

**GÁBRIS
GYULA**

**A FOLYÓVÍZ
FELSZÍNALAKÍTÓ
TEVÉKENYSÉGE
MAGYARORSZÁGON**



Gábris Gyula

A FOLYÓVÍZ FELSZÍNALAKÍTÓ
TEVÉKENYSÉGE MAGYARORSZÁGON



Gábris Gyula

**A FOLYÓVÍZ FELSZÍNALAKÍTÓ
TEVÉKENYSÉGE
MAGYARORSZÁGON**

Második, javított kiadás

Budapest, 2022

Gábris Gyula

A folyóvíz felszínalakító tevékenysége Magyarországon

Felelős kiadó:

Dr. Kacs Kovics Imre, az ELTE Természettudományi Kar dékánja

Kiadó székhelye:

1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A.

Felelős szerkesztő:

Dr. Gábris Gyula, Professor emeritus, az MTA doktora

Címlapfotó:

Telbisz Tamás

ISBN 978-963-489-352-3

TARTALOMJEGYZÉK

Bevezetés	9
1. A VÍZHÁLÓZAT RENDSZERE	13
1.1. A vízhálózat-sűrűséget meghatározó tényezők.....	14
1.1.1. A vízhálózat sűrűsége és az éghajlat közötti kapcsolat.....	15
1.1.2. A vízhálózat-sűrűség kapcsolata más tényezőkkel.....	18
1.2. A vízhálózat és a szerkezet összefüggései.....	22
1.2.1. A vízhálózat irányítottsága és mennyiségi meghatározása	22
1.2.2. A vízhálózat előrejelzettsége	22
1.2.3. Az irányítottság és a szerkezet összehasonlítása	23
1.2.4. Esettanulmányok a magyarországi középhegységekben	23
1.2.5. Összefüggések a vízfolyások és az úrfelvételek vonalas elemei (szerkezetföldtan) között.....	25
1.3. A vízhálózat háromdimenziós vizsgálata	30
1.3.1 A vízfolyások esésviszonyai	30
1.3.1.1. Az esésindex fogalma és számítása.....	31
1.3.1.2. Hazai példa: Börzsönyi patakok esésviszonyai	31
1.3.2. A vízhálózat háromdimenziós analízise	33
1.3.2.1. Az esésindex-térkép	33
1.3.2.2. Hazai példa: a Börzsöny esésindex-térképe	33
2. AZ ALFÖLD FOLYÓVÍZI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE.....	37
2.1. Az Észak-Alföld paleohidrográfiai vizsgálata	37
2.1.1. A Zagyva és mellékfolyói	38
2.1.1.1. A Jászsági fiókmedence.....	38
2.1.1.2. A részmedencék.....	39
2.1.1.3. A meanderek kora	42
2.1.1.4. A lefolyási irányok változásai	44
2.1.2. A Bükkalja és a Hevesi-Tiszamente	50
2.1.2.1. A Hevesi-sík kialakulása	50
2.1.2.2. A vízhálózat rajzolatának elemzése.....	52
2.1.2.3. A Tisza elágazása és a mellékfolyók elvonzolódása	52
2.1.2.4. A tiszai szigetek kérdése.....	54
2.1.3. A Sajó–Hernád hordalékkúpja	54
2.1.4. A Nagykunság.....	58
2.1.4.1. A Nagykunság „parti dűnéi”	61
2.1.4.2. Holtmedrek típusai és kora	63
2.1.5. A Taktaköz	66
2.1.5.1. A Taktaköz felszíne.....	67

2.1.5.2. A Taktaköz kialakulása	68
2.1.5.3. Homoktérzínek.....	69
2.1.5.4. Folyómedrek alakította térszínek – tájtípusok.....	71
2.1.6. A Bodrogköz és a Kelet-szlovákiai-alföld.....	72
2.1.6.1. A Bodrogköz elkülönülése és fiatal fejlődéstörténete	73
2.1.6.2. A geomorfológiai térképezés eredményei	75
2.2. A Kelet-Alföld paleohidrográfiai vizsgálata	77
2.2.1. Kárpátalja.....	77
2.2.2. A Tisza hordalékkúpja	80
2.2.2.1. Alkalmazott módszerek	80
2.2.2.2. A hordalékkúp jellemzése	81
2.2.3. A Szamos hordalékkúpja	84
2.2.3.1. A Szamos irányváltozásai	84
2.2.3.2. A szelvények értékelése	85
2.2.4. Az Érmellék	87
2.3. A Közép-Alföld paleohidrográfiai vizsgálata.....	88
2.3.1. A Körös-medence folyóvízi formavilága.....	88
2.3.1.1. A folyóhátak kialakulása.....	89
2.3.1.2. A folyóhátak szerepe a Körös-medence felszínének kialakulásában.....	92
2.3.2. A Körösök hordalékkúpjai.....	95
2.3.2.1. A Körösök három hordalékkúpjának elemzése	96
2.3.3. A Tiszazug.....	99
2.3.3.1. Tiszasas környéki homokfeltárás vizsgálata.....	100
2.3.3.2. A Tisza átváltásának kora	103
2.4. A Dél-Alföld paleohidrográfiai vizsgálata.....	104
2.4.1. A Maros hordalékkúpja	104
2.4.1.1. A hordalékkúp északi része	105
2.4.1.2. A Maros-hordalékkúp bánási szakasza	107
2.4.2. A Tisza délvidéki szakasza.....	112
2.4.3. Teraszok vagy szintek a Tisza mentén.....	118
2.5. Az Alföld vízrajzának posztglaciális változásai	121
2.5.1. A Tisza helyváltozásai	121
2.5.1.1. Kutatási előzmények.....	121
2.5.1.2. Egy pleisztocén végi nagy folyó a mai Tisza mentén.....	123
2.5.1.3. Az Alföld háromtengelyű vízrajzi képe.....	126
2.5.2. A mellékfolyók vízrajzi változásai.....	131
2.5.2.1. Észak-alföldi hordalékkúpok vidéke	132
2.5.2.2. Az Alföld északkeleti része	133
2.5.2.3. A Körösök irányváltozásai	134
2.5.2.4. A Hortobágy–Berettyó vidéke	136
2.5.2.5. A Maros hordalékkúpja	137

2.6. Az Alföld paleohidrologiája	138
2.6.1. Alapelvek	139
2.6.2. A meanderek méretét meghatározó tényezők többváltozós statisztikus vizsgálata	140
2.6.3. Az alföldi folyók két típusa és becsült ősi vízhozamuk	142
2.6.4. Holocén vízhozamok és a csapadékviszonyok	143
3. A későpleisztocén–holocén időszak folyóvízi felszínfejlődése	147
3.1. A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése	147
3.1.1. Horizontális sztratigráfia módszere	147
3.1.2. A folyóvízi felszínalakulás szakaszai	150
3.2. A pleisztocén végi–holocén kori öskörnyezet változásának kutatása Magyarországon	152
3.2.1. Az öskörnyezetre vonatkozó adatok	152
3.2.2. Az újabb adatok alapján továbbfejlesztett kép	154
3.2.3. A folyóvízi felszínalakítás menete	155
3.2.4. Kronológiai módosítások	156
4. A magyarországi folyóvízi teraszok kialakulása és korbeosztása	159
4.1. Kutatási előzmények	159
4.2. A teraszkeletkezés mechanizmusának és időrendjének új felfogása	160
4.3. A globális pleisztocén kronosztratigráfia és folyóteraszaink	162
4.4. A terminációk és a Kárpát-medence folyóvízi teraszainak kapcsolata	164
4.5. Következtetések	169
Irodalom	171



BEVEZETÉS

*„Les idées ne sont ni vraies ni fausses,
elles sont fertiles ou stériles”*

Claude Bernard¹

A budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetemen a földrajz (1944-től a természet-földrajz) professzorai – Lóczy Lajostól kezdve – munkásságuk középpontjába a geomorfológiát, a szilárd kéreg felszíne formakincsének vizsgálatát állították. Tudományos eredményeiknek legjava ebben az igen szerteágazó témakörben született. A geomorfológián belül pedig mindig is kiemelkedő jelentőséggel bírt **a folyóvíz felszínalakító tevékenységének vizsgálata**, és e szakterületen látott napvilágot az országos, sőt nemzetközi szinten is élvonalbeli eredményeik sora. Elég itt csak „a folyók kanyargásának és elzátonyosodásának” Lóczy-féle törvényeit (Trenkó Gy. 1910), Cholnoky Jenő folyószakaszjelleg és folyóterasz kialakulási elméletét (1923), ill. kutatáseredményeit, és a Bulla Béla által 1934–1941 között kidolgozott, alapvonásaiban szinte máig ható, de az ötvenes évek legvégén – az akkor szintén ELTE-s – Pécsi Márton által 1959-ben a Kárpát-medencebeli folyókra érvényes átértékelt, módosított teraszrendszer szintézisét említeni. Természetesnek tűnik tehát, hogy kezdőként magam is általában geomorfológiával foglalkoztam, és pályámon elsősorban a folyóvíz felszínalakító munkájának vizsgálatával indultam, s azóta is nagyrészt ezt a problémakört vizsgálom, így most e kérdés köré csoportosíthatom az eddigi munkásságom különböző szakaszaiban elért legfontosabb eredményeimet. A mérsékelt övezeti éghajlatmorfológiai tartományban – ahová hazánk is tartozik – a fő felszínalakító tényező a vonalas erózió, a lefolyó vizek völgymélyítő és völgyzsélesítő, helyenként feltöltő tevékenysége. Ez a régebbi megállapítás (Bulla B. 1954) ma is érvényes, annak ellenére, hogy azóta számos más külső erő, felszíni folyamat jelentőségét is felismerték, fontosságát bizonyították; nem beszélve most az ebben a tartományban

¹ „Az elméletek nem igazak vagy hamisak, hanem termékenyítők vagy meddők.” Idézet az MTA külső tagjától (1873)

klímaidegen, elhaló (fosszilis) képződmények és folyamatok máig jelenlévő hatásairól (Pécsi M. 1961). Az előzőekből következik, hogy a vonalas erózió kutatása kiemelt jelentőségű volt és maradt is a magyar geomorfológiában. Természetes tehát, hogy „több évtizedes – ha nem évszázados – vonalat kell követnie annak, aki az e témába vágó gondolatsort tudománytörténetileg feltárni vagy építeni akarja” (Székely A. 1971). A továbblépés is csak az egymásra épülő eszmék alapján lehetséges, olyan elképzelésekre támaszkodva, amelyek új vizsgálati szempontokat jelentenek és ugyanakkor kifejtésükhöz új módszerek kidolgozása, alkalmazása is szükséges. Ebben a témakörben itt csak egyes részleteinek kifejtésére lehet vállalkozni.

A folyóvízi vonalas erózió térbeli rendszere – **a vízhálózat** – hosszú ideig nem állt a kutatások előterében. Bizonyos összetevőit – pl. a rajzolatípusok vizsgálata és felhasználása – a geológiában meg a geomorfológiában tanulmányozták, a megfelelő következtetéseket levonták, de több olyan eleme is van ennek a rendszernek – pl. a vízhálózat sűrűsége, irányítottsága, előrejelzettsége –, amelyet eddig csupán esetlegesen vagy egymástól elszigetelten vettek figyelembe.

Az Alföld fejlődéstörténetében, jelenlegi formakincsének kialakulásában döntő szerepet játszott **a folyóvíz felszínalakító tevékenysége**. A medencetérzsin és a peremek geomorfológiai kutatásának egyik fő célja éppen e folyamatok megismerése volt. A folyóvízi feltöltés jellegét, térbeli és időbeli szakaszosságát, a folyók mechanizmusának klímaingadozásokhoz, ill. tektonikus mozgásokhoz kapcsolódó változásait, valamint a folyóhálózat területi változásait a különböző üledékek vizsgálatából és a – legfiatalabb felső-pleniglaciális–későglaciális–holocén események vonatkozásában – a mai felszín fluviátilis formakincsének tanulmányozásából vezethetjük le. Az **Alföld paleohidrográfija** e kutatások összefoglalását, olyan többé-kevésbé bizonyított tények rendszerét jelenti az ismeretek mai szintjén, amelyek birtokában megrajzolhatjuk a folyóhálózat – a Tisza és mellékfolyói – irányváltozásait, a lepusztulás és a feltöltés területi különbségeit, és bizonyos geomorfológiai megfontolások alapján e szakaszokban a **folyók hatásmechanizmusa**, annak időbeli változásai, a mai felszínnek eredete és kora is feltárható.

Geomorfológiai kutatások azonban alkalmasak arra is, hogy az utolsó néhány ezer év különböző időszakaszaiban az alföldi folyók vízhozamaira vonatkozó számszerű adatokat nyerjünk, és ezekből lehetőség nyílik ezen időszakasz néhány valóságos **paleohidrologiai alapvonásának** feltárására.

A hegységi és dombsági területeinken a folyóvölgyek és főleg a bennük létrejött teraszok kutatása alapján lehetséges a földtörténeti közelmúlt – a pleisztocén utolsó néhány százezer éve – és a jelenkor felszínfejlődésének leírása és magyarázata. A teraszok kutatásával több nemzedék foglalkozott, és mindig a tudomány akkori állásának megfelelő magyarázatot adtak. A teraszok kialakulási mechanizmusára vonatkozó elméletekkel egy korábbi tanulmányban foglalkoztam (Gábris Gy. 1997), de most nyugodtan megállapítható, hogy újra át kell tekinteni a legfontosabb gondolatokat, mert a belőlük levonható következtetések lényegesen átírhatják a kutatás két fontos kérdéskörét is: az egyes folyóteraszok kialakulási

mechanizmusának és korának meghatározását, az egyes **folyóteraszok kialakulási mechanizmusának** és **korának** meghatározását.

A klasszikus geomorfológia keveset törődött a társadalom és a folyóvízi környezet kapcsolatával, egymásra hatásával. Napjainkban azonban az **ember és víz** kapcsolata egyre fontosabbá válik, és a felszínalaktannak, vagy tágabb értelemben a természetföldrajznak is egyre több mondanivalója van ebben a témában és még több lesz a jövőben. A könyv záró fejezetében erre példaképpen olvasható három esettanulmány.

E könyv vezérfonalául az MTA doktora cím elnyerése érdekében benyújtott doktori mű szolgál, amelyet az ezt követő 19 év kutatási eredményeivel kiegészítettem és jelentősen átirtam.



1. A VÍZHÁLÓZAT RENDSZERE

A folyóvízi vonalas erózió egyes elemeinek vizsgálata igen alapos módszerekkel, hosszú idő óta folyik, azonban az egész térbeli rendszer – a **vízhálózat** – összessége sokáig nem állt kellőképpen a kutatások előterében. Pedig a vízhálózat geomorfológiai jelentősége régóta közismert. Különböző jellemzőit, mint pl. a rajzoltatípusok, sűrűség, irányítottság stb. gyakran használták a geomorfológiai és geológiai kutatások során, mint bizonyos jelenségek jelzőit vagy éppen bizonyítékait. A légifényképek földtudományi célú kiértékelésekor pedig éppen az interpretálás egyik leghasznosabb, legtöbbet mondó elemeként vizsgálják a vízhálózatot. Több olyan eleme is van ennek a rendszernek, amelyet eddig csupán esetlegesen vagy egymástól elszigetelten vettek figyelembe (pl. a vízhálózat sűrűsége, irányítottsága, előrejelzettsége). Mégis általánosságban is kimondható, hogy a gyakori használat nem jelent még rendszeres alkalmazást. Nem rendszeres, mert az ilyen irányú kutatások többékevésbé elszigetelten, esetlegesen folytak, illetve mert legtöbbször megrekedtek a vízhálózat jellemzőinek minőségi megállapításainál.

