et al. 2003). Ez részben a vegetáció pufferhatásának és számos visszahatásának köszönhető (Van Huissteden & Kasse 2001, Kasse et al. 2003, Brovkin 2007): például a vegetáció adaptálódása akár 4–500 évet is igényelhet. Mindebből az is következik, hogy a hatásnak elég hosszúnak is kell lennie ahhoz, hogy detektálható nyomot hagyjon maga után (Van Huissteden & Kasse 2001), ez persze szintén függ a vízrendszer méretétől (Vandenberghe 2003). A MIS3 során tapasztalt gyakori stadiális/interstadiális változások gyakran csak több száz, ritkábban 1–2 ezer évet ölelnek fel (Wolff et al. 2010), és a növényzet pufferhatása miatt kisebb mértékben éreztetik hatásukat, ami magyarázata lehet az észlelt stabil meanderezésnek. Hasonlóan az északnyugat-európai folyókon sem észleltek stílusváltást az időszak során. Ennek hiányát úgy értelmezték, hogy a MIS3 klímaoscillációi nem mutatkoznak az alluviális üledéken, habár annak lehetőségét nem zárták ki, hogy velük összefüggő vízhozam ingadozások lehettek (Kasse et al. 2003). A tiszai szeizmikus szelvények egyértelmű bizonyítékot szolgáltatnak az ezeréves nagyságrendű klímaindukált vízhozam változásokra.

Ezzel összefüggésben érdemes megjegyezni, hogy a MIS2 felmelegedő szakaszában a stadiális–interstadiális klímaingadozások a könnyebben felismerhető folyómintázat megváltozásában fejeződtek ki (Kasse et al. 2003). Világviszonylatban is gyakran dokumentált esemény a fonatos folyómintázat meanderezőbe váltása a meleg és nedves Bolling-Allerod interstadiális idején (Starkel 1991, Vandenberghe 1995, Pastre et al. 2003), amit még a periglaciális viszonyoktól távol (Leigh 2006) és India monszun által befolyásolt vidékein is regisztráltak (Jain & Tandon 2003). Az ezt követő meanderezőből fonatosba való átmenet már némileg ritkábban dokumentált (Vandenberghe et al. 1994, Rose 1995), azonban ennek okát Vandenberghe (2008) az alacsony megőrződési potenciállal magyarázza. Hazánkban a klímaoscillációhoz köthető

folyómintázat átmenetek nem azonosíthatók egyértelműen, mivel a Körös-medencében a tektonikus aktivitás felülírja a klímaváltozások hatásait (Nádor et al. 2007), míg a Közép-Tisza vidékén a több folyó egymást váltó megjelenése (Gábris et al. 2001, Gábris & Nagy 2005, Gábris & Nádor 2007, Kasse et al. 2010) teszi bonyolulttá a kérdés megítélését.

6.2.3. Komplex folyóvízi fejlődés a középső-pleniglaciális klímaváltozásának tükrében

A kutatás során a Tisza mentén mélyített fúrásokban feltárt ősi övzátonyok a szeizmikus szelvények alapján korrelálhatók, és a köztük feltárt szeizmikus egységek kronosztratigráfiai keretbe foglalva a térség komplex folyóvízi fejlődésére is kitekintést engednek. A tószegi másfél kilométeres szakasz 5 egymást követő folyóvízi fázist tárt fel (6.5. ábra).



6.5. ábra. Elvi szelvény Szolnok és Martfű között a szeizmikus egységek alapján és az OSL korok feltüntetésével. Az U0 bazális ártéri összletbe, az U1 meanderező egység nagy övzátony komplexumai vágódnak, amelyekhez helyenként felhagyott mederkitöltések is csatlakoznak (U3 egység). Rájuk az U4 egység kisebb méretű övzátonyai települnek, melyek képződését az U5 egység bevágódása szakítja meg. Fedőjükben lokálisan azonosított kisebb meanderező fázisok, illetve a regionálisan is észlelt U6 egység fonatos fázisa található. Az U7 egység a recens üledékképződéssel azonosítható.

Az U1 egység övzátonyaiban testet öltő Ős-Bodrogon túl többnyire meanderező jellegű, az Alföldet sűrűn behálózó kisebb vízfolyások jelenlétére gondolhatunk. Az U4 és U5 egységre vonatkozó vízhozam becslés $-160-220 \text{ m}^3/\text{s}$, illetve $50-85 \text{ m}^3/\text{s}$ – csak tájékoztató jellegű és az U4 egység esetében ráadásul erősen alábecsült. Az U1, U4, U_m és U6 egymásra települő

sorrendjét az U5 egység bevágódása szakítja meg, mely az egységek kontaktusa alapján az U4 és Um egységek közt képződött. A tiszavárkonyi 1,5 km-es szelvényezés egy újabb jellegzetes, ámde csak lokálisan megjelenő egységgel (U_T) bővítette a sort. A szeizmikus kép hasonlósága ellenére a geometriai és települési viszonyai miatt érdemes ezt az egységet is külön kezelni az U4 egységtől. Legvalószínűbb, hogy az U_T egység fedi az U5 egységet, így felvetődhet a Tószegnél feltárt Um lokális egységgel való párhuzamosítása is, azonban a két egység eltérő szeizmikus fáciese és reflexiókonfigurációja ezt nem teszi valószínűvé. A területen legfiatalabb U6 egységgel való viszonya tisztázatlan, így az U_T egység korábban feltételezett modern tiszai eredete (Nagy et al. 2005) sem zárható ki.

A legidősebb, középső-pleniglaciális ($44\text{--}49 \pm 4.6$ ka) meanderező fázis nagy összefüggő övzátóny-komplexumainak megőrződése arra enged következtetni, hogy a mederlefűződés és az autociklikus avulziós periódusok több ezer évesek lehettek, ami a tapasztalt alacsony vertikális gyarapodási rátával, ez utóbbi pedig a folyó finomszemcsés üledékanyagával lehet összefüggésben (cf. Bridge 2003, van de Lageweg et al. 2013). A tiszaligeti rétegsor alapján az U1-U4 egységek egymásra következő övzátónnyainak vertikális gyarapodása 1 m/ezer év körül alakul. Ennek körülbelül a fele ($\sim 0,4$ m/ezer év) az elmúlt 50 ezer évre összesített vertikális gyarapodási ráta, mely az U1 egység árterének és a mai árternek a szintbeli különbségéből adódik. Mindkét adat az átlagos kvarter (és a neogén) – a medencék üledékvastagságából becsülhető – süllyedési rátát tükrözi. Azonban egy nagyságrenddel kisebb a térségben számított 2–4 m/ezer éves jelenlegi süllyedési rátánál (Joó 1992), ami talán a vízkitermelésből adódó indukált kompakcióval magyarázható (Tímár 2003).

Az azonos mélységben megjelenő, de csak lokálisan előforduló U2 egységben azonban az egymásra csúszó, egymást erodáló zátonyok gyors mederváltakozást sugallnak. Az U2 egység üledékei feltételezhetően egy mellékfolyóhoz köthetőek, és a tapasztalt eltérések oka talán a lokálisan eltérő litológiai környezet lehet. A nehezen erodálható partfalak például felgyorsítják a folyásirányú transzlációt (Nanson & Page 1983, Nicoll & Hickin 2010), és gyakran ellenzátonyok képződnek a folyó külső partján (Smith et al. 2011). Hasonló jelenséget a modern Tiszán is észleltünk (Nagy et al. 2005). Az eltérő övzátóny-fejlődésben elképzelhető a némileg nagyobb esés szerepe is; a modern folyók esetében ugyanis gyakran észlelt jelenség, hogy a mellékfolyó esése nagyobb, mint a főfolyóé (Leopold et al. 1964). Szintén megfontolandó az az elképzelés, hogy – hasonlóan a modern Tisza természetes állapotában fennálló hidrológiai viszonyokhoz –, a mellékvízfolyás főként a főfolyó árvízi többletének levezetésére szolgált (Ihrig 1973, Timár &

Gábris 2008), így a sokkal nagyobb mérvű szezonális ingadozás a reaktivációs felületek gyakori kialakulását eredményezhette.

A második fázis üledékei ($38-39 \pm 4$ ka) a szintén meanderező jellegűnek értelmezett U4 szeizmikus egységgel párhuzamosítható (6.5. ábra), ami azonban nem jelenik meg a teljes területen. Az U4 egység értelmezése – szem előtt tartva, hogy a paleohidrológiai adatok alábecsültek – több lehetőséget is felvet: egyrészt a vízhozam értékek összevethetőek a Tiszántúlt behálózó holocén kisebb medernyomokhoz tartozó vízfolyásokéval (Tímár & Gábris 2008), így kézenfekvőnek tűnik, hogy a főfolyó egyik mellékfolyóját látjuk. A kalkulált adatok azonban átfedésben vannak a Tószegnél és Tiszavárkonynál feltárt idősebb U1 egység erodált, illetve kivékonyodó övzátonyainak adataival is, így megfontolandó az a gondolat, hogy többszöri avulziós ciklust követően a főfolyó visszatérését látjuk. A második elképzelés erőteljesebb utólagos eróziót feltételez, mint az első, de emellett az átlagos mederformáló vízhozam csökkenését is sugallja. Szisztematikus méretcsökkenést írt le Olsen (1990) egymásra települt övzátony homoktesteken, melyek periodikus ismétlődéséből Milankovič-ciklicitású klímaváltozást rekonstruált. Jelen esetben a klíma indukált vízhozam csökkenést a MIS3 második felében alátámasztják a lösz/paleotalaj sorozatokon medencében szerte kimutatott szárazodási trendek (Novothy et al. 2011, Fitzsimmons et al. 2012, Thiel et al. 2014).

Míg a sorban egymásra települő egységeknél (U1, U4, Um és U6) ugyan nyomozható az erózió, intenzív bevágódásra nem következtethetünk. Ezzel szemben az U5 egység meredeken lefutó és sokszor hullámszó alsó határa a meder erőteljes bevágódására utal valamikor 38–28 ezer év között (6.4. és 6.5. ábrák). A folyók bevágódhatnak hideg/meleg, illetve meleg/hideg klímaváltozás hatására, amikor is a folyó a környezetéhez képest instabillá válik (Vandenberghe 1995). A medencében ebben az intervallumban löszakkumulációt és a klíma hidegre fordulását regisztrálták több helyről (Novothy et al. 2011, Schatz et al. 2012, Thiel et al. 2014). A tapasztalt mederbebevágódás tehát akár a klíma hirtelen hidegre fordulásával is magyarázható. A bevágódást egy meanderező jellegű folyó gyors aggradációja követte, amelynek fedőjében lokálisan egy újabb, kisméretű szintén meanderezőnek értelmezett egység (Um) jelenik meg.

A fenti eredmények egyben azt is mutatják, hogy az Európa szerte enyhe időjárású középső-pleniglaciális során a Kárpát-medencében a kezdetektől meanderező folyómintázat azonosítható. Ezzel szemben Európa északnyugati területein sorra szövedékes folyókat írtak le ebből az időszakból, melyek az éghajlat megváltozása során alakultak át a korábbi fonatos mintázatúakból (Mol et al. 2000 és hivatkozásai). Az egységes felmelegedő hatás ellenére eltérő

folyóvízi rezsim kialakulásában a vegetáció és az azt befolyásoló tényezők különbözősége játszik jelentős szerepet. ÉNy-Európában ugyanis a szezonálisan fagyott talaj és a megmaradt permafroszt lényegesen korlátozta a meder migrációját, a tundra vegetáció pedig stabilizálta az ártereket, mivel az aggradáció is az erősen szezonális csúcs vízhozamokhoz kapcsolódott (Mol et al. 2000).

A fúrásokban feltárt legfiatalabb, késő-pleisztocén ($24\text{--}25 \pm 2$ ka) üledék az U6 egységnek feleltethető meg, ami az előfordulások jelentős hányadában eróziósan az U1 és U4 egységekre települ közvetlenül (6.5. ábra). OSL kora és szintbeli helyzete alapján a mederképződményeket feltáró egység korrelálható lehet a Kasse et al. (2010) által datált felszín alatti összetett ártéri szinttel, azonban a hozzá kapcsolódó folyóvízi rezsimet a szerzők nem azonosították. A szeizmikus szelvények tanúsága szerint az U6 egység inkább fonatos vízfolyás üledéke. Meanderező fázist erodáló fonatos mintázatot írt le az idős driász hirtelen lehűlése idejéről a felszíni medernyomok elemzésével Gábris et al. (2001) a Sajó hordalékkúpjáról. A gyors klímaváltások modellezésekor szintén meanderezőből fonatosba váltó mintázatot regisztráltak a meleg/hideg időszak átmenetén (Boogart et al. 2003). Így az LGM felé közeledve a szelvényeken észlelt folyómintázat megváltozása magyarázható jelenség, annak ellenére, hogy a két mintázat egymás mellett egy időben is kifejlődhet (Vandenberghe 2003 és hivatkozásai).

