

# Neotektonika és klímaváltozás együttes hatása a Körös-medence késő-pleisztocén vízhálózat-fejlődésére

## *Neotectonic and climatic control on the Late Pleistocene drainage pattern development of the Körös Basin, Great Hungarian Plain*

NÁDOR ANNAMÁRIA<sup>1</sup>, THAMÓNÉ BOZSÓ EDIT<sup>1</sup>, MAGYARI ÁRPÁD<sup>1</sup>, BABINSZKI EDIT<sup>1</sup>,  
DUDKO ANTONYINA<sup>1</sup> és TÓTH ZOLTÁN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, 1143, Budapest, Stefánia u. 14.

<sup>2</sup> Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet, 1145, Budapest, Kolombusz u. 17–23.

Tárgyszavak: késő-pleisztocén, Pannon-medence, Körös-medence, folyóhálózat-elemzés, légifotó-elemzés, optikai lumineszcens kormeghatározás, klímaváltozások, neotektonika

### Összefoglalás

A Körös-medence alluviális síkságának 2500 km<sup>2</sup>-nyi területén az egykori folyóhálózat nyomait rekonstruáltuk légifotó-elemzések és a folyószabályozás előtti természetes vízhálózatot mutató 18. századi topográfiai térképek alapján. Az elemzések azt mutatták, hogy a területen egy északkelet felől érkező nagy, meanderező folyó folyt, amely két ágra bomlott, és egy kisebb ártéri medencét fogott közre, míg a déli részen egy fonatos folyó maradványai azonosíthatók. A különböző mederrajzolatú zónákba hét folyamatos magvételű sekélyfúrást mélyítettünk, illetve homok- és agyagfejtők szelvényeit is megvizsgáltuk. 25 homokminta optikai lumineszcens kormeghatározása (OSL), illetve négy minta radiokarbon-vizsgálata alapján megállapítottuk, hogy a vizsgált folyóvízi üledékek a késő-pleniglaciális és a késő-glaciális során rakódtak le. A minták nehézsúlyú-vizsgálata alapján az egykori meanderező folyó az Ős-Tiszával azonosítható, amely az ÉK-DNy-i csapású Érmellék süllyedéke mentén folyt a késő-pleniglaciálisban. A fonatos folyó a Fekete- és Fehér-Körös ősenek tekinthető, amely csak a késő-glaciálisban jelent meg a területen. Szeizmikus szelvények újraértelmezése, neotektonikai terepi mérések, valamint a fúrászelvényekben észlelhető eltérő vastagságviszonyok alapján az Érmellék vidéke 14-16 ezer évvel ezelőttig jelentős mértékben süllyedt, ami a folyófejlődés fő tektonikai meghatározója volt. A vizsgált rétegsorok bizonyos mértékben az Ős-Tisza és az Ős-Körös késő-pleisztocén klímaváltozásainak hatásait is tükrözik. A meanderes zónák mederhomokjainak nagy része a Bülking-Allerő és a Ságvár-Lascaux interstadiálisok alatt rakódott le, míg a fonatos folyórendszer homokjai főleg az idős és fiatal Dryas időszak termékei. Ugyanakkor az OSL-mérések ezer éves léptékű hibahatára az ugyancsak ezer éves nagyságrendű késő-pleisztocén klímaingadozásokkal való pontosabb korrelációt nem tette lehetővé. Fonatos és meanderes folyótevékenység egymás mellett is létezhetett ugyanazon a klímán, de a fő mederzónák helyzetét a tektonikus süllyedékek mindenkorai helyzete irányította.

Key words: Late Pleistocene, Pannonian Basin, Körös Basin, river network analysis, airborne photographic interpretation, optical luminescence dating, climate changes, neotectonics

### Abstract

The palaeo-drainage network pattern on a 2500 km<sup>2</sup> part of the Körös Basin was reconstructed on the basis of airborne photographic interpretation combined with the analysis of historical topographic maps from the 18th century, showing natural river patterns before river regulation schemes were introduced. The investigation showed that a large meandering river system was coming from the north-east with two main channel belts, surrounding a floodbasin, and a braided river entered the alluvial plain from the southeast. Different alluvial units are characterised by detailed sedimentary logs of seven continuous cored boreholes and several sand- and clay-pit sections. Optical luminescence dating (OSL) of 25 quartz samples and four <sup>14</sup>C datings showed that the sediments have Late Pleniglacial to Late Glacial ages. Transport directions inferred from heavy mineral analyses combined with the OSL ages demonstrate that the large meandering river system can be identified most likely with the palaeo-Tisza, which was supposed to flow along the north-east-south-west striking Érmellék depression during the Late Pleniglacial. The braided river can be regarded as a precursor to the Fekete- and Fehér-Körös rivers which entered the alluvial plain from the south-east during the Late Glacial. A combined interpretation of seismic profiles, neotectonic field measurements and variations in thickness of sediments along the studied profile revealed that there was a remarkable tectonic control on river development, driven by subsidence along the Érmellék depression until 14-16 ky and uplift of the south-eastern part of the catchment area. The studied fluvial successions also document the response of the palaeo-Tisza and palaeo-Körös system to the climate changes of the Weichselian Late Pleniglacial - Late Glacial period. Much of the sand from the meandering zones deposited during the Bülking-Allerő and Ságvár-Lascaux interstadials, while some dated sand units from the braided zone represent the Older and Younger Dryas. However the unambiguous correlation of the studied sections with the millennial-scale climate changes of the last

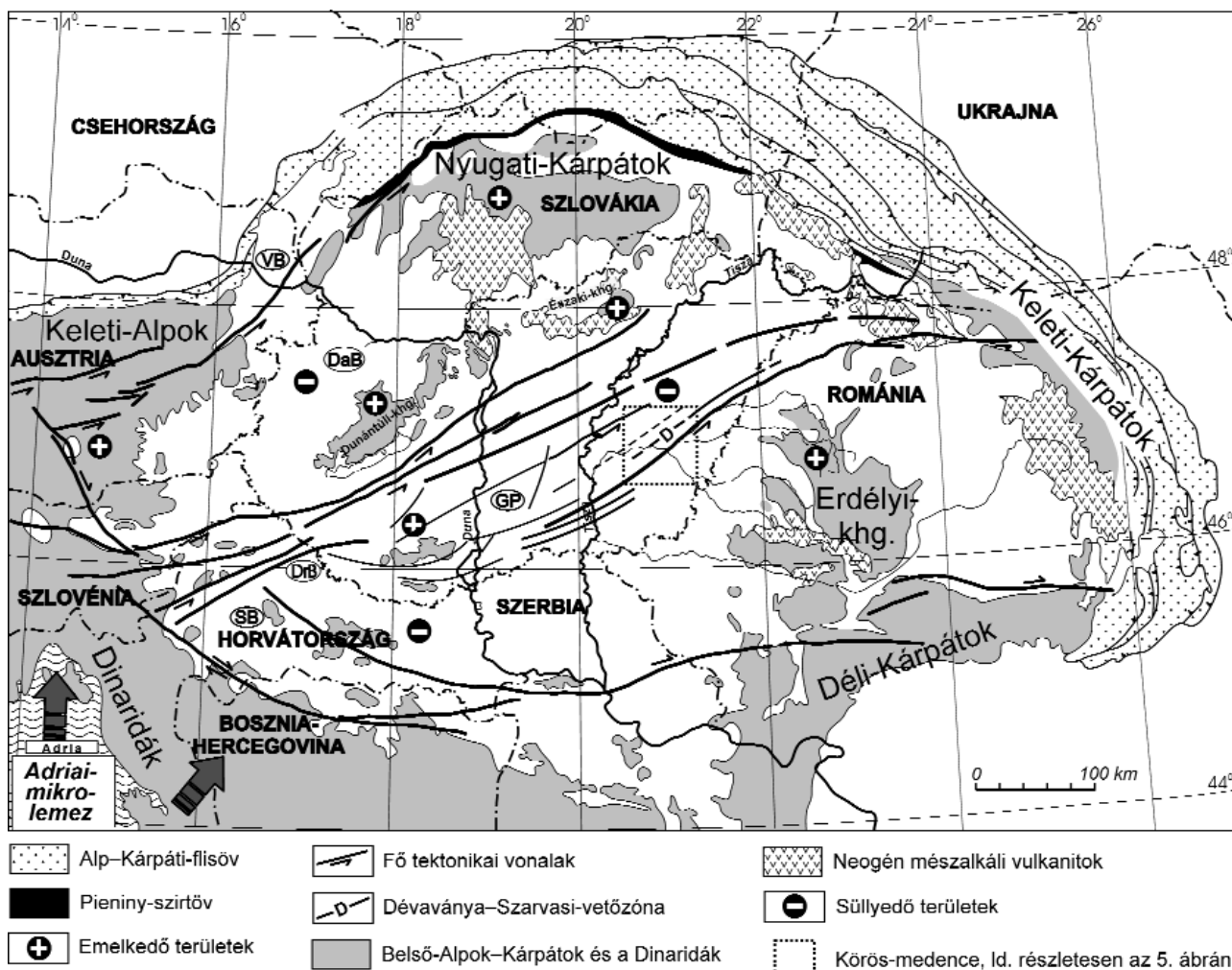
25 ky is hindered by the error range of OSL dates, which often exceeds the duration of Weichselian sub-stages and sub-divisions. The final conclusion is that meandering and braided river activity co-existed under a given climate and the main channel systems are related to subsidence anomalies, thus tectonics was the primary control on river development.

## Bevezetés

Az elmúlt évtizedben számos tanulmány látott napvilágot a klíma, a tektonika és a tengerszintváltozások folyóhálózat-fejlődésre, folyóvízi üledékképződésre gyakorolt hatásáról a negyedidőszak folyamán. Ezek a tanulmányok rendszerint északnyugat-európai folyókon végzett különböző vizsgálatok eredményeit mutatják be. A klíma szerepét hangsúlyozó tanulmányok jelentős része kiemelt térszínnel jellemzett területekről származik, ahol a vízhozamban és szállított üledékanyagban bekövetkezett glaciális–interglaciális ciklusoknak megfelelő változások folyóteraszok kialakulását eredményezték (pl. Rajna: BOENIGK 2002; Temze: GIBBARD 1985, MADDY, BRIDGLAND 2000; Meuse: VANDENBERGHE 1993, VAN DEN BERG 1994; Szajna és

Somme: ANTOINE et al. 2000). Ezekből gyökeresen eltérő folyamatok uralkodnak azonban a süllyedő medenceterületeken, ahol a felszín esése túl kicsi a folyók bevágódásához, és a süllyedést a folyók feltöltő jellege ellensúlyozza. Ez utóbbi típus klasszikus példája a rendkívül részletesen vizsgált a Rajna–Meuse-rendszer (pl.: KASSE et al. 1995, TÖRNQUIST 1995, BERENDSEN, STOUTHAMER 2000, WALLINGA et al. 2004, BUSSCHERS et al. 2005). Ezen a területen az észak-atlanti klímaváltozások (JOHNSON et al. 1992) mellett a tengerszintváltozások (TÖRNQUIST et al. 2000; WAELBROEK et al. 2002), valamint a fennoskandináviai jégtakaró előrenyomulásai és visszahúzódásai (EHLERS, GIBBARD 2004) jelentősen befolyásolták a folyófejlődést.

Vizsgálatainkat a Pannon-medence keleti részén elhelyezkedő Körös-medencében végeztük (1. ábra), illetve

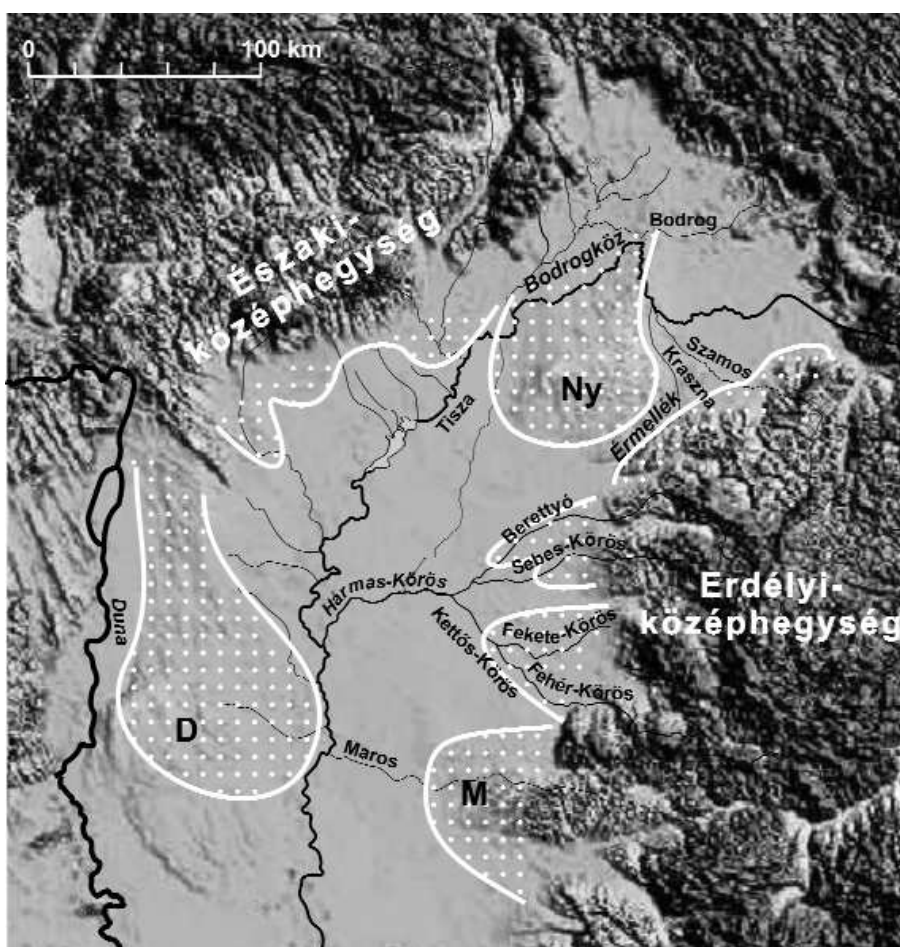


1. ábra. A Pannon-medence főbb geotektonikai egységei (BADA, HORVÁTH 2001 után)  
 VB = Bécsi-medence, DaB = Kisalföld, DrB = Dráva-medence, SB = Száva-medence, GP = Alföld  
 Figure 1. Major geotectonic setting of the Pannonian Basin (after BADA, HORVÁTH 2001)  
 VB=Vienna Basin, LP=Little Plain, DB= Drava Basin, SB=Sava Basin, GP=Great Plain

végezzük jelenleg is. Ezen a folyamatosan süllyedő területen az üledékképződés a teljes pleisztocén időszak során folyamatos volt (NÁDOR et al. 2003). A folyófejlődést befolyásoló tényezők itt jelentősen eltérnek az északnyugat-európai területeken tapasztaltaktól, így vizsgálataink új adatokkal egészítik ki, árnyalják a folyófejlődésről — már-már rutinszerűen — kialakított eddigi képet. A Pannon-medence intramontán jellegéből adódóan a tengerszintváltozásoknak értelemszerűen elhanyagolható a folyóvízi üledékképződést befolyásoló szerepe. A terület bonyolult tektonikai felépítése, kompressziós jellegű negyedidőszaki szerkezeti inverziója — eltérő mértékű kiemelkedésekkel és süllyedésekkel — erős tektonikai kontrollt feltételez az itt vizsgált folyók fejlődésében. Ehhez hozzáadva a klíma nem elhanyagolható szerepét, a vizsgált kérdés meglehetősen komplex feladatnak tűnik. Ráadásul a Pannon-medence

három nagyobb éghajlati zóna — óceáni, kontinentális és szub-mediterrán — találkozási zónájában helyezkedik el (BACSÓ 1959) amelyek egymásra hatása kulcsfontosságú volt a negyedidőszaki klíma alakulása során is.