Egy adott terület összes állandó és időszakos vízfolyása adja a vízhálózatot, amely tulajdonképpen az erózió vonalas elemeinek összessége. Meghatározására napjainkban a légifényképet tartják a legjobb eszköznek, mégis topográfiai térképet alkalmaztunk munkánk során azért, mert a magyar 1:10 000-es méretarányú térképek légifényképről készültek és néhány lap összehasonlítása után bizonyítást nyert, hogy a térkép – azon túl, hogy könnyebben kezelhető, torzulásoktól mentesen illeszthető szomszédjával – mindazokat az elemeket tartalmazza, amelyeket a légifényképről kell kiértékelni. Ugyanakkor az időszakos vízfolyások közé nemcsak a vízmosásokat, hanem a topográfiai térkép szintvonaláiból kiadódó völgyvonalakat is bevettük (a szintvonalak 120°-os vagy kisebb szögű megtörése szolgált kritériumként az amerikai szakirodalom megállapítása nyomán a térképre még felkerülő völgyvonal megrajzolásához).

A vonalas erózió területi rendszerének különböző elemeit tárgyaló, az egyes elemek geomorfológiai jelentőségét feltáró, a részek közötti kapcsolatokat is vizsgáló feldolgozás (Gábris Gy. 1987a) elsősorban módszertani jellegű munka², melynek legáltalánosabb eredménye a geomorfológiai célú vízhálózati analízis elemeinek máig ismert tényezőire kiterjedő legteljesebb összefoglalása, valamint az, hogy e faktorok vizsgálata a minőségi jellemzésen túl adatszerűen, matematikai-statisztikai módszerekkel történt. Ebben a könyvben ebből az anyagból csupán a hazai felszínalakokban újnak számító eljárások bemutatására – pl. vízhálózat-sűrűséget meghatározó tényezők, a vízhálózat és a földtani szerkezet összefüggései, a vízhálózat háromdi-

2 Gábris Gy. 1987a: A vízhálózat geomorfológiai célú elemzése – *Kandidátusi értekezés, kézirat*, 161. p.

dimenziós vizsgálata – van mód. Konkrét magyarországi területre vonatkozó kutatások példáin keresztül igazolva mind a módszerek használhatóságát, mind pedig azt, hogy az új megközelítés eredményei eddigi ismereteink megerősítéséhez vagy a hiányosságok feltárásához, sőt új utak kijelöléséhez, új gondolatok – nézetek felvetéséhez vezetnek.

1.1. A vízhálózat-sűrűséget meghatározó tényezők

A folyóvízi felszínalakítás mértékének, hatásának, jelentőségének megítélése földi méretekben a vízhálózat-sűrűség számszerű értékeinek összevetésével közelíthető meg. A vízhálózat sűrűsége egy adott vidék morfológiájának, hidrológiájának és felszínalakító folyamatainak érzékeny jelzője. A fogalom már a 20. sz. elején előkerült, de HORTON, R. (1945) munkássága nyomán terjedt el, aki úgy határozta meg, mint „egységnyi területre jutó összes vízfolyáshossz”. Általában a vízgyűjtő morфомetriai analízisének legértékesebb és leghasznosabb jelzőszámaként tartják, jóllehet néhány esetben nem vezetett kellő eredményre, és értékének meghatározása – látszólagos egyszerűsége ellenére – buktatókat rejt. A területmérés általában nem okoz gondot – térképről planimetrálással elég pontos adatokat lehet szerezni –, ha a vízgyűjtő határozottan kijelölhető, a vízfolyások összes hosszának megmérése azonban nehezebb feladat. Ez a fluvialis geomorfológia régi, megoldatlan problémájából, nevezetesen az ún. elsőrendű vízfolyások pontos meghatározásának hiányából vezethető le. E kérdéskörben pl. MELTON, M. A. (1957) ad elég pontos definíciót: „elsőrendű vízfolyások azok a vízhálózathoz csatlakozó legkisebb állandó bemélyedések, amelyek a mederben áramló víz munkája következtében meghatározatlan ideig fennmaradnak, az eltörlésükre irányuló folyamatok ellenére”.

Az elméleti megfontolásokhoz hasonlóan a mérés gyakorlati kivitelezése is több módon lehetséges. A négy legfontosabb módszer a következő:

1. Topográfiai térképre felrajzolt vízfolyások lemérése, vagyis az ún. „kék vonal” módszer. Kényelmes megoldás, de ebben az esetben a geomorfológus tkp. a térképező topográfus és a kartográfus ismereteinek és szabályzóinak kiszolgáltatója.

2. A topográfiai térkép szakszerűbb felhasználását, értékelését jelenti az, amikor a szintvonalak hajlásából következtetünk a folyóvízi erózió munkájára (ún. szintvonal-értékelő módszer). Az általános gyakorlat szerint a szintvonalak hajlása nem haladhatja meg a 120 fokot, és ennek legalább két, egymást követő szintvonalon kell jelentkezni. Különböző mintaterületen végzett összehasonlító vizsgálatok során, megállapították, hogy a gyakorlott szakemberek közötti különbségek jelentéktelennek bizonyultak, a pontosságot inkább a térkép méretaránya, ill. a terület jellege befolyásolta.

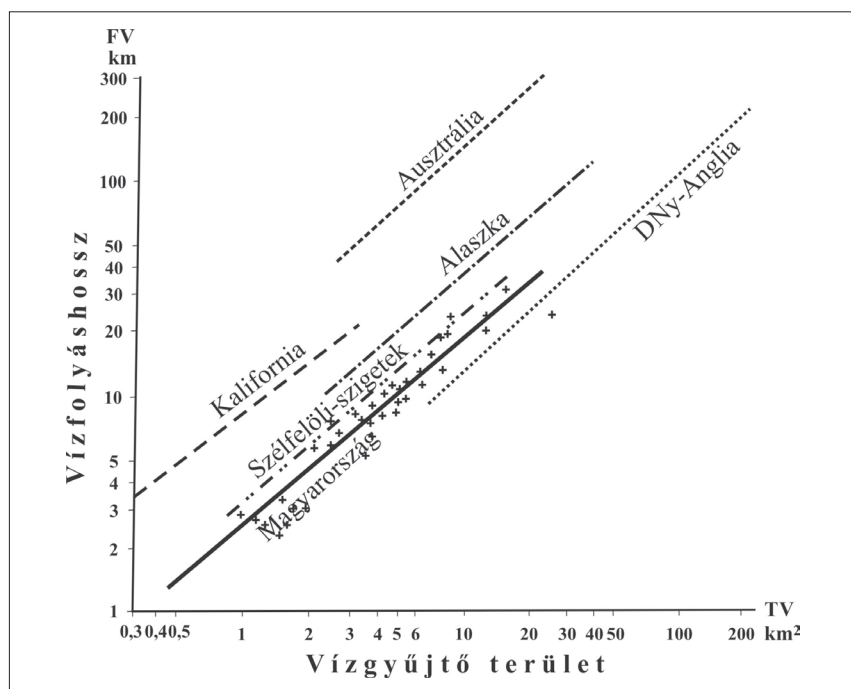
3. A légifényképes eljárás a vízhálózat megrajzolása szempontjából pontosabb módszer az előzőnél – nagyon jól alkalmazható pl. a rajzolat típusok kutatása esetében is –, de georeferált képeken ajánlott.

4. A legpontosabb módszer a terepi azonosítás, ez azonban idő- és munkaigényes.

A kutatott terület nagyságának, a hozzáférhető alapanyagok jellegének és a rendelkezésre álló időnek a függvényében kell kiválasztani a fenti módszerek közül a követendő eljárást.

1.1.1. A vízhálózat sűrűsége és az éghajlat közötti kapcsolat

A vízhálózat-sűrűség az éghajlaton kívül természetesen még sok más tényezőtől, pl. a földtani felépítéstől, a relatív relieftől, a növénytakarótól, a vízgyűjtő terület nagyságától stb. is függ. Ez utóbbtól olyformán, hogy ugyanolyan körülmények között a sűrűség értéke nagyobb, ha a vízgyűjtő területe kisebb. Eszerint ha egy vidék kis víz-gyűjtőinek területét (A) összevetjük az egységek összes vízfolyáshosszával (L), szignifikáns logaritmikus összefüggést kapunk, amelynek állandói a terület természeti viszonyaira jellemző értékek. A vízhálózat-sűrűség vízgyűjtő szerinti területi egységekben számoló vizsgálatot végzett Gregory, K. J. 1976-ban, akinek az **1.1.1. ábrán** bemutatott – és saját mérési eredményeinkkel kiegészített (Gábris Gy.–Mari L. 1995) – adataiból világosan kitűnik, hogy a legmagasabb vízhálózat-sűrűségi értékeket a főlsvatagokban találjuk (Ausztrália, Kalifornia).

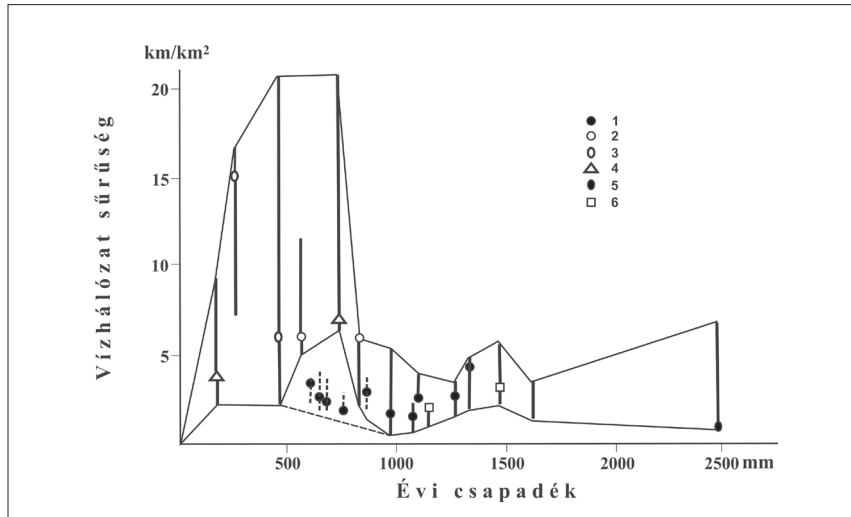


1.1.1. ábra. A vízgyűjtő terület (T_v) és az összes vízfolyás hosszának (F_v) összefüggése különböző éghajlatú területeken. A + jelek a magyarországi adatokat, a folytonos vonal az ebből számolt regressziós egyenest mutatja (GÁBRIS GY.–MARI L. 1995)

Feltűnő, hogy utánuk a periglaciális éghajlatú – olvadáskor hatalmas vízkészletekkel rendelkező – alaszakai mintaterület következik, jelezve, hogy a kérdés összetettebb annál, hogy a vízhálózat-sűrűséget csupán a csapadékontenzitásra lehetne visszavezetni. A sorban a szubtrópusi éghajlatú, erősen csapadékos vidékek (esetünkben a Szélfelöli-szigetek) következnek. Magyarország 40 dombvidéki vízgyűjtőjének adataiból számított regressziós egyenes szerint hazánkban e területeken nagyobb a vízhálózat-sűrűség, mint az óceáni éghajlatú, csapadékos (760–1030 mm) Délnyugat-Angliában.

A regresszióval kiszámított függvény ($y = ax^b$) állandói (a és b), valamint a vízhálózat-sűrűség szélső értékei (y_{\min} és y_{\max}) további következtetések levonására is alkalmasak. Ezek az adatok ugyanis olyan koordináta-rendszerben is ábrázolhatók, amelynek függőleges tengelyén a vízhálózat-sűrűség (km/km^2), a vízszintes pedig valamilyen éghajlati tényező van feltüntetve. Egy-egy mérőhely függőleges vonalának helyét és hosszát az y_{\min} és y_{\max} értékei határozzák meg.

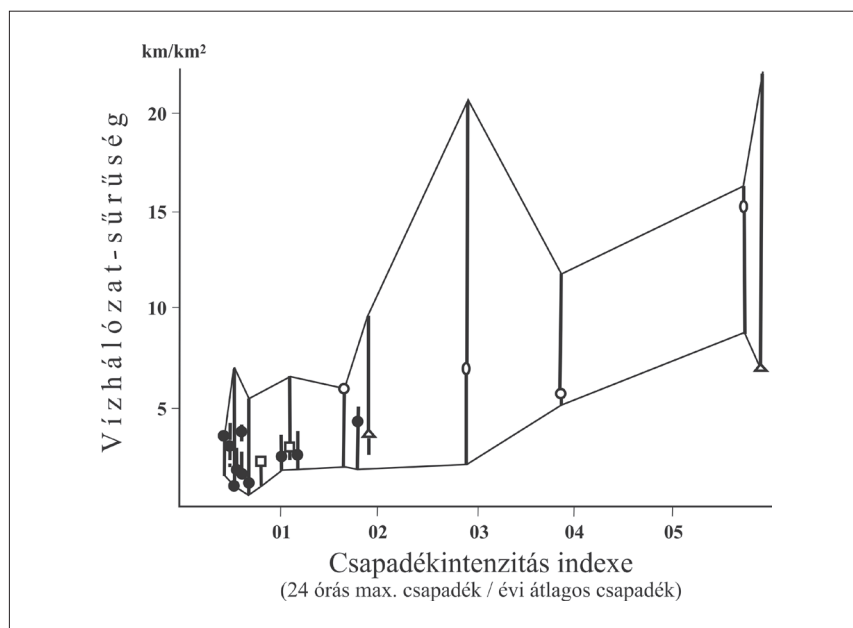
Ha a vízhálózat-sűrűséget az évi átlagos csapadékkal vetjük össze (1.1.2. ábra), feltűnő, hogy a legsűrűbb vízhálózat a viszonylag kevés csapadéku, félig száraz területeken alakul ki, és meglepően csökken a sűrűség a magasabb csapadékatlagú vidékeken. Az adatok előfordulási sávjának az ábrán látható furcsa, fekvő S alakja az évi átlagos csapadék fontosságán kívül más természeti tényezőknek a vízhálózat-sűrűség kialakításában játszott lényeges hatására utal.



1.1.2. ábra. A vízhálózat-sűrűség és az évi átlagos csapadék összefüggése különböző éghajlatú területeken, magyarországi adatokkal kiegészítve. 1 – nedves mérsékelt; 2 – kontinentális mérsékelt; 3 – sivatagi; 4 – periglaciális; 5 – egyenlítői; 6 – trópusi szavanna; 7 – szubtrópusi. A kisbetűk magyarországi mintaterületek adatait jelzik (GÁBRIS GY.–MARI L. 1995)

Érdekes, hogy a magyarországi adatok kívül esnek a Gregory, K. J.–Gardiner, V. (1975) által megrajzolt zónán. Számításaink helyességét azonban az itt nem közölt, és hasonlóképpen kontinentális vonásokat mutató, kevés csapadéku Denver környéki (USA) mérések eredményei (Costa, J. E.–Fleisher, P. J. 1984) is alátámasztják, tehát az eredeti ábra a javasolt módon javítható.

A vízhálózat-sűrűség azonban sokkal szorosabb és egyértelműbb kapcsolatban van az esőzések hevésségével, mint az évi átlagos csapadékmennyiséggel. Az **1.1.3. ábra** ezt az összefüggést mutatja be szemléletesen (a csapadékontenzitás indexe egyenlő a 24 óra alatt mért maximális eső és az évi átlagos csapadék hányadosával). Az ábrából levonható legfontosabb következtetés az, hogy kisebb-nagyobb szabálytalanságoiktól eltekintve az intenzitás növekedésével csaknem szabályosan növekszik a vízhálózat-sűrűség is. A magyarországi értékek ebben az összefüggésben is jól beleillenek az általános képbe.