A konszolidálatlan üledékeket magába foglaló, lepelszerűen megjelenő legfelső egységben (U7) a szeizmikus szelvényeken nem különíthető el egymástól a pleisztocén korú üledék, illetve a recens üledék. Az egységet jellemző, többnyire kaotikus szeizmikus fácies az üledék folyamatos eróziójából és újraderolozásából adódik a modern Tisza mederfenekén. E tekintetben kivételt képeznek a folyószabályozás során a túlfejlett meanderek átvágásával kialakított új mederszakaszok, ahol a lerakódott üledék mindenképp fiatalabb 150 évnél. Ennek ellenére annyit mindenképpen le lehet olvasni a szelvényekről, hogy a modern Tisza a mai helyére kerülése óta bevágódott a Közép-Tisza vidéken. Ez részben a folyószabályozási munkálatok esésnövelő hatásából adódik (Nagy et al. 2006). Mindemellett bizonyítékok szólnak amellett is, hogy ebben a természetes folyamatok, mint a klímaindukált teraszképződés (Kasse et al. 2010) és tektonikus folyamatok (Tímár et al. 2005, Gábris & Nádor 2007) is szerepet játszottak, még ha sokkal lassabb ütemben is.

A szeizmikusan feltárt alluviális üledékek egymásra következése Martfű és Szolnok között általános vonásaiban beilleszthető a glaciális–interglaciális/stadiális–interstadiális időszakra felállított klímamodellbe (Vandenberghe 1995, Bogaart et al. 2003), és a geokronológiai keret

hibahatárain belül a medencében rekonstruált klímaromlást is tükrözi. A MIS3 enyhe és csapadékos időszakának első felében egy nagyméretű, nagy vízhozamú folyó vágódik be az ártéri üledékekbe (pl. martfői szakasz), ami aztán több ezer éven át stabilan meanderezve alakítja az Alföld felszínét (U1 egység). Az egymásra következő, aggradáló, csökkenő vízhozamú, de továbbra is meanderező jellegű egységek (U4 egység) az időjárás szárazabbá válását is jelölik. A bevágódó, majd gyorsan feltöltődő medernyomok (U5 egység) a klíma hirtelen hidegebbé fordulását, majd az erre következő meanderező fázis (Um) az ismételt javulását jelzi a MIS2 felé haladva. A MIS2 elején a folyóvízi mintázat fonatosba való átváltása (U6 egység) a klíma végleg hidegbe fordulását jelezheti.

7. A kutatás legfontosabb új eredményei

1. A Tisza Martfűtől Tiszadobig terjedő szakaszán 1995-ben mért egycsatornás sekélyszeizmikus szelvények szisztematikus elemzésével 7 gyakran megjelenő szeizmikus egység különíthető el. Ezek közül a legfontosabbak a következetesen egy mélységben megjelenő, a 300–3000 m hosszan követhető, 5–7 m vastag, 0,5–5° dőlésű reflexiósorozatok, melyek meanderező folyó övzátonyaiként, illetve övzátony-komplexumaiként értelmezhetők. A velük egy szintben megjelenő, ártéri homokleplekkel és gátszakadásos csatornákkal tagolt kiterjedt ártéri összletként, felhagyott mederkitöltéseként és eróziós árkokként értelmezett szeizmikus egységek szintén jól illeszthetők a meanderező folyó fácies modelljébe.

2. A doktori kutatás részeként 2006-ban a Tisza Martfűtől Szolnokig terjedő szakasza – látványos övzátony-sorozatok mentén – négy helyen kvázi 3D-ben ismét felmérésre került szeizmikusan, mely lehetőséget nyújtott az övzátony-geometria térbeli és időbeli változékonyságának vizsgálatára. Az övzátony-sorozaton azonosított jelentős eróziós és rálapolódásos felületek dőlésirányának szisztematikus elemzése bizonyította, hogy a hosszú sorozatok egy övzátony-komplexumhoz tartoznak, bennük egyirányú trenddel jellemezhető épülési egységek figyelhetők meg, amelyek a természetes medervándorlás eredményei. A pontos szelvényirány ismeretében az övzátony fejlődési menete rekonstruálható, ami lehetőséget nyújtott a folyó dimenziójának pontosabb megismerésére, továbbá a szelvényben tapasztalt változékonyság vízhozammal való összevetésére.

3. Az ősi meanderező folyó méreteiről a felhagyott mederkitöltések dimenziói és az övzátony-sorozatok szélesség–mélység elemzése nyújt képet, miszerint a modern Tiszához mérhető folyó üledékeit látjuk. Az ősi folyó átlagos szélessége 350–520 m között, míg átlagos mélysége 6–7 m között változik. A folyó mederparamétereiből néhány közelítést alkalmazva empirikus egyenletek alapján (Bridge & Diemer 1983, Olsen 1990) becsült mederformáló vízhozama 400 és 1800 m³/s értékek közt erősen szór.

4. Az övzátony-komplexumok 3D-s értelmezése az autociklikus folyamatok „lefejtése” után a paleo-vízhozam alakulásáról szolgáltat nagyfelbontású adatokat a martfői szakaszon. A vízhozam változás kb. 2300 évet felölelő trendgörbéje a hosszabb emelkedő szakasz után kb. 1300–1400 év között éri el a maximumot, majd a vízhozam csökkenés kb. 800 év alatt lezajlik, tehát az ún. ezeréves klímacyklusokkal összevethető periodicitást tapasztalunk. A nagyléptékű görbére kisebb

periodicitású görbék szuperpónálódnak: kb. 500 éves ciklusokat jelölnek az épülési egységek, míg ezen belül is elkülöníthetők kb. 150–200 éves visszatérési idejű nagyvízi hozamok.

5. A doktori kutatás során az övzátony-sorozatok közvetlen közelében mélyített sekélyfúrásokból leírt homokos–agyagos litológia jó korrelációban van a szeizmikus szelvényekkel. A Tisza-lyiget fúrás alsó felében észlelt középszemcsés homoktól agyag–aleuritig finomodó 8 m vastag üledékes összlet a meanderező folyó felfelé finomodó övzátony rétegsorát, és a rákövetkező ártéri összletet tárja fel.

6. A fúrásanyagból vett minták OSL kora az üledékanyag betemetődési korát adja meg, ami az ősi övzátony esetében középső-pleniglaciális (MIS3) kort adott ($46\text{--}47 \pm 4,6$ ezer év). A szabályozás előtti Tisza medervándorlási rátáját alapul véve az övzátonyok hosszából számított épülési időtartam 2-3 ezer év, azaz a folyó legalább ennyi időn át stabilan meanderezett a kutatási területen.

7. A sekélyszeizmikus szelvények és fúrások alapján a Közép-Tisza vidéken egy nagy vízhozamú ősi meanderező folyó jelenléte rekonstruálható a középső-pleniglaciálisban. Ez igazolja azt a korábbi hipotézist (Gábris 2002), hogy az Ős-Duna és Ős-Tisza mellett a pleisztocén végén létezett egy harmadik vízrajzi tengely – az „Ős-Bodrog” – a Tokaj–Szolnok vonalon. Az eredmények alapján a lefolyás periodikusnak vélt aktivitása egy bizonyított időszakkal bővült. Az ősi folyó által hátrahagyott üledékes szerkezetek méretei tanúsítják, hogy méltán nevezhetjük a késő-pleisztocén kori Alföld harmadik vízrajzi tengelyének.

8. Az Ős-Bodrog feltételezett vízgyűjtő területének és a kalkulált vízhozam adatoknak az összevetése afelé mutat, hogy a medence északkeleti része több csapadékot kapott, melyből a mainál alacsonyabb erdősültség és evapotranspiráció miatt a lefolyás aránya is magasabb lehetett. Az ősi folyó rekonstruálásából levont öskörnyezeti és paleoklímára vonatkozó következtetések illeszkednek az időszakra vázolt enyhe és nedves éghajlati képbe (Novothy et al. 2011), de lokálisan több csapadékot feltételeznek.

9. A mártfői övzátony-komplexum részletes geomorfológiai elemzése ezeréves nagyságrendű klimatikus eredetű vízhozam ingadozásokat fedett fel a MIS3 során, melyre a meanderező folyó elsődlegesen a mederaljzat bevágódásával és feltöltődésével reagált. A bevágódások ciklikusan, lépcsőszerűen történtek, amikor az extrém vízhozamok egyben a meander épülési irányát is megváltoztatják a meder áthelyeződésével; harmadrendű eróziós felületek mentén azonos

tendenciájú épülési egységeket alakítottak ki. A kisebb és gyorsabb vízhozam ingadozásokra pedig az épülési egységen belül a szélesség megváltozásával válaszolt a folyó.

10. A MIS3 enyhe klímáján a stabilan meanderező rendszer az ezeréves oszcillációkat a meder geometriájának megváltozásával képezte le, szemben a MIS2-ben tapasztalt stílusváltásokkal (e.g. Vandenberghe 1995).

11. A szeizmikus szelvényezés a nagy ősi folyó üledékein túl a rákövetkező folyóvízi fázisok alakulására is bepillantást enged. Mindemellett eddig egyedülálló módon, a középső-pleniglaciális (MIS3) idősebb részéről alluviális környezetből szolgáltatott a kutatás paleoklimára vonatkozó eredményeket.

12. A leképezett alluviális összlet fejlődéstörténete általános vonásaiban beilleszthető a glaciális–interglaciális/stadiális–interstadiális időszakra felállított klímamodellbe (Vandenberghe 1995, Bogaart et al. 2003), és a geokronológiai keret hibahatárain belül a medencében rekonstruált klímaromlást (Novothy et al. 2011) is megerősíti.

12/1. A MIS3 enyhe és csapadékos időszakának első felében egy nagyméretű, nagy vízhozamú folyó vágódik be az ártéri üledékekbe (Ős-Bodrog), ami aztán több ezer éven át stabilan meanderezve alakítja az Alföld felszínét.

12/2. Az egymásra következő, aggradáló, csökkenő vízhozamú, de továbbra is meanderező jellegű egységek az időjárás szárazabbá válását is jelölik.

12/3. A bevágódó, majd gyorsan feltöltődő medernyomok a klíma hirtelen hidegebbé fordulását, majd az erre következő meanderező fázis az ismételt javulását sugallja a MIS2 felé haladva.

12/4. A MIS2 elején a folyóvízi mintázat fonatosba való átváltása a klíma végleg hidegbe fordulását jelezheti.

8. Köszönetnyilvánítás

Az első sorok témavezetőmet, Sztanó Orsolyát illetik, aki első találkozásunk óta bízott bennem, mindig a megfelelő kihívások elé állított, áldozatos tanári és témavezetői munkájával fokozatosan ösztönözte tudásomat és formálta látásmódomat, minden tekintetben követhető példát mutatott. Hálás vagyok mindig megújuló ötleteiért, tanácsaiért, tudásáért, maximalizmusáért, türelméért és megértéséért, amivel e hosszúra nyúlt kutatómunka minden fázisában támogatott, kezdve a témaválasztáson, a lehetőségek megteremtésén, a munka buktatóin és sikerein át, egészen az értekezés végleges formába öntéséig. Egy szóban: köszönöm!

Köszönettel tartozom a Geofizikai Tanszék és a Geomega Kft. munkatársainak a mérési adatok rendelkezésemre bocsátásáért és a munka kezdetén nyújtott segítségükért: Tóth Tamásnak és Hámosi Zoltánnak a 2006-os újabb tiszai sekélyszeizmikus szelvényezésért, és Szafián Péternek, hogy a geofizikai kérdésekben segítségemre volt. Külön köszönöm Horváth Ferenc professzor úrnak az elvi támogatást és a finanszírozási háttér megteremtésében nyújtott segítségét, aminek nyomán a téma életre kelt.