Munkánk célja a Berettyó–Körös-folyórendszer késő-pleisztocén fejlődésének vizsgálata volt, összefüggésben a Tisza negyedidőszak végi jelentős helyváltoztatásának régóta vitatott kérdésével. A Berettyó–Körös-rendszer folyói az emelkedő Erdélyi-középhegységben erednek, és a mai napig is folyamatosan süllyedő Alföldre tartanak, annak legmélyebb részmedencéjén, a Körös-medencén keresztül. A mai Berettyó meglehetősen kicsi folyó, amely az Érmélték délnyugati pereme mentén halad. Medrét feltehetően a nála jóval nagyobb Ős-Tiszától örökölhette, amely a késő-pleistocén glaciális folyamán még itt folyt (GÁBRIS 1998, 2002). Vizsgálataink fő célja, hogy azonosítsuk a hajdani folyó-



2. ábra. Az Alföld és a környező hegyvidék domborzati modellje

A pöttyözött területek a legfőbb pleisztocén hordalékkúpok elterjedését mutatják. D = az Ős-Duna hordalékkúpja, M = a Maros hordalékkúpja, Ny = Nyírség (az Északkeleti-Kárpátokból és az Erdélyi-középhegység északi részét megcsapoló folyók hordaléka). Kisebb összefüggő hordalékkúpok épültek az Északi-középhegység előterében, valamint az Erdélyi-középhegység nyugati lábánál is, ez utóbbiakat a Körösök és a Berettyó, illetve a Szamos és Kraszna ősei rakták le

Figure 2. Digital Elevation Model of the Great Hungarian Plain and the surrounding mountains

Dotted areas show the extent of the major alluvial fans. D = alluvial fan of the paleo-Duna, M = alluvial fan of the river Maros, Ny = Nyírség (sediments deposited by the rivers discharging the north-east Carpathians and the northern part of the Apuseni Mountains). Smaller alluvial fans developed in the foreland of the North Mid-Mountains and at the western foothill of the Apuseni Mountains. The latter was deposited by the ancestors of the Körös-, Berettyó-, Szamos and Kraszna rivers

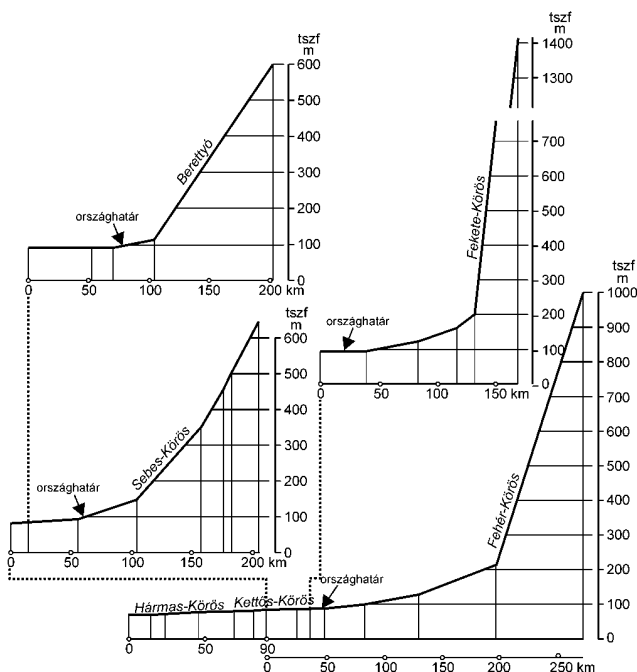
medrek nyomait, azok tér- és időbeli változásait az Érmelék délnyugati peremétől a Körösök torkolatáig terjedő területen. Ehhez az egykori medernyomok rekonstruálásán túlmenően részletesen vizsgáltuk a felszín közeli rétegek anyagát, szedimentológiai jellegét. A vizsgálatok közép-pontjában az optikai lumineszcens kormeghatározások álltak (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2007; THAMÓNÉ BOZSÓ 2005), amely adatok alapján pontosan korolni tudtuk az egyes medergenerációkat. Ezek eredményeként az öskörnyezeti, szerkezeti és klimatikus hatások folyófejlődésre gyakorolt együttes hatását próbáltuk értelmezni a vizsgált területen.

### Földtani felépítés

A Pannon-medence, mint ív-mögötti típusú terület a kora-, középső-miocén folyamán a Kárpátok ívének felgyűrődésével egy időben alakult ki (ROYDEN, BÁLDI 1988; 1. ábra). A késő-miocéntől kezdve a süllyedéket a brakk-édesvízű Pannon-tó töltötte, amelyet északnyugat és északkelet felől a medence belsejébe érkező és progradáló delta-rendszerek üledékei töltötték fel (BÉRCZI, PHILLIPS 1985, POGÁCSÁS et al. 1988). A késő-miocéntől kezdve az üledék-behordás mértéke meghaladta a medence termális süllyedésének mértékét, így annak teljes területe a feltöltődés irányának megfelelő léptékben mocsári-folyóvízi-szárazföldi üledékképződési környezetű alakult át a pliocén idejére (JÁMBOR 1991, JUHÁSZ 1994, MAGYAR et al. 1999). Ezzel egy időben a medence termális süllyedését kompressziós fázis váltotta fel, amely a mai napig aktív (HORVÁTH, CLOETINGH 1996). A szerkezeti inverzió hatására óriási területek, mint pl. az Északi-középhegység vagy a teljes Dunántúl, gyors emelkedésnek indult. Ezen intenzíven emelkedő területek között — továbbra is — folyamatosan süllyedő medencék helyezkedtek el, amelyekben folyamatos folyóvízi üledékképződés folyt a negyedidőszak folyamán és folyik ma is (Nagyalföld, Kisalföld, Dráva- és Száva-medence, Bécsi-medence; 1. ábra). A süllyedő és emelkedő területek térbeli elrendeződése nagy hullámhosszú litoszféra-redőződés eredménye (HORVÁTH, CLOETINGH 1996, CLOETINGH et al. 1999, BADA, HORVÁTH 2001).

A Körös-medence a maga 84-85 méteres tengerszint fölötti magasságával az egyik legalacsonyabban fekvő területe a Pannon-medence keleti részének. A Körös-medence egy folyamatosan süllyedő alföldi részmedence klasszikus példája, ahol a süllyedést kompressziós jellegű medenceinverzió alakította ki, illetve alakítja a mai napig is. A terület jelenlegi folyói a Berettyó, továbbá a Sebes-, Fekete- és Fehér-Körös az Erdélyi-középhegységben ered, és hozzávetőlegesen kelet-nyugati irányban folyik a Pannon-medence belseje felé (2. ábra). Összefolyás után a folyók, mint kis esésű Hármaskörös folytatják útjukat a Tisza felé. A négy folyó hossza közel azonos, annak ellenére, hogy erdélyi-középhegységbeli vízgyűjtő területük mérete, földtani- és morfológiai felépítése eltérő (3. ábra). A hegyvidéki területekre jellemző meredek (10-25 m/km) esés hirtelen csökken le a jelenlegi magyar határ közelében és innen a

Folyó	Hossza (km)	Vízgyűjtő területe (km <sup>2</sup> )	A vízgyűjtő terület legmagasabb pontja (m)	Átlagos vízhozam a határon (m <sup>3</sup> /s)	Átlagos vízhozam a Körös-medencében (m <sup>3</sup> /s)
Berettyó	203,8	6095	915	11	16
Sebes-Körös	209,3	2788	1838	20	38
Fekete-Körös	167,7	4729	1849	40	60
Fehér-Körös	235,6	4275	1541	33	50



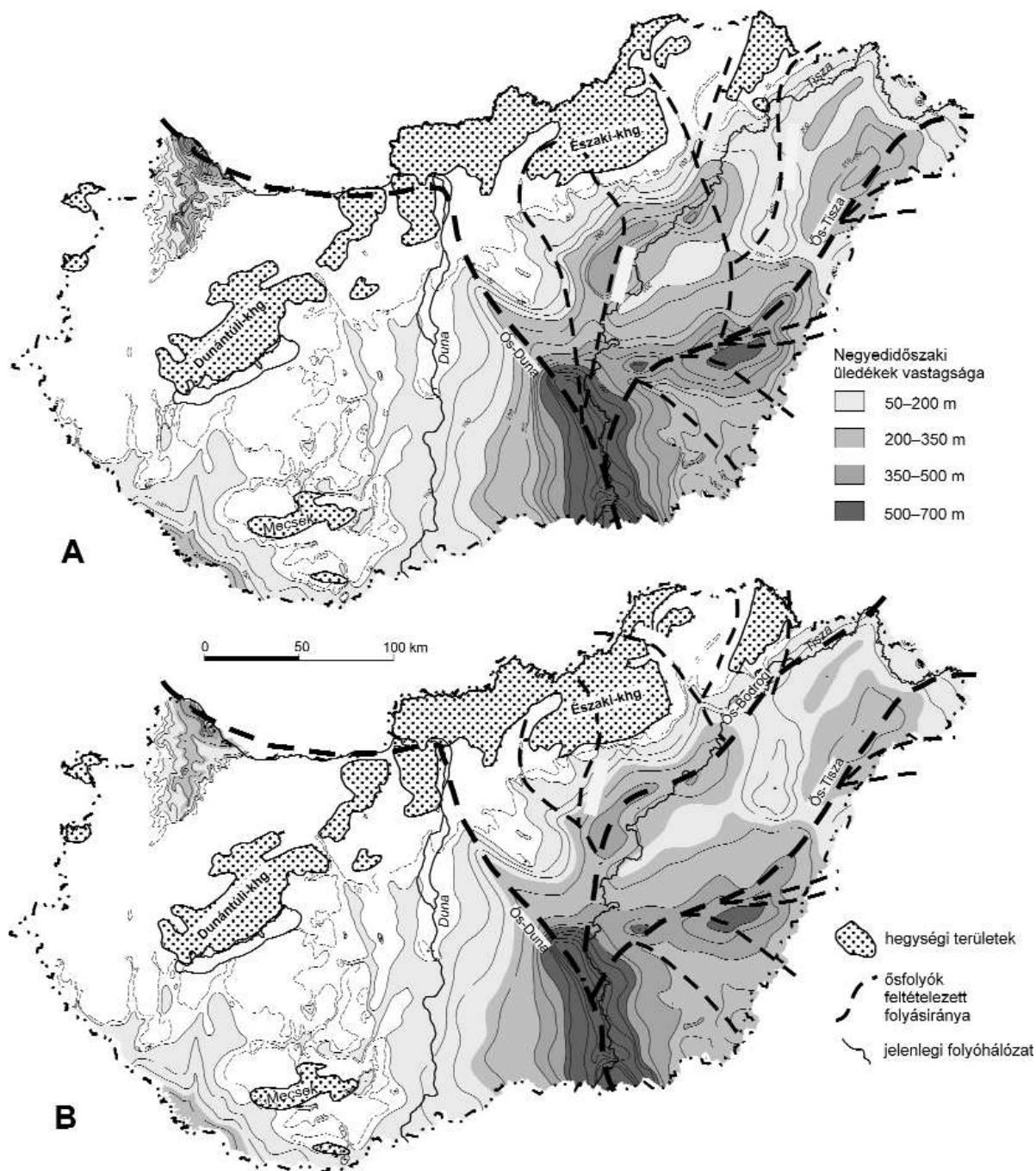
3. ábra. A Körös-medence folyóinak hidrológiai jellemzői és esésgörbéi (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002)

Figure 3. Hydrological characteristics of the rivers of the Körös Basin and stream gradients (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002)

folyók 5-10 cm/km-es eséssel tartanak a Tisza felé. A négy folyó közül a Fekete- és a Fehér-Körösnek a legnagyobb a hegyvidéki területeken mért esése, és az alluviális síkságon is viszonylag nagyobb energiával haladnak keresztül, mint a Berettyó és a Sebes-Körös (3. ábra). A hazai területeken mind a négy folyó csak lebegtetett üledékanyagot szállít.

### Az Alföld vízhálózat-fejlődése a negyedidőszak folyamán

A negyedidőszak folyamán az Alföldet a Duna és a Tisza, valamint azok mellékfolyói töltötték fel üledékükkel. A folyók az emelkedő területek felől a süllyedő medencék irányába tartottak, amelyek egyben a helyi erózióbázis szintjét is jelentették. A medencesüllyedés a negyedidőszak folyamán térben és időben egyenlőtlenül zajlott, ami a vízhálózat teljes átrendeződését eredményezte, amelyet legutóbb Gábris és Nádor foglalt össze (GÁBRIS, NÁDOR 2007). A kora- és középső-pleisztocén folyamán az Alföld gyorsan süllyedő központi része az Ős-Dunát a Pesti-síkságról délkelet felé terelte (4. ábra, A), s ezzel egy időben a folyó a Duna-Tisza közén egy hatalmas alluviális hordalékkúpot épített ki (2. ábra).