1.1.3. ábra. A vízhálózat-sűrűség és csapadékontenzitás összefüggése különböző éghajlatú területeken, magyarországi adatokkal kiegészítve (jelmagyarázat, mint az 1.1.2. ábrán) (GÁBRIS GY.–MARI L. 1995)

A kérdéssel foglalkozó szakirodalom szerint a vízhálózat-sűrűség változásait a morfo-klimatikus körülményekkel csupán általánosságban lehet megmagyarázni, mert azt az éghajlat – közvetlenül és közvetett módon (pl. a növény-takarón keresztül) – csupán nagy vonalakban határozza meg, és a részletek, az egyedi különbségek más tényezők segítségével közelíthetők meg (ez azonban nem tartozik jelen tárgykörünkhöz). Az éghajlat változásaira az egész környezet reagál,

és természetesen ezek mindegyike befolyásolhatja – felerősítheti vagy gyengítheti – a folyóvíz felszínalakító tevékenységének átalakulását.

A folyók három fő típusa – a bevágó, a feltöltő és az átmeneti – mindegyik éghajlati tartományban előfordul. Úgy tűnik tehát, mechanizmusukat nem elsősorban a klíma befolyásolja. Ha azonban az áttételeken keresztül vizsgáljuk a dolgot, kitűnik az éghajlat erősen közvetett szerepe. Gondolhatunk pl. a periglaciális területek fagyott földjére, amely meghatározza a lefolyás mértékét, időszakát, vagy a növényzetre, amely a folyóközi területek erodálódását, a partok pusztulását szabályozza, vagy éppen az aprózódás-mállás erősségére, formáira, amelyek viszont a folyóba kerülő hordalék mennyiségét és minőségét befolyásolják.

1.1.2. A vízhálózat-sűrűség kapcsolata más tényezőkkel

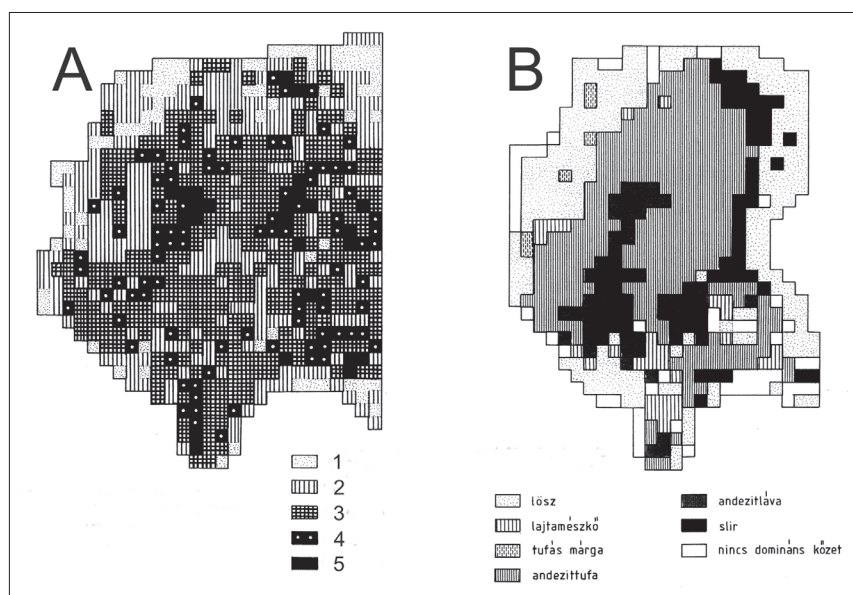
A vízhálózat-sűrűséget hagyományosan a vízgyűjtő területek egységében mérték, megrajzolva és rangsorolva a vízhálózatot, kijelölve a vízválasztók vonalát, majd lemérve a vízfolyások összes hosszát és a vízgyűjtő területét. E munkamenet időigényes volta, meg a méréshez, rangsoroláshoz kapcsolódó módszertani és gyakorlati problémák vezettek más eljárás kereséséhez és kialakításához. Gardiner, V. 1971-ben javasolta, hogy inkább négyzetrács szerint mérijék a vízhálózat-sűrűséget, mert így csupán hossz mérésre van szükség, hiszen a terület adott és állandó. Hasonló módszert a 60-as évek elejétől már alkalmaztak másfajta földrajzi kutatásokban is. A kétfajta módszer kétfajta szemléletet is jelent, ezek azonban inkább kiegészítik egymást, mintsem hogy szembenállást jelentenének. A főképpen Amerikában kidolgozott és ma már másutt is nagyon elterjedt „kvantitatív geomorfológia” – ahol a vizsgálatok alapegysége a változó nagyságú természetes egység, a bizonyos rendű vízfolyás vízgyűjtő területe – leginkább hidrológiai és eróziós problémák megoldása felé vezet; módszereit és eredményeit hatalmas szakirodalom tárgyalja. A különböző földrajzi jellegű területek vízgyűjtőire vonatkozó adatok összehasonlítását azonban nehézkes így elvégezni. A nehézségek még jelentősebbek, ha közepes méretarányban (mezoskálán) akarjuk összehasonlítani mennyiségileg ezeket az adatokat, amikor is a természeti tényezők (pl. éghajlat stb.) különbségei sokkal kisebbek. A négyzethálózathoz kötött vízhálózati elemzéssel viszont olyan, térhez kötött adattömeget kapunk, amelyek matematikai-statisztikai vizsgálata ugyanilyen területi rendszerben levő más természetföldrajzi tényezőkkel összekapcsolható. Az együtthatások, okozati össze-függések egzaktan kutathatók.

A továbbiakban ezen együtthatások sokféle kérdésfeltevési lehetőségei közül most egyet ragadok ki: milyen tényezők vannak kapcsolatban a vízhálózat-sűrűséggel, mely tényezők határozzák meg alakulását egy konkrét területen, és mely módszerekkel határozható meg ez az összefüggés? A kérdés – főként módszertani jellegű – tanulmányozásához mintaterületként a Börzsöny hegység tűnt alkalmasnak (Gábris Gy. 1987).

A hegység 1:25 000-es méretarányú topográfiai térképeiről a szintvonal-értékelő módszerrel meghatározott vízhálózat 1 km-es négyzethálóba eső hosszúságát

egyenként lemérve és – itt csupán a szemléletesség kedvéért – a vízhálózat-sűrűségi adatokat osztályozva térkép készült (1.1.4. A ábra).

Pontosan ugyanez a négyzetáló lett alkalmazva a hegység néhány olyan térképén is, amelyek – általánosan elfogadott nézetek szerint – a vízfolyás-sűrűség kialakításában fontos tényezők területi eloszlását ábrázolják. Így tehát „négyzetesítésre” került az évi átlagos csapadékmennyiséget, a relatív reliefet, az alapkőzeteket (1.1.4. B ábra) és néhány talajtulajdonságot ábrázoló térkép (ez utóbbiak – a matematikai apparátus elégtelensége miatt – egyelőre nem lettek figyelembe véve a számítások során). A csapadék és a relatív relief egyaránt számokkal kifejezhető tényezők, tehát semmi nem akadályozta, hogy a vízhálózat-sűrűséggel feltételezett összefüggéseket egy-, ill. kétváltozós regresszióanalízissel és korrelációs számítással ellenőrizzük.



1.1.4. ábra. A ábra: A Börzsöny vízhálózat-sűrűségének (km/km^2) térképe: 1 – <1,2; 2 – 1,3-2,7; 3 – 2,8-4,1; 4 – 4,2-5,4; 5 – 5,5>; B ábra. A Börzsöny „négyzetesített” földtani térképe (GABRIS Gy. 1986)

A felszíni kőzetek hatását azonban már nem lehetett ilyen egyszerűen vizsgálni. Az első kísérlet a területen előforduló fontosabb kőzeteknek erózióval szembeni ellenálló képességének becslésén alapult: a legellenállóbbnak vélt 1-es, a vonalas erózióval legkönnyebben megtámadható pedig 9-es számot kapott; a többi pedig – egész számokkal jelölve – köztük nyert besorolást. Így 1-től 9-ig számozva, célszerűen „minősített” négyzetrácsos földtani térkép született, amelyen lukak is vannak, hiszen egyes négyzetekben több kőzettípus is előfordul, és itt nincs értelme az egész számot minősítésnek. Ezt az eljárást egyébként széleskörűen alkalmazzák számos helyen, és

a magyar geográfiában is elterjedt. A fenti módon nyert értékek azután már összevethetők, statisztikai módszerekkel számíthatók lettek.

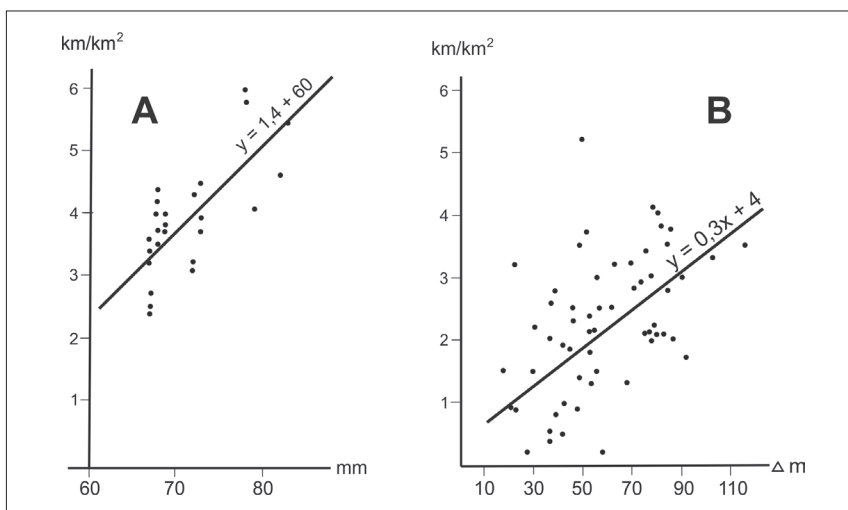
A vízhálózat-sűrűség, ill. a csapadék, a relatív relief és földtani felépítés között kapcsolatot keresve egyváltozós regresszióanalízist végezve, az első pillantásra váratlan, negatív eredmény született. Azonban ez a számítás sem feleslegesnek, sem igazán meglepőnek nem tekinthető. Azt bizonyította csupán – ami szintén feltételezett, ill. tudott volt már –, hogy a vonalas erózió kifejlődésének mértékét egyidejűleg több tényező együtthathatására lehet visszavezetni és csupán egyetlen faktor nem elegendő a magyarázathoz. Vagyis sem a csapadék, sem a relief-viszonyok, sem az alapkőzetek nem kizárólagosan felelősek a vízhálózat-sűrűség területi alakulásáért. Mégis feltűnő a kapcsolat teljes hiánya, különösen a felszíni kőzetek minőségével, hiszen ez látszott a legkézenfekvőbb összefüggésnek.

Felmerült az a gondolat is, hogy talán ismereteink hiányosságai vezettek ez utóbbi esetben ilyen negatív eredményhez; vagyis a „minősítés” a hibás. Többéves terepi gyakorlattal rendelkező kollégák is elvégezték – egymástól függetlenül – a Börzsönyben előforduló kőzeteknek az erózióval szemben mutatott ellenálló képesség szerinti osztályozását, és kiderült, hogy mindenki másképpen látja ezt a kérdést. Ahány személy, annyiféle beosztás született. Egyértelmű a következtetés: az előzetes konkrét mérések, kísérletek, összehasonlítások és számítások nélkül végzett minősítés ingoványos területekre vezethet. Ezt a bizonytalanságot kikerülendő, a későbbiekben elmaradt kísérletünkben a kőzetek számokkal leírható minősítése és a teljes adattömeg közzétípusonként külön-külön csoportosítva került a számítógépbe. Az azonos kőzetű négyzetek elkülönült vizsgálatával az egyszerű egyváltozós analízis tulajdonképpen máris kétváltozósá minősült át.

Kiderült, hogy bizonyos kőzetek (pl. lösz, andezit) esetében jó korreláció van a vízfolyás-sűrűség és a csapadék – (**1.1.5. A ábra**), ill. a relatív relief (**1.1.5. B ábra**) között, míg más anyagokon ilyen kapcsolat nem mutatható ki. Az andezittufa-agglomerátum pl. nagyon eltérően viselkedő anyagok összefoglaló kategóriája, ezért nem meglepő a korreláció hiánya. A slír esetében viszont ugyanez furcsa eredménynek tartható, aminek okát tovább kell kutatni.

A különböző kőzetekre számított regressziós egyenesek azonos koordináta-rendszerbeli összehasonlítása pontossá, bizonyítottá teheti az erózióval szembeni ellenálló-képesség becslését. A vízhálózat-sűrűség és a relatív relief kapcsolatának a löszön és a lajtamészkövön érvényes regressziós egyeneseit összevetve megállapítható, hogy a meredekség eltérése alapján szabatosan bizonyított az az egyébként kézenfekvő megállapítás, miszerint a löszön jobban kifejlődik az eróziós vonalak rendszere, mint a lajta mészkövön.

Ez csupán példa, de itt természetesen a módszeren van a hangsúly; a minősítés megbízhatóvá válását ilyen jellegű előzetes tanulmányok sorával lehet elérni. Végig kell próbálni – megfelelő adatmennyiség feldolgozásával – a számításokat többféle kőzettel (vagy az erózióban szerepet játszó más, számszerűen közvetlenül meg nem határozható tényezővel), és az eredmények összehasonlításával immár megfelelően alátámasztott, bizonyított minősítés készíthető el.



1.1.5. A ábra: A vízhalózat-sűrűség és az évi csapadék összefüggése andeziten; B ábra: A vízhalózat-sűrűség és a relatív relief összefüggése löszön (GÁBRIS Gy. 1986)

A kőzetminőség szerint osztályozott adatok kétváltozós analízise már tkp. három tényező együttes figyelembevételét jelentette. Az eredmények nem különböztek jelentősen az előzőektől, azon túl természetesen, hogy a korrelációs együttható a lösz esetében a három tényező együttes vizsgálatakor szorosabb kapcsolatot jelzett. Az előzőekben röviden összefoglalt számítások elsősorban módszertani igénnyel készültek. A Börzsöny-hegység területére és kőzeteire vonatkoztatott eredmények helyett inkább az általános következtetések levonását lehet fontosnak tartani:

1. Az egy- és többváltozós regresszióanalízis és korrelációszámítás alkalmazható a vonalas eróziót meghatározó tényezők szerepének kutatásában.

2. Egyik vizsgált faktor sem játszik kizárólagos szerepet a vízhalózat-sűrűség kialakításában.

3. Az adatszerűen meg nem határozható tényezők (itt pl. a kőzetminőség) előzetes konkrét, bizonyított ismeretek nélküli számszerű „minősítése” veszélyes módszer, a későbbiekben kiküszöbölhetetlen szubjektív hibákhoz vezethet.

4. Az itt követett eljárás – a csupán minőségileg meghatározható tényező alapján végzett adatosztályozás és elkülönült feldolgozás – viszont hozzásegíthet a minősítés megbízhatóvá válásához; jelen esetben a kőzetminőség, de más vizsgálatokban bármely egyéb faktorra vonatkoztatva.

5. A szakirodalomban eddig megállapított számos hatótényező egyenkénti, ill. többváltozós analízisével közelebb kerülhetünk a vonalas eróziót szabályozó tényezők konkrét ismeretéhez, és ennek jelentős gyakorlati haszna is lenne.

E kísérletből levont következtetések tehát arra biztatnak, hogy a leírt módszerrel a fenti tapasztalatok alapján szélesebb körű és körültekintő vizsgálatokat indítsunk a vonalas erózió feltételrendszerének alaposabb megismerésére.