Kutatásomhoz az Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék nyújtott szakmai háttérrel, és biztosított lehetőséget a szeizmikus adatelemzéshez; köszönettel tartozom egykori és mostani munkatársainak, különösen Csontos Lászlónak és Palotai Mártonnak. Köszönöm végzett doktorandusztársamnak, Uhrin Andrásnak az önzetlen segítségét a terepi munkában és a „szobageologizálásban”, valamint lassan formálódó, de annál értékesebb barátságát. Köszönöm kollégámnak és barátomnak, Szilágyi Veronikának, hogy mindig nyitott volt kisebb-nagyobb problémáimra és eredményeimre.

A fúrások anyagi háttérét az IAS Postgraduate Grant pályázata biztosította, szakmailag pedig a KÖTIVIZIG felügyelte és támogatta. Az OSL mérések a MÁFI OSL laboratóriumában történtek, hálás köszönet érte Thamóné Bozsó Editnek, akihez a későbbiekben is fordulhattam tanácsért.

Köszönöm szüleimnek, hogy e sorok most itt állhatnak!

Végül köszönet Tamásnak, és a közben megérkező gyermekeimnek, jóban–rosszban...

9. Irodalomjegyzék

- Aitken, M.J., 1998. *An Introduction to Optical Dating. The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford University Press, New York, p. 280.
- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5, 89–191.
- Allen, J.R.L., 1984. Free meandering channels and lateral deposits. In: *Sedimentary Structures, Their character and physical basis I–II*. Elsevier, Amsterdam, pp. 53–100.
- Allen, R., Siegert, M.J., Payne, A.J., 2008. Reconstructing glacier-based climates of LGM Europe and Russia – Part 2: A dataset of LGM precipitation/temperature relations derived from degree-day modelling of palaeo glaciers. *Climate of the Past* 4, 249–263.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 years ago. *Geology* 25, 483–486.
- Andersen, K.K., Svensson, A., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M., Steffensen, J.P., Dahl-Jensen, D., Vinther, B.M., Clausen, H.B., 2006. The Greenland ICE Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25, 3246–3257.
- Anderson, J.B., 1999. *Antarctica's Glacial History*. Antarctic Marine Geology. Cambridge University Press, pp. 207–248.
- Arnold, L.J., Bailey, R.M., Tucker, G.E. 2007. Statistical treatment of fluvial dose distributions from southern Colorado arroyo deposits. *Quaternary Geochronology* 2, 162–167.
- Ashmore, P., Church, M., 2001. The impact of climate change on rivers and river processes in Canada. Geological Survey of Canada, Ottawa, Bulletin 555, p. 58.
- Ádám, L., 1959. A Móri-árok és északi előterének kialakulása és fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 8, 277–307.
- Bada, G., Horváth, F., Cloetingh, S., Coblenz, D.D., Tóth, T., 2001. The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian Basin. *Tectonics* 20, 343–363.
- Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G., Cloetingh, S., 2007. Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planetary Change* 58, 165–180.
- Badley, M.E., 1985. *Practical Seismic Interpretation*. International Human Resources Development Corporation, Boston. p. 257.
- Baker, G.S., Schmeissner, C., Steepless, D., Plumb, R.G., 1999. Seismic reflections from depths of less than two meters. *Geophysical Research Letters* 26, 279–282.
- Barta, G., 2014. Paleoenvironmental reconstruction based on the morphology and distribution of secondary carbonates of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. *Quaternary International* 319, 64–75.
- Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D., Lea, D.W., 2005. Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 33–44.
- Benedek, Z., 1960. Geomorfológiai vizsgálatok az Érmelléken és Nagykároly környékén. *Földrajzi Közlemények* 9, 270–281.

- Bokhorst, M.P., Beets, C.J., Markovic, S.B., Gerasimenko, N.P., Matviishina, Z.N., Frechen, M., 2009. Pedo-chemical climate proxies in late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequences. *Quaternary International* 198, 113–123.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Bogaart, P.W., Van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., 2003. Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change - I: model formulation and generic applications. *Quaternary Science Reviews* 22, 2077–2095.
- Borsy, Z., 1954. Geomorfológiai vizsgálatok a Bereg-Szatmári-síkságon. *Földrajzi Értesítő* 3, 270–279.
- Borsy, Z., 1961. A Nyírség természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 227.
- Borsy, Z. 1968. Geomorfológiai megfigyelések a Nagykunságban. *Földrajzi Közlemények* 16(92), 211–224.
- Borsy, Z., 1989. Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 38, 211–224.
- Borsy, Z., 1991. Blown sand territories in Hungary. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.* 90, Berlin–Stuttgart, pp. 1–14.
- Borsy, Z., Csongor, É., Félegyházy, E., 1989. A Bodroghöz kialakulása és a vízhálózat változásai. *Alföldi tanulmányok* 13, 65–81.
- Bosch, J.M., Hewlett, J.D., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55, 3–23.
- Bøtter-Jensen, L., Bulur, E., Duller, G.A.T., Murray, A.S., 2000. Advances in luminescence instrument systems. *Radiation Measurements* 32, 523–528.
- Bradák, B., 2008. Rövid tudománytörténeti áttekintés a negyedidőszak és néhány kapcsolódó geokronológiai kifejezés eredetéről – sorsáról. *Földtani Közöny* 138, 85–96.
- Brice, J.C., 1974. Evolution of meander loops. *Bulletin Geological Society of America* 85, 581–586.
- Bridge, J.S., 1975. Computer simulation of sedimentation in meandering streams. *Sedimentology* 22, 3–43.
- Bridge, J.S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40, 801–810.
- Bridge, J.S., 2003. Alluvial channels and bars. *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Blackwell, Oxford, pp. 141–202.
- Bridge, J.S., Diemer, J.A., 1983. Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology* 30, 599–623.
- Bridge, J.S., Jarvis, J., 1982. The dynamics of a river bend: a study in flow and sedimentary processes. *Sedimentology* 29, 499–541.
- Bridge, J.S., Lunt, I.A., 2006. Depositional models of braided rivers. In: Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Bristow, C.S., Petts, G.E. (Eds.) *Braided Rivers; Process, Deposits, Ecology and Management*. IAS Spec. Publ., 36, Blackwell Publishing, Oxford, pp. 11–50.
- Bridge, J. S., Alexander J., Collier R.E.L.L., Gawthorpe R.L., Jarvis J., 1995. Ground penetrating radar and coring used to study the large-scale structure of point bar deposits in three dimension. *Sedimentology* 42, 839–852.
- Bridge, J.S., Collier, R.E.L.L., Alexander, J., 1998. Large-scale structure of Calamus River deposits (Nebraska, USA) revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology* 45, 977–986.

- Brooks, G.R., 2003. Holocene lateral channel migration and incision of the Red River, Manitoba, Canada. *Geomorphology* 54, 197–215.
- Brovkin, V., 2007. Biosphere feedback. In: Elias, S.A. (ed): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 721–729.
- Bulla, B., 1964. Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest. p. 423.
- Cholnoky, J., 1907. A Tisza meder helyváltozásai I-II. *Földrajzi Közlemények* 35, 381–405 + 425–445.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The last glacial maximum. *Science* 325, 710–714.
- Cohen, K.M., Gibbard, P., 2011. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England.
- Collinson, J.D., 1986. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford. pp. 20–62.
- Cooke, H.B.S., Hall, J.M., Rónai, A., 1979. Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 22, 89–109.
- Corbeanu, R.M., Soegaard, K., Szerbiak, R.B., Thurmond, J.B., McMechan, G.A., Wang, D., Snelgrove, S.H., Forster, C. B., Menitove, A., 2001. Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores and 3-D ground-penetrating radar: example from the Mid-Cretaceous Ferron Sandstone, east-central Utah. *AAPG Bulletin* 85, 1583–1608.
- Cotter, E., 1971. Paleoflow characteristics of a late Cretaceous river in Utah from analysis of sedimentary structures in the Ferron sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology* 41, 129–138.
- Coxall, H.K., Wilson, P.A., Palike, H., Lear, C.h., Backman, J. 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature* 433, 53–57.
- Cserkész-Nagy, Á., Tóth, T., Vajk, Ö., Sztanó, O., 2010. Erosional scours and meander development in response to river engineering, Middle Tisza region, Hungary. *Proceedings of the Geologists' Association* 121, 238–247.
- Diaz-Molina, M., 1993. Geometry and lateral accretion patterns in meander loops. In: Marzo, M., Puigdefabregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation: IAS Spec. Publ.*, 17, pp. 115–131.
- Dunne, T., Leopold, L.B., 1978. *Water in Environmental Planning*. W.H. Freeman & Co., New York. p. 818.
- Dury, G.H., 1961. Bankfull discharge: an example of its statistical relationships. *Bull. International Association of Scientific Hydrology*, 6, 48–55.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L. 2007. Glaciations- Overwiev. In: Elias, S.A. (ed), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam. pp. 1023–1031.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2008. Extent and chronology of Quaternary glaciation. *Episodes* 31, 211–218.
- Elliot, T., 1976. The morphology, magnitude and regime of a Carboniferous fluvial-distributary channel. *Journal of Sedimentary Research* 46, 70–76.
- Fielding, C.R., Trueman, J.D., Dickens, G.R., Page, M., 2005. Geomorphology and internal architecture of the ancestral Burdekin River across the Great Barrier Reef. *IAS Special Publication* 35, 321–347.
- Fitzsimmons, K.E., Marković, S.B., Hambach, U., 2012. Pleistocene environmental dynamics recorded in the loess of the middle and lower Danube basin. *Quaternary Science Reviews* 41, 104–118.

- FLAG 2014.< <http://tolu.giub.uni-bonn.de/herget/FLAG/>> 2014.02.06.
- Fletcher, W.J., Sanchez Goni, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N.; Huntley, B., Lawson, I., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., Muller, U.C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K., Tzedakis, P.C., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* 29, 2839–2864.
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Benkovics, L., Győrfi, I., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Carpatho-Pannonian region: a new synthesis of paleostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (eds.), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 295–334.
- Folland, C.K., Karl, T.R., Christy, J.R., Clarke, R.A., Gruza, G.V., Jouzel, J., Mann, M.E., Oerlemans, J., Salinger, M.J., Wang, S.-W., 2001. Observed Climate Variability and Change. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (eds), *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge. pp.99–181.
- Franyó, F., 1966. A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. *Földrajzi Értesítő* 15, 153–178.
- Franyó, F., 1992. A negyedidőszaki képződmények vastagsága Magyarországon (térkép: M=1: 500 000) Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Frechen, M., Horváth, E., Gábris, Gy, 1997. Geochronology of middle and upper Pleistocene loess sections in Hungary. *Quaternary Research* 48, 291–312.
- Friedmann, J.M., Osterkamp, W.R., Lewis, W.M., 1996. The role of vegetation and bedlevel fluctuation in the process of channel narrowing. *Geomorphology* 14, 341–351.
- Füköh, L., 2000. Main characteristics of development of gastropod fauna of the Carpathian Basin during the Late Quarternary. *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* 24, 31–38.
- Gaál, I., 1953. Újravizsgált néhány hatvani és gödöllői emlősmaradványról és a pliocén tagolódásáról. *Földtani Közlöny* 83, 263–272.
- Gazdag, L., 1964. A Száraz-ér vízrendszere. *Földrajzi Értesítő* 13, 367–374.
- Gábris, Gy., 1970. A Sajó-Hernád hordalékkúp geomorfológiai problémái. Doktori értekezés. ELTE, Budapest. p.75.
- Gábris, Gy., 1986. Alföldi folyóink holocén vízhozamai. *Alföldi Tanulmányok* 10, 35–52.
- Gábris, Gy., 1995. A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. *Földrajzi Értesítő* 44, 101–109.
- Gábris, Gy., 1998. Late Glacial and Post Glacial development of drainage network and the paleohydrology in the Great Hungarian Plain. In: Bassa, L., Kertész, Á. (eds.), *Windows on Hungarian Geography*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 23–36.
- Gábris, Gy., 2002. A Tisza helyváltozásai. In: Mészáros, R. Schweitzer, F., Tóth, J. (szerk.), Jakucs László, a tudós, az ismeretterjesztő és a művész. MTA FKI – PTE SzE kiadása, Pécs, pp. 91–105.
- Gábris, Gy., 2007a. Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-retegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatokat és folyóvízi teraszok példáján. *Földtani Közlöny* 137, 515–540.
- Gábris, Gy., 2007b. A Bodroghöz fejlődéstörténete. In: Frisnyák, S., Gál, A. (szerk.), Szerencs, Dél-Zemplén központja. Nyíregyházi Főiskola, Nyíregyháza-Szerencs, pp. 189–198.