4. ábra. Egykori folyóhálózat a pleisztocénben (GÁBRIS, NÁDOR in press)

A – Kora- és középső-pleisztocén. Az Alföld középső süllyedő része az Ós-Dunát északnyugat, az Ós-Tiszát északkelet felől vonzotta, mint fő erózióbázis. B – Késő-pleisztocén. Három tengelyű vízhálózat. Az Ós-Bodrog megjelenése a Jászsági-medence süllyedésével hozható összefüggésbe

Figure 4. River network during the Pleistocene (after Gábris, Nádor in press)

A – Early- and Middle Pleistocene. The rapidly subsiding central part of the Great Plain dragged the palaeo-Danube from the north-west and the palaeo-Tisza from the north-east. B – Late Pleistocene. Three-axis palaeodrainage system of the Great Plain. The appearance of the paleo-Bodrog was resulted from the subsidence of the Jászság Basin

Egy másik nagy hordalékkúpot a Kárpátok északkeleti és az Erdély északi részéből kilépő folyók raktak le a Nyírség területén (2. ábra). Az Északkeleti-Kárpátokból és az Erdélyi-középhegységéből származó Ós-Tisza a nyírségi alluviális hordalékkúp délkeleti peremén folyhatott. A korawürm folyamán a folyó egy 10-15 km széles eróziós síksá-

got alakított ki a mai Érmellék területén, amely egy ÉK–DNy-i csapású süllyedék volt a Nyírség és a Kárpátok északkeleti részéből kilépő kisebb folyók (Szamos, Kraszna) alkotta alluviális hordalékkúpok között (2. ábra). Az Alföld területének legdélebbi nagy alluviális hordalékkúpját a Maros folyó őse építette (2. ábra) miközben a Keleti-Kárpátok,

illetve az Erdélyi-középhegység láncolatából kilépve az Alföld felé tartott (BORSY 1990).

A felsorolt nagyméretű alluviális hordalékkúpok között a Körös-medence egy folyamatosan süllyedő terület volt, amely mintegy csapdázza a kelet-északkelet felől folyó Berettyót és Körösöket, valamint az északkelet felől érkező Ós-Tiszát. Mindezek együttes eredményeként közel 500 méter vastag, folyamatos, ciklusos folyóvízi üledék rakódott le a pleisztocén folyamán (NÁDOR et al. 2003).

A késő-pleisztocén és a késő-glaciális folyamán egy harmadik jelentős folyó (Ós-Bodrog) is megjelent (4. ábra, B) az Alföld központi süllyedéke felé átlósan folyó Ós-Duna és Ós-Tisza mellett (GÁBRIS 1998, 2002), amelynek kialakulása az Északi-középhegység előterének újbóli süllyedésével lehetett kapcsolatos.

A pleisztocén végére az Alföld-peremi fiókmedencék süllyedése a korábbi vízrajzi hálózat teljes átrendeződéséhez és ennek következményeként a mai vízrajzi kép kialakulásához vezetett (SOMOGYI 1961). A jelenlegi Duna-völgy déli részének (Kalocsai- és Bajai-süllyedékek) süllyedése hatására az Ós-Duna eredeti hordalékkúpját elhagyta és a késő-pleisztocén során elfoglalta mai helyzetét. (SÜMEGHY 1953). Erre utal a késő-würmnél (II/a számú) idősebb teraszok hiánya a jelenlegi Duna-völgyben (PÉCSI 1959). Ugyanekkor a Bodrogköz süllyedésének és a Nyírség emelkedésének együttes hatására a Tisza a késő-glaciális folyamán elhagyta az Érmellék vidékét (GÁBRIS 1998, 2002), először a Bodrogköz felé folyt, majd innen hirtelen délkeleti irányba fordult és elfoglalta a korábbi Ós-Bodrog medrét (4. ábra, B).

### Alkalmazott kutatási módszerek

A Berettyó–Körös-rendszer vízhalózat-fejlődését több kutatási módszer integrált alkalmazásával tanulmányoztuk. A terület földtani felépítésének vizsgálata alapját a Magyar Állami Földtani Intézet 1:100 000 méretarányú földtani térképsorozata adta (GYALOG 2005). A legjelentősebb folyóvízi morfológiai elemeket (különböző medertípusok, övzátony-sorozatokat, lápok, árterek) 2500 km<sup>2</sup> területen végzett, 1:60 000 méretarányú légifotók értelmezésén alapuló, digitális állományú, ősvízrajzi térképvázlaton ábrázoltuk (5. ábra). Az ábrázolás során külön figyelmet szenteltünk az egymást metsző medrek vizsgálatának. Ezt az „ősvízrajzi” térképet összevetettük a 19. század közepe előtt kezdődött folyószabályozások előtti topográfiai térképekkel, amelyek már az 1782–1785. esztendőktől kezdve rendelkezésre állnak. Ezekből a szabályozás előtt készült térképekből kiderült, hogy a teljes terület mocsaras környezet volt, ahol a folyók gyakori meder-áthelyeződésekkel változtatták folyásirányukat.

Annak érdekében, hogy az alluviális síkságon észlelt különböző mederformák anyagát is megismerjük, hét új, folyamatos, teljes szelvényű magfúrás mélyítettünk (Eijkelkamp kézi ütvefúróval) a különböző típusú fosszilis medrekbe, és azok rétegsorait részletes litológiai, szedimentológiai

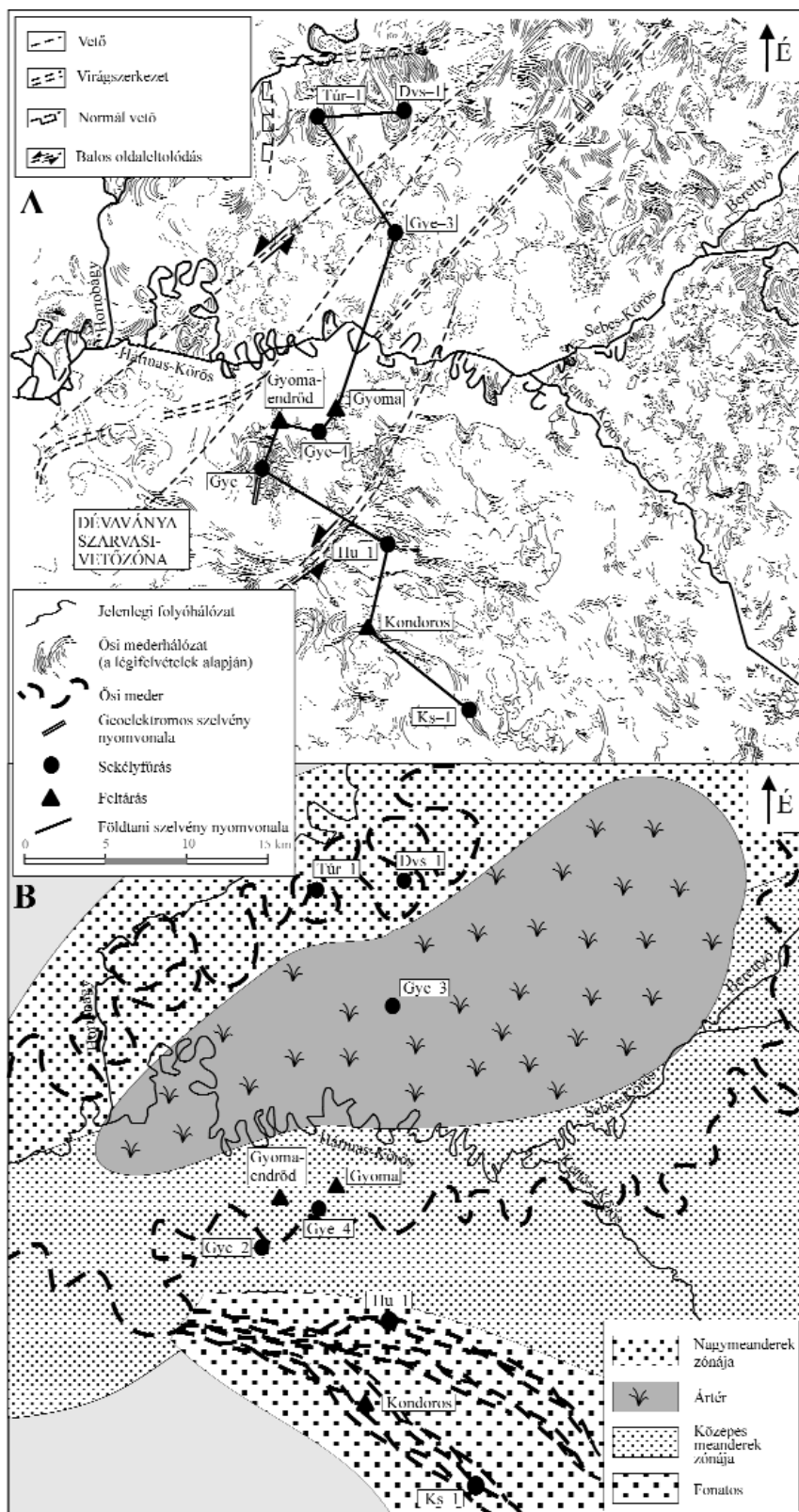
és geokronológiai (OSL, <sup>14</sup>C-izotóp) vizsgálatoknak vetettük alá. A fúrások során zavartalan, 1 méter hosszú, 5 cm átmérőjű PVC-csővekben kiserelt, folyamatos rétegsorokkal rendelkező magmintákat kaptunk. Leírtuk az üledék anyagát, szemcseméretét, színét, szervesanyag-tartalmát, valamint a megfigyelhető üledékes szerkezeteket. A hét magfúrás közel észak–déli szelvényirány mentén mélyítettük és korreláltuk egymással (5. ábra, A). A szelvény mentén néhány kisebb homokfejtő gödrének feltárásait is figyelembe vettük.

Az optikai lumineszcens (OSL) vizsgálatokhoz 25 mintát elemeztünk, melyek részben a magfúrásokból, részben a felszíni feltárásokból származtak. A feltárásokból a mintákat 20 cm hosszú, 5 cm átmérőjű sötétszürke PVC-csővel vettük, úgy hogy az üledéket ne érje fény. A minta-előkészítést sötétben, gyenge vörös fény mellett végeztük. A 80–200 µm-es frakciót nedves szitálással különítettük el. A szerves anyagot 30%-os hidrogén-peroxiddal, a kalcitot 10%-os sósavval távolítottuk el, a kvarcdús frakciót nehézfolyadék (nátrium-poliwolframát vizes oldata) segítségével különítettük el. A földpátok eltávolítása és a kvarcsemcsék felszínének lemaratása egy órás időtartamú, koncentrált hidrogén-fluoridos kezeléssel történt. Az így előállított tiszta kvarcfrakciót 10 mm átmérőjű rozsdamentes acél mintatartó korongok közepére ragasztottuk fel szilikon-spray segítségével 8 mm átmérőjű kör alakú területre, úgy hogy a szemcsék ne fedjék egymást, azaz egy szemcse vastagságú réteget kapjunk.

A lumineszcens méréseket a MÁFI dán gyártmányú RISŔ TL/OSL DA–15C/D típusú mérőberendezésével végeztük kék fényű megvilágítás és laboratóriumi α-sugárzás (<sup>90</sup>Sr/<sup>90</sup>Y sugárforrás) alkalmazásával, a jelenleg leginkább alkalmazott és elfogadott SAR (Single Aliquot Regenerative Dose) protokoll (MURRAY, WINTLE 2000, 2003) szerint. Az üledéket erős radioaktív sugárdózis rátájának meghatározásához szükséges nagy felbontású gamma-spektrometriai mérések az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Radiometriai Laboratóriumában készültek. A minták OSL-kor meghatározásának további részleteit THAMÓNÉ BOZSÓ (2005), THAMÓ-BOZSÓ et al. (1997) tárgyalják.

A forrásterületek, illetve lehordási irányok meghatározásához a fenti módszereket nehézsavány-vizsgálatokkal egészítettük ki, úgy hogy minden OSL-vizsgálatnak alávetett mintán egyben nehézsavány-vizsgálat is készült. A minták nehézsavány-tartalmát mai alföldi folyóink üledékeinek nehézsavány-összetételével vetettük össze klaszteranalízis segítségével, feltételezve, hogy a lehordási területek földtani felépítése és morfológiája a késő-pleisztocénben hasonló volt a mai állapothoz. Azaz, ha egy minta nehézsavány-összetétele hasonló egy mai alföldi folyó üledékének összetételéhez, akkor az utóbbihoz hasonló forrásterületet, illetve beszállítási irányt feltételeztünk. Ezt a módszert sikeresen alkalmaztuk a Körös-medence pleisztocén beszállítási irányainak meghatározása esetén is (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002).

Az ELGI Térképezési Főosztálya együttműködő partnerként vesz részt a körös-vidéki vízhalózat fejlődésének



### 5. ábra. A Körös-medencében kapott vizsgálati eredmények áttekintése

A – Légifotó-elemzés alapján rekonstruált egykori medermaradványok, a tanulmányozott feltárások és mélyített sekélyfűrésok, a geoelektromos szelvény nyomvonalaival, valamint a Dévaványa-szarvasi-zóna tektonikai elemeinek feltüntetésével. B – Az egykori folyóhálózat a folyószabályozás előtti természetes állapotokat tükröző térképek alapján. Az egykori meanderező folyó két ágának maradványai tisztán kirajzolódnak

**Figure 5.** Overview of the results of investigations of the Körös Basin

A – Palaeo-channel remnants of the Körös Basin based on airborne photo interpretation with the location of the studied boreholes and outcrops and with indication of the tectonic elements of the Dévaványa-Szarvas zone. B – Natural river patterns before river regulation schemes were introduced based on historical topographic maps. The investigation shows two main channel belts of the meandering river system

közvetlisztes képződményekből állt. Ennek megfelelően az ELGI geofizikus szakemberei 2 méteres elektródátávolsággal multielektrodás geoelektromos méréseket végeztek a folyóvízi üledékek lehatárolására. A területek összes hossza 1,7 km volt, 4 szelvényszakaszra bontva. A méréseket Syscal Jr mérőrendszerrel végezték, dipól-dipól elrendezésben. A feldolgozás alapmódszere simított inverzió volt. Ez a leképzési mód megfelelő az ellenállás-eloszlás meghatározására, és elegendő a priori ismeret birtokában alkalmas a földtani felépítés kutatására is. A behatolási mélység 10-12 méter volt. A szelvények szélső 30 métere a mérés jellegéből adódóan kisebb behatolással bír és kevésbé megbízható.