1.2. A vízhálózat és a szerkezet összefüggései

1.2.1. A vízhálózat irányítottsága és mennyiségi meghatározása

A vízhálózat elemeit bizonyos szabálytalanságoktól eltekintve geometrikus formákkal lehet többé-kevésbé összehasonlítani. Az irányítottság, a vízhálózatnak ezen egyszerű, vonalas elemekkel (főként egyenesekkel) való megfeleltetését jelenti. A geometriai elemek (egyenesek) rendszere és a vízhálózat rajzolata között fennálló hasonlóság, mértékét mennyiségileg, számszerűen is ki lehet fejezni: a vízhálózat térképéről a "kiegyenesített" folyó- (ill. völgy-) szakaszok irányát (az É-hoz viszonyított azimutját) és hosszát lemérhetjük és az így kapott szög és hosszúságértékeket táblázatban és grafikusán is kiértékelhetjük. A vizsgálandó vonalrendszer α irányához és $\Delta\alpha$ sáv szélességhez tartozó I_α előfordulási iránygyakoriság értékén az $\alpha - \frac{\Delta\alpha}{2}$ és $\alpha + \frac{\Delta\alpha}{2}$ irányok közé eső vonaldarabok számát, míg I_α összhossz iránygyakoriságon pedig az ugyanezen irányba eső összes elemi d_s hosszúságú vonaldarab hosszának összegét értjük. A táblázatban összefoglalt mérési eredményeket célszerű poláris koordináta-rendszerben feltüntetni. Erre két lehetőségünk is van: I_α értékét kifejezhetjük az ΣI_α százalékában, illetve a maximális gyakoriság mutató tartományhoz is viszonyíthatjuk $\frac{I_\alpha}{I_{\alpha \max}}$ szerint. Az utóbbi különösen akkor vezet célhoz, ha egy bizonyos területen különböző tényezők között keresünk kapcsolatot, míg az előbbit inkább regionális összehasonlítások és általánosabb összefüggések kutatása esetében lehet jól használni. A statisztikai ingadozásokat kiegyenlítendő, ajánlatos az egyszerű mérési eredmények helyett az ún. hármas öllelkező közepek kiszámítása és feltüntetése az $I_\alpha = I_\alpha - \Delta\alpha + I_\alpha + \Delta\alpha$ formula szerint (EGYED L. 1957).

Néhány kísérlet után a 10°-os tartományok szerinti számítás elegendő pontosságúnak bizonyult és az öllelkező közepek számítása sem volt feltétlenül szükséges a terület vízhálózatának irányítottságát kielégítő pontossággal történő meghatározásához. Természetesen az előfordulási (a diagram baloldali, rácsos része) és az összhosszgyakorisági irányrészak (a jobboldali fekete része) ugyanazon területen is különbözhetnek, és az eltérésekből fontos következtetések olvashatók ki. Ezért a két értékrendszernek egyetlen diagramon való feltüntetése hasznos módszernek bizonyult.

1.2.2. A vízhálózat előrejelzettsége

A földkéreg mindenféle deformációját a kisebb szilárdságú rátelepült üledékek is átveszik és bennük az erőhatásoknak megfelelő törésrendszerek jönnek létre. A vízfolyások eróziója gyorsabban és hatékonyabban pusztít e vonalak mentén és így a tektonikai viszonyokhoz igen gyakran kapcsolódnak a felszíni vízfolyások. A kérdés csupán az, hogy milyen mértékű és jellegű ez az összefüggés az egyes területeken. Erre a kérdésre a szerkezeti előrejelzés (kontroll) mértéke a válasz, amely mérték a kérdéses terület vízhálózat-iránygyakorisági és tektonikai diagramjainak összehasonlításából állapítható meg. Az irányítottság ugyanis többféle vízhálózati rajzolatnak is jellemző tulajdonsága, de a szerkezeti kontroll vagy előrejelzés közülük csak egyesekben van meg.

1.2.3. Az irányítottság és a szerkezet összehasonlítása

Egyed L. (1957) dolgozatában elsőként állapította meg, hogy az általa vizsgált mintegy 150 km²-nyi területen a morfológia (értsd: a topográfiai térkép 50 m-es szintvonalai) irányítottsága eltér (ugyan) a mélyszerkezet (vagyis a gravitációs izogammák) irányítottságától, mégis a patakok futása mindkettőt tükrözik. Nagy E.–Nagy I. (1965) a Keleti-Mecsekben végzett vizsgálatai jó összefüggést bizonyítottak a völgyirányok és az észlelt, ill. szerkesztett törések felszíni nyomvonalainak iránystatisztikája között. Az összehasonlításból az is következett, hogy a törésirányokkal nem egyező völgyirány-mellékmaximumok feltételezhetően – de nem bizonyosan – újabb, esetleg még fel nem ismert szerkezeti elemekre utalhatnak.

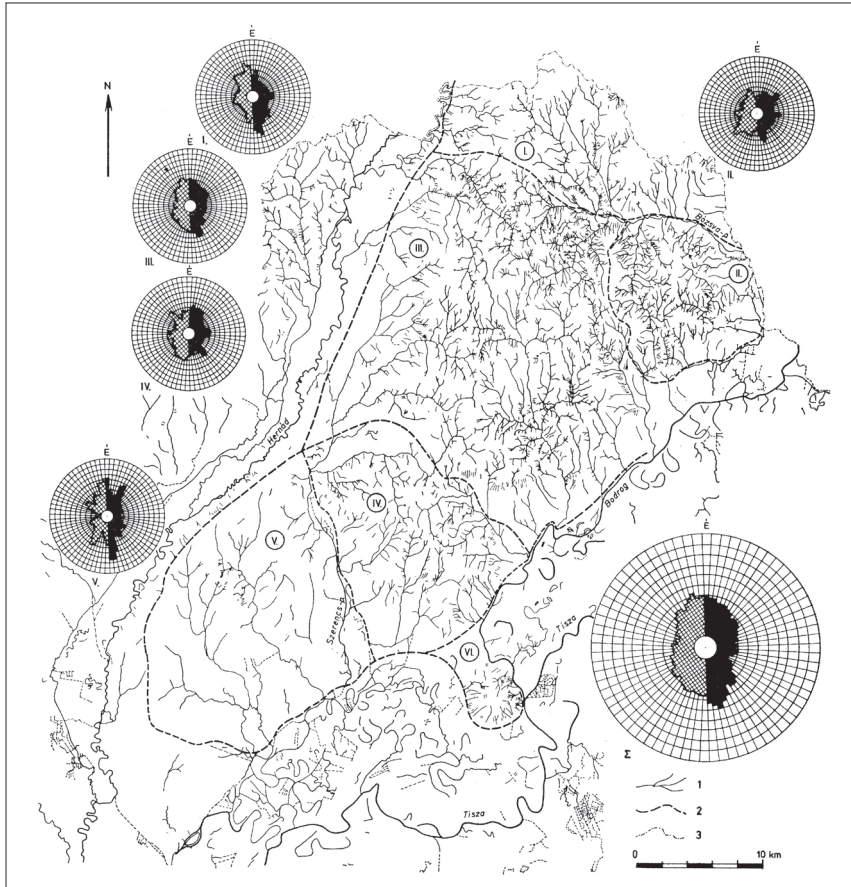
1.2.4. Esettanulmányok magyarországi középhegységeken

A vízhálózat irányítottságának összefüggése a terepen meghatározott törésvonalakkal, a légifényképen, ill. űrfelvételen interpretált szerkezeti vonalakkal (esetleg csak lineamensekkel), valamint a rétegtelepülési viszonyokkal néhány magyarországi középhegység példáján lett megvizsgálva³. Ezek közül itt csak egy vulkáni és egy röghegység eredményei kerülnek bemutatásra.

A vízhálózat rajzolata alapján a Tokaji-hegység területén elhatárolt hat egység vízhálózati iránystatisztikáját (**1.2.1. ábra**) elemezve a következő megállapításokra juthatunk.

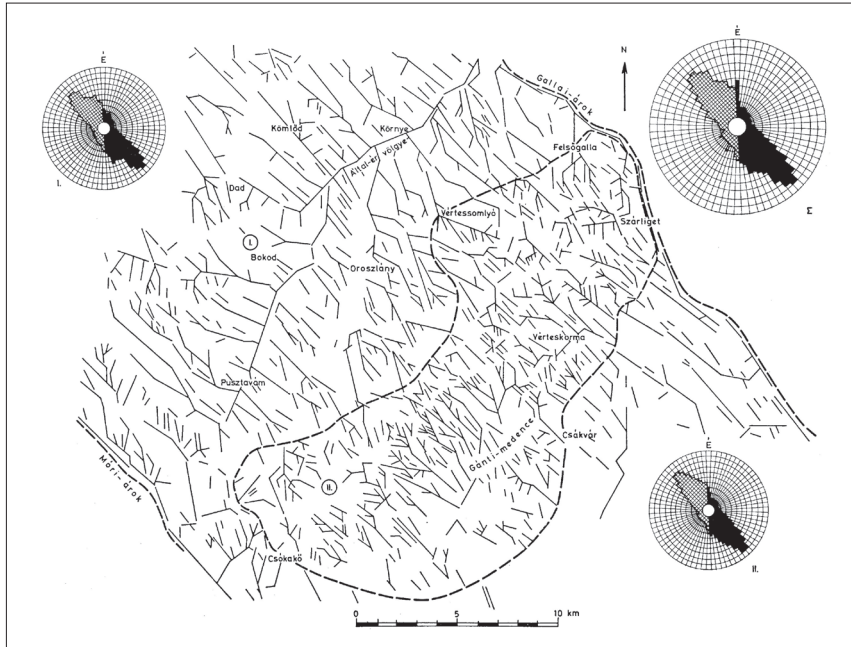
A Bózsza völgye és az országhatár közötti legészakibb I. területen a főirány ÉÉNy–DDK-i (345°–165°) és második helyen szerepel az ún. Szamos-vonalnak megfelelő 320°–140°-os irány. Érdekes, hogy a vízhálózatban pontosan ez a legerősebb maximum a IV. egység (Erdőbénye–Mád között) területén is (egybeesve az andezitfeltörés irányával), de a kettő közötti III. régióban szerepe jelentéktelen (2,77% az átlag és ettől alig tér el: 3,1%). A többi elemet tekintve is jelentékeny hasonlóság található az I. és IV. régiók vízhálózati iránystatisztikájában (pl. a K–Ny-i elemek gyakorisága). A közöttük elhelyezkedő, ún. III. egység a 340°–160°-os gyöngye maximum mellett (a riolitfeltörés iránya) jellegtelen irányrózsájával tűnik ki. A Sátoraljaújhely melletti Sátor-hegyek (II. egység) fő vízfolyásiránya 50°–230°-kal ÉK–DNy-i, és második helyen szerepel az É-i területekre jellemző 340°–165° (ÉÉNy–DDK) rendszer. Jelentős még a 95°–275°-os, csaknem K–Ny-i irány is. Az V. terület – a Szerencsi-dombság – teljesen elütő sajátosságai a vízhálózatban is meg- nyilvánulnak: –D-i és 30°–210°-os iránygyakorisági maximum mellett a K–Ny-i vízfolyások teljes hiánya jellemző. Az előző területek irányai némiképpen elcsavarodva (330°–140° és 305°–120°) gyenge csúcsokat adnak. A tokaji Nagy-kopasz (VI. egység) teljesen különálló tömege egyik előző területhez sem kapcsolódik, sugaras vízhálózata a domborzat elsődleges hatását mutatja.

3 Gábris Gy. 1986: A vízhálózat és a szerkezet összefüggései. – *Földtani Közlemény* 116/1. pp. 45–56.



1.2.1. ábra. A Tokaji-hegység vízhálózatának térképe és egységeinek iránystatisztikai diagramjai. Jelmagyarázat: 1 – folyó; 2 – egységhatár; 3 – országhatár (GÁBRIS GY. 1986a)

Egy vulkáni hegység után példaképpen vizsgáljuk meg az egyik egyszerűbb rög-hegységünket, a Vértest. A hegység területét két alegységre bontva és külön-külön mindkettőre, majd összesítve az egészre vonatkoztatva is elkészített iránystatisztika (1.2.2. ábra) jelzi, hogy a két egység (a középidői, ill. a harmadidőszaki képződmények területei) szinte teljesen azonos irányítottságot mutat: az ÉNy–DK-i vízfolyások uralkodnak (a Vértes É-i részén a 165°-os irány is fontos töréseket jelölhet).



1.2.2. ábra. A Vértes-hegység „kiegyenesített” vízhálózata és földtani egységeinek iránystatisztikai diagramjai. Σ – az egész hegység; I. – harmadidőszaki; II. középidői kőzetek (GÁBRIS GY. 1986a)

Figyelemre méltó, hogy az összesített irányrózsán (Σ) az É-i irány is kiemelkedő, legalábbis a hosszúság százalékarányában, de ezen túl újabb információval nem szolgálnak a grafikonok. A **1.2.2. ábrán** a valóságos vízhálózat helyett annak „kiegyenesített”, tehát mérhető változata szerepel módszertani illusztrációként.

A vízhálózat irányítottága többféle tényező hatására alakulhat ki. Kétségtől ezek közül a törésvonalaknak van legnagyobb szerepe, de hatással vannak a vízfolyások kialakulására a tektonikai igénybevétel következtében kialakult litoklázisrendszerek, a területre jellemző rétegtelepülési viszonyok, sőt a szerkezettől többé-kevésbé független topográfiai, domborzati viszonyok is. Végül soron egy-egy konkrét terület esetében a helyi körülmények részletes ismerete szükséges a vízhálózati iránystatisztika értelmezéséhez.

1.2.5. ***Összefüggések a vízfolyások és az ürfelvételek vonalas elemei (szerkezetföldtan) között***

A Magyar Állami Földtani Intézetben folyt munkálatok keretében a Landsat- és a Szójuz-felvételek interpretálása alapján készült kozmolineamens-térkép országos szerkezetföldtani értelmezését Síkhegyi F. (1985) kísérte meg. E munkához kapcsolódott hazánk főbb vízfolyásainak iránystatisztikai vizsgálata, abból a célból, hogy feltárjuk a szerkezet és a folyóhálózat összefüggéseit, ill. az ország egyes részterületein

a vízhálózat kialakulásában fontos szerepet játszó neotektonikai folyamatokat, és meghatározzuk azok elterjedtségét és szabályszerűségeit. Magyarország 1:500 000-es méretarányú térképéről megrajzolt vízhálózat „kiegyenesített” változatának (1.2.3. ábra), eltérő hossz-, irány- és sűrűség-előfordulásokkal jellemzett vonalrendszerét szerkezetföldtani-geomorfológiai és hidrográfiai szempontok alapján különböző területi egységekre bontottuk.

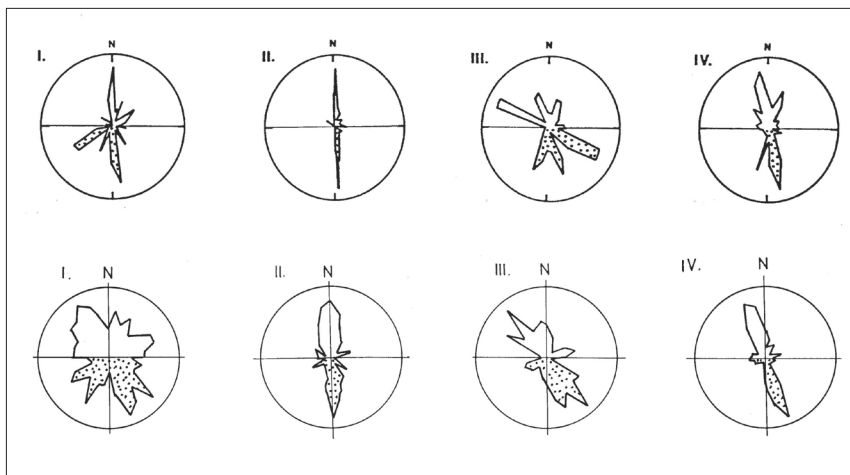


1.2.3. ábra. Magyarország fő vízfolyásainak „kiegyenesített” térképe (GÁBRIS GY. 1987c). Jelmagyarázat: 1 – folyó; 2 – területegység határa; 3 – „kiegyenesített” folyó

A lineamens-térképen a lehatárolás olyan „fő lineamentumok mentén történt, amelyek gyakran az ország nagyszerkezetében fontos, már ismert szerkezeti vonalak” és általában jellemző rájuk, hogy „elválasztó jellegük uralkodó, nem hordozzák az egyes blokkok fő lineamentum-rendszereinek bélyegét” (Síkhegyi F. 1985). Az iránystatisztikai számítások során ez nehézséget okozott, és egyedileg kellett eldönteni, hogy a határoló vonalakat melyik egységhez soroljuk, ill. hogy egyáltalán figyelembe vegyük-e a vízhálózattal történő összehasonlítás során.