- Gábris, Gy., 2011. A Zagyva-Tarna alföldi vízrendszerének kialakulása és fejlődése. *Földrajzi Közlemények*, 135, 205–218.
- Gábris, Gy., Nagy, B., 2005. Climate and tectonically 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*. Geological Society, London, Special Publications 251, 61–67.
- Gábris, Gy., Nádor, A., 2007. Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climate changes during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 26, 2758–2782.
- Gábris, Gy., Félegyházi, E., Nagy, B., Ruszkiczay, Zs., 2001. A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. *Földrajzi Konferencia, Szeged*. CD ROM.
- Gábris, Gy., Horváth, E., Novothny, Á., Újházy, K., 2002. History of environmental changes from the Last Glacial period in Hungary. *Praehistoria* 3, 9–22.
- Gábris, Gy., Krolopp, E., Újházy, K., 2011. Késő-pleisztocén (késő-glaciális) – holocén környezetváltozás Duna menti homokbuckák komplex vizsgálata alapján. *Földtani Közöny* 141, 57–73.
- Gibbard, P.L., van Kolfshoten, T., 2005. The Pleistocene and Holocene Epochs. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (eds), *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press. pp. 441–452.
- Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C., 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science* 25, 96–102.
- Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research* 76, 731–770.
- Goudi, A.S., 2006. Global warming and fluvial geomorphology. *Geomorphology* 79, 384–394.
- Hanneman, D.L., Wideman, C.J., Halvorson, J.W., 1994. Calcific paleosols: their use in subsurface stratigraphy. *AAPG Bulletin* 78, 1360–1371.
- Harvey, A.M., 1991. The influence of sediment supply on the channel morphology of uplands streams: Howgill Fells, northwest England. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 675–684.
- Hays, J.D., Imbrie J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121–1132.
- Hertelendi, E., Petz, R., Scheuer, Gy., Schweitzer, F., 1989. Radiokarbon koradatok a Paks – Szekszárdi süllyedékek kialakulásához. *Földrajzi Értesítő* 38, 319–324.
- Hickin, 1974. The development of river meanders in natural river channels. *American Journal of Science* 274, 414–442.
- Hickin, E.J., Nanson, G.C., 1975. The character of channel migration on the Beaton River, northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 86, 487–494.
- Hjulström, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of Geol. Inst. Univ. Uppsala* 25, 221–527.
- Horányi, A., 2010. Vízhálózat a Makói-árok területén a késő-miocéntől a pleisztocénig – térképezés 3D szeizmikus adattömbön. *Diplomamunka, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest*. p. 102.
- Horváth, F., Cloetingh, S., 1996. Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* 266, 287–300.

- Horváth, F., Bada G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S., 2006. Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (eds), *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, Memoirs 32, London, pp. 191–206.
- Horváth, F., Sacchi, M., Dombrádi E., 2010. Seismic stratigraphy and tectonics of Late Miocene basin fill in southern Transdanubia and below Lake Balaton. *Földtani Közlöny* 140, 391–418.
- Hooke, J.M., 1980. Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. *Earth Surface Processes* 5, 143–157.
- Hooke, J.M., 1995. River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology* 1, 235–253.
- Hooke, J.M., 2007. Spatial variability, mechanism and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology* 84, 277–296.
- Ihrig, D. (Ed.), 1973. *A magyar vízszabályozás története*. OHV- VIZDOK. p. 396.
- INQUA 2012. < http://www.terpro.org.ar/change_climate.htm >2014.02.06.
- Jain, M., Tandon, S.K., 2003. Fluvial response to Late Quaternary climate changes, western India. *Quaternary Science Reviews* 22, 2223–2235.
- Jámbor, Á., 1998. A magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. A MOL Rt. és MÁFI kiadványa, Budapest, pp. 495–517.
- Jámbor, Á., 2012. Quaternary Evolution. In: Haas, J. (ed), *Geology of Hungary*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp.201–213.
- Járainé Komlódi, M., 1987. Postglacial Climate and Vegetation History in Hungary. In: Pécsi, M., Kordos, L. (eds), *Holocene Environment in Hungary*. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, pp. 37–47.
- Járainé Komlódi, M., 2000. A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. *Tilia* 9, 5–59.
- Jaskó, S., Krolopp, E., 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. *MÁFI Évi Jelentése az 1989-es évről*, 65–83.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjornsdottir, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16, 299–307.
- Joó, I. 1992. Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. *Tectonophysics* 266, 287–300.
- Juhász, Gy. 1994. Magyarországi neogén medencéreszek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. *Földtani Közlöny* 124, 341–365.
- Kasse, C., 1998. Depositional model for cold-climate tundra rivers. In: Benito, G., Baker, V.R., Gregory, K.J. (eds), *Palaeohydrology and Environmental Change*. Wiley, Chichester, pp. 83–97.
- Kasse, C., Vandenbergh, J., Van Huissteden, J., Bohncke, S.J.P., Bos, J.A.A., 2003. Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). *Quaternary Science Reviews* 22, 2141–2156.

- Kasse, C., Bohncke, S.J.P., Vandenberghe, J., Gábris Gy., 2010. Fluvial style changes during the last-glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). *Proc. Geol. Ass.* 121, 180–194.
- Kennett, J.P., Houtz, R.E., Andrews, P.B., Edwards, A.R., Gostin, V.A., Hajos, M., Hampton, M., Jenkins, D.G., Margolis, S.V., Ovenshine, A.T., Perch-Nielsen, K., 1974. Development of the circum-Antarctic current. *Science* 186, 144–147.
- Kiss, T., Fiala, K., Sipos, Gy. 2008. Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). *Geomorphology* 98, 96–110.
- Kiss, T., Sipos, Gy., Mauz, B., Mezősi, G., 2012. Holocene aeolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune area of the southern Nyírség, Hungary. *Quaternary Research* 78, 492–501.
- Kiss, T., Sümeghy, B., Sipos, Gy., 2014. Late Quaternary paleodrainage reconstruction of the Maros River alluvial fan. *Geomorphology* 204, 49–60.
- Knighton, A.D., 1975. Variations in at-a-station hydraulic geometry. *American Journal Science* 275, 186–218.
- Kordos, L., 1977. Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok-hőmérő” segítségével. *Földrajzi Közlemények* 25, 222–229.
- Koulakovska, L., Usik, V., Haesaerts, P., 2010. Early Paleolithic of Korolevo site (Transcarpathia, Ukraine). *Quaternary International* 223–224, 116–130.
- Kőrössi, L., 1970. Entwicklungsgeschichte der neogen Becken in Ungarn. *Acta Geologica Hungarica* 14, 421–429.
- KÖTIVIZIG 2009. < <http://www.kotivizig.hu/> > 2009.10.22.
- Kretzoi, M., 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. *Földrajzi Közlemények*, 17, 179–204.
- Kretzoi, M., 1985. Sketch of the biochronology of the Late Cenozoic in Central Europe. In: Kretzoi, M., Pécsi, M. (eds.), *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 3–20.
- Krolopp, E., Kordos, L., 1988. A Magyar Rétegtani Bizottság Quarter Albizottságának állásfoglalása a pleisztocén magyarországi kronosztratigráfiai tagolását illetően. Kézirat, 2 p.
- Kukla, G., Bender, M. L., de Beaulieu, J. L., Bond, G., Broecker, W. S., Cleveringa, P., Gavin, J.E., Herbert, T. D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L. D., Knudsen, K-L., McManus, J.F., Merkt, J., Muhs, D. R., Muller, H., Poore, R. Z., Porter, S.C., Seret, G., Shackleton, N. J., Turner, C., Tzedakis, P. C., Winograd, I. J., 2002. Last interglacial climates. *Quaternary Research* 58, 2–13.
- Labourdette, R., 2011. Quantitative Seismic Geomorphology Applied to Heterogeneous Sediment Distribution in a Point-Bar Setting, Example from the Fluvio-Estuarine McMurray Formation, Northeast Alberta, Canada. In: Wood L.J., Simo, T.T., Rosen, N.C. (eds.), *Seismic Imaging of Depositional and Geomorphic Systems* 30, 330–375.
- Labrecque, P.A., Jensen, J.L., Hubbard, S.M., 2011. Cyclicity in Lower Cretaceous point bar deposits with implications for reservoir characterization, Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada. *Sedimentary Geology* 242, 18–33.
- Lach, J., Wyzga, B., 2002. Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka River, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 445–462.

- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews* 21, 343–360.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M., 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 198, 11–37.
- Lászlóffy, W., 1982. A Tisza – Vízi munkálatok és vízgazdálkodás a tiszai vízrendszerben. Akadémiai Kiadó, Budapest. p.589.
- Leclerc, R.F., Hickin, E.J., 1997. The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thompson River, British Columbia. *Geomorphology* 21, 17–38.
- Leeder, M.R., 1973. Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of palaeochannels. *Geological Magazine* 110, 265–276.
- Leigh, D.S., 2006. Terminal Pleistocene braided to meandering transition in rivers of the Southeastern USA. *Catena* 66, 155–160.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., 1960. River meanders. *Bulletin of the Geological Society of America* 71, 769–794.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.B., 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*, Freeman, San Francisco. p. 522.
- Lewis, G.W., Lewin, J., 1983. Alluvial cutoffs in Wales & the Borderland. In: Collinson, J.D., Lewin, J. (eds), *Modern and ancient fluvial systems*, IAS Spec. Publ. 6, 145–154.
- Liu, Z., Pagani, M., Zinniker, D., DeConto, R., Huber, M., Brinkhuis, H., Shah, S.R., Leckie, R.M., Pearson, A., 2009. Global Cooling During the Eocene-Oligocene Climate Transition. *Science* 323, 1187–1190.
- Lovász Gy., 1997. Magyarország természetföldrajza I. University Press, Pécs. p. 271.
- Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S. and INTIMATE group, 2008. Precise dating and correlation of events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews* 27, 6–17.
- Lunt, D.J., Abe-Ouchi, A., Bakker, P., Berger, A., Braconnot, P., Charbit, S., Fischer, N., Herold, N., Jungclauss, J. H., Khon, V. C., Krebs-Kanzow, U., Lohmann, G., Otto-Bliesner, B., Park, W., Pfeiffer, M., Prange, M., Rachmayani, R., Renssen, H., Rosenbloom, N., Schneider, B., Stone, E. J., Takahashi, K., Wei, W., Yin, Q., 2012. A multi-model assessment of last interglacial temperatures. *Climate of the Past Discussions* 8, 3657–3691.
- Magyar, I., Sztanó, O., 2008. Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? *Stratigraphy* 5, 247–257.
- Magyar, I., Geary, D.H., Müller, P., 1999. Paleogeographic evolution of the late miocene Lake Pannon in Central Europe; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, 151–167.
- Magyar, I., Radivojević, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K., Pócsik, M., 2013. Shelf-margin progradation across the Pannonian basin in the Late Miocene and Early Pliocene. *Global and Planetary Change* 103, 168–173.
- Magyari, Á., Unger, Z., Tóth-Makk, Á., Babinszki, E., Kercksmár, Zs., Koloszá, L., Marsi, I., Nádor, A., Tullner, T., 2009, The Quaternary basement map of the Great Hungarian Plain: (abstract): 11th Mining, Metallurgy and Geology Conference, Sighetu armatiei, April 2–5, 2009. Abstracts, pp. 162.
- Magyari, E.K., Chapman, J.C., Passmore, D.G., Allen, J.R.M., Huntley, J.P., Huntley, B., 2010. Holocene persistence of wooded steppe in the Great Hungarian Plain. *Journal of Biogeography* 37, 915–935.