A területen korábban szénhidrogén-kutatási célból készített, több mint száz ipari szeizmikus szelvény tektonikai újraértékelése (DUDKO 2002) volt az alapja annak, hogy a folyófejlődés tektonikus meghatározottságát vizsgáljuk. Bár ezek a szeizmikus szelvények nem bontják fel az üledékösszlet legfelső részét, nagyon jól tükrözik az aljzatban — és

megismerését célzó kutatásainkban. Ennek keretében 2005 nyarán Gyomaendrőd térségében a felszín közeli képződmények megismerésére közösen geoelektromos méréseket végeztünk, melyek célja a fiatal üledékek felső — a fúrési rétegsorok mélységével azonos — 8-10 méterre minél jobb tagolása volt. A felmért terület agyagos-

esetenként a fedő negyedidőszaki üledékekben is — található nagyobb vetőzónákat (pl. virágszerkezeteket, normál vetőket, eltolódásokat). Ezek segítségével jól lehetett jellemezni a nagyobb negyedidőszaki szerkezeteket, illetve a terület negyedidőszaki tektonikai fejlődésének egyes bélyegeit.

## Az ősvízrajzi hálózat rekonstrukciója

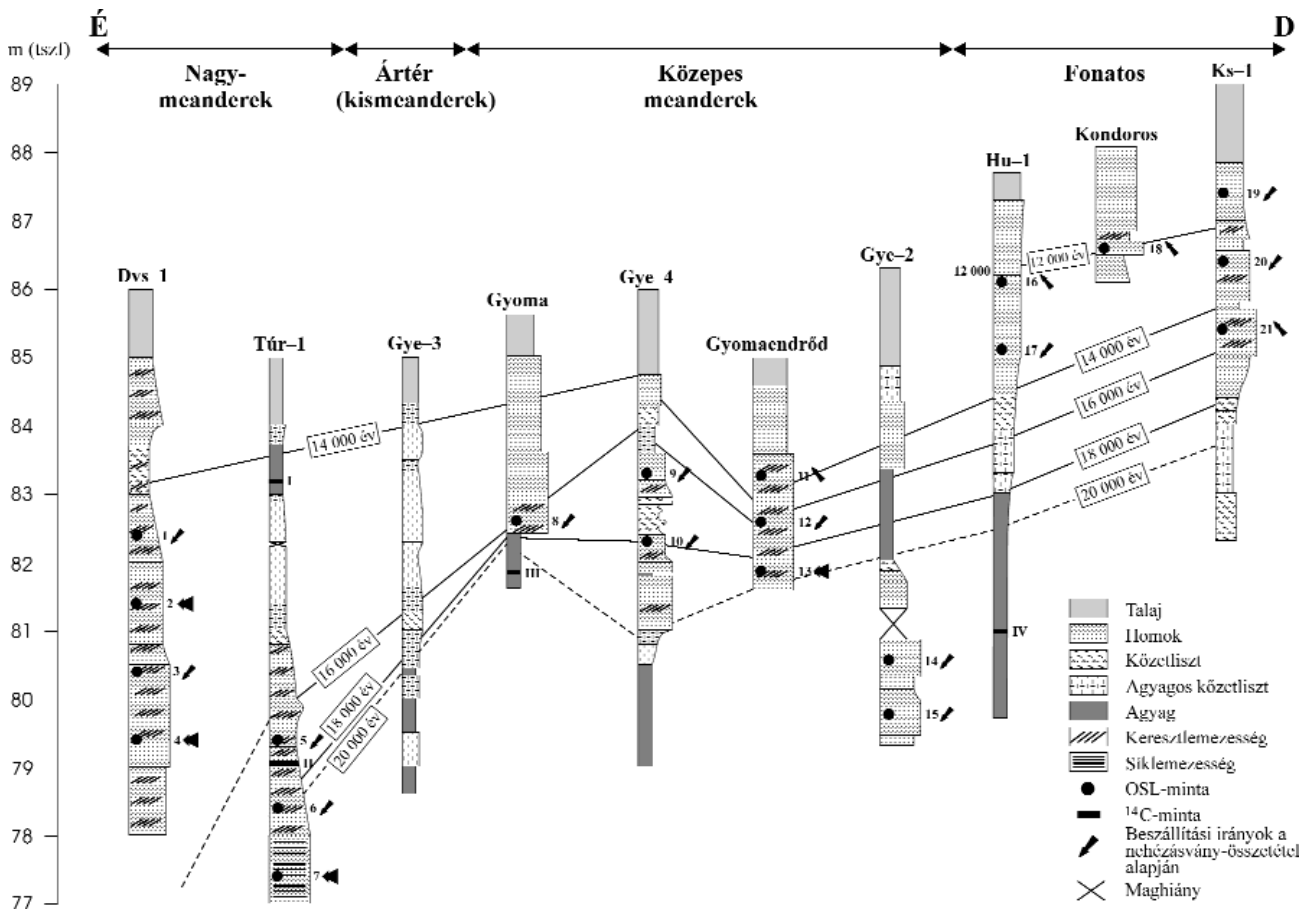
### A légifotó-elemzések eredményei

A légifotók értelmezésén alapuló alluvialis paleomorfológiai elemzés során több eltérő mederrajzolattal jellemezhető területet különítettünk el (5. ábra, A). Északon, a mai Hortobágy és Berettyó között nagy, km-es kanyarokat mutató meandres zóna maradványaira bukkantunk. A meanderek kanyargóssága és a felhagyott mederövek helyzete alapján a folyásirány ÉK felől történt. Ettől a nagymeandres zónától délre, a Hármasköröstől északra (a tanulmányozott terület központi részén), egy kis — néhány tíz méteres nagyságrendű — elmosódott meandernyomokkal jellemezhető öv helyezkedik el. A két zóna hozzávetőlegesen ÉK–DNY-i és ÉNy–DK-i csapású vonalak mentén érintkezik egymással (5. ábra, A). A nagy- és kismeanderek mellett néhány száz méteres amplitúdójú közepes meandernyomok is felfedezhetők a Hármasköröstől délre (5. ábra, A). Ezen meanderező folyó nyomait mutató zónák az egykori meanderek méretétől függetlenül 84–85 méteres tengerszint fölötti magasságban helyezkednek el. A vizsgált

terület déli részén 87–90 méteres tengerszint fölötti magasságban, fonatos rajzolattal jellemezhető fosszilis meder-maradványokat sikerült kimutatni (5. ábra, A). A mederformák rajzolata alapján az egykori folyásirány DK felől történhetett. Ez a fonatos rajzolatú zóna közel párhuzamos a mai Kettős-Körös (egyesült Fekete- és Fehér-Körös) folyási irányával.

### A történelmi topográfiai térképek elemzési eredményei

A történelmi és a mai topográfiai térképek összehasonlítása során három különböző medertípust sikerült elkülönítenünk: 1. Jelenleg is aktív medrek, amelyek részben azonosak a természetes mederszakaszokkal, részben a szabályozások során (főleg a kanyarok levágásával) kialakított mesterséges csatornák. 2. A 18. század közepéig meglévő aktív medrek; melyek a szabályozás előtti állapotot tükrözik. 3. Inaktív medrek, amelyek a mederszabályozások (18. század közepe) előtti állapot maradványai, ezek nagyrészt azok a meandernyomok, amelyek a légifotók alapján körvonalazhatóak.



6. ábra. A fúrásokon és feltárásokon keresztül szerkesztett szelvény

Az OSL- és  $^{14}\text{C}$ -koradatokat az 1. táblázat tartalmazza. A nehézsólyan-vizsgálatok alapján megállapított szállítási irányokat a 7. ábra összegzi. Az egyes eltérő mederrajzolatú zónák rétegsorai jól tükrözik az eltérő folyójellegeteket. Az értelmezést a 9. ábra mutatja. Az eltérő üledékvastagságok a süllyedés mértékének változásával függenek össze

Figure 6. Cross section along the boreholes and outcrops

OSL and  $^{14}\text{C}$  dates are shown in Table 1. Transport directions are inferred from the cluster analysis of heavy minerals, summarized in Figure 7. Various sediment thicknesses refer to changes in subsidence rates. For discussion see Figure 9



A természetes folyóhálózat régi topográfiai térképek alapján végzett, szabályozás előtti, rekonstrukciója azt mutatja, hogy — ellentétben a légifotó-elemzés eredményeivel — csak két nagyobb zóna különíthető el a vizsgált területen (5. ábra, A). Északon egy meanderező folyók hálózatával jellemezhető terület észlelhető. Úgy tűnik, hogy két nagyobb meanderező folyóág (nagyjából a mai Berettyó és Sebes-Körös, valamint a Hortobágy folyók mentén) uralta a területet. Ezek egy nagyobb mocsaras, ártéri vidéket fogtak közre, amelybe kisebb vízfolyások torkollottak, miközben itt kisebb meanderek alakulhattak ki. A Hármasköröstől délre egy fonatos övvel rendelkező folyó maradványai nyomozhatók, ahol az egyes medrek egymással párhuzamosan futnak. Feltűnő jelenség a kisebb mellékfolyók teljes hiánya. A régi térképeken a két nagyobb meanderező folyó nyomai tisztán kivehetők, azonban a kis meanderek és a fonatos medrek elemei elmosódnak, gyakran követhetetlenek (5. ábra, B).

### A fúrási rétegsorok és a feltárások üledékföldtani értelmezése

Az északon található nagymeanderes zóna (Dévaványa Dvs–1 és Túrkeve Túr–1 fúrás) üledékei 5–6 m vastagságú ciklusokba rendezett, fölfelé finomodó, homokos-alurítos képződmények (6. ábra). Alsó részük finom-középszemcsés, keresztretegzett homok. A 0,1–0,5 méter vastag kötegek sík- és vályús keresztretegzettséget mutatnak, és fölfelé aleuritba mennek át. A közepes meanderekkel jellemzett területen (Gyoma, Gyomaendrőd feltárás; Gyomaendrőd Gye–4 és Gye–2 fúrás, 6. ábra) legalább három különböző homokosorozat különíthető el közvetlenül a felszín alatt. Mindegyik egység 2–3 méter vastag, fölfelé finomodó, kereszt- és síkretegzett, finomszemű homokból álló, aleurittal fedett kis ciklus. A gyomai és gyomaendrődi felszíni szelvények keresztretegzett, finom-középszemű homokot tárnak fel.

A két nagyobb egykori meanderező folyóág közötti mocsaras területen mélyült Gyomaendrőd Gye–3 fúrás agyagos aleuritot és agyagot tárt fel (6. ábra).

A fonatos öv legfelső üledékei (3–4 méterrel a felszín alatt; Hunya Hu–1 fúrás, Kondoros feltárás és Kondoros Ks–1) finom-középszemű (helyenként durvaszemcsés), keresztretegzett homokok (6. ábra). A 0,1–0,5 méter vastag kötegek belső szerkezetét sík, illetve vályús keresztlemezek alkotják. A meanderes zónákra jellemző felfelé finomodó üledék-ciklusok itt teljesen hiányoznak a

rétegsorokból, jó egyezést mutatva a légifotók és topográfiai térképek alapján rekonstruált fonatos mederalak és a kitöltő üledéksor jellege közötti kapcsolattal.

### A kormeghatározások eredményei

A folyóvízi üledékek OSL-vizsgálatokon alapuló kora a 10 000–27 000 év közötti tartományba esik a mai felszín alatt 1,5–7,7 méteres mélységközben. Ez az időzóna a késő-pleiniglaciális–késő-glaciális periódusának felel meg (1. táblázat, 6. ábra). Az OSL-koradatok sztratigráfiailag illeszkednek a fúrásokból — ellenőrzés, illetve kalibráció céljából — vett szervesanyag-maradványok <sup>14</sup>C-izotóp koradataihoz.