Az ország területét a fenti szempontok alapján kilenc regionális egységre bontottuk, amelyeken a Tiszántúl kivételével iránystatisztikai vizsgálatokat végeztünk mind a lineamens (Síkhegyi F. 1985), mind pedig a vízhálózat adatai alapján. Mindegyik egység sajátos egyéni vonásokkal rendelkezik az irányítottság szerint, de a vízhálózat és a lineamens területenként eltérő mértékben mutatnak azonosságokat, ill. különbségeket. Az iránystatisztika $\frac{1}{I_{\max}}$ kördiagramjait úgy tanulmányozhatjuk, hogy az egyik félkörön a gyakoriság, a másik félkörön a hosszak szerinti megoszlás van feltüntetve. Az egyes régiókon belül az összehasonlításokból a következő megállapítások vonhatók le (Gábris Gy. 1987c).

A Kisalföld, Alpokalja (I. terület) mindkét irányrészében több maximum adódik. Ezek közül a lineamenseken a 160–170°-os főirány és az 50–60°-os mellékirány egybeesik a vízhálózati csúccsal. Itt tehát a folyók és a tektonika összefüggése valószínűsíthető. A nagy gyakoriságú (26,5%), de rövid É–D-i lineamensek szerepe viszont egyáltalán nem mutatható ki a vízfolyásoknál (1.2.4. ábra).

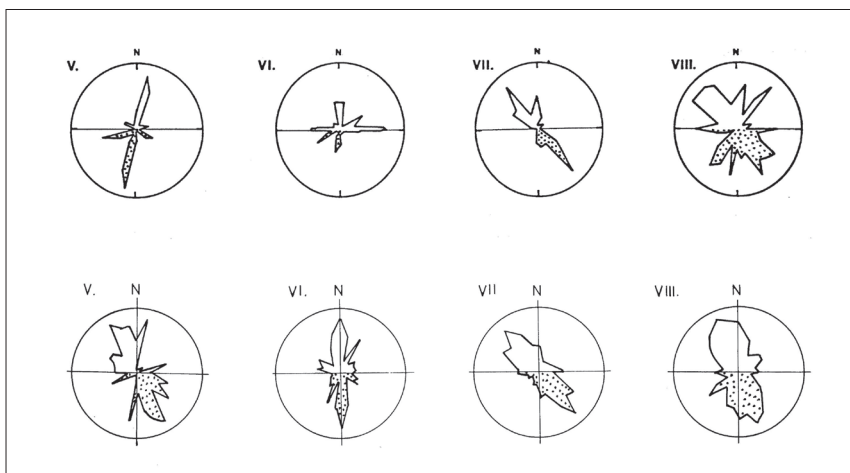


1.2.4. ábra. Az I. – IV. területegységek iránydiagramjai. A felső sorban a lineamensek, az alsóban a vízhálózat irányítottsága. Az északi félkörön mindkét sorban a gyakoriság, a délin pedig a hosszak szerinti megoszlás van feltüntetve (GÁBRIS GY. 1987a)

Az Őrség és Zalai-dombság (II. terület) vidékén az É–D-i irány vitathatatlanul uralkodó mindkét rendszerben. A vízfolyások diagramján ugyan szélesebb sávot alkot ez a maximum, ami a törésekhez való bizonytalanabb alkalmazkodást jelzi, de egy 10°-kal kibővített sávon mindenesetre a folyók 40%-a szerepel. A lineamensek több mint fele mutat ebbe az irányba. Mind a folyókra, mind a szerkezeti vonalakra jellemző, hogy az É–D-i irányú szakaszok hosszúak és viszonylag kisszámúak. Gyenge, de kimutatható 120°-os irányú második egybeesés is jelentkezik.

A Bakonyban és É-i előterén (III. terület) a lineamensek három maximumához a vízhálózat négy csúcsértéke csatlakozik, de ezek közül csak két irány kapcsolódik egybe. A 160–170°-os fő- és a 120°-os mellékmaximumban elhelyezkedő vízfolyások tektonikai előrejelzettsége kézenfekvő. Ugyanakkor a folyók 140°-os abszolút irány- és gyakoriságcsúcsának nincs szerkezeti megfelelője! Ezek a lefolyási szakaszok valószínűleg a domborzat irányította konzekvens völgyeknek felelnek meg. Ugyanúgy hiányzik a lineamensek közül (0%) a vizeknél meglévő 70°-os irány is. A 10–20°-os szerkezeti iránymaximum (15–17%) viszont a vízfolyásoknál nem mutatható ki, amely hiány e szerkezeti vonalaknak a feltételezettnél („pliocén szerkezeti árok” Síkhegyi F. 1985) idősebb, vagy a mai vízhálózatot nem befolyásoló, nem „élő” voltára utalhat.

A Somogyi-, Tolnai-dombság (IV. terület) vidékén a lineamensek és a folyóhálózat is 160–170°-os irányban mutat maximumot az iránystatisztika szerint: az összes vonalnak kb. 30%-a és az összes hosszak több mint 35%-a ebbe az irányba esik. A lineamensek vizsgálata a 20°-os irányban is jól kifejezett csúcsot bizonyított (12–16%), ami azonban a vízhálózatban egyáltalán nem jelentkezik. Itt is valószínűleg egy idős szerkezeti elemről van szó, amelynek jelenléte nem befolyásolja a mai folyók futásának kialakulását. A Mecsek és a Zselic (V. terület) régiójában a csaknem É–D-i főirány (10° a lineamensek 24–28%-ában és 0° a vízhálózat 14–18%-ában) a folyók szerkezeti előrejelzettségét bizonyítja ebben az esetben. Az iránydiagramok többi csúcsa azonban nem mutat egyezést. A jelentős szerkezeti irányok (80° és 110°) nem párosulnak a vízfolyások másodmaximumához (30°). Az É-i főiránytól eltekintve tehát a két tényező között semmiféle kapcsolat nem mutatható ki **1.2.5. ábra**).



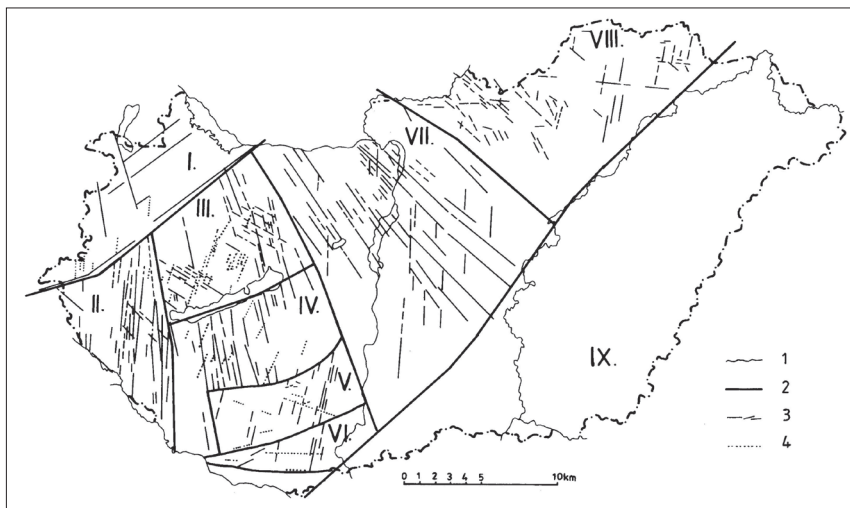
1.2.5. ábra. Az I. – IV. területegységek iránydiagramjai. A felső sorban a lineamensek, az alsóban a vízhálózat irányítottsága. Az északi félkörön mindkét sorban a gyakoriság, a délin pedig a hosszak szerinti megoszlás van feltüntetve (GÁBRIS GY. 1987a)

A Mecsekalja és a Dráva közötti kicsiny, keskeny területen (VI. egység) a vízhálózati 150–160°-os főirány mellett több másik is megjelenik, amelyek azonban egy kivétellel nem érik el a 10%-os gyakoriságot. A lineamensek irányítottságában azonban gyökeres eltérések tapasztalhatók, mégpedig mind az egység vízhálózatához, mind a többi terület lineamens-rendszeréhez viszonyítva. A K–Ny-i irány 22–28%-os részesedése a legfeltűnőbb vonás, ami az ország területének többi részétől is elütő tulajdonság. Ugyanakkor ennek a Pannon-medence DNy-i szegélyén kimutatott transzkurrens, ívelt vetőkkel jellemzett, nyírásos jellegű szerkezetnek semmilyen hatása nem tapasztalható a folyók futásirányára. A 10°-os gyenge csúcs (11%) ugyanilyen mértékű vízhálózati maximummal találkozik, tehát ebben az esetben szerkezeti előrejelzés feltételezhető, úgy, mint a 60–70°-os irányban is. A vízhálózat előbb leírt

fő irányában (150–160°) az összes folyók 23–26%-a tart, míg a szerkezeti elemzés e tartományban egyetlen vonalat sem mutatott ki. A jelenség magyarázatra szorul, amit további részletkutatásoktól várhatunk.

A Duna–Tisza között és a középhegységeink központi részét magába foglaló, a Móri-árok és Cserhát–Mátraaljai vonal közti széles sáv (VII. terület) a földtani felépítésben meglevő óriási különbségek ellenére egy tektonikai egységet képvisel a fotolineamensek rendszere alapján. Olyannyira egységes ez a heterogénnek tűnő vidék, hogy a lineamensek kb. 60%-a esik a két főirányba (130–140° és 0°), és a Zalai-dombság mellett ez a terület mutatja a legszorosabb kapcsolatot a szerkezet és a vízhálózat között. A mezozoikum és paleozoikum idején eltérő szerkezeti egységek-ből álló É-i részen egységes „fiatal” szerkezetfejlődés következik (Oravec J. 1981) és a vonalak DK-i folytonossága megengedi, hogy az egységes újidei szerkezetkép-zöldés területét a Tisza vonalig kiterjesszük (Síkhegyi F. 1985). E fejlődés fiatal volt-tát a vízhálózattal mutatott szoros összefüggés is alátámasztja.

Az Északi-középhegységnek a Cserhát–Mátraalja vonaltól K-re eső területei, valamint a Tiszáig tartó alföldi előtere (VIII. terület) az iránystatisztikai vizsgálatok szerint nem tekinthető egységesnek, további részekre való tagolása hasznos lenne. A vízhálózat nagyon széles főiránya (inkább főszávjá) 130° és 200° közé esik, ahová a lineamensek több csúcsa is „befér” (130°, 150° és 190°). A szerkezetben fontos 40–50°-os maxi-mumhoz a vízfolyások gyengébb 50–60°-os csúcsa járul. A 90°-os K–Ny-i irány mind-két elem esetében harmadrendű jelentőségű, de jól egyezik (1.2.6. ábra).



1.2.6. ábra. Magyarország aktív és inaktív szerkezeti vonalai SÍKHEGYI F. (1985) térképéből kiemelve, s a vízhálózat irányitottságának vizsgálata alapján következtetve.

Jelmagyarázat: 1 – folyó; 2 – területegység határa; 3 – a vízhálózat kialakításában aktív szerepet játszó szerkezeti vonal; 4 – idős, inaktív szerkezeti vonal.

I.–IX. a területegységek szövegben szereplő száma (GÁBRIS GY. 1987a)

A vízhálózat és a lineamensek irányítottságának kapcsolatát összességében vizsgálva néhány általános következtetéshez juthatunk el.

I. A megfelelés mértéke szerint a területegységek három csoportja alakítható ki:

a) Szoros kapcsolat van a két tényező között, a folyók szerkezetileg előrejelzett irányokban folynak. Ilyen pl. a Zalai-dombság és a VII. terület, ahol szinte minden részletre kiterjedő egybeesést tapasztalhatunk. A vízfolyások általában bizonytalanabban követik a lineamenseket és ez a vízhálózati iránymaximumok viszonylagos kiszélesedésében és kisebb százalékarányában mutatkozik meg.

b) Szinte teljesen eltér a két tényező diagramja a Baranyai-dombság területén (VI. egység), ahol így a fotolineamensek és a vízhálózat függetlensége föltételezhető.

c) A legtöbb területegység az átmeneti csoportba tartozik, ahol egy-két megfelelés mellett az iránymaximumok különbségei is feltűnőek.

2. A földtani–geomorfológiai szakirodalom megegyezik abban, hogy a vízfolyások egy része szerkezetileg előrejelzett; így a fenti b) és c) csoport tart számot érdeklődésünkre.

A függetlenség értelmezése, a folyók irányítottságában e területeken szerepet játszó más tényezők felderítése további kutatásokat igényel. Annál lényegesebb az eltérések neotektonikai értelmezése. Vélhető, hogy a lineamensek iránystatisztikájából adódó olyan csúcsok, amelyek a vízhálózatban is maximumként jelentkeznek, ma, ill. a közelmúltban is „élő”, tehát a folyók futásának kialakításában aktív szerepet játszó neotektonikai szerkezetként (nem feltétlenül fiatal, hanem felújuló idős elemként) értelmezhetők. Ezzel szemben a vízhálózatban nem mutatkozó lineamens-iránycúcsok feltehetőleg idős, inaktív szerkezeteket jelölnek. Ezen az alapon készült az ország területének nagyobbik részén a kétféle szerkezeti elem szétválasztása, vázlatos bemutatása.

1.3. A vízhálózat háromdimenziós vizsgálata

1.3.1 A vízfolyások esésviszonyai

A vízhálózat különböző módszerekkel végzett analíziséből számos természetföldrajzi, különösképpen pedig geomorfológiai következtetés vonható le. Ezen eljárások általában két dimenzióban, vízszintes síkra vetített formában elemzik a vízfolyások rendszerét. A térbeli elrendezettség mellett azonban más jellegzetességek, pl. a folyók esésviszonyai is – mint függőleges irányú összetevők – fontos tulajdonságként ismeretesek. Nagyon hasznos ezeket a tényezőket is bevonni e kutatások körébe.

Az esésviszonyokból, azok változásaiból a földtani felépítésre és szerkezetre, a szakaszjellegre, hordalékviszonyokra, fiatal szerkezeti mozgásokra és természetesen a völgy fejlődéstörténetére is következtethetünk. A folyók hosszszelvényét – esésgörbéjét – régóta tanulmányozzák és a geomorfológia számos alap- és részletkérdésének megvilágítására használják. A grafikus értelmezés mellett az esés számszerűen is meghatározható. A Hack, J. T. által 1973-ban javasolt ún. esésindex, a folyónak egy adott szakaszán az esést a folyóhosszal veti össze, és ezen az alapon hasonlítja más sza-

kaszokhoz. Ha egy adott területen az összes jelentősebb vízfolyás mentén kiszámítjuk az esésviszonyokra jellemző számértékeket és azokat térképre rajzoljuk, akkor az esésváltozást térbeli kapcsolataiban, más természetföldrajzi tényezőkhöz viszonyítva értékelhetjük, vagyis a vízhálózatot tulajdonképpen három dimenzióban vizsgáljuk.

1.3.1.1. Az esésindex fogalma és számítása

Egy folyó mentén kiválasztott pontok magasságának és a forrástól való távolságának értékeit összekötő vonal a hagyományos egyenközű koordinátarendszerben általában homorú jellegű görbét rajzol ki. Ha azonban a koordinátarendszerben a vízszintes tengelyen logaritmikus beosztást alkalmazunk (szemilogaritmikus rendszer), normális esetben a pontok nagyjából egy egyenes mentén helyezkednek el, ahol a $H = C - k \log L$ összefüggés érvényes (ahol H = a pont tszf-i magassága; L = a folyó hossza, pontosabban a vízválasztótól a pontig mért vízszintes, térképi távolság; C és k pedig állandók).