- Magyari, E.K., Jakab, G., Bálint, M., Kern, Z., Braun, M., 2012. Rapid vegetation response to lateglacial and early Holocene climatic fluctuation in the South Carpathian Mountains (Romania). *Quaternary Science Reviews* 35, 116–130.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1–29.
- Maslin, M.A., Li, X.S., Loutre, M.-F., Berger, A., 1998. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation. *Quaternary Science Reviews* 17, 411–426.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22, 261–308.
- Miall, A.D., 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: K. L. Kleinspehn and C. Paola, eds., *New perspectives in basin analysis*, Springer-Verlag, New York, pp. 67–81.
- Miháltzné Faragó, M., 1982. Tiszántúli alapfúrások palynológiai vizsgálata. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról, pp. 103–119.
- Mike, K., 1975. Utilization of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements. *Tectonophysics* 29, 359–368.
- Mike, K., 1991. Magyarország ősvízrajza és felszíni vizeinek története. Aqua, Budapest. p. 698.
- Mitchum, R.M. Jr, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, 205–212.
- Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, 117–133.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627–657.
- Mol, J., Vandenberghe, J., Kasse, C., 2000. River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology* 33, 131–148.
- Molnár, B., 1966. Pliocén és pleisztocén lehordási területváltozások az Alföldön. *Földtani Közlöny* 96, 403–413.
- Molnár, B., 1977. A Duna-Tisza köz felső-pliocén (levantei) és pleisztocén földtani fejlődéstörténete. *Földtani Közlöny* 107, 1–16.
- Montoya, M., 2007. The Paleoclimate modelling - Last Interglacial. In: Elias, S.A. (ed), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1917–1927.
- Mottl, M., 1939. A gödöllői vasúti bevágás középső pliocénkori emlősfáunája. *MÁFI Évkönyv* 32, 257–265.
- Mudelsee, M., Raymo, M.E., 2005. Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography* 20. PA4022, doi:10.1029/2005PA001153.
- Musial, G., Reynaud, J.-Y., Gingras, M. K., Fénies, H., Labourdette, R., Parize, O., 2012. Subsurface and outcrop characterization of large tidally influenced point bars of the Cretaceous McMurray Formation (Alberta, Canada). *Sedimentary Geology* 279, 156–172.

- Nádor, A., Sztanó, O., 2011. Lateral and vertical variability of channel belt stacking density as a function of subsidence and sediment supply: field evidence from the intramontaine Körös Basin, Hungary. *SEPM Spec. Publ.* 97, 375–392.
- Nádor, A., Lantos, M., Tóth, M., Makk, Á., Thamó-Bozsó, E., 2003. Milankovich-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. *Quaternary Science Reviews* 22, 2157–2175.
- Nádor, A., Thamó-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, 174–192.
- Nádor, A., Sinha, R., Magyari, 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, 1–14.
- Nagy, Á.T., Vajk, Ö., Tóth, T., Sztanó, O., 2005. Természetes folyófejlődés a gátak közé szorított Közép-Tiszán. *Hidrológiai Közlöny* 85, 55–62.
- Nagy, Á.T., Tóth, T., Sztanó, O., 2006. Új, kombinált módszerek a Közép-Tisza jelenkori mederképződményeinek jellemzésére. *Földtani Közlöny* 136, 121–138.
- Nagy, B., Félegyházi, E., 2001. Investigation of the Late Pleistocene channel-system of the Sajó-Hernád alluvial fan. *Acta Geographica Debrecina* 35, 221–232.
- Nami, M., 1976. An exhumed Jurassic meander belt from Yorkshire, England. *Geological Magazine*, 113, 47–52.
- Nanson, G.C., 1980. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology* 27, 3–29.
- Nanson, G.C., Hickin, E.J., 1986. A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada. *Bulletin of GSA* 97, 497–504.
- Nanson, G.C., Page, K., 1983. Lateral accretion of fine-grained concave benches on meandering rivers In: Collinson, J.D., Lewin, J. (eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. IAS Spec. Publ. 6, 133–143.
- Neill, C.R., 1973. *Guide to Bridge Hydraulics*. University of Toronto Press, Toronto. p.181.
- Nicoll, T.J., Hickin E.J., 2010. Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies. *Geomorphology* 116, 37–47.
- Nikolova, I., Yin, Q., Berger, A., Singh, U. K., Karami, M. P., 2012. The last interglacial (Eemian) climate simulated by LOVECLIM and CCSM3. *Climate of the Past Discussions* 8, 5293–5340.
- Novothny, Á., Horváth, E., Frechen, M., 2002. The loess profile at Albertirsa, Hungary—improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. *Quaternary International* 95–96, 155–163.
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., 2010. Luminescence dating of periods of sand movement from the Gödöllő Hills, Hungary. *Geomorphology* 122, 254–263.
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., Wach, L., Rolf, C., 2011. Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Süttő loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International* 234, 75–85.
- Olsen, H., 1990. Astronomical forcing of meandering river behaviour: Milankovitch cycles in Devonian of East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 79, 99–115.

- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active movement. *Geological Society of America Bulletin* 96, 504–515.
- Page, K., Read, A., Frazier, P., Mount, N., 2005. The effect of altered flow regime on the frequency and duration of bankfull discharge: Murrumbidgee River, Australia. *River Research and Applications* 21, 567–578.
- Pall, P., Allen, M.R., Stone, D.A., 2007. Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming. *Climate Dynamics* 28, 351–363.
- Paola, C., Heller, P.L., Angevine, C.L., 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research* 4, 73–90.
- Pastre, J.-F., Limondin-Lozouet, N., Leroyer, C., Ponel, P., Fontugne, M., 2003. River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). *Quaternary Sci. Rev.* 22, 2177–2188.
- Pazonyi, P., 2009. A Kárpát-medence felső-pliocén és kvarter emlősfajta közösségeinek paleoökológiai vizsgálata. *Földtani Közöny* 139, 283–304.
- Pearson, P.N., Palmer, M.R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature* 406, 695–699.
- Pécsi, M., 1959. A magyarországi Duna-völgy fejlődéstörténete. Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 346.
- Pécsi, M., 1990. Geomorphological position and absolute age of the Vértesszőlős lower paleolithic site. In: Kretzoi, M., Dobosi, V. (eds.), *Vértesszőlős. Site, man and culture*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 27–41.
- Pécsi, M., Scheuer, Gy., Schweitzer, F., 1988. Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. In: Pécsi, M., Starkel, L. (eds.), *Paleogeography of Carpathian Regions*. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, pp. 11–41.
- Penck, A., Brückner, E., 1901/1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, Tauchnitz.
- Pogácsás, Gy., Révész, I., 1987. Seismic stratigraphic and sedimentological analysis of Neogene deltaic features in the Pannonian Basin. *MÁFI Évkönyv* 70, 267–273.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II. – Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Posamentier, H.W., Hastings, B.S., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, Ch.G. (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ. 42, 109–154.
- Posamentier, H.W., Davies, R.J., Cartwright, J.A., Wood, L.J., 2007. Seismic geomorphology — an overview. In: Davies, R.J., Posamentier, H.W., Wood, L.J., Cartwright, J.A. (eds.), *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production*, Special Publication, Geological Society of London, pp. 1–14.
- Puigdefabregas, C., Van Vliet, A., 1978. Meandering Stream Deposits From the Tertiary of the Southern Pyrenees. *Fluvial Sedimentology – Memoir* 5, 469–485.
- Radványi, B., Jacobs, D., 2008. A Tisza vízgyűjtő területének várható klímaváltozása és annak hatása a Tisza vízhozamára regionális klímamodell (REMO) és a lefolyási modell (HD) alkalmazásával. *Hidrológiai Közlemények* 88, 33–42.
- Rahmstorf, S., 2007. Glacial climates - Thermohaline Circulation. In: Elias, S.A. (ed), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1023–1031.

- Renssen, H., Isarin, R.F.B., 2001. The two major warming phases of the last deglaciation at ~14.7 and ~11.5 kyr cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change* 30, 117–154.
- Richard, G.A., Julien, P.Y., Baird, D.C., 2005. Statistical analysis of lateral migration of Rio Grande, New Mexico. *Geomorphology* 71, 139–155.
- Rittenour, T.M., 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeo-seismic and archaeological research. *Boreas* 37, 613–635.
- Roche, D.M.; Dokken, T.M.; Goosse, H.; Renssen, H.; Weber, S.L., 2007. Climate of the Last Glacial Maximum: sensitivity studies and model-data comparison with the LOVECLIM coupled model. *Climate of the Past* 3, 205–224.
- Rodnight, H., Duller, G.A.T., Tooth, S., Wintle, A.G., 2005. Optical dating of a scroll-bar sequence on the Klip River, South Africa, to derive the lateral migration rate of a meander bend. *Holocene* 15, 802–811.
- Rolph, T.C., Shaw, J., Derbyshire, E., Zhisheng, A. 1994. Determining Paleosol Topography Using Seismic Refraction. *Quaternary Research* 42, 350–353.
- Rónai, A., 1969. Az Alföld földtani atlasza – Szolnok. (Térkép, M=1:10.000) MÁFI, Budapest.
- Rónai, A., 1984. A plio-pleisztocén határ a nemzetközi és hazai irodalomban. A MÁFI Évi Jelelntése 1982-ről, pp. 167–172.
- Rónai, A., 1985. Az Alföld negyedidőszaki földtana. *Geologica Hungarica ser. Geologica* 21, p. 446.
- Rose, J., 1995. Lateglacial and early Holocene river activity in lowland Britain. In: Frenzel, B. (ed.) *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. G. Fischer, Stuttgart, pp. 51–74.
- Rotnicki, K., 1991. Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinous alluvial rivers and its palaeohydroclimatical implications. In: Starkel, L., Gregory, K.J., Thornes, J.B. (eds.), *Temperate Palaeohydrology*. Wiley, Chichester, pp. 431–470.
- Ruddiman, W.F., 2006. Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews* 25, 3092–3112.
- Ruddiman, W.F., Thompson, J.S., 2001. The case for human causes of increased atmospheric CH₄ over the last 5000 years. *Quaternary Science Reviews* 20, 1769–1777.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Dunai, T., Fodor, L., Bada, G., Leél-Őssy, Sz., 2005. A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ³He kitétségi kor mérések alapján. *Földtani Közlöny* 135, 373–403.
- Samson-Smith, G.H., Best, J.L., Ashworth, P.J., Lane, S.N., Parker, N.O., Lunt, I.A., Thomas, R.E., Simpson, C.J., 2010. Can we distinguish flood frequency and magnitude in the sedimentological record of rivers? *Geology* 38, 579–582.
- Schatz, A-K., Zech, M., Buggle, B., Gulyás, S., Hambach, U., Markovic, S.B., Sümegi, P., Scholten, T., 2011. The late Quaternary loess record of Tokaj, Hungary: Reconstructing palaeoenvironment, vegetation and climate using stable C and N isotopes and biomarkers. *Quaternary International* 240, 52–61.
- Schatz, A-K., Buylaert, J.-P., Murray, A., Stevens, T., Scholten, T., 2012. Establishing a luminescence chronology for a palaeosol-loess profile at Tokaj (Hungary): A comparison of quartz OSL and polymineral IRSL signals *Quaternary Geochronology*, 10, 68–74.