A nagymeanderes északi öv keresztretegzett homokjában mért OSL-korok 14 000 év körülirek (Bølling) adódtak a Dvs–1 fúrásban, és 16 000–18 000 évesnek (Ságvár–Lascaux interstadiális, vö. SÜMEGI, KROLOPP 2002) a Túr–1 fúrásban (1. táblázat). Az utóbbiban a fedő ártéri üledékből vett <sup>14</sup>C-izotópos kor 14 840 és 15 890 év cal BP közé esik. A Túr–1 fúrás alsó <sup>14</sup>C-mintájának (II. minta: 16260–15430 év cal BP) szénizotópos kora szintén jó egyezést mutat a fekvő és fedő homokokból nyert OSL-korokkal (5. és 6. sz. minták: 16 200±1700 év, illetve

1. táblázat. OSL és <sup>14</sup>C korok. A minták helyét a 6. ábra mutatja

Table 1. OSL and <sup>14</sup>C ages. Location of the samples is shown on Figure 6

	Minta	OSL-kor (év)	Kronosztratigráfia	Behordási irány
Nagymeanderek	1. Dvs–1 3,50–3,70 m	14 100 ± 1 200	Bølling	ÉK
	2. Dvs–1 4,50–4,70 m	14 200 ± 1 400	Bølling	K, ÉK, DK
	3. Dvs–1 5,50–5,70 m	14 400 ± 1 100	Bølling	ÉK, É
	4. Dvs–1 6,50–6,70 m	14 400 ± 1 400	Bølling	K, ÉK, DK
	5. Túr–1 5,50–5,70 m	16 200 ± 1 700	idős Dryas	ÉK
	6. Túr–1 6,50–6,70 m	17 900 ± 2 400	késő-pleniglaciális	ÉK
	7. Túr–1 7,50–7,70 m	22 800 ± 2 000	késő-pleniglaciális	K, ÉK, DK
Közepes meanderek	8. Gyoma 3,00 m	15 900 ± 1 500	idős Dryas	ÉK
	9. Gye–4 2,60–2,80 m	17 900 ± 1 600	késő-pleniglaciális	ÉK
	10. Gye–4 3,60–3,80 m	18 000 ± 2 100	késő-pleniglaciális	ÉK
	11. Gyomaendrőd 1,70 m	12 200 ± 1 300	fiatal Dryas	DK
	12. Gyomaendrőd 2,50 m	16 000 ± 1 200	idős Dryas	ÉK, É
	13. Gyomaendrőd 3,20 m	19 000 ± 1 700	késő-pleniglaciális	ÉK, É
	14. Gye–2 5,60–5,90 m	25 900 ± 2 300	késő-pleniglaciális	ÉK, É
	15. Gye–2 6,45–6,65 m	26 500 ± 2 400	késő-pleniglaciális	ÉK, É
	16. Hu–1 1,50–1,70 m	12 400 ± 1 200	fiatal Dryas	K, ÉK, DK
	17. Hu–1 2,50–2,70 m	13 300 ± 1 100	Bølling–Allerød	ÉK
Fonatos	18. Kondoros hb. 3,40 m	11 900 ± 1 100	fiatal Dryas	DK
	19. Ks–1 1,50–1,70 m	10 400 ± 1 200	preboreális	ÉK, É
	20. Ks–1 2,50–2,70 m	13 700 ± 1 100	Bølling–Allerød	ÉK, É
	21. Ks–1 3,50–3,70 m	15 400 ± 1 300	idős Dryas	DK
	Minta	<sup>14</sup> C-kor BP (év)	Kronosztratigráfia	<sup>14</sup> C-kor cal BP (év)
	I. Túr–1 1,80–1,85 m	12 950 ± 60	Allerød	15 890–14 840
	II. Túr–1 5,90 m	13 180 ± 60	Bølling	16 260–15 430
	III. Gyoma 3,80 m	29 170 ± 350	késő-pleniglaciális	
	IV. Hu–1 6,50 m	27 860 ± 300	késő-pleniglaciális	

17 900±2400 év). A Túr-1 fúrásból — 7,6 méteres mélységből, vízszintesen rétegzett homokból — vett legidősebb, 7. számú minta kora 22 800 év körüli, azaz eltérő kifejlődésű egységet képvisel a felette található felfelé finomodó övzátanosorozat keresztretegzett homokjától.

A közepes méretű meanderekkel jellemzett öv területén 29 000 év a legidősebb tőzegtartalmú minta kora (Gyoma, 3,8 méteres mélység). A különböző felfelé finomodó övzátanosorozatok homokos egységeinek kora ebben a zónában 26 000–12 000 év között váltakozik 6,6–1,6 méter felszín alatti mélységben (Gyoma, Gyomaendrőd, Gye-4, Gye-2, 1. táblázat, 6. ábra). Néhány hasonló korú homokréteg jól korrelálható egymással, mint pl. a 18 000 év korú homokok Gyomaendrőd és a Gye-4 fúrás között, vagy a 16 000 év korú homokok Gyoma és Gyomaendrőd között (6. ábra).

A fonatos mederöv homokos üledékeiben mért korok fiatalabbak a meanderes övekben kapott koroknál. Ezek 10 000–15 000 év közöttiek a 1,5–3,7 méteres mélységben, preboreális, fiatal Dryas, Bølling-Allerød interstadiális és idős Dryas periódusokat jeleznek (1. táblázat). Fontosnak tartjuk megjegyezni, hogy korábban a magyarországi holocénből nem volt ismeretes fonatos jellegű folyótevékenység.

Az OSL-korok azt is jelzik, hogy a legutolsó 10 ezer év folyamán, a holocénben az egész területen csupán 1-2 m vastag finomszemű üledékösszetétel rakódott le, amely talajosodott.

### Behordási irányok meghatározása nehézasvány-vizsgálatok alapján

A nehézasvány-vizsgálatok kimutatták, hogy a tanulmányozott mintákban amfibolok, piroxének, gránátok, magnetit és néha klorit a fő összetevők (7. ábra). Gyakorlatilag ugyanazok az ásványok fordulnak elő minden mintában. A Tisza-völgy jelenlegi folyóinak üledékeiben egyébként nagyon ritkán fordul elő csak egy adott lehordási területre jellemző indikátorásvány. Ez a vízgyűjtő területek

hasonló földtani felépítésének a következménye. Természetesen, az összetevők mennyiségében már kimutatható különbségek vannak, amelyet klaszteranalízis segítségével vizsgáltunk (7. ábra). Az ásványi összetétel mennyiségi elemzése azt mutatta, hogy a minták döntő többségére a magas piroxén, hornblende, gránát, (magnetit, klorit)-tartalom jellemző, hasonlóan a Tiszához és északi mellékfolyóihoz, így feltételezzük, hogy ezek az üledékek szintén ÉK felől érkeztek a vizsgált területre. Néhány homokminta összetétele a Berettyó és a Körösök gránát-, hornblende-, piroxéntartalmú üledékeinek összetételéhez volt hasonló, ezek keleti szállításra utalnak. Az északkeleti és keleti behordási irányok uralkodóan a nagy- és közepes meanderek zónáira jellemzőek (6. ábra). Csak elenyésző számú mintában volt kimutatható klinopiroxén-, gránát-, hornblendedús összetétel, amely a mai Fehér-Körös vagy Maros üledékének összetételéhez hasonló és délkeleti szállítási irányt jelez. Ilyen minták elsősorban a fonatos övre jellemzőek (6. ábra).

### A geoelektromos mérések eredményei

A szelvényt a közepes meanderek és a fonatos zóna érintkezési övezetében mértük (5. ábra, A). A területen mérés technikailag jó minőségű, csekély zajjal terhelt szelvények voltak mérhetőek. A szelvények mentén mérhető látványos fajlagos ellenállások igen szűk skálán, 10–30 ohmm, a kiértékelt valódi fajlagos ellenállások pedig 5–50 ohmm között mozogtak. A szűk dinamika miatt a mérés érzékenyebb a zajokra, így a kisebb (10 méternél mélyebben fekvő) szerkezeti változásokat nem sikerült egyértelműen földtani eredetűnek értékelni. A fajlagos ellenállás-eloszlási képben a területen 3 rétegszerű sáv körvonalazódik (8. ábra, B):

1. Felszíni, 20 ohmm feletti réteg. Vastagsága 0–2 méter között változik. A Bek-1 szelvény 0–80 és 280–320, a Bek-4 szelvény 100–220 métere között, valamint a Bek-4 szelvény 380. méterétől a réteg hiányzik. A Bek-1 szelvény 320. méterétől a Bek-3 szelvény 300. méteréig közel

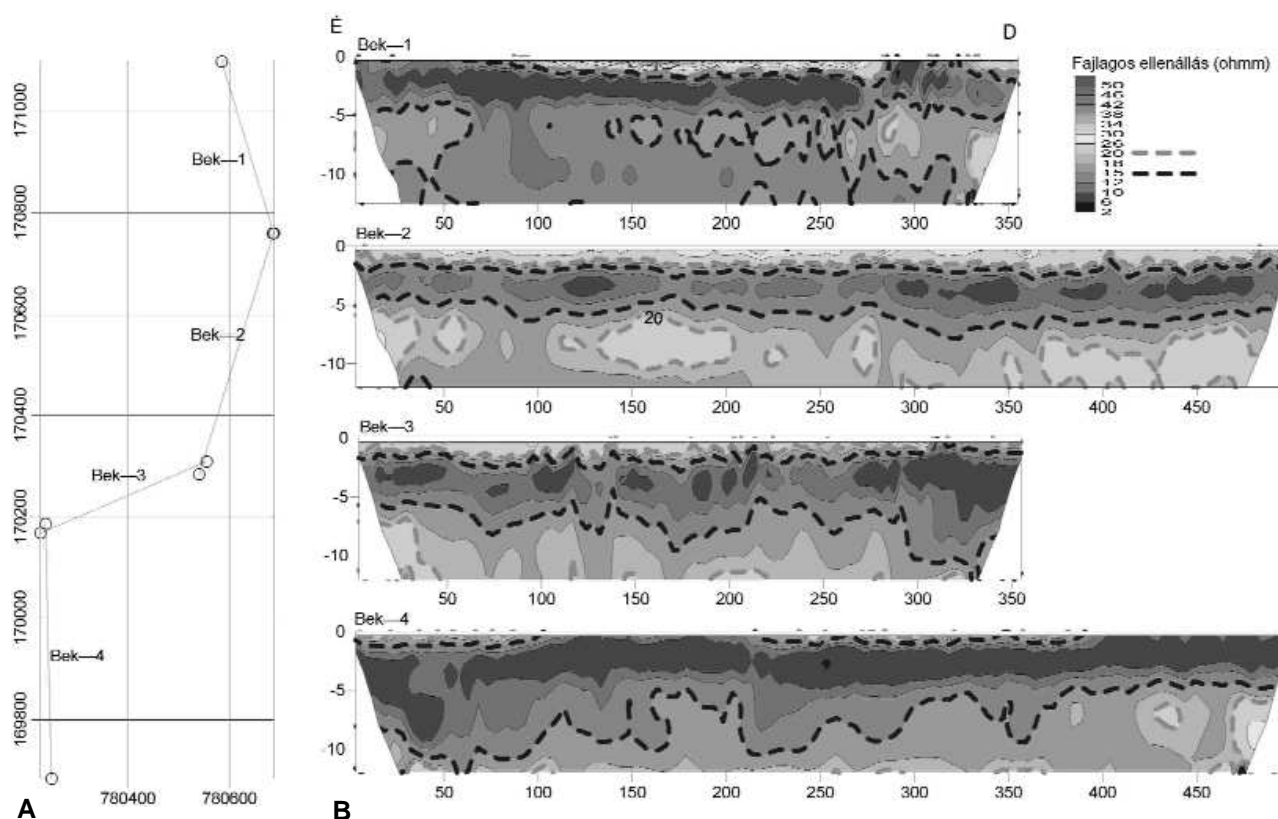
Csoportok	A csoportok fő nehézasványai	Minták	Jelenlegi folyók hasonló összetételű üledékekkel	Beszállítási irányok
	kpx, gr, amh	11, 18	Fehér-Körös, Maros (Bodrog)	DK
	gr, amh, px	2, 4, 7, 16	Berettyó, Fekete-, Hármaskörös (Maros) K, ÉK (DK)	
	px, amh, gr, m	3, 6, 20, 12, 13, 14, 15, 19	Tisza, Bodrog, Szamos, Sajó	ÉK, É
	amh, px, gr, kl	1, 5, 8, 9, 10, 17	Tisza	ÉK
	amo, px, m	21	Fehér-Körös (Hármaskörös)	DK
	gr, px, amh, m		Tisza, Sebes-Körös, Sajó, Hernád, Zagyva	ÉK, ÉNy
	px, amh, m		Fekete-Körös, Tisza, Bódva	DK, ÉK

7. ábra. A mai folyók üledékeinek nehézasvány-összetétele és szállítási irányai és a hasonló összetételű minták

kpx = klinopiroxén, gr = gránát, amh = hornblende, px = piroxén, m = magnetit, chl = klorit, amo = oxy-hornblende

Figure 7. Composition of detrital heavy mineral clusters and sediments of modern rivers with similar mineralogical composition, and their transport directions

kpx = clinopyroxene, gr = garnet, amh = hornblende, px = pyroxene, m = magnetite, amo = oxyphyroxene



8. ábra. A geoelektromos szelvényezés adatai

A – A szelvények helyszínrajza. A szelvények hossza 450 m. B – A szelvényezés során kapott fajlagosellenállás-szelvények

Figure 8. Datas of VES measurement

A – Location of the sections. The length of the section is 450 metres. B – Results of the resistivity measurements

egyenletesen, 1,5-2 méter vastagságban található a felszínen. Anyaga feltehetőleg homok, valószínűleg már a fonatos zóna egyik homokleplének keresztmetszetét mutatja.

2. Kis mélységben lévő, 15 ohmm alatti réteg. Vastagsága 1–10 méter, mélysége 0–2 méter között változik. Nagyobb kivastagodása a Bek-1 szelvény 70–260 métere között, valamint a Bek-3 szelvény 300 métertől a Bek-4 szelvény 370. méteréig található. Anyaga feltehetőleg agyag.

3. Mélyebben fekvő 15 ohmm feletti fajlagos ellenállású képződmények. A Bek-2 szelvényben az 5–10 m közötti mélységtartományban szinte végig követhető, a Bek-3 szelvényben a réteg teteje már mélyebben, 7-8 méterrel a felszín alatt kezdődik, míg a Bek-4 szelvény 100. méteréig a mért térrész legalján, a kimutathatósági határhoz közel 8-10 méteres mélységben található, azaz észak-déli lejtéssel egyre mélyebbre került. A geoelektromos réteg teteje ezután ismét feljebb kerül és a Bek-4 szelvény D-i végére ismét 5 méteres mélységben található. Anyaga feltehetően homok, és mélyebben fekvő egykori medrek maradványaiból áll. A Bek-1 és Bek-2 szelvényen az alján az ellenállás újabb csökkenése észlelhető.

Míg az 1–2. rétegek határozott fajlagosellenállás-kontrasztot mutattak, addig a 2–3. réteg között jóval elmosódottabb volt az átmenet.

### Szeizmikus szelvények újraértékelésének eredményei

A szeizmikus szelvények alapján a terület alaphegységi morfológiáját ÉK–DNy-i irányú, változó magasságú, ÉK felé emelkedő gerincvonulatok és velük párhuzamos árkok jellemzik. A miocén képződmények az alaphegység nagyobb kiemelkedésein általában hiányoznak. A pliocén és kvarter üledékek többnyire vízszintesen, néhol boltozatban (pl. az endrődi és a sarkadkeresztúri területen) települnek (DUDKO 2002).

A tanulmányozott területen három — a pannóniai üledékeket is átszelő — virágszerkezetes sáv rajzolódott ki Dévaványa–Szarvas, Komádi és Sarkad vidékén, amelyek mind kompressziós, mind extenziós elemeket tartalmaznak (DUDKO 2002). Ezek közül a Dévaványa–szarvasi-zóna esik a szorosabb értelemben vett kutatási területre (5. ábra). A területtől északra lévő ÉK–DNy-i csapású plio-pleisztocén balos eltolódás már korábbról is ismert volt (POGÁCSÁS et al. 1989).