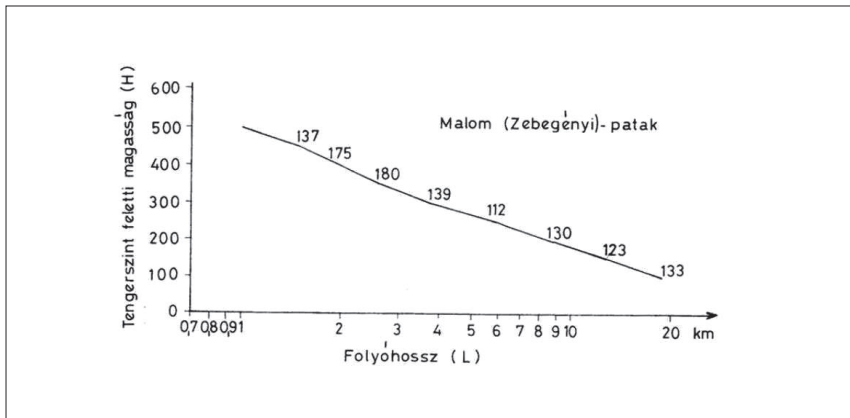
Az esésindexet topográfiai térképről, légifényképpárról vagy éppen a terepen mért adatokból is ki lehet számítani. Az esésindex meghatározása az $SL = \frac{\Delta H L}{\Delta L}$ képlet alapján történik, ahol L értéke a folyó hosszával egyenlő, ΔH a szakasz magasságkülönbsége, ΔL pedig a szakasz vízszintes hossza. Az esésindex olyan jelzőszám, amely a folyó egy bizonyos pontján az esésgörbe viszonylagos lejtését számszerűen adja meg. Mivel $L/\Delta L$ dimenzió nélküli hányados, a vízszintes távolságokat bármilyen mértékegységben számolhatjuk, nincs szükség pl. a méretaránytól függő átszámításokra.

Az itt bemutatott módszerrel egy-egy hosszabb vízfolyás mentén jó képet lehet kapni a folyó esésviszonyairól. A szemilogaritmikus koordinátarendszerben felrajzolt esésgörbén az egyes folyók-patakok egyedileg vizsgálhatók, mert a görbe alakja egyedi, jellemző a folyóra, ugyanakkor néhány tulajdonságát általánosítva az esésgörbéknek különböző típusai állapíthatók meg segítségével, amely típusok tulajdonságait az egyes szakaszokra kiszámított esésindexértékek alapján pontosabban is meghatározhatjuk.

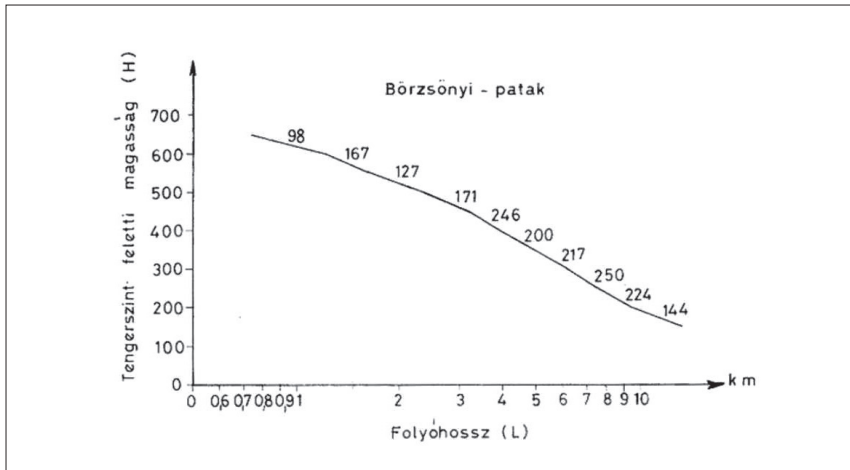
1.3.1.2. Hazai példa: börsönyi patakok esésviszonyai

Mivel az egyes vízfolyások esésindexeinek grafikus megjelenése hasonlít a klasszikus esésgörbéhez, természetes, hogy hasonló módon tipizálhatók, és így egyenes, homorú, domború és összetett profilokat lehet megkülönböztetni. A kétféle módon megrajzolt, és pl. hasonlóképpen domború görbéből azonban másféle geomorfológiai következtetések olvashatók ki. Ennek szemléltetésére csak két példát mutatok be a börsönyi patakok közül (**1.3.1. ábra**)⁴.

4 Részletesebb elemzést l. Gábris Gy. 1986: A vízhálózat háromdimenziós vizsgálata – *Földrajzi Értesítő* 35/3–4. pp. 269–278.



1.3.1a. ábra. A zebegényi Malom-patak szemilogritmikus esésgörbéje. A görbéhez írt számok a szakasz esésindexét mutatják (GÁBRIS Gy. 1986b);



1.3.1b. ábra. A Börzsönyi-patak domború esésgörbéje (GÁBRIS Gy. 1986b)

• A zebegényi Malom-patak szolgáltatja a legszebb példát a szemilogaritmikus koordinárendszerben egyenes esésgörbére (1.3.1a. ábra). Az egész vízfolyás átlagos esésindexe 133, a szélsőségek ettől kevéssé eltérve 112 és 180 között mozognak, és így összességében az egész profil csaknem egyenes. Ha a geomorfológiában eddig használt egyenközű koordinárendszerbe rajzolnánk ezeket az értékeket, akkor a normális esésgörbének nevezett homorú vonalat kapnánk meg. Az ilyen esés-görbe meglehetősen ritka, csak az egynemű felépítésű, egyenletesen lejtő térszínen kialakult, rövid vízfolyások mutatják ezt. A csaknem 20 km hosszúságú és változatos kőzeteken (andezit, tufa és agglomerátum, lajtamészko, lösz) keresztülhaladó Malom-patak esésviszonyainak szabályossága idős voltával magyarázható.

- Szemilogaritmikus rendszerben domború esésgörbéje van a hegység területén a Börzsönyi-pataknak (**1.3.1b. ábra**). Ez azt jelenti, hogy – a végső, hegylábi szakaszától eltekintve – az esésindex értékei növekednek a forrástól a torkolat felé. A patak hosszú hegységi szakaszán vulkáni kőzeteken folyik (kisebb kőzetminőségi különbségek észlelhetők is az SL-index szabálytalanságaiban) és hordalékának durvaszemcsés része folyásirányban szaporodik ugyan, de ezt a növekvő esésindex következtében még képes továbbszállítani a víz. A domború vonal a folyószakasz hegységi részének fiatal emelkedését is jelezheti.

A fentiek rámutatnak a módszer jelentőségére. A grafikusan is megjelenített esésindex-értékek hosszanti metszet szerinti változásai alapján tipizálni lehet a vízfolyásokat és ennek segítségével a meder közeteire, a szerkezeti viszonyokra, a hordalékra és a folyószakasz korára is következtetéseket vonhatunk le.

1.3.2. A vízhálózat háromdimenziós analízise

1.3.2.1. Az esésindex-térkép

Az esésindex értékei nemcsak egy-egy folyó hosszszelvénye mentén tanulságosak, hanem a szomszédos völgyekkel összevetve a térbeli változások rendszere a tanulmányozott terület geomorfológiai sajátosságainak feltárását segíti elő. Ha egy adott vidék valamennyi jelentős vízfolyása vonalán meghatározzuk az index értékeit, a mérési pontok között izovonalakat rajzolva az esés térbeli változásairól, szabályosságairól is fogalmat alkothatunk. A vízhálózat háromdimenziós analízise ilyen esésindex-térkép megszerkesztését és kiértékelését jelenti. A térkép elkészítésekor néhány megszorítás figyelembevétele nagyon hasznos lehet. Így pl. minden egyes vízgyűjtő főfolyóját a leghosszabb forráság vízválasztójától kiindulva kell végigmérni. A mérési pontok száma a topográfiai térkép méretarányától és a vízhálózat sűrűségétől függ. Az 1:25 000-es méretarányú térképen például 500–2000 m-ként következhetnek a mérési helyek, és az első mérést a vízválasztótól 900–1000 m-re lehet kijelölni.

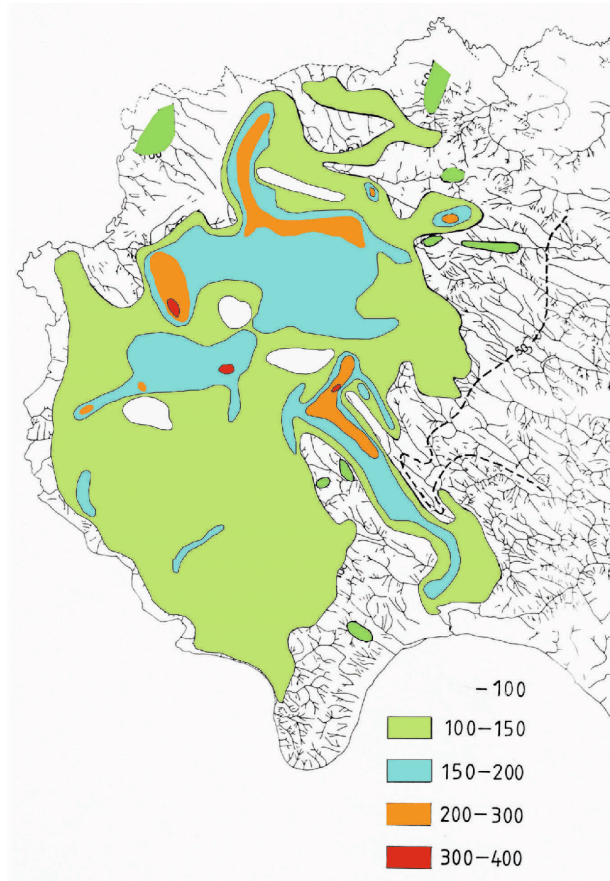
1.3.2.2. Hazai példa: a Börzsöny esésindex-térképe

A következőkben vizsgáljuk meg egy hazai mintaterületen, a Börzsöny-hegységben készült esésindex-térkép tulajdonságait és a belőle levonható következtetéseket.

A hegység 570 km²-nyi vizsgált területén összesen 284 ponton lett meghatározva az esésindex mértéke, vagyis átlagosan 2 km²-re jutott egy mérési hely. Az egyenlőtlen eloszlás ellenére ez a sűrűség elegendőnek bizonyult az 1:100 000-es méretarányú, izovonalas térkép megbízható pontosságú megrajzolásához (**1.3.2. ábra**).

Az izovonalak futására két – nemcsak erre a területre érvényes – általános jelleg állapítható meg, mert a görbék kétféle elrendeződésben helyezkednek el:

- Követik a vízfolyásokat. Ez az eset akkor mutatkozik típusosan, ha egyes vízfolyások SL-értékei nagymértékben és rendszeresen különböznek a környezetükben levő értékektől. Ilyen pl. a Kemence-patak alsó folyása vagy még jellemzőbb a Malom- és a Morgó-patak.



1.3.2. ábra. A Börzsöny esésindex-térképe (GABRIS Gy. 1986)

- A vízfolyások egész sorát keresztezi egy lejtőn az izovonal, ha a kőzettani, domborzati stb. sajátosságok változásai az egymás mellett futó patakok hosszszelvényében hasonló esésindex-értékekben jelentkeznek. Példa erre a Magas-Börzsöny K-i, ÉNy-i és DNy-i oldala.

Az SL szélső értékei 21 és 400 között változnak, de hazai összehasonlító vizsgálatok híján ebből azonban még az sem mondható meg, hogy ezek a számok átlagosak-e vagy sem. További kutatások vezethetnek el e téren az általános következtetések levonásához.

Többet tudhatunk meg, ha az esésindex térbeli változásainak szabályszerűségeit keressük. A hegység területén az azonos esésindex-osztályok eloszlása sajátos képet mutat: a vidék három nagy részre osztható. A középső Magas-Börzsöny és Ny-i lejtője, néhány kisebb folttól eltekintve magas, 100-as esésindexnél nagyobb értékkel jellemezhető. Itt található a legnagyobb SL-számok. A Déli-Börzsönyben viszont – három hosszabb vízfolyás völgyét kivéve – 100-nál kisebb (néha 50 alatti) az esésindex. A Kemence-pataktól

É-ra változatos a térkép, a 100-as izovonal többé-kevésbé szabálytalan futásban választja el a 100 alatti és a max. 200-ig terjedő magasabb indexű vidékeket.

A legmagasabb értékek kisebb foltokban jelentkeznek, általában a Magas-Börzsöny területén. Négy száz méteres felső határral, de mindenütt 200-nál magasabb értékkel tűnik ki a Magas-Börzsöny paleovulkánjának DK-i pereme. Hasonló a helyzet (SL=200–325) a vulkán ÉK-i lejtőjén is. A Börzsönyi-patak felső folyása mentén adódik a következő maximum (312), amely csaknem egybeesik a Balla Z.–Korpás L. (1980) által leírt „Börzsöny-pataki beszakadásos kalderával”. Viszonylag magas, de a környezetéből nem kiugró esésindexet mutat a Kis-Hideg-hegy környéke, ahová a Kemence-pataki eróziós kaldera másodlagos boltozatát teszik. Az egész hegység legszebben megmaradt vulkáni formájának, az előbb említett Kemence-pataki kalderának a D-i, DK-i és É-i pereme alacsony, néhol 100 alatti indexű. Központjában, ÉNy-i kijáratában és DK-i peremén viszont 150 feletti, ami jól mutatja a mélyedés eróziós jellegét.

A Déli-Börzsönyben csak néhány hosszú völgyben (Malom-, Morgó-, Damásdi-patak) és az Ipoly felé néző rövid lejtőkön mérhető magasabb esésindex. Az egész területre a 100 (néhol 50) alatti SL-értékek jellemzők. Itt gyorsabban pusztuló kőzetek vannak, s a rajtuk kialakult idősebb felszínek (hegylábfelszínek) rendszere jött létre, ahol a vízfolyások viszonylag finomabb hordalékot szállítanak.

Az esésindex növekedése a tektonikailag nyugtalan térszínre is jellemző. A Börzsöny mintaterületként való kiválasztásában az is közrejátszott, hogy a terasz kutatások alapján (Pécsi M. 1959) itt a fiatal emelkedések jól kimutatottak. Ezért érdekes a térkép D-i fele. A hosszú, több vízzel rendelkező vízfolyások környezetüknél magasabb esésindexe talán a Duna bevágódásának – ill. a terület emelkedésének – hatására utalhat. Ugyanis ezek a vízfolyások hátráló erózióval megkezdték völgyük bevágását, hogy a Dunához, mint erózióbázisukhoz igazítsák esésgörbéjüket, de ezt a munkát még csak részben tudták elvégezni. A Malom-patak csak legfelső, 2–3 km-es szakaszán mutat erős regressziót, a Damásdi-patakon a hátravágódás – talán a kisebb vízmennyiség miatt – csupán középső szakaszáig hatolt előre. Az összes többi vízfolyás a kevés vízhozam és a gyenge munkavégző képesség következtében enyhe esésű. Mivel ez az általános helyzet a Déli-Börzsönyben, feltételezhető, hogy egyetlen – esetleg boltozódó – tömbként emelkedett meg a térszín. Csupán DK-en, a Verőcmarostól É-ra fekvő andezitrögök területén növekedik meg helyileg az esésindex, ami feltehetőleg – a kőzetminőség változásán túl – fiatal blokkos kiemelkedésre is utalhat.