- Scheuer, Gy., Schweitzer, F., 1988. A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőöszletei. Földrajzi Tanulmányok. Akadémiai Kiadó, Budapest. p.20.
- Schumm, S.A., 1977. The Fluvial System. Wiley-Interscience, New York. p.338.
- Siklósy, Z., Demény, A., Leél-Őssy, Sz., Szenthe, I., Lauritzen, S.-E., Shen, C.-C., 2011. A cseppkövek kormeghatározása és azok paleoklimatológiai jelentősége. Földtani Közlöny 141, 1–100.
- Simpkin, P.G., Davis, A. 1993. For seismic profilin in very shallow water, a novel receiver. Sea Technology 34, 21–28.
- Sipos, Gy., Fiala, K., Kiss, T., 2008. Changes of cross-sectionial morphology and channel capacity during an extreme flood event, Lower Tisza and Maros Rivers, Hungary. Journal of Environmental Geography 1, 41–51.
- Sipos, Gy., Kiss, T., Koroknai, L., Horváth, Zs., Dezső, J., 2010. Late Pleistocene–Early Holocene climatic shift recorded by the paleomorphology of the Lower Tisza fluvial system, Hungary. Geophysical Research Abstracts12 <<http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010-1001.pdf>> 2013. 03. 19.
- Smith, N.D., 1970. The braided stream depositional environment: Comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. Bulletin of the Geological Society of America 82, 3407–3420.
- Smith, R.M.H., 1987. Morphology and depositional history of exhumed Permian point bars in the southwestern Karoo, South Africa. Journal of Sedimentary Petrology 57, 19–29.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P., Clough, S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. Sedimentology 36, 1–36.
- Smith, D.G., Hubbard, S.M., Lavigne, J.R., Leckie, D.A., Fustic, M., 2011. Stratigraphy of counter-point-bar and eddy-accretion deposits in low energy meanderbelts of the Peace-Athabasca Delta, Northeast Alberta, Canada. In: River To Rock Record: The Preservation Of Fluvial Sediments And Their Subsequent Interpretation. SEPM Special Publication 97, 143–152.
- Somogyi, S., 1961. Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. Földrajzi Közlemények 9, 25–50.
- Somogyi, S., 1967. Ősföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. Földrajzi Értesítő 16, 319–338.
- Southard, J.B., Boguchwal, L.A., 1973. Flume experiments on the transition from ripples to lower flat bed with increasing sand size. Journal of Sedimentary Research 43, 1114–1121.
- Southard, J.B., Boguchwal, L.A., 1990. Bed configuration in steady unidirectional water flows; Part 2, Synthesis of flume data. Journal of Sedimentary Research 60, 658–679.
- Starkel, L., 1991. The Vistula River Valley: a case study for Central Europe. In: Starkel, L., Gregory, K.J., Thornes, J.B. (Eds.), Temperate Palaeohydrology. Wiley, Chichester, pp. 171–188.
- Steig, E.J., 1999. Mid-Holocene Climate Change. Science 286, 1485–1487.
- Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F., 1995. The GISP2 d18O climate record of the past 16,500 years and the role of the Sun, ocean, and volcanoes. Quaternary Research 44, 341–354.
- Surian, N., Rinaldi, M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. Geomorphology 50, 307–326.
- Sümegehy, J., 1944. A Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása VI. Magyar Királyi Földtani Intézet kiadása. p. 208.

- Sümeghi, J., 1953. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. MÁFI évi jelentése 1951-ről, pp. 83–109.
- Sümeghi, P., Hertelendi, E., 1998. Reconstruction of microenvironmental changes in the Kopasz Hill loess Area at Tokaj (Hungary) between 15 and 70 ka BP. *Radiocarbon* 40, 855–863.
- Sümeghi, P., Krollopp, E., 1995. A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. *Földtani Közlöny* 125, 125–148.
- Sümeghi, P., Krollopp, E., 2002. Quaternary malacological analyses for modelling of the Upper Weichselian paleoenvironmental changes in the Carpathian Basin. *Quaternary International* 91, 53–63.
- Sümeghi, P., Rudner, E.Z., 2001. In situ charcoal fragments as remains of natural wild fires in the upper Würm of the Carpathian Basin. *Quaternary International* 76–77, 165–176.
- Sümeghi, P., Gulyás, S., Persaits, G., Gergely Páll, D., Molnár, D., 2011. The loess-paleosol sequence of Basaharc (Hungary revisited: Mollusc-based paleoecological results for the Middle and Upper Pleistocene. *Quaternary International* 240, 181–192.
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S.O., Rothlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., 2008. A 60,000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past* 4, 47–57.
- Szádeczky-Kardoss, E., 1941. Ősfolyók a Dunántúlon. *Földtani Értesítő* 6, 119–134.
- Sztanó, O., Mészáros F., 2003. Variation in dip of lateral accretion surfaces in subrecent fluvial deposits, Pannonian Basin, Hungary: a reflection of climatic fluctuations or just meandering excursions? In: *Analogue and numerical forward modelling of sedimentary systems; from understanding to prediction (abstract volume)*, Utrecht, pp. 55–60.
- Sztanó, O., Tóth, T., Magyari, O., Magyari, Á., Horváth, F., 2002. Alluvial architecture from ultra high-resolution single channel seismic survey of meandering Tisza River, Pannonian Basin, Hungary. 16th Int. Sediment. Congr., Pretoria, pp. 357–359.
- Sztanó, O., Magyar, I., Horváth, F., 2007. Changes of water depth in the Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. *Geophysical Research Abstracts* 9. <<http://meetings.copernicus.org/www.cosis.net/abstracts/EGU2007/05425/EGU2007-J-05425.pdf>> 2014.02.06.
- Thamó-Bozsó, E., Nagy, A., 2011. Késő-negyedidőszaki üledékek betemetődési korának meghatározása kvarcsezemcsék lumineszcens (OSL) vizsgálatával. *Földtani Közlöny* 141, 41–56.
- Thamó-Bozsó, E., ÓKovács, L., 2007. Evolution of Quaternary to modern fluvial network in the Mid-Hungarian Plain, indicated by heavy mineral distributions and statistical analysis of heavy mineral data. In: Mange, M.A., Wright, D. (eds.), *Heavy minerals in use. Developments in Sedimentology* 58, 491–514.
- Thamó-Bozsó, E., Kercsmár, Zs., Nádor, A., 2002. Tectonic control on changes in sediment supply on Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary. In: Jones, S.L., Frostick, L.E. (eds.), *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Geological Society, London, Special Publications 191, 37–53.
- Thamó-Bozsó, E., Murray, A.S., Nádor, A., Magyari, Á., 2007. Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late-Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. *Quaternary Geochronology* 2, 168–173.

- Thiel, C., Horváth, E., Frechen, M., 2014. Revisiting the loess/palaeosol sequence in Paks, Hungary: A post-IR IRSL based chronology for the 'Young Loess Series'. *Quaternary International* 319, 88–99.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A., Koster, E.H., 1987. Inclined heterolithic stratification—terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology* 53, 123–179.
- Timár, G., 2003. Földtani folyamatok hatása a Tisza alföldi szakaszának medermorfológiájára. PhD Értekezés, ELTE TTK, Budapest. p.135.
- Timár, G., Gábris, Gy., 2008. Estimation of water conductivity of the natural flood channels on the Tisza flood-plain, the Great Hungarian Plain. *Geomorphology* 98, 250–261.
- Timár, G., Sümegi, P., Horváth, F., 2005. Late Quaternary dynamics of the Tisza River: Evidence of climatic and tectonic controls. *Tectonophysics* 410, 97–110.
- Toggweiler, J.R., Bjornsson, H. 2000. Drake Passage and palaeoclimate. *Journal of Quaternary science* 15, 319–328.
- Tóth, P., Szafián, P., Sztanó, O., 2010. Egy pannóniai korú Gilbert-delta felépítése „3D” földradar (GPR) szelvények alapján. *Földtani Közlöny* 140, 235–250.
- Tóth, T., 2003. Folyóvízi szeizmikus mérések. PhD értekezés. ELTE TTK, Budapest. p.144.
- Tóth, T., Horváth, F., 1999. Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén. *Földtani Közlöny* 129, 109–124.
- Tóth, T., Vida, R., Horváth, F., 1997. Shallow water single and multichannel seismic profiling in a riverine environment. *The Leading Edge* 16, 1691–1695.
- Tripathi, A., Eagle, R., Morton, A., Dowdeswell, J., Atkinson, K., Bahe, Y., Dawber, C., Khadun, E., Shaw, R., Shorttle, O., and Thanabalasundaram, L., 2008, Evidence for Northern Hemisphere glaciation back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 112–122.
- Turney, C.S.M., Jones, R.T., 2010. Does the Agulhas Current amplify global temperatures during super-interglacials? *Journal of Quaternary Science* 25, 839–843.
- Uhrin, A., Sztanó, O., 2007. Reconstruction of Pliocene fluvial channels feeding Lake Pannon (Gödöllő Hills, Hungary). *Geologica Carpathica* 58, 291–300.
- Uhrin, A., Magyar, I., Sztanó, O., 2009. Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. *Földtani Közlöny* 139, 273–282.
- Uhrin, A., Sztanó, O., Csillag, G., Hátori, Z., 2011. Késő-miocén–pliocén folyók rekonstrukciója a Vértes délkeleti előterében. *Földtani Közlöny* 141, 363–381.
- Ujházy, K., Gábris, Gy., Frechen, M., 2003. Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. *Quaternary International* 111, 91–100.
- Urbancsek, J., 1960. Az alföldi artézi kutak fajlagos vízhozama és abból levonható vízföldtani következtetések. *Hidrológiai Közlöny* 40, 398–403.
- Urbancsek, J., 1962. Szolnok megye vízföldtana és vízellátása. *Hidrológiai Tájékoztató* 2, 90–91.
- Urdea, P., 2004. The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part I*, pp. 301–308.
- Vakarcs, G., Tari, G., 1993. A szeizmikus és szekvencia sztratigráfia alapfogalmainak magyarázata. *Magyar Geofizika* 34, 35–51.

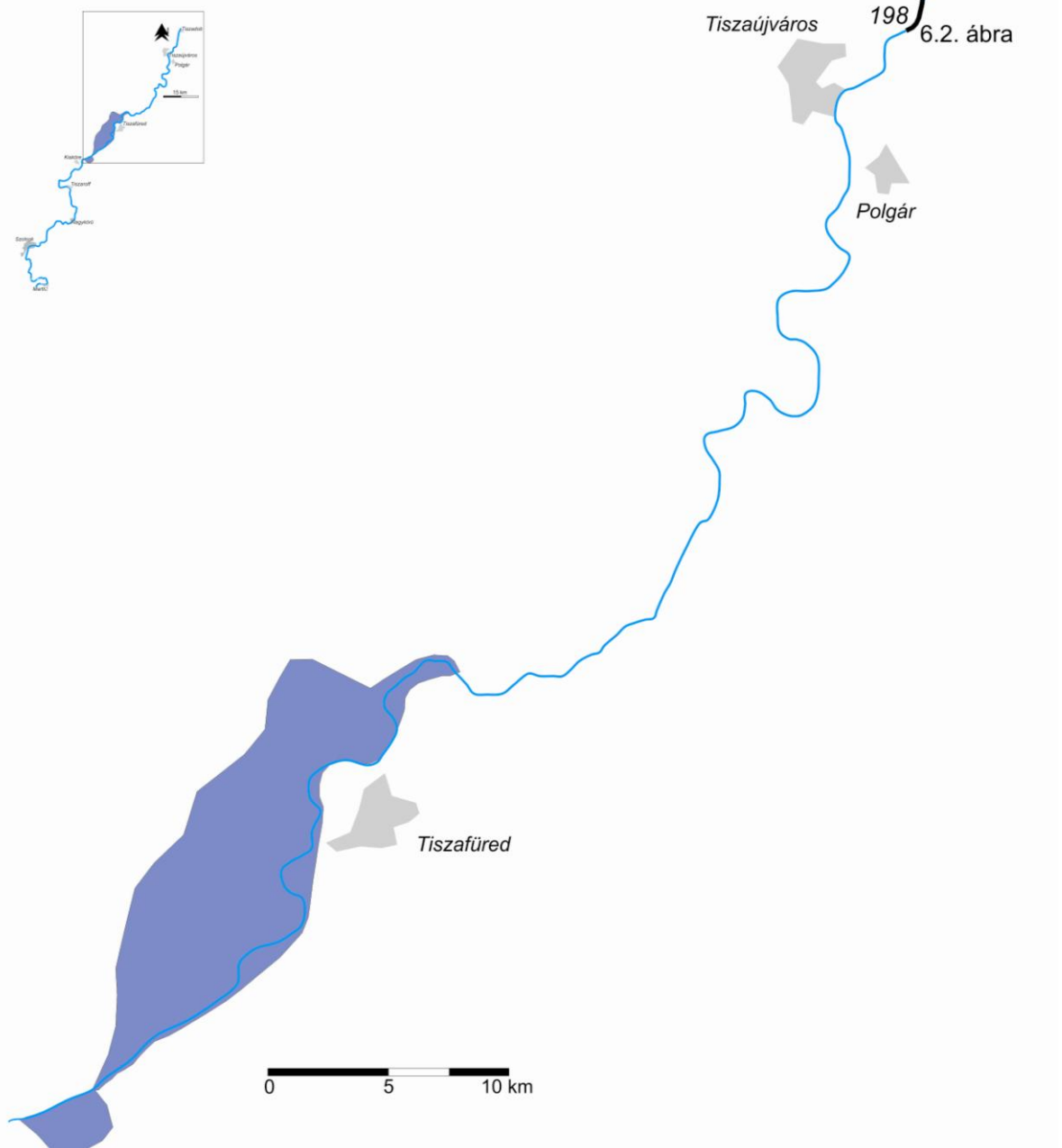
- Van Dam, R.L., 2012. Landform characterization using geophysics—Recent advances, applications, and emerging tools. *Geomorphology* 137, 57–73.
- van de Lageweg, W.I., Schuurman, F., Shimizu, Y., Cohen, K.M., van Dijk, W.M., Kleinhans, M.G., 2013. Preservation of meander channel and scour features under aggradational and non-aggradational conditions. *Fysische Geografie* 10, 242–243.
- Vandenberghe, J., 1995. Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews* 14, 631–638.
- Vandenberghe, J., 1999. Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. *Sedimentary Geology* 128, 254–270.
- Vandenberghe, J., 2002. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International* 91, 17–23.
- Vandenberghe, J., 2003. Climate forcing of alluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews* 22, 2053–2060.
- Vandenberghe, J., 2008. The fluvial cycle at cold–warm–cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. *Geomorphology* 98, 275–284.
- Vandenberghe, J., Kasse, C., Bohncke, S.J.P., Kozarski, S., 1994. Climate-related river activity at the Weichselian–Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra Nova* 6, 476–485.
- Van Huissteden, J., Kasse, C., 2001. Detection of rapid climate change in Last Glacial fluvial successions in The Netherlands. *Global and Planetary Change* 28, 319–339.
- Van Meerbeeck, C., Renssen, H., Roche, D., 2009. How did marine isotope stage 3 and Last Glacial maximum climates differ? Perspectives from equilibrium simulations. *Climate of the Past* 5, 33–51.
- Varga, Gy. 2011. Similarities among the Plio–Pleistocene terrestrial aeolian dust deposits in the World and in Hungary. *Quaternary International* 234, 98–108.
- Voelker, A.H.L. and workshop participants, 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews* 21, 1185–1212.
- Walker, R.G., Cant, D.J., 1984. Sandy fluvial systems. In: Walker, R.G. (ed.) *Facies models*, Geoscience Canada, pp. 71–89.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L. C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D. J., Nakagawa, T., Newnham, R., and Schwander, J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24, 3–17.
- Wallick, J.R., Grant, G.E., Lancaster, S.T., Bolte, J.P., Denlinger, R.P., 2007. Patterns and Controls on Historical Channel Change in the Willamette River, Oregon, USA. In: Gupta, A. (ed), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. Wiley & Sons, Ltd, pp: 491–516.
- Wharton, G., Arnell, N.W., Gregory, K.J., Gurnell, A.M., 1989. River discharge estimated from channel dimensions. *Journal of Hydrology* 106, 365–376.
- Williams, G.P., 1978. Bankfull discharge of rivers. *Water Research* 14, 1141–1154.
- Willis, B.J., 1989. Palaeochannel reconstructions from point bar deposits: a three-dimensional perspective. *Sedimentology* 36, 757–766.