A Dévaványa–szarvasi-zóna a dévaványai szeizmikus szelvényeken az aljzatban lévő gerincvonulat DK-i szélén a medencealjzatban is jelentkező ÉK–DNy-i csapású vetőként rajzolódik ki DK-i levetéssel, amelyet fúrások is igazolnak. A felső-miocén és pliocén rétegek elvetése fúrási ada-

tok szerint 70–150 m között változik, mértéke északról dél felé haladva nő (PÖSTYÉNYI 1993, SZENTGYÖRGYINÉ 1988). A gerincet keresztelő szelvényeken többnyire negatív, de ugyanabban a sávban egyes szelvényeken pozitív virágszerkezet is tapasztalható. A vetőzóna ÉK-re szeizmikus szelvényekben egészen Biharugráig követhető, ahol a POGÁCSÁS et al. (1989) által kijelölt, ún. Kiskőrös–kisújszállási balos eltolódási zónába torkollik. DNy-i irányban a virágszerkezetes zóna csak Szarvasig folytatható. A szarvasi terület jó minőségű szeizmikus szelvényein a zóna markánsan jelentkezik (SZENTGYÖRGYINÉ 1988), a vető(k) az egész medenceüledéket érinti(k), az alaphegységtől a felszínig terjed(nek). Szarvastól DNy-ra a vető már nem látható, illetve tovább DNy-ra valószínűleg több ágra szakad szét.

### A folyófejlődés kapcsolata a neotektonikával és a klímaváltozásokkal

A legfontosabb kérdés a tér- és időbeli kapcsolatok tisztázása az eltérő mederrajzolatú zónák (különböző méretű meanderek és fonatos rajzolat) között. Egy időben léteztek-e egymás mellett különböző jellegű folyók, vagy egy folyó/folyórendszer folyamatos fejlődésének időbeli eseményeit látjuk? Másik fontos kérdés, hogy a folyófejlődést klimatikus, illetve tektonikai hatások irányították-e, és milyen volt ezek egymásra hatása.

A különböző medermaradványokat a korábbi kutatások (MIKE 1975, PAPP 1960) is említik. Az északon található nagymeander-nyomokat a késő-würmben az Érmellék mentén folyó Ós-Tiszának tulajdonították, míg az általunk kis-meandereknek nevezett egykori medernyomokat kutatási területünk középső részén PAPP (1960) a Körösök egykori medreinek tartotta. A korábbi szakirodalomban a legellentmondásosabb a fonatos medermaradványok értelmezése. MIKE (1975) ezeket áradási nyomoknak tartotta, míg SOMOGYI (1961) és BORSY (1990) a Maros egykori hordalékkúpjával hozták kapcsolatba.

A légifotók és történelmi térképek elemzése alapján kirajzolódott nagymeanderek elrendeződése alátámasztja, hogy egy egykori kanyargós nagy folyó ÉK felől érkezett a területre. A korábbi képet pontosítani tudtuk annyiban, hogy az egykori folyónak egy nagyobb és egy kisebb ágát azonosítottuk, amelyek egy ártéri medencét fogtak közre (5. ábra, B). A fúrási rétegsorok alapján az északi, nagymeanderes folyóágban az övzátanosorozat vastagsága 5–6 m-es egykori vízmélységű meder jelenlétét támasztja alá (Túr–1, Dvs–1 fúrás). Az ártéri üledékek kevésbé jellemzőek a Dvs–1 fúrás rétegsorára, ahol az egymásra rakódott keresztregzett homokok inkább egymásba vágódó medreket valószínűsítene (6. és 9. ábrák). A déli folyóágban az övzátanosorozat vékonyabbak, ami kisebb mederméretre utal (Gye–4 és Gye–2 fúrás). Mindezek alapján arra következtetünk, hogy a főág az északi volt, míg ettől délebbre egy valamivel kisebb meanderező folyóág létezett (6. és 9. ábrák).

Az északi mederöv felhagyott kanyarulatainak mérete a mai Tisza szabályozás előtti méreteivel közel azonosak. Ráadásul a nagy- és közepes meanderekkel jellemzett zónából származó homokminták nehézsúly-összetétele is azonos a mai Tisza üledékeivel, így ez a folyóöv a hajdani Érmelléki-süllyedésen a késő-pleisztocén idején átfolyó Ós-Tiszával azonosítható. Ezt az üledékekben mért 14 000 éves vagy annál idősebb koradatok is alátámasztják, ugyanis a Tisza északra vágódása egyidejű a Bodrogi-medence süllyedésével, amely pedig csak a késő-glaciális során következett be (GÁBRIS 1998; 2002). A nehézsúly-vizsgálatok ugyanakkor azt is mutatják, hogy keleti irányból is szállított üledék az Ós-Tisza egykori alluviális síkságára (6. ábra). Ez arra utal, hogy a Körösök ősei ebben az időszakban az Ós-Tisza mellékfolyóiként már szintén itt folytak.

A két meanderező ág által közrefogott ártéri medencében mélyült Gye–3 fúrás teljes rétegsora agyagos aleuritot tárt fel (6. ábra). A folyószabályozás előtti állapotokat rögzítő 18. századi topográfiai térképek elemzése szintén azt mutatta, hogy a terület a mocsaras, vizenyős volt.

Az ÉNy–DK-i csapású, fonatos mederöv kb. 10 km széles zónában volt nyomozható, egykori DK felől történő folyásirányra utaló medermaradványokkal. Ez arra utal, hogy legalább két eltérő szállítási irányú és szedimentációs jellegű folyórendszer létezett a területen a pleisztocén végén. Ez a folyótípus délről részben átfedi a meanderező folyók medreit, üledékei a medermaradványoknál 2–3 méterrel magasabban fekvő homok „gerinc” formájában helyezkednek el. A fonatos folyórendszer későbbi kialakulását az OSL-koradatok is bizonyítják: a fonatos medrek homokjai 10 000–15 000, míg a meanderes zónák üledékei 14 000–18 000 évesek (1. táblázat).

Mindez arra utal, hogy jelentős változás következett be a terület vízhálózat fejlődésében, amikor egy fonatos folyórendszer DK felől belépett az Ós-Tisza és a Körösök alluviális síkságára. Ez a folyamat 10 000–15 000 évvel ezelőtt, a késő-glaciális folyamán zajlott. A fonatos folyórendszer felbukkanása többé-kevésbé egyidejű azzal az időszakkal, amikor a Tisza elhagyta az Érmelléken keresztül vezető medrét, és folyásirányát megváltoztatva a süllyedő Bodrogi irányának vette útját.

A fonatos zóna szelvényeinek szedimentológiai jellege (6. ábra) viszonylag sekély, medrüket gyorsan változtató homokos üledékeket szállító fonatos folyóágak jelenlétét támasztották alá. Az azonos korú homokok a Hu–1 fúrás szelvényében kissé alacsonyabban helyezkednek el, mint a Kondoros, illetve Ks–1 szelvényekben (6. ábra), amelyek az egykori esésviszonyokat is tükrözhetik. A Fekete- és Fehér-Körösök jelenlegi esésgörbéje szintén nagyobb, mint a Berettyóé és a Sebes-Körösé (3. ábra). A homokminták nehézsúly-összetétele alapján az üledékek jelentős része DK-i irányból érkezett a területre, így a fonatos folyórendszer a Fekete-, illetve Fehér-Körös őseinek tekinthető. Ugyanakkor az ÉK-i forrásterületről származó üledékek jelenléte a korábban lerakódott üledékek időszakos átülepítésére utal.

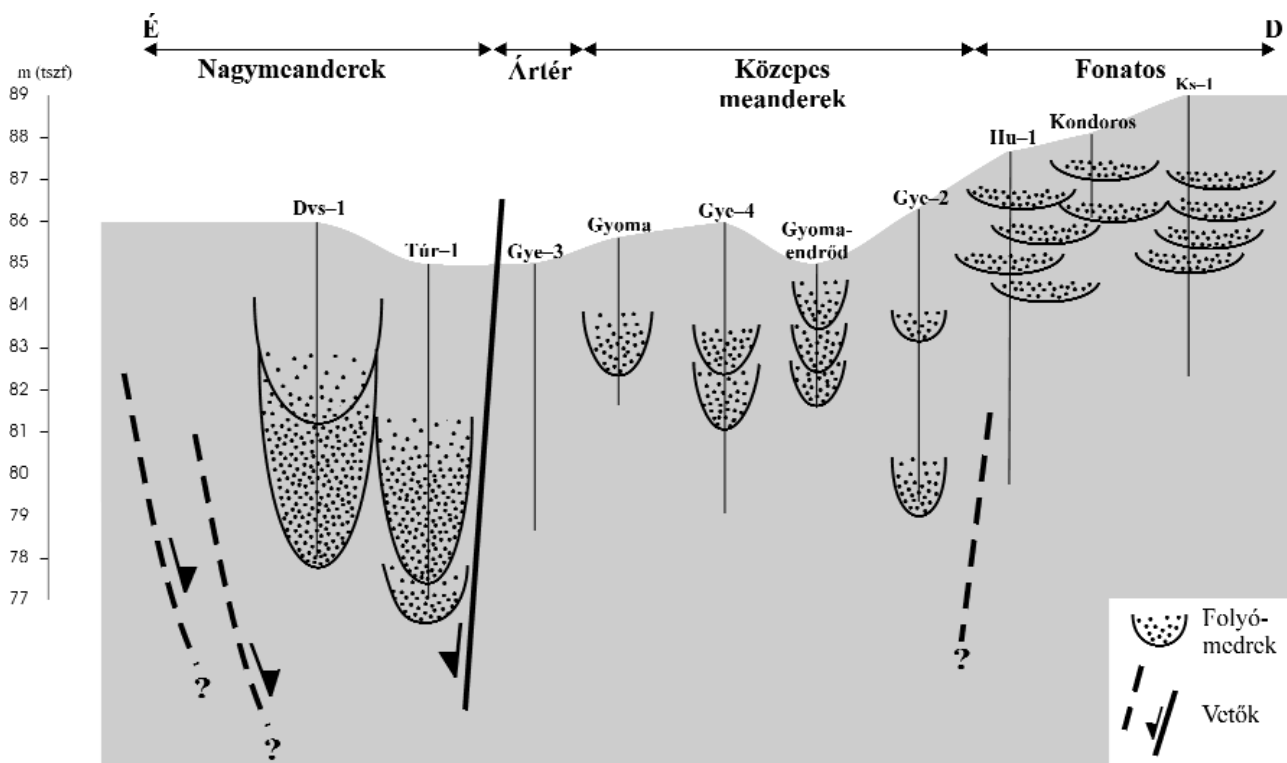
A délkeleti szállítási irány alapján felmerülhet a gyanú, hogy a fonatos öv a Maros elődje is lehet, mint ahogyan ezt korábbi szerzők (SOMOGYI 1961, BORSY 1990) is feltételezték. A Maros hordalékkúpja három jól elkülöníthető kavicsszintet tartalmaz (URBANCSEK 1960, 1965), amelyek közül a középső nyúlik ÉNy-i irányba, jelezve, hogy a Körös-medence süllyedése a középső–késő-(?)pleisztocén során a Marost is maga felé vonzotta. A hordalékkúp legfelső (felső-pleisztocén) kavicsszintje azonban K–Ny-i kiterjedésű, azaz a Körös-medence D-i részén a felszínen nyomozható fonatos folyómeder-maradványok már biztosan nem hozhatóak kapcsolatba az egykori Maros-ágakkal.

### A tektonika hatása a folyófejlődésre

Az üledékek OSL-koradatai alapján az üledékképződés időbeli menete jól rekonstruálható. A fúrások és feltárások mentén szerkesztett szelvényben a rétegsorok koradatai alapján több kronosztratigráfiai horizont is kijelölhető (12 000, 14 000, 16 000, 18 000, 20 000 évnél, 6. ábra). A feltárások és fúrások korrelációjánál figyelembe vettük, hogy a mederhomokok jóval nagyobb ülepedési rátával rendelkeznek (pl. a Dvs-1 fúrás 4 méter vastag mederhomokja kb. 500 év alatt ülepedett le az OSL-adatok alapján), mint az agyagos ártéri üledékek. A kronosztratigráfiai horizontok

szelvénybeli eloszlása (6. ábra) azt mutatja, hogy 14 000 évig az északi, nagymeanderes zónában (Dvs-1, Túr-1) az üledék-felhalmozódás üteme jóval nagyobb volt, mint a többi vizsgált területen. 18 000 (esetleg 20 000) és 14 000 év között a meanderes zóna közepes meanderekkel jellemzett déli ágában is nagyobb volt az üledék-felhalmozódás mértéke (Gye-4). Mindez arra utal, hogy az Ós-Tisza két ága viszonylag huzamosabb ideig (több ezer évig) folyhatott ugyanabban a mederövezetben, amely az üledékképződéssel párhuzamosan süllyedő terület lehetett. 14 000 (esetleg már 16 000) évvel ezelőtt a folyóvízi homok már főleg délen rakódott le, jelezve az Ós-Fekete- és Ós-Fehér-Körös fonatos medreinek megjelenését. A déli terület párhuzamos időhorizontjai arra utalnak, hogy a medrek gyakran váltogatták térbeli helyzetüket, és homokos üledékeket nagy területen, egyenletesen, 0,5-1,0 méter/1000 év sebességgel terítették szét.