Az esésindex-térkép elemzése – mint a vízhálózat háromdimenziós analízise – a vizsgált terület földtani felépítésére, szerkezetére, a domborzati viszonyokra, a vízfolyások munkavégző képességére, hordalékviszonyaira, az eróziós folyamatok mértékére, időtartamára és a szerkezeti mozgásokra is vonatkozó utalásokat tartalmazhat. A Börzsöny hegységi kísérleti jellegű első hazai kutatás meggyőzően bizonyította e módszer jelentőségét és eredményességét, tehát érdemes más területeken is alkalmazni és újabb összehasonlító eredmények birtokában az eljárást továbbfejleszteni.



2. AZ ALFÖLD FOLYÓVÍZI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

Az Alföld fejlődéstörténetében, jelenlegi formakincsének kialakulásában döntő szerepet játszott a folyóvíz felszínalakító tevékenysége. A medencetérzsin és a peremek geomorfológiai kutatásának egyik fő célja éppen e folyamatok megismerése volt. A folyóvízi feltöltés jellegét, térbeli és időbeli szakaszosságát, a folyók mechanizmusának klímaingadozásokhoz, ill. tektonikus mozgásokhoz kapcsolódó változásait, valamint a folyóhálózat területi változásait a különböző üledékek vizsgálatából és a – legfiatalabb felső-pleniglaciális–későglaciális–holocén események vonatkozásában – a mai felszín fluviátilis formakincsének tanulmányozásából vezethetjük le. Az Alföld paleohidrográfija tehát e kutatások összefoglalását jelenti az ismeretek egy adott szintjén, olyan többé-kevésbé bizonyított tények rendszerét, amelyek birtokában a különböző földtörténeti időegységekben megrajzolhatjuk a folyóhálózat irányváltozásait, a lepusztulás és a feltöltés területi különbségeit, és bizonyos geomorfológiai megfontolások alapján e szakaszokban a folyók hatásmechanizmusa, a mai felszín eredete és kora is feltárható.

A Tisza és mellékfolyói is jelentős mértékben változtatták folyásirányukat, első-sorban a medence peremén kialakult hordalékkúpokon, de a belső alacsony térszí-neken is. A földfelszín kutatásával foglalkozó geomorfológus számára legfontosabbak ezeknek a felszínen megőrződött holtmedreknek a tanulmányozása, amelyek alapján – más módszerekkel kiegészítve – a felső-pleniglaciálistól kezdve nyomon követhető a változások, az egyes hordalékkúpok fejlődéstörténete. A továbbiakban az Alföld északi, majd keleti, középső s végül a déli részéről elkészített holtmedertérképek, a légi- és űrfelvételek kiértékelése, a kapcsolódó terepi kutatások, laboratóriumi vizsgálatok, különböző módszerekkel nyert kormeghatározási adatok, valamint természetesen az elődök geomorfológiai, kvartergeológiai kutatási eredményeinek felhasználásával kísérlem meg összehasonlítani és új megállapításokkal kiegészíteni – különböző részletességgel – a napjainkban érvényes ismereteinket a folyóhálózat irányváltozásairól, a terület fluviátilis fejlődéstörténetéről, másképpen az Alföld **paleohidrográfijáról**. Végül geomorfológiai alapokon az éghajlat irányította **paleohidrológiai viszonyok** és időbeli változásainak bemutatására kerül sor.

2.1. Az Észak-Alföld paleohidrográfiai vizsgálata

A Kárpátokból az Észak-Alföldre érkező folyók, valamint mellékvizeik nagy kiterjedésű, a síkságra messze benyúló hordalékkúpokat építettek, amelyek fejlődése változó részletességgel ismert. Ez az egyenlőtlenség értelemszerűen tükröződik ebben a munkában is, megtéve azzal, hogy – módszertani céloktól vezérelve – különösen részletes a Jászság (pontosabban a Zagyva és mellékfolyói alföldi vízvidékének), a Sajó hordalékkúpjának és környezetének tárgyalása, amelyeken keresztül bemutatathatók az új eljárások és a belőlük levont általánosítható következtetések.

2.1.1. A Zagyva és mellékfolyói

A terület geomorfológiai problémáit tárgyaló értekezések száma nem kevés (Fodor F. 1935, 1942; Balla Gy. 1958; Székely A. 1969; Mike K. 1991), de ezek régiek, s inkább átfogó jellegűek, részletkutatásokat nélkülözők, ill. gyakran csak a szomszédos vidékek tárgyalása során érintik a terület problémáit (Balla Gy. idézett munkájában a terület korábbi kutatásairól kaphatunk történeti áttekintést). A nyomtatott földtani publikációk elég ritkák (Rónai A. 1972, 1985), s hasonlóképpen általánosak. Sok részadat, megfigyelés található azonban a nagyméretarányú földtani térképezés során rajzolt térképeken, és a kéziratban maradt kutatási jelentésekben. 1964-65-ben igazi kezdőként, majd a 80-as évek közepén a kandidátusi értekezésem elkészítésekor ismételten végeztem a terület egyes részein – nem rendszeres – terepmunkát. Részben az akkor összegyűjtött anyag rendszerezése, részben a legutóbbi időben végzett terepi és térképi munkák, légifénykép vizsgálatok arra sarkalltak, hogy az eddigi eredményeket áttekintve megfogalmazzam azokat a kérdésköröket, amelyek egy újabb, rendszeres geomorfológiai–paleohidrológiai kutatás számára vezérfonalul szolgálhatnak.

2.1.1.1. A Jászsági fiókmedence

A Mátra és részben a Cserhát előterében kifejlődött hatalmas területű hordalékkúp-rendszer a Zagyva és a Tarna mellett több kisebb folyó egymásba átfonódó üledékeinek szövevénye. A hordalékkúpok kialakulása az alföldperemi helyzet általános következménye, de a fejlődés részleteit a folyók éghajlat szabályozta feltöltő–bevágó mechanizmusának váltakozásával szoros összefüggésben elsősorban a medence térben és időben egyenlőtlen süllyedése irányította.

Az Alföld medencéjének egészétől szerkezeti vonalakkal jól elkülöníthető, az általánostól eltérő vonásokat mutató pleisztocén–holocén süllyedésekre SÜMEGHY J. (1944) a fiókmedence elnevezést alkalmazta. A „Zagyva–Tisza-árok” e fiókmedencéknek egyik szép példája volt írásaiban. Rónainál e terület „Jászsági részmedence” néven szerepel, jóllehet a történelmi Jászság területe nem azonosítható a középtájjal; számos helyen erősen túllép rajta, másutt pedig nem éri el határait. A terület legerősebben süllyedő déli felében a 400 m-es vastagságot meghaladó negyedidőszaki képződmények kizárólag finomszemcsés üledékből állnak; itt egyetlen nagyobb vastagságú kavics- vagy homokréteg sem tagolja a rétegsort (Rónai A. 1985), melynek oka az lehet, hogy a Zagyva, a Tarna – és más kisebb vizek is – kavicsos, homokos hordalékaikat már a peremhegységhez közel lerakták, így távolabbra csak a finom anyag jutott el.

A pleisztocén éghajlatváltozások a szemcsenagyság ritmusos váltakozásaként tükröződnek a hordalékkúp üledékrétegeiben, s ez a jelenség elméletileg az üledék-ciklusok és az éghajlati szakaszok összeillesztését teheti lehetővé. A rétegtani képet azonban jelentősen módosíthatják a tektonikus mozgások szabálytalanságai, vagyis a süllyedés időbeli egyenetlensége (gyorsulása, lassulása, vagy éppen leállása) és helyének térbeli változása, ami végső soron az egyes szelvényekben a medereltolódások hatására horizontálisan is eltérő típusú üledékek lerakódásában nyilvánul meg.

A kutatások pontosították ugyan a jászszági részmedence határait és feltöltődésének időbeli menetét (Rónai A. 1985), de e kérdés területi rendszerben áttekintett és nem csupán néhány alapfúrás kiértékelésére támaszkodó tisztázása, és általában a hegyi szakaszok teraszainak, valamint a hordalékkúp durva üledékeinek párhuzamosítása még várat magára. Jelenleg még a pleisztocén három (ill. Rónainál négy) nagy szakaszában sem tudjuk megrajzolni pl. a szóban forgó részmedence süllyedésének menetét nagyobb méretarányú térképen. Rónai A. (1985) térképsorozata az egész Alföldet ábrázolja, így a vizsgált terület is csak elnagyoltan látszik rajta, pedig további paleohidrográfiai következtetések levonásának előfeltétele legalább a holocén és a felső-pleisztocén rétegek vastagságát és tengerszint feletti magasságát ábrázoló térképek elkészítése lenne a meglévő sekélyfúrások adatai alapján (a földtani szelvények ritka hálózata erre nem nyújt elegendő információt). Ettől függetlenül a geomorfológiai kutatások alapján az is világos, hogy a Jászszági-fiókmedence további részekre oszlik, amelyek egyenlőtlen mozgásai nagyban befolyásolták a Zagyva–Tarna rendszerének hidrográfiai változásait. E részek kijelölésére azonban közvetett módszerek (a jelenlegi függőleges kéregmozgásoknak, a földrengésközpontok térbeli rendszerének értékelése, holtmedrek hálózatának vizsgálata, stb.) is alkalmasak lehetnek.

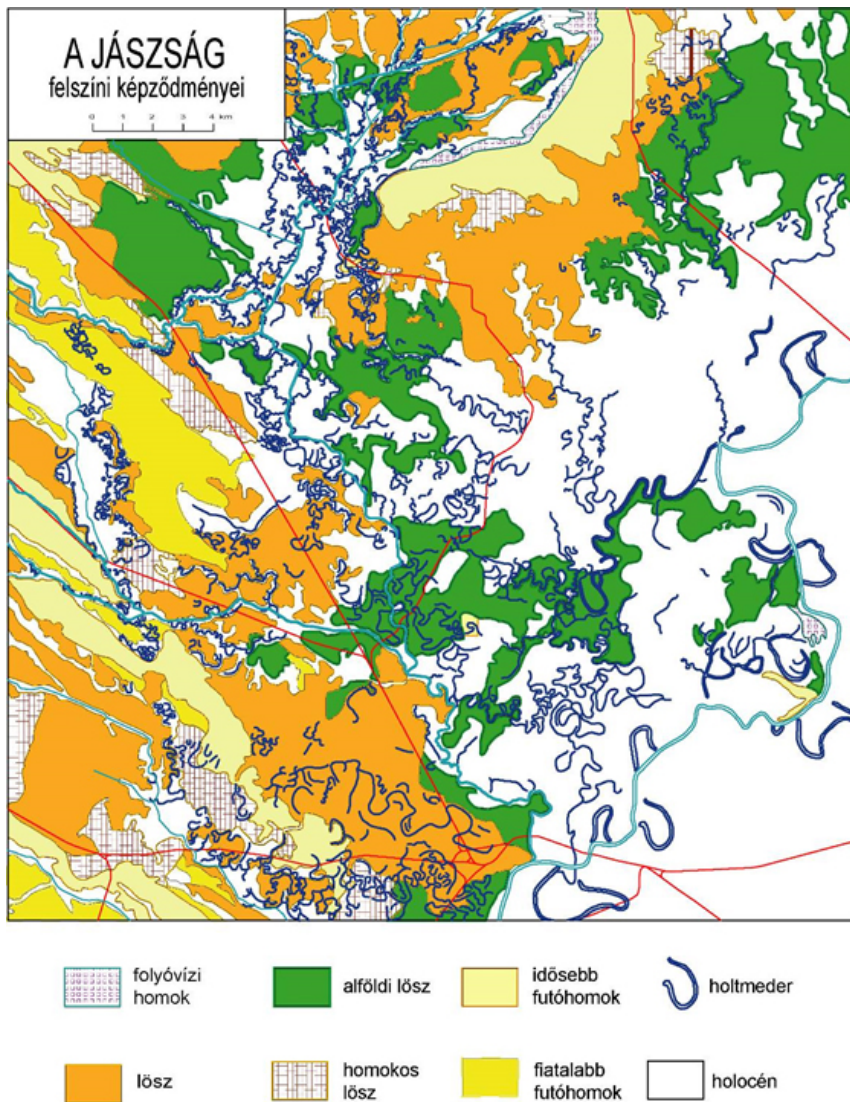
2.1.1.2. A részmedencék

A terepi munkát kiegészítő térképtanulmányok és a légifényképek kiértékelése során nyert adatok alapján elkészült a terület elhagyott vízfolyásainak térképe (**2.1.1. ábra**).

A topográfiai térképek közül elsősorban a harmadik katonai felmérés lapjai használhatók e célból, mert ezek mérészakilag már eléggé pontosak, de ugyanakkor a vízrajzot illetően még viszonylag „természetközeli” állapotokat tükröznek. A légifényképek közül a ma már muzeális értékű ötvenes évekbeli kb. húszeszes méretarányú kontaktmásolatok részben még használhatók.

Az újabb magasrepülésű, közelítőleg hatvanezres méretarányú fotók a légifényképek és az úrfelvételek előnyeit egyesítik: az optikai eljárás nagy felbontóképességet jelent, a közepes méretarány pedig az átnézetesség előnyét adva megkönnyíti és meggyorsítja a munkát. A mindezek felhasználásával készült „meandertérkép” a felszíni képződményekkel összevetve némi támpontot nyújthat a legfiatalabb süllyedések területi elhelyezkedésére és a mozgások tér- és időbeli változásaira vonatkozólag is.

Jól látszik a holtmedertérkép vázlatán, hogy nem Jászberény (ahogyan az eddigi szakirodalomban olvasható volt), hanem Tarnaörs–Jászdózsza környéke a vízrajzi centrum, a legfiatalabb erős süllyedés központja, amely a Tarnát és a hozzá tartó kisebb-nagyobb mátrai patakokat magához vonzotta. A vízhálózat alapján még egy süllyedék rajzolódik ki a Jászládány–Zagyvarékas–Besenyszög háromszögben, ahol számos, különböző méretű meander csoportosul. Az egész Jászszági-medence szempontjából kisebb jelentőségű, de a Zagyva és a Tápió fejlődését tekintve fontos lehetett a meanderek sokasága alapján Jásztelek–Alattyán vidéke és a Tápiószele–Tápiógyörgye környékén kijelölhető süllyedékterület mozgása.



2.1.2. ábra. A holtmedrek és a pleisztocén üledékek térbeli helyzete a Jászságban
(GÁBRIS GY. 2011)

Az előbb említett száraz térszíni löszös sávot (gátat) a mellékfolyóival egyesült Tarna több „kapu” keresztül vágta át. A legréselebb kapu Jászfákóhalmától Ny-ra, a mai Tarna-meder mentén ismerhető fel. Itt már eróziós szigetekre darabolódott szét a pleisztocén löszterés – Jászfákóhalma és Jászberény is nagy részében ilyen szigetszerű felső-pleisztocén maradványfelszínre épült. Egy kisebb jelentőségű „átjáró” helyezkedik még el a „jászdózsai medencét” lezáró löszös felszínen Jákóhalmától keletre. Mindkét átfolyás kétségkívül két részmedencét – a dózsait és a telekit –

elválasztó kiemelkedés eróziós áttörése (Jászteleknél a Zagyva kb. 4 m-rel bevágódott a környező infúziós lösz térszínébe). Jászberénytől délre Jásztelek és Alattyán térségében ugyanis – az előbb jelzett két idősebb térszín által közrezárt kicsiny területen („medencében”) – ismét csupán holocén üledékeket térképeztek a felszínen.

A Tarnának a jászdózsai medencéből kivezető harmadik lefolyása Jászapáti és Jászkóhalma között féltávon nyomozható – ott, ahol a löszös sáv egyébként a legszélesebb – erősen bevágódott, keskeny, különböző méretű kanyarulatokat mutató medrek formájában. Ezek a mai Tarna mentén a felszínen követhető legidősebb – a kanyarulatok méreteiből következtetett mainál nagyobb vízhozama alapján talán a holocén elején (preboreálisban) működött – lefolyását jelzik. További folytatása Jászkisér irányába tart ó- és újholocén térszíneken.