- Willis, B.J., 1993. Interpretation of bedding geometry within ancient point bar deposits In: Marzo, M., Puigdefabregas, C. (eds.), *Alluvial Sedimentation*, IAS Spec. Publ. 17, pp. 101–114.
- Willis, K.J., Rudner, E., Sümegi, P., 2000. The full-glacial forest of Central and Southeastern Europe. *Quaternary Research* 53, 203–213.
- Wintle, A.G., 2010. Future directions of luminescence dating of Quartz. *Geochronometria* 37, 1–7.
- Wintle, A.G., Packman, S.C., 1988. Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. *Quaternary Science Reviews* 7, 315–320.
- Wintle, A., Murray, A. S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.
- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews* 29, 2828–2838.
- Wunsch, C., 2004. Quantitative estimate of the Milankovitch-forced contribution to observed Quaternary climate change. *Quaternary Science Reviews* 23, 1001–1012.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693.

Mellékletek

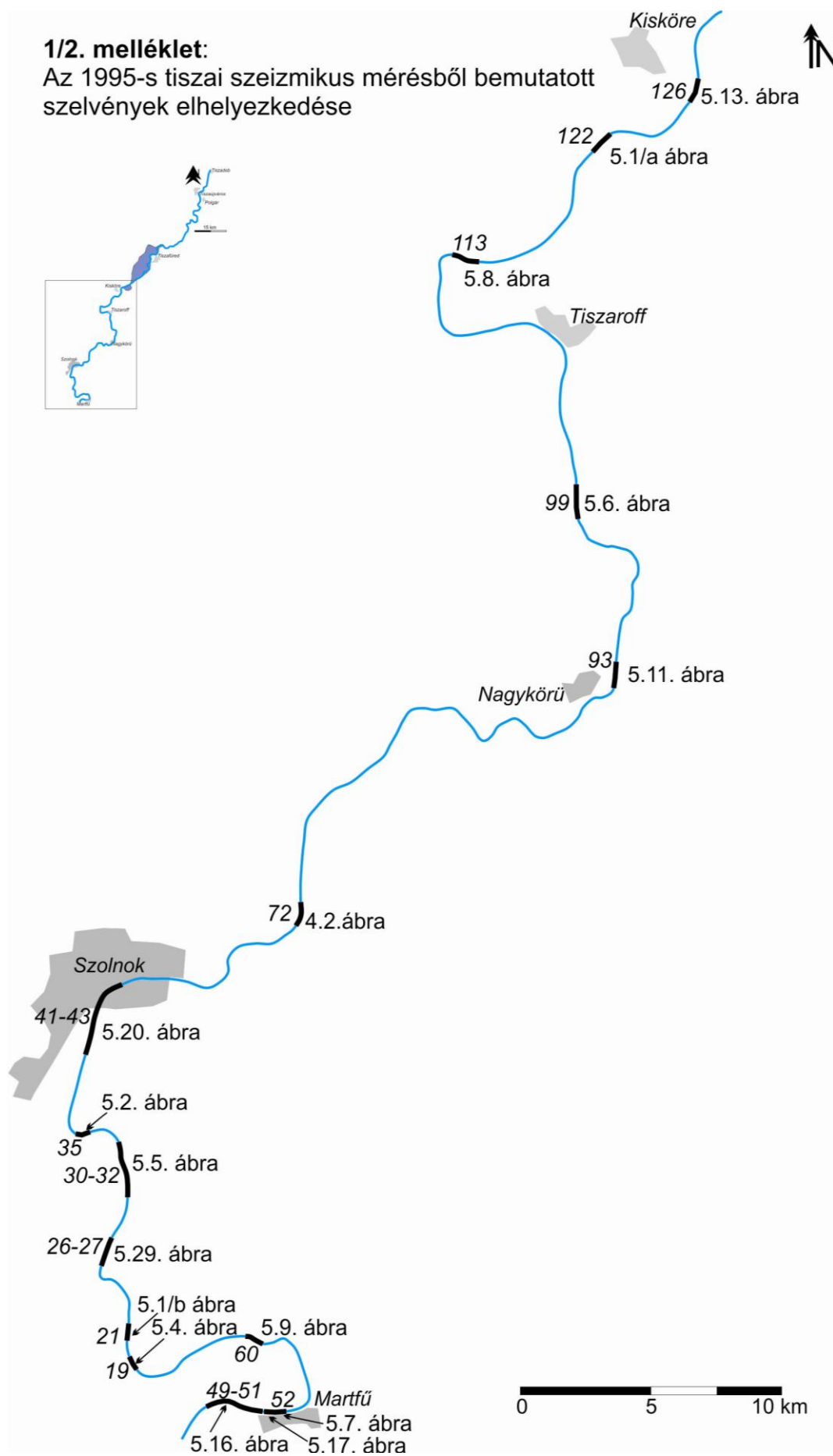
1/1. melléklet:

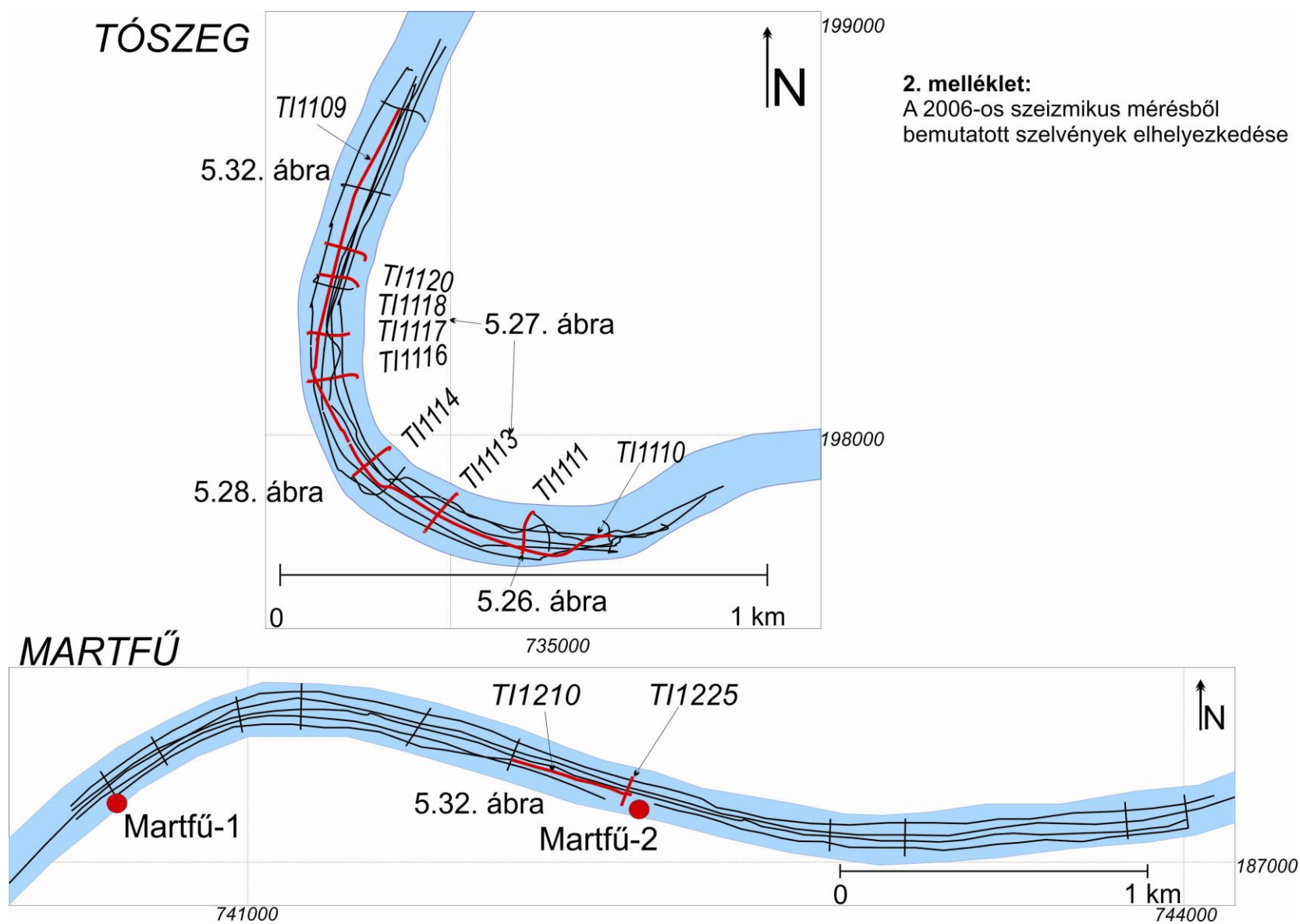
Az 1995-s tiszai szeizmikus mérésből bemutatott
szelvények elhelyezkedése



1/2. melléklet:

Az 1995-s tiszai szeizmikus mérésből bemutatott
szelvények elhelyezkedése





3. melléklet: A kvázi 3D-ben szelvényezett 4 idős övzátony-sorozat értelmezett felületeinek mérési adatai, illetve a belőlük kalkulált mederparaméterek

3/1. melléklet: **Martfű** – A dőlt betűs adatok az átlagok számításánál nem lettek figyelembe véve a felületeken észlelt jelentős erózió miatt