Az üledékek hirtelen vastagságváltozásai és azok éles határa közvetlenül összekapcsolható a szeizmikus szelvények újraértékelése során kapott tektonikai zónákkal (5. és 9. ábrák). A nagy üledékvastagsággal rendelkező északi mederöv és a délről vele érintkező ártéri terület határa az ÉK–DNy-i csapású, negatív virágszerkezetű, balos eltolódásos jellegű, Dévaványa-szarvasi-zóna mentén helyezkedik el. Ez a zóna északkelet felé a Derecskei-árok déli peremére fut ki, ahol POGÁCSÁS et al. (1989) késő-pleisztocén balos eltolódást mutatott ki, a legújabb háromdi-



9. ábra. A fúrási szelvények értelmezése

A szelvények a 6. ábrán láthatók. A nagy- és közepes meanderek az Ós-Tisza két egykori folyóágát képviselik, amelyek közül a nagymeanderes zóna a Dévaványa-szarvasi balos eltolódással jellemzett tektonikai zóna menti süllyedékben folyt a késő-pleniglaciális során

Figure 9. Interpretation of well logs

Sections can be seen on Figure 6. The big and the medium size meanders represent the two former main channel belts of the paleo-Tisza. The big meander belt was flown in the Dévaványa-Szarvas sinistral strike-slip zone during the Late Pleniglacial

menziós numerikus modellezés alapján pedig a terület a balos eltolódásos jellegű, a negyedidőszakban felújult virágszerkezetként értelmezhető (WINDHOFFER et al. 2004). A zóna ÉK felé az Érmelléki eltolódásos zónában folytatódik, ahol a medenceperemek felszíni neotektonikai vizsgálati arra utalnak, hogy balos kompressziós jellegű eltolódás alakította/alakítja a terület markáns morfológiáját a késő-pleisztocén folyamán (MAGYARI et al. 2007).

### A klíma hatása az üledékképződésre

A következő kérdés, hogy vajon kimutatható-e valamilyen korreláció a Körös-medence különböző típusú folyótevékenységgel jellemzett zónáinak megállapított korú üledékei és a késő-pleistocén-késő-glaciális időszak ezer éves léptékű klímaváltozásai között. A nagy számban tanulmányozott nyugat-európai folyók példái azt mutatták, hogy a glaciális/stadiális periódusokra elsősorban fonatos jellegű folyótevékenység volt jellemző a forrásterületekről származó nagyobb mennyiségű durvaszemcsés üledékanyag és a hirtelen áradásokkal jellemzett, de alapvetően alacsonyabb vízhozam következtében. Ezzel szemben az enyhébb és csapadékosabb interstadiális periódusokban a kiegyenlítettebb vízjárás, a mállás következtében finomabb szeművé váló üledékanyag, valamint a kiterjedt növénytakaró üledék-visszatartó szerepe együttesen inkább a meanderos folyótevékenység kialakulásának kedvezett (l. pl. KOZARSKI 1991, STARKEL 1991, VANDENBERGHE et al. 1994, BOHNCKE et al. 1995, KASSE et al. 1995, MOL et al. 2000).

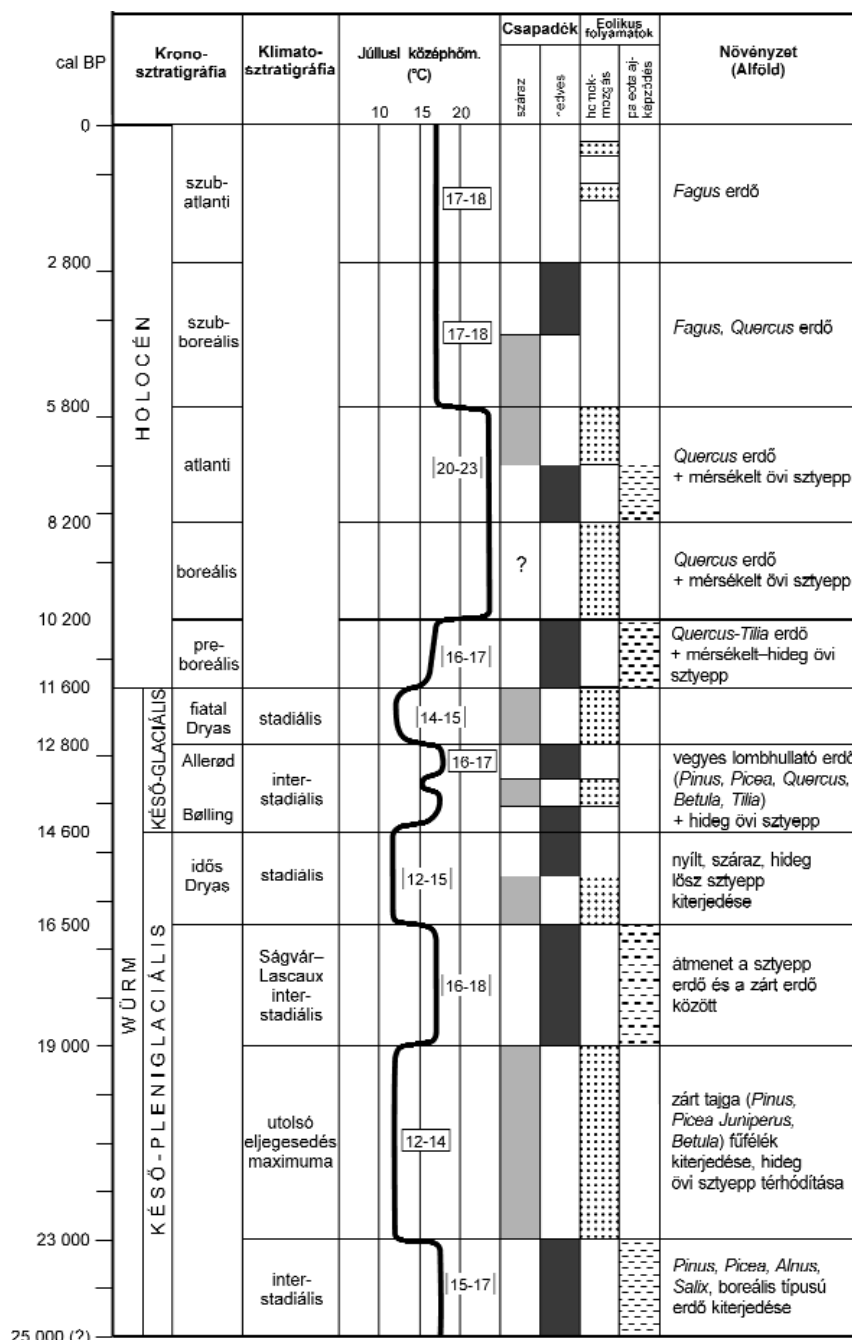
**10. ábra.** Az utolsó 25 000 év paleokörnyezeti változásai a Pannon-medencében (GÁBRIS, NÁDOR in press)

A júliusi középhőmérséklet és csapadékoság KORDOS 1977, SZÓÓR et al. 1991, SÜMEGI et al. 1991, SÜMEGI, HERTELENDI 1998, SÜMEGI, KROLOPP 2002 alapján. A növényzet WILLIS et al. 1995, 2000, SÜMEGI, KROLOPP 2002 alapján. Az eolikus tevékenység GÁBRIS et al., 2002, GÁBRIS 2003, ÚJHÁZI et al. 2003 alapján

**Figure 10.** Palaeoenvironmental changes in the Pannonian Basin during the last 25 ky (after GÁBRIS, NÁDOR in press)

Mean July temperature and humidity is based on KORDOS 1977, SZÓÓR et al. 1991, SÜMEGI et al. 1991, SÜMEGI, HERTELENDI 1998, SÜMEGI, KROLOPP 2002. Vegetation based on WILLIS et al. 1995, 2000, SÜMEGI, KROLOPP 2002. Aeolian processes based on GÁBRIS et al. 2002, GÁBRIS 2003, ÚJHÁZI et al. 2003

A 10. ábra az elmúlt 25 000 év folyamán a Pannon-medence környezetében kimutatott paleoklimatológiai és környezeti változásokat foglalja össze, figyelembe véve ezeknek a folyóvízi üledékképződésre gyakorolt hatásait. A glaciális/stadiális periódusok folyamán Nyugat-Európa és a Pannon-medence területén részben hasonló viszonyok uralkodtak (száraz időszak időszakos leöblítéssel, erős eolikus tevékenység), de természetesen jelenetős különbségek is vannak. A Pannon-medence — az utolsó glaciális folyamán eljegesedéstől mentes területként (EHLERS, GIBBARD 2004) — a periglaciális régióhoz tartozott (VANDERBERGHE, PISSART 1993). Bár állandó és időszakos talajfagyhoz köthető folyamatok kimutathatók Magyarország területéről is (PÉCSI 1961, MARUSZCZAK 1987), azok intenzitása és gyako-



risága nem vehető össze a Nyugat-Európa északi részén észlelt, a jégtakaró közelében kialakult jelenségekével. Ráadásul a legutóbbi időben a jég által okozott jelenségek újrazvizsgálata ezen formák jelentős hányadát paleo-szeizmikus eredetűnek értékeli (VAN-VLIET LANOE et al. 2004).

A Magyarország területén végzett késő-würm vegetáció-vizsgálat (WILLIS et al. 1995, 2000) zárt tajgafoltokat mutatott ki túlevelű erdőkkel és lombhullató facsoportokkal keverten, amelyek sztyeppe-elemekkel váltakoztak. Ez arra utal, hogy a stadiálisok során a helyi folyókba jutó üledékanyag kisebb mennyiségű lehetett nyugat-európai társaikénál. A stabil vegetációval és kiegyenlített vízjárással rendelkező interstadiálisok idején a folyók a két területen hasonló módon viselkedhettek üledékszállítás tekintetében.

Összehasonlítva a Körös-medence tanulmányozott szelvényeinek megállapított korú folyóvízi üledékeit a késő-pleniglaciális-késő-glaciális periódus klímaváltozásával több problémát észlelünk. A nemzetközileg is széleskörűen használt késő-würm kronosztratigráfia alapjait a radiokarbon-módszerrel datált északnyugat-európai szelvények képezik (MANGERUD et al. 1974), amelyek lényegében Skandinávia vegetációtörténeti változásait tükrözik. Ettől alapvetően eltérő klímával és vegetációval rendelkező területekre (mint pl. a Pannon-medence) nehezen alkalmazható a fenti séma. További gondot jelent, hogy a beosztásban mind az idő-transzgresszív pollenzónák, mind a párhuzamos idősíkokkal jellemzett <sup>14</sup>C-kronozónák is szerepelnek, így az eltérő jellegű klimato- és kronosztratigráfiai nevezéktan keveredik egymással (BJÖRCK et al. 1998). Emellett az is nehézséget jelent, hogy az OSL-kormeghatározás hibahatára nagyjából szintén ezer éves nagyságrendű, így sok esetben az egyes würm alemeletek beazonosítását nagyfokú bizonytalanság terheli. Ennek ellenére a minták döntő többsége jó egyezést mutat a késő-pleniglaciális-késő-glaciális időszak klímaváltozásaival (1. táblázat).

A nagymeanderes zóna homokjainak nagyobb része a Bülking-Alleröd és a Ságvár-Lascaux interstadiálisok folyamán ülepedtek le, nedves és enyhe klímán (10. ábra), amikor a Középső-Tisza vidékén szintén meanderező folyók voltak rekonstruálhatók (VANDERBERGHE et al. 2003; GÁBRIS, NAGY 2005). A fonatos zóna homokjai idős és fiatal Dryas korúak, ekkor viszonylag hideg és száraz éghajlat uralkodott az Alföldön (10. ábra), a Középső-Tisza vidékén pedig szintén fonatos folyóvízi üledékképződés folyt (VANDERBERGHE et al. 2003; GÁBRIS, NAGY 2005). Néhány fonatos folyóvízi homokminta kora a Bülking-Alleröd interstadiális idejével egyező. Habár ez a periódus a késő-glaciális felmelegedés kezdetét jelzi, középső részére intenzív eolikus tevékenység jellemző Magyarországon (GÁBRIS 2003), és valószínűleg ezzel kapcsolatos a fonatos folyóvízi jelleg is a Körös-medence déli részén. A jelentősebb egyezések ellenére azonban megállapíthatjuk, hogy meanderes és fonatos folyóvízi tevékenység létezhetett egymás mellett ugyanazon a klímán.

## Összefoglalás és következtetések

Légifotó-kiértékelések, valamint a természetes, folyószabályozás előtti állapotot tükröző 18. századi topográfiai térképek együttes elemzése alapján különböző méretű meanderes, illetve fonatos folyóhálózat nyomait azonosítottuk a Körös-medence területén. A meandermaradványok elrendeződése alapján egy északkelet felől érkező nagy folyó jelenlétére következtethetünk, amely a területen két ágra bomlott és egy ártéri medencét fogott közre. A homokminták nehézsúly-tartalmukban nagyon hasonlóak a mai Tisza üledékeihez, így feltételezzük, hogy ez a folyó az Érmellék mentén folyó egykori Ős-Tisza lehetett. A nehézsúly-összetétel alapján időszakosan kelet felől is érkeztet üledékanyag a területre, amelyet a Körösök ősei szállíthattak ide. A meanderes zónák homokmintáinak kora 14–18 ezer év.

A terület déli részére jellemző fonatos vízhálózat nyomai egy délkelet felől érkező folyó jelenlétére utalnak. Az ebből a zónából származó homokminták kora 10–15 ezer évnél adódott. A nehézsúly-összetétel alapján az üledékanyag főleg délkeleti forrásterületről érkezett, így a folyó a mai Fekete- és Fehér-Körös ősenek tekinthető. E fonatos folyónak az Ős-Tisza és Ős-Körös alluviális síkságán történő megjelenésével nagyjából egy időben történt a Tisza Bodrogtörz felé történő áthelyeződése (GÁBRIS 1998, 2002).

A terület szeizmikus szelvényeinek újraértelmezése, a medenceperemi területeken végzett neotektonikai vizsgálatok, valamint korábbi irodalmi adatok is egy balos eltolódásos zóna jelenlétére utalnak a Körös-medence északnyugati pereme mentén, amely a Derecskei-árok déli peremén keresztül egészen az Érmellék vidékéig nyomozható. A fúrású rétegsorokban kivastagodó folyóvízi üledéksorozatok arra utalnak, hogy a Körös-medence északnyugati peremén, a Dévaványa-szarvasi-zóna területén 14–16 ezer évvel ezelőttig intenzív süllyedés történt, amely az Ős-Tisza itteni folyásirányát megsabhatta a késő-pleniglaciális folyamán. 14 ezer év után a süllyedés ütemének mérséklődése az Érmellék mentén, illetve a Bodrogtörz süllyedésének intenzívebbé válása együttesen vezethettek a Tisza áthelyeződéséhez. Egy másik jelentős esemény volt a Fekete- és Fehér-Körös fonatos ősenek megjelenése a területen a késő-glaciális folyamán. A lerakott homoklepel részben lefedi az Ős-Tisza és az Ős-Körös egykori meandereinek maradványait. A nagyobb energiájú környezetre utaló fonatos folyórendszer kialakulása esetleg az Erdélyi-középhegység délkeleti részének intenzívebbé váló kiemelkedésével hozható összefüggésbe.