A felső-pleisztocén száraz térszíni löszös képződmények délebbre – az Alattyántól ÉÉK-re lévő kis folttól eltekintve – már csak a mai Zagyva-medertől Ny-ra fordulnak elő a felszínen. Elterjedésük északi határa a Farmostól Jászboldogházán keresztül Jánoshidáig húzódó vonal. Dél felé több helyen elhagyott medrek sokasága tarkítja, sőt a mai Tápió mentén két részre oszlik, mert a folyóvízi erózió ebben a vonalban szélesen elpusztította ezt a felszínt.

A Zagyvától keletre viszont főleg holocén üledékek települnek, s a pleisztocén képződményeket csak nedves térszíni infúziós lösz (I. később) képviseli, amely Jászsalsószentgyörgy–Szászberek vonalától Jászládányon keresztül Tizasülyig húzódik keskeny sávban. A holocén vízfolyások által erősen erodált, kicsipkézett peremű infúziós lösz felszíne (**2.1.2. ábra**) a Jászság DK-i felét két részre osztja. E két vidéken a legnagyobb arányú a holocén folyóvízi–ártéri üledékek (agyag, iszap stb.) felszíni kiterjedése. Különbséget jelent közöttük az, hogy az északi részen csak néhány holtmeder nyomozható, mert ezt a területet valószínűleg hosszú időn keresztül elkerülték a folyók, s az élő medrektől távoli, meglassuló vizek finom ártéri üledékei köpenyként borították be, délen viszont elhagyott meanderek kusza szövevénye fejlődött ki az ó- és újholocén üledékek térszínein. Vízrajzi képe alapján az északi rész valószínűleg csak a hordaléklerakódási zónák közötti jelenkori elzárt lapos, ún. mélyártér, a másik viszont részszüllyedék, ahol a széles tiszai ártérhez kapcsolódva több vízfolyás lehetett.

2.1.1.3. A meanderek kora

Az elhagyott vízfolyások medreinek kor szerinti azonosítására többféle eljárás is használható. Az egyik a tanulmányozott terület földtani képződményeinek térbeli helyzetének vizsgálata. Természetes, hogy az elhagyott vízfolyás medre nem lehet idősebb annál az üledéknél, amelybe belevágódott. Ez a megfontolás egyébként csak maximális kort jelöli ki, hiszen az üledéknél fiatalabb meder – szélsőséges példaként említve – akár száz évvel ezelőtt is keletkezhetett. A medrek morfológiája is támpontot nyújthat: a későglaciális–holocén éghajlatváltozások hatással voltak a folyók víz-hozamára, amelyet a kanyarulatok méreteinek változása tükröz (**2.1.1. táblázat**).

2.1.1. táblázat. Fontosabb holtmedrek méretei és a belőlük számított vízhozam

	Mérőhely (holtmeder)	húrhossz (m)	ívhossz (m)	fejlettség (ív/húr)	közép- vízhozam ² (m ³ /s)
1	Meggyesi-erdő	150	250	1,66	4
2	Tápiógyörgye II.	190	280	1,47	7
3	Sonkás-ér rendszere	220	340	1,54	10
4	Hajta I.	230	420	1,83	11
5	Ős-Tarna (Heves)	240	650	2,70	12
6	Tápiógyörgye I.	290	480	1,67	17
7	Mély-ér	295	540	1,83	18
8	Horgas-ér	340	650	1,91	25
9	Alattyán I.	350	890	2,54	27
10	Árpás-ér	375	740	1,97	31
11	Holt-Tarna (Jászkisér)	400	840	2,10	35
12	Alattyán II.	450	1310	2,91	46
13	Hajta II.	480	1200	2,50	53
14	Füzes-ér	490	790	1,60	55
15	Mill-ér	540	950	1,77	68
16	György-ér	630	1500	2,38	95
17	Máté ere	770	1380	1,79	147

¹ a sorszám az elhagyott kanyarulat azonosítására szolgál az 2.1.1. ábra térképén

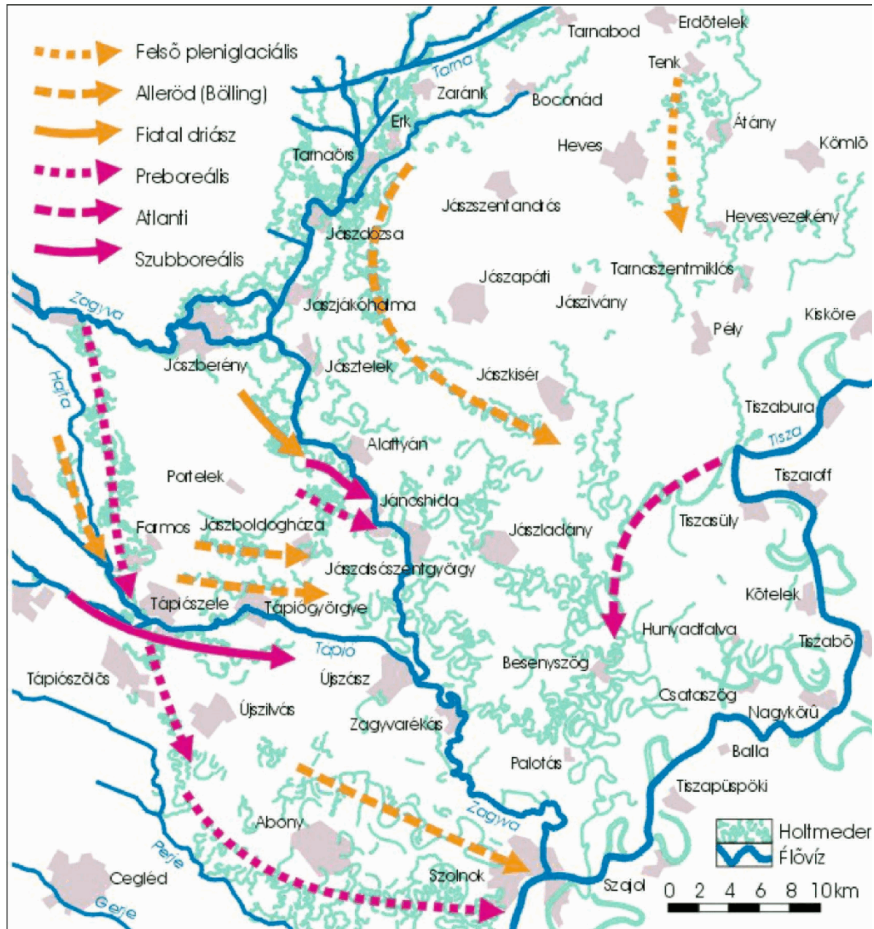
² a kanyarulat húrhosszából becsült adat (Timár G.–Gábris Gy. [2008] szerint)

Ha tehát egy elhagyott meder geomorfológiai megfontolások alapján kapcsolható valamely mai vízfolyáshoz, méretei alapján jó megközelítéssel kora is megállapítható (Gábris Gy. 1985, 1986, 1995b; Timár G.–Gábris Gy. 2008).

Az előbbi geomorfológiai megfontolások alapján – kevés mérésadatra támaszkodva – is megközelíthetjük a Zagyva–Tarna vízrendszerének tér- és időbeli változásait. Sok gondot jelent azonban e módszer alkalmazásakor az, hogy a folyók később visszatérhetnek régi lefolyásaikhoz, többször is igénybe véve ugyanazokat a medreket. A kanyarulatok méretei egy bizonyos vízhozam, lejtés (sebesség) és hordalék-mennyiség függvényében alakulnak ki, s csak akkor pusztítja el régi medrét a visszatérő nagyobb vízfolyás vagy fodrozza ki régi nagyméretű meanderét a kisebb patak, ha megvan hozzá a megfelelő munkavégző képessége. Ellenkező esetben (pl. bifurkáció során) a szinte pangó víz nem változtat a kanyarulatok méretén – kivéve a meder-szélességet –, legfeljebb hosszú időn keresztül fenntartja a holtmeder fiatalos képét.

2.1.1.4. A lefolyási irányok változásai

Ha mindezek figyelembevételével kíséreljük meg időrendi sorba illeszteni a különböző korú és anyagú felszíni képződményeket (pontosabb eredmények természetesen csak a mederüledékek fentebb már jelzett elemzése után várhatók), néhány kulcshelyzetben levő elhagyott folyómeder kialakulása a következőkben vázolható (2.1.3. ábra).



2.1.3. ábra. Pleisztocénvégi–holocén lefolyási irányok térképe a Jászságban
(GÁBRIS GY. 2011)

A felső-pleisztocén száraz térszíni löszben több helyen találunk jól fejlett meandereket, sőt néhol szinte folyamatos ősi lefolyási irányokat. Általánosságban kimondhatjuk, hogy a medrek korát behatárolja ezen üledék kora, amely középeurópai analógia alapján és újabban konkrét hazai kutatások szerint is tisztázható.

Maruszczak, H. (1980) TL mérései azt igazolták, hogy a löszképződés a Lublini-hátságban kb. 12–15 ezer évvel ezelőtt fejeződött be; Pécsi M. (1993) vizsgálatai szerint nálunk sem történhetett ez hamarabb, és Sümegei P.–Krolopp E. [1995] eredményeiből is kb. 11–13 ezer C¹⁴BP⁵ körüli kor adódik az Alföld északi részére. Ezek az értékek felülről határolnak, a maximális kort jelölik ki, vagyis azt, hogy a medrek kiformalódása legfeljebb a későglaciálisban történt meg. Ennél pontosabb kormeghatározásra azonban csak további adatok birtokában tehetünk kísérletet. Részletesebb vizsgálatok a következőkben foglalhatók össze.

Az egész területet tekintve a legidősebb folyásirány keleten, Erdőtelek–Heves–Átány–Hevesvezekény térségében nyomon követhető. Ezek a csak légi fényképen fölfedezett medrek látszólag a Tarna pleisztocén hordalékkúpját befedő homoklepel alól bukkannak elő, és előbb a száraztérzíni löszbe, majd az infúziós löszbe mélyítették medrüket. Helyzetük azt sugallja, hogy ezek a Tarna nagy hordalékkúpjának építését végző ősi folyó maradványai, azé a vízfolyásé, amely a mai futásában jellegzetes törést mutató Tarnát megelőzően vezette le a középhegység vizeit az Alföld irányába. Kora a felső-pleniglaciális nagy homokmozgásnál (l. később) is idősebb lehet.

A Hajta-folyás mentén két különböző kanyarulatméretű medergeneráció figyelhető meg. A nyugati oldalon csak néhány elszigetelt, nagyobb meander tűnik föl, azonban a már lecsapolt mocsaras térszín óholocén üledékeitől keletre levő löszös anyagban 9-10 km-en keresztül szinte folyamatosan húzódnak ezeknél kisebb kanyarulatú medrek. Ez utóbbihoz hasonló méretűek a Zagyva felé tartó medergeneráció Tápiógyörgye környéki meanderei is, melyek azonosítására alább visszatérek még. A bizonyára két különböző éghajlatot – és ehhez kapcsolódóan vízhozamot – mutató időszakokban kialakult medrek Jászfelsőszentgyörgynél szakadtak ki a Zagyvából. Fodor F. (1935) itt bifurkációt tételezett fel, s a kiágazást egészen fiatalnak (történelmi időben is létezőnek) tartotta. Ennek ellentmond a mai Zagyvánál nagyobb meander méret, s az is, hogy a löszben és a földtani térképen óholocén (?) korú (a kommentárt l. később) futóhomokon levő medrek a mai Zagyva ártérnél 5-6 méterrel magasabban fekszenek. Az egyik kisebb méretű mederben végzett fúrásom legelső anyaga pedig Járainé-Komlódi M. megállapítása szerint (szóbeli közlés) legalább fenyő–nyír korú (de későglaciális is lehet). A nagyobb – részben az előbb említett medrek által elpusztított – meanderek pedig még idősebbek, valószínűleg egy későglaciális nedves–meleg szakaszhoz (bölling vagy alleröd) kapcsolhatók.

Az Abony–Szolnok vasútvonaltól északra nagyméretű meanderek (pl. Máté ere) húzódnak a lösztérszínen Szolnok északi határáig. Kiindulási helyüket pleisztocén korúnak térképezett homokterületek rejtik a Perje és a Tápió között, de a Hajta-folyás Tápióval bővült nagyobb méretű régi medreinek folytatásaként értelmezhetők, úgy, hogy a víz nélkül maradt medreket a későbbi (de még pleisztocén) homokmozgások betakarták. A medrek kora – Lóki J. et al. (1994) abonyi

5 Ebben a fejezetben nincsenek átszámítva a radiokarbon korok kalibrált adatokra.

téglagyári feltárásban nyert adatait a helyzethez igazítva – 12 545 ± 128 C¹⁴ BP-nél fiatalabb lehet. A vas-úttól délre is világosan követhető egy kisebb méretű kanyarulatokat mutató fiatalabb medergeneráció (pl. a Füzes-ér), amely Szolnok alatt a Tisza jelenlegi árterén végződik. A Háy-tanya menti feltárás vizsgálata alapján (Hertelendi E. et al. 1993) a kb. 4 m mélyben levő folyóvízi üledék 11–12 000 C¹⁴ BP körül (alleröd) rakódott le, s anyagából a fiatalabb driászban fújta ki a homokot a szél. Ezek a meanderek – mint a kisebb méretű holtmedrek folytatásai – könnyebben bekapcsolhatók a Hajta rendszerébe, mert több, megszakadó mederdarab nyomozható Farnos felé. A későglaciálisban és a holocén legelején is Jászfelsőszentgyörgytől egyenesen délnek tartó Zagyva tehát Abony–Szolnok környékén fordult kelet, vagyis a Tisza-vonal felé. Meanderek méretei kissé nagyobbak, mint a Hajta-folyás mentén, de ez a Tápió (és néhány kisebb vízfolyás, pl. Perje, Csikós-ér stb.) felvételével magyarázható.

Farnos–Tápiószele–Tápiógyörgye környékén a medrek elhelyezkedése arra utal, hogy a Zagyva (esetleg többször is) irányt változtatott, mert a Tápiógyörgye, valamint Jászboldogháza környékén fellelhető meanderek méreteik alapján részlete-sebb vizsgálatok híján is – régebbi feltételezésemmel szemben (Gábris Gy. 1985) – inkább az előzőekben leírt Zagyvának tekinthetők, mint a Tápió medrének, ugyanis a Tápió becsült maximális vízhozamánál nagyságrendileg nagyobb mennyiségű vizet szállító folyó hagyta vissza az itt nyomozható kanyarulatokat.

A Jászdózsai-medencét délről határoló löszös „gáton” mutatkozó átfolyások kora is legalább a későglaciálisra tehető (esetleg még idősebb, felső-pleniglaciális korú is lehet), bár megjegyzendő, hogy számolni kell a régi medrek elpusztulásával, vagyis erős újholocén átféregedéssel. Az áttörés korára fontos adat, hogy az Alattyán és Portelek közötti ártér legnyugatibb elhagyott kanyarulatai között végzett régészeti feltárások (Kertész R. et al. 1994) a 7100–8500 C¹⁴ BP éves mezolitikus települések mellett már meglévő, tehát idősebb folyómedreket bizonyítottak. A Meggyesi-erdőben (régí térképen Megye-erdő) levő meder palinológiai elemzése alapján az elhagyott folyóág feltöltődése a későglaciálisban kezdődött. A mai Zagyvához, Tarnához hasonló kanyarulatméretek szerint legkézenfekvőbb a hideg és száraz fiatal driászba helyezni képződésüket. A földtani térkép egyébként óholocén üledékeket jelöl a térségben, tehát elgondolkodtató, hogy a fiatal üledékek terepi korbesorolása olyan régi sémát követ ez esetben, amelyben a pleisztocén