	Dőlésirány (°)	Dőlés (°)	l (m)	d (m)	w (m)	Q (m ³ /s)	±
S1	96	1,6	216	6,2	306	570	103
1	101	1,3	227	5,0	323	480	87
2	108	1,4	262	6,6	372	734	133
3	117	2,0	187	6,6	265	525	95
4	127	2,1	217	8,1	309	754	137
5	110	1,1	335	6,2	476	886	161
6	76	1,7	192	5,8	272	474	86
7	114	2,7	183	8,5	259	664	120
8	115	2,0	179	6,2	254	472	85
9	118	1,5	304	7,8	431	1003	182
10	122	0,7	244	2,9	347	298	54
11	132	1,2	375	8,1	533	1288	234
12	136	1,7	301	8,9	428	1144	207
13	134	1,5	288	7,4	408	902	163
14	136	1,7	219	6,6	311	615	111
15	134	1,7	200	5,8	285	496	90
16	123	2,3	156	6,4	221	421	76
17	118	1,4	230	5,7	327	555	101
18	119	1,2	312	6,4	444	846	153
19	119	1,1	298	6,0	424	759	138
20	120	1,1	257	5,1	365	560	102
Átlag	120	2	250	7	355	720	
Min	96	1	156	5	221	421	
Max	136	2,7	375	8,9	533	1288	

3/2. melléklet: **Szolnok**– A dőlt betűs adatok az átlagok számításánál nem lettek figyelembe véve a felületeken észlelt jelentős erózió miatt

	Dőléirány	Dőlésszög	l (m)	d (m)	w (m)	Q (m ³ /s)	±
8	200	0,6	168	1,8	239	128	23
9	204	0,5	252	2,3	357	249	45
10	206	0,5	324	3,2	461	439	80
11	172	0,9	355	5,5	504	831	151
	174	0,8	416	5,7	590	1002	182
12	177	0,7	480	5,8	682	1189	216
13	212	0,7	446	5,8	633	1103	200
14	213	0,6	440	4,8	625	901	163
15	196	0,9	374	6,2	530	987	179
16	195	1,0	386	7,0	547	1146	208
	196,7	1,0	331	6,0	470	853	155
17	203	0,8	458	6,7	650	1315	238
18	193,4	0,8	549	7,6	780	1778	322
19	187	0,6	505	5,4	717	1168	212
20	184	0,7	352	4,3	499	638	116
21	180	2,1	210	7,9	298	707	128
22	176	1,7	263	7,8	373	876	159
23	191	2,2	188	7,6	267	608	110
24	200	1,4	268	7,0	381	796	144
25	201	1,2	304	6,8	431	882	160
26	169	1,1	328	6,4	465	898	163
27	167	1,0	386	6,7	548	1095	199
28	164	1,2	274	5,7	389	669	121
29	165	1,0	297	5,4	422	686	124
30	167	1,1	309	6,0	439	796	144
31	186	1,0	401	7,0	569	1191	216
32	188	0,9	482	7,8	684	1591	288
33	188	1,1	404	7,8	573	1333	242
34	193	0,9	440	7,5	625	1410	256
35	168	1,6	227	6,6	322	636	115
36	172	1,5	229	6,2	325	605	110
Átlag	187	1,0	361	6,5	513	1002	
Min	164	0,6	188	4,8	267	605	
Max	213	2,3	549	7,9	780	1778	

3/3. melléklet: Tiszavárkony és Tószeg

TISZAVÁRKONY

FELMÉRÉS							
	Dőlésirány (°)	l (m)	d (m)	w (m)	Q (m³/s)	±	
1	DNy						
2	DNy						
3		200	92	5,4	131	213	39
4		202	123	5,4	175	284	51
5	DNy		74	3,9	105	122	22
6		190	112	4,3	160	208	38
7		198	89	5,1	126	194	35
8		200	120	4,1	170	210	38
9	D		4,7				
Átlag		198	102	4,7	144	205	
Min		190	74	3,9	105	122	
Max		202	123	5,4	175	284	

TÓSZEG

Felület	Dőlésirány (°)	l (m)	d (m)	w (m)	Q (m³/s)	±
TO1	251	64	1,6	91	43	7,7
TO2	287	94	6,2	134	249	45,2
TO3	275	100	4,9	142	208	37,7
TO4	280	67	3,5	94	99	17,9
TO5	294	90	4,7	128	178	32,3
TO6	249	53	6,4	75	145	26,3
TO7	253	87	6,7	123	247	44,7
TO8	243	80	6,2	113	211	38,3
TO9	246	65	6,6	93	184	33,3
TO10	256	57	5,8	81	142	25,7
Átlag	263	76	5,2	108	170	
Min	243	53	1,6	75	43	
Max	294	100	6,7	142	249	

3/4. melléklet: A különböző számítási módszerekkel becsült mederszélesség adatok összehasonlítása. A egyenletek (Bridge 2003) az átlagos mederkitöltő mélységet veszik figyelembe. A Tisza szabályozás előtti kanyargóssága (S) magas (átlagosan 2-3 közötti) a vizsgált közép-tiszai szakaszon (Mike 1991, Timár 2003).

	reflexiók hosszából	Leeder 1983* S>1,7	Brideg & Mackey 1993 S>1	Crane 1982 S>1	Williams 1986 S>1,7	S>1,3	
Martfű	S1	306	113	244	233	199	300
	1	323	80	162	164	146	217
	2	372	124	272	257	217	328
	3	265	124	272	257	217	328
	4	309	172	400	359	292	445
	5	476	113	244	233	199	300
	7	259	184	435	387	311	476
	8	254	113	244	233	199	300
	9	431	159	366	333	272	415
	11	533	169	393	354	288	439
	12	428	197	472	415	331	508
	13	408	147	333	307	254	385
	14	311	124	272	257	217	328
	15	285	102	217	210	182	273
	16	221	117	255	243	206	311
	17	327	98	206	202	175	263
	18	444	117	255	243	206	311
	19	424	106	227	219	189	284
	20	365	84	172	172	152	227
	Szolnok	11	504	94	196	193	169
		590	98	206	202	175	263
12		682	102	217	210	182	273
13		633	102	217	210	182	273
14		625	76	153	156	140	207
15		530	113	244	233	199	300
16		547	135	302	281	235	356
		470	109	233	224	192	289
17		650	128	284	267	224	339
18		780	154	352	322	265	403
19		717	92	191	189	165	247
21		298	164	379	343	280	427
22		373	162	372	338	276	421
23		267	154	352	322	265	403
24		381	135	302	281	235	356
25		431	131	290	271	228	345
26		465	120	260	247	210	317
27		548	126	278	262	221	333

28	389	100	211	206	179	268
29	422	92	191	189	165	247
30	439	109	233	224	192	289
31	569	135	302	281	235	356
32	684	159	366	333	272	415
33	573	159	366	333	272	415
34	625	152	346	317	261	397
35	322	124	272	257	217	328
36	325	113	244	233	199	300
Átlag	447	126	278	261	219	332
Min	221	76	153	156	140	207
Max	780	197	472	415	331	508

*Az egyenlet a maximális mederkitöltő mélységen alapul

Összefoglalás

Doktori kutatásom során a Közép-Tisza alatt megjelenő 10–20 m vastag alluviális üledéket vizsgáltam vízi sekélyszeizmikus szelvények segítségével. Értelmezésem szerint 7 gyakran megjelenő szeizmikus egység különíthető el. Ezek közül a dolgozat a következetesen egy mélységben megjelenő, 300–3000 m hosszan követhető, 5–7 m vastag, 0,5–5°dőlésű reflexiósorozatokra fókuszál. Ezek meanderező folyó övzátany-komplexumaiként értelmezhetők. A velük egy szintben megjelenő kiterjedt ártéri összletként, felhagyott mederkitöltéseként és eróziós árkokként értelmezett szeizmikus egységek szintén illeszkednek a meanderező folyó fáciesmodelljébe. A kutatás során a modern Tisza medrében mélyített Tiszaliget fúrás középszemcsés homoktól agyag–aleuritig felfelé finomodó övzátany rétegsort és rákövetkező ártéri összletet tárt fel, alátámasztva a szeizmikus értelmezést. Az ősi övzátany üledékanyagából vett minták OSL kora középső-pleniglaciális (MIS3) $46-47 \pm 4,6$ ezer év, a nagy övzátany-komplexumok épülési időtartama 2-3 ezer évre tehető.

A Martfűtől Szolnokig terjedő folyószakasz négy helyen 2D-s szelvényháló mentén ismét felmérésre került az övzátany-geometria térbeli és időbeli változékonyságának vizsgálata céljából. A ferde reflexiósorozatok dőlésirányának elemzése bizonyította, hogy az egyes övzátany-komplexumokon belül egyirányú trenddel jellemezhető épülési egységek a természetes medervándorlás eredményei. Az övzátany-épülés rekonstruálásával, az autociklikus folyamatok „lefejtése” után a folyó szélesség- (350–520 m) és mélységadatait (6–7 m) felhasználva számított mederformáló vízhozam (400 és 1800) görbéje az ún. ezeréves klímacyklusokkal összevethető elsődleges periodicitást mutat, amit a folyó a meder geometriájának megváltozásával képezett le.

Vizsgálataim során a nagy vízhozamú ősi meanderező folyó rekonstruálásával a korábbi hipotézist megerősítve bizonyítottam a harmadik vízrajzi tengely („Ős-Bodrog”) létezését a Közép-Tisza vidéken a középső-pleniglaciálisban. A további eredmények újszerűen, alluviális környezetből szolgáltatnak a MIS3 középső részéről klímabecslő adatot hazánkban. A leképezett alluviális összlet fejlődéstörténete általános vonásaiban beilleszthető a glaciális–interglaciális időszakra felállított klímamodellbe, és a medencében rekonstruált klímaromlást megerősíti. A nagy vízhozamú Ős-Bodrog kitartó meanderezése bizonyítja a MIS3 kezdeti enyhe és csapadékos voltát. Az egymásra következő, csökkenő vízhozamú, de továbbra is meanderező jellegű egységek az éghajlat szárazabbá válását jelzik. A bevágódó, majd gyorsan feltöltődő medernyomok a klíma hirtelen hidegebbé fordulását, majd az erre következő meanderező fázis az ismételt javulását sugallja a MIS2 felé haladva. A MIS2 elején a folyóvízi mintázat fonatosba való átváltása a klíma tartósan hideggé válását jelezheti.

Abstract

The PhD research aims the investigation of the 20–30 m thick alluvial deposit under the modern Tisza. The sedimentary features were observed on UHR single-channel water seismic profiles. Seven frequently occurring seismic units were interpreted. Among these the study focuses on the 300–3000 m long, 5–7 m thick series of inclined reflections appearing consequently in the same depth level. This unit was interpreted as laterally accreted point bar complexes of a meandering river. Other seismic units in the same depth level were interpreted as extended floodplain deposits, abandoned cut-off channel fills and large erosional scours; these elements also fit into the facies model of a meandering river. The Tiszaiget core drilled during the project in the channel of the modern Tisza revealed the medium sand to silt and clay upward fining succession of a point bar and the overlying floodplain fines correlating well to the seismic interpretation. The OSL ages of samples derived from the ancient point bars show ages of Middle Pleniglacial (MIS3), $46\text{--}47 \pm 4.6$ ky. The duration of meander development is about 2–3 ky.

Four sections of the Tisza from Martfű to Szolnok were resurveyed by quasi-3D seismic profiling during the project in order to investigate the spatial and temporal variations of the point bar geometry. Analysing the dip directions of series of inclined reflections proved that the development units showing unidirectional progress within a point-bar complex are resulted by natural meander migration. In regard to that the meander development was reconstructed. Channel-forming discharge (400 to 1800 m³/s) curve was calculated from the width (350–520 m) and depth (6–7 m) data of the river. The autocyclic effects were eliminated from the curve by the specifying of section-position on the reconstructed point bar complex. As a result the discharge curve shows a primary periodicity comparable to the sub-Milankovitch cycles; the river responded to the millennial scale climate oscillations by the changes of channel parameters.

Based on the reconstruction of the ancient meandering river with high discharge, the existence of the third hydrological axis (Palaeo-Bodrog) in the Middle Tisza region during the Middle Pleniglacial was proven confirming the previous hypothesis. Besides, the results provide new climate proxies in alluvial sediments, uniquely from the earlier part of MIS3 in Hungary. The alluvial history of the revealed succession fits well in general into the glacial–interglacial climate model, and supports the deterioration of the climate described for the Carpathian Basin. Sustained meandering of the high-discharge Palaeo-Bodrog proves the mild and wet climate in the beginning of MIS3. Subsequent aggrading storeys with meandering character reflect a decrease of discharge, which implies the desiccation of climate. Incising channels followed by rapid infill suppose a sudden cold period, but the subsequent meandering phase indicates climate re-amelioration. Towards MIS2, the transition of river pattern from meandering to braided may reflect the permanent deterioration of the climate.