A Körös-medencében rekonstruált különböző jellegű folyótevékenység és a késő-pleniglaciális-késő-glaciális időszak ezer éves léptékű klímaingadozásai között nem mutatható ki egyértelmű kapcsolat. A meanderes zónák mederhomokjai nagyrészt a Bülking-Alleröd, illetve a Ságvár-Lascaux interstadiálisok során rakódtak le. A fona-

tos zóna homokjai főleg az idős és fiatal Dryas időszakok termékei, de fonatos és meanderező folyók egymás mellett is léteztek a különböző klímával jellemezhető időszakok során.

## Köszönetnyilvánítás

A kutatást a T. 46307. számú OTKA támogatta. Köszönjük Sztanó Orsolya hasznos lektori és Balla Zoltán sorozatszerkesztői észrevételeit.

## Irodalom — References

- ANTOINE, P., LAUTRIDOU, J. P., LAURENT, M. 2000: Long-term archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. — *Geomorphology* 33 (3-4), pp. 183-207.
- BACSÓ N. 1959: *Magyarország éghajlata (Climate of Hungary)*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 302 p.
- BADA, G., HORVÁTH, F. 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. — *Acta Geologica Hungarica* 44 (3-4), pp. 301-327.
- BÉRCZI, I., PHILLIPS, R. L. 1985: Processes and depositional environments within deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* 31 (1-3), pp. 55-74.
- BERENDSEN, H. J. A., STOUTHAMER, E. 2000: Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161 (3-4), pp. 311-335.
- BJÖRCK, S., WALKER, M. J. C., CWCYNAR, LES C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K. L., LOWE, J. J., WOHLFARTH, B. 1998: An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. — *Journal of Quaternary Science* 13 (4), pp. 283-292.
- BOENIGK, W. 2002: The Pleistocene drainage pattern in the Lower Rhine Basin, Netherlands — *Journal of Geosciences* 81 (2), pp. 202-209.
- BOHNCKE, S., KASSE, C., VANDENBERGHE, J. 1995: Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Zabinko, Poland. — *Quaestiones Geographicae. Special Issue* 4, pp. 43-64.
- BORSY, Z. 1990: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. — In: RACHOCKI, A. H., CHURCH, M. (eds): *Alluvial fans, A field approach*. John Wiley and Sons, New York, pp. 229-248.
- BRIDGLAND, D. R. 2000: River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. — *Quaternary Science Reviews* 19 (13), pp. 1293-1303.
- BUSSCHERS, F. S., WEERTS, H. J. T., WALLINGA, J., CLEVERINGA, P., KASSE, C., DE WOLF, H. 2005: Sedimentary architecture and optical dating of Middle and Late Pleistocene Rhine-Meuse deposits - fluvial response to climate change, sea-level fluctuation and glaciation. — *Geologie en Mijnbouw* 84 (1), pp. 25-41.
- CLOETINGH, S., BUROV, E., POLIAKOV, A. 1999: Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). — *Tectonics* 18 (6), pp. 1064-1083.
- DUDKO A. 2002: Szeizmikus szelvények neotektonikai értékelése a Körös medence területén. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 20932.
- EHLERS, J., GIBBARD, P. L. (eds) 2004: Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part I. Europe. — *Developments in Quaternary Science* 2, Elsevier, Amsterdam, 488 p.
- 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. (The shifting Tisza River.) — In: MÉSZÁROS, R., SCHWEITZER, F., TÓTH, J. (eds): *Jakucs László, a tudós, az ismeretterjesztő és a művész. A Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet és a Pécsi Tudományegyetem kiadása, Pécs*, pp. 91-105.
- GÁBRIS GY. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon (The periods of the history of the Earth for the last 30 thousand years and the periods of the movement of aeolian sand). — *Földrajzi Közlemények* 127 (1-4), pp. 1-14.
- GÁBRIS, GY., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á., ÚJHÁZY, K. 2002: History of environmental changes from the Last Glacial period in Hungary. — *Praehistoria* 3, pp. 9-22.
- 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, pp. 61-67.
- GÁBRIS, GY., NÁDOR, A. (2007): Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary. — *Quaternary Science Reviews* (in press)
- GIBBARD, P. L. 1985: *The Pleistocene history of the Middle Thames Valley*. — Cambridge University Press, Cambridge, 155 p.
- GYALOG L. (szerk.) 2005: *Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása). M:1:100 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 188 p.
- HORVÁTH, F., CLOETINGH, S. 1996: Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* 266 (1-4), pp. 287-300.
- JÁMBOR, Á. 1991: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 32 (3-4), pp. 269-324.
- 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 interstadials recorded in a new Greenland ice core. — *Nature* 359 (6393), pp. 311-313.
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencérszek pannóniai s. l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közöny* 124 (4), pp. 341-365.
- KASSE, C., BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J. 1995: Fluvial periglacial environments, climate and vegetation during the middle Weichselian with special reference to the Hengelo Interstadial. — *Mededlingen Rijks Geologische Dienst* 52, pp. 387-413.



- KORDOS L. 1977: Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok-hőmérő” segítségével (Holocene climate changes in Hungary based on the “vole-thermometer” method). – *Földrajzi Közlemények* 101 (1-3), pp. 222–229.
- KOZARSKI, S. 1991: Warhta – a case study of a lowland river. – In: STARKEL, L., GREGORY, K., THORNES, J. (eds): *Temperate Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, New York, pp. 189–215.
- MADDY, D., BRIDGLAND, D. R. 2000: Accelerated uplift resulting from Anglian glacioisostatic rebound in the Middle Thames Valley, UK?: evidence from the river terrace record. – *Quaternary Science Reviews* 19 (6), pp. 1581–1588.
- MAGYAR, I., GEARY, D., MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147 (3–4), pp. 151–167.
- MAGYARI, Á., KERCSMÁR, Zs., UNGER, Z. (2007): Neotektonikai vizsgálatok az Érmellék vidékén. (Neotectonic investigations along the Érmellék). – *Földtani Közlöny* (in press)
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E., DONNER, J. J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas* 3, pp. 109–128.
- MARUSZCZAK, H. 1987: Problems of paleogeographic interpretation of ice-wedge casts in European loess: SEM characterisation microfeatures on frost shattered quartz grains. – In: PÉCSI, M., FRENCH, H. M. (eds): *Loess and the Periglacial Phenomena*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 285–302.
- MIKE, K. 1975: Utilisation of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements. – *Tectonophysics* 29 (1–4), pp. 359–368.
- MOL, J., VANDENBERGHE, J., KASSE, C. 2000: River response to variation of periglacial climate in mid latitude Europe. – *Geomorphology* 33 (3–4), pp. 131–148.
- MURRAY, A. S., WINTLE, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements* 32 (1), pp. 57–73.
- MURRAY, A. S., WINTLE, A. G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. – *Radiation Measurements* 37 (4–5), pp. 377–381.
- NÁDOR, A., LANTOS, M., TÓTH-MAKK Á., THAMÓ-BOZSÓ, E. 2003: Milankovitch-scale multi-proxy records for the fluvial sediments of the last 2.6 Ma from the Pannonian Basin, Hungary. – *Quaternary Science Reviews* 22 (20), pp. 2157–2175.
- PAPP A. 1960: Fiatalkori vízrajzi változások a Tiszántúl középső részében történelmi adatok alapján. – *Földrajzi Közlemények* 84 (1), pp. 77–84.
- PÉCSI M. 1959: *A magyarországi Duna-völgy fejlődéstörténete (Entwicklung und Morphologie des Donautales in Ungarn)*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- PÉCSI M. 1961: A periglaciális talajfagyjelenségek főbb típusai Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények* 85/9 (1), pp. 1–24.
- POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., ÚJSZÁSI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI L., VÁRNAI P., RÉVÉSZ I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. – *Acta Geologica Hungarica* 31 (3–4), pp. 175–207.
- POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., BARVITZ, A., VAKARCS, G. FARKAS, Cs. 1989: Pliocén-Quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön (Pliocene-Quaternary transcurent fault in the Great Hungarian Plain). – *Általános Földtani Szemle* 24, pp. 149–169.
- PÖSTYÉNYI F. 1993: Szeizmikus feldolgozási jelentés, Déványa-Kelet. – *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 19875.
- ROYDEN, L. H., BÁLDI. 1988: Early Cenozoic Tectonics and Paleogeography of the Pannonian and Surrounding Regions. – In: ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. A case study in basin evolution. American Association of Petroleum Geologists Memoirs* 45, pp. 1–16.
- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata (Entwicklungsgeschichtige Skizze der Wassernetzes von Ungarn). – *Földrajzi Közlemények* 85/9 (1), pp. 25–50.
- STARKEL, L. 1991: Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J., THORNES, H. J. (eds): *Temperate Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, New York, pp. 473–495.
- SÜMEGYI J. 1953: A Duna-Tisza közének földtani vázlata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése az 1950. évről*, pp. 233–264.
- SÜMEGI, P., SZÖÖR, Gy., HERTELENDI, E. 1991: Paleoenvironmental reconstruction of the last period of the Upper Würm in Hungary, based on malacological and radiocarbon data. – *Soosiana* 19, pp. 5–12.
- SÜMEGI, P., HERTELENDI, E. 1998: Reconstruction of microenvironmental changes in Kopasz Hill loess area at Tokaj (Hungary) between 15,000–70,000 BP years. – *Radiocarbon* 40 (2), pp. 855–863.
- SÜMEGI, P., KROLOPP, E. 2002: Quaternary malacological analyses for modelling of the Upper Weichselian paleoenvironmental changes in the Carpathian Basin. – *Quaternary International* 91 (1), pp. 53–63.
- SZENTGYÖRGYI K.-NÉ 1988: Szarvas (Endrőd-II) lehatároló kutatási fázisú földtani zárójelentése. – *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 14798.
- SZÖÖR, Gy., SÜMEGI, P., HERTELENDI, E. 1991: Malacological and isotope geochemical methods for tracing Upper Quaternary climatic changes. – In: PÉCSI, M., SCHWEITZER, F. (eds): *Quaternary Environment in Hungary*, Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 61–73.
- 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. J., FROSTICK, L. E. (eds): *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. Geological Society, London, Special Publications* 191, pp. 37–53.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2005. Lumineszcens kormeghatározási eredmények 2004–2005. – *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T. 21344.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MURRAY, A. S., NÁDOR, A., MAGYARI, Á., BABINSZKI, E. (2007): Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late-Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. – *Quaternary Science Reviews* (in press)
- TÖRNQUIST, T. E. 1995: Alluvial architecture of the Quaternary Rhine-Meuse system in The Netherlands – discussion. – *Geologie en Mijnbouw* 74 (2), pp. 183–186.
- TÖRNQUIST, T. E., WALLINGA, J., MURRAY, A. S., DE WOLF, H., CLEVERINGA, P., DE GANS, W. 2000: Response of the Rhine-Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles: a first assessment. – *Global Planetary Change* 27 (1–4), pp. 89–111.
- ÚJHÁZY, K., GÁBRIS, Gy., FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. – *Quaternary International* 111 (1), pp. 91–100.
- URBANCSEK J. 1960: Az alföldi ártézi kutak fajlagos vízhozama és abból levonható vízföldtani és ösföldrajzi következtetések. – *Hidrológiai Közlöny* 40 (5), pp. 398–403.

- URBANCSEK J. 1965: Az Alföld negyedkori földtani képződményeinek mélyszerkezete. – *Hidrológiai Közlöny* 45 (3), pp. 111–124.
- VANDENBERGHE, J. 1993: River terrace development and its relation to climate: the Saalian Caberg terrace of the Maas river near Maastricht (The Netherlands). – *Mededlingen Rijks Geoloische Dienst* 47, pp. 19–24.
- VANDENBERGHE, J., PISSART, A. 1993: Permafrost changes in Europe during the last glacial. – *Permafrost and Periglacial Processes* 4 (1), pp. 121–135.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S., KOZARSKI, S. 1994: Climate-related river activity at the Wechselian-Holocene transition: a comparative study of the Wartha and Maas rivers. – *Terra Nova* 6 (5), pp. 476–485.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, K., GÁBRIS, GY., BOHNCKE, S., VAN HUISSTEDEN, K. 2003: Fluvial style changes during the last 35.000 years in the Tisza valley. – *XVI. INQUA Congress, 23–30 July 2003, Reno, Nevada, USA, Abstracts*, p. 68.
- VAN DEN BERG, M. W. 1994: *Fluvial sequences of the Maas: a 10 Ma record of neotectonics and climatic change at various time-scales*. PhD Thesis. – Universal Press, Veenendaal, 181 p.
- VAN-VLIET LANOE B., MAGYARI Á., MELLIEZ F. 2004: Neotectonic and seismic activity in Europe: The differentiation between co-seismic and periglacial deformations. – *Global and Planetary Change* 43 (1–2), pp. 103–127.
- WAELEBROECK, C., LABEYRIE, L., MICHEL, E., DUPLESSY, J. C., MCMANUS, J. F., LAMBECK, K., BALBON, E., LABRACHERIE, M. 2002: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. – *Quaternary Science Reviews* 21 (1–3), pp. 295–305.
- WALLINGA, F. J., TÖRNQUIST, T. E., BUSSCHERS, F. S., WEERTS, H. J. T. 2004: Allogenic forcing of the late Quaternary Rhine–Meuse fluvial record: the interplay of sea-level change, climate change and crustal movements. – *Basin Research* 16 (4), pp. 535–547.
- WILLIS, K. J., SÜMEGI, P., BRAUN, M., TÓTH, A. 1995: The Late Quaternary environmental history of Bátorliget, N E Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118 (1–2), pp. 25–47.
- WILLIS, K. J., RUDNER, E., SÜMEGI, P. 2000: The full-glacial forest of Central and Southeastern Europe. – *Quaternary Research* 53 (2), pp. 203–213.
- WINDHOFFER, G., BADA, G., NIEUWLAND, D., WÓRUM, G., HORVÁTH, F., CLOETHING, S. 2004: On the mechanics of basin formation in the Pannonian basin: Inferences from analogue and numerical modeling. – *Tectonophysics* 410 (1–4), pp. 389–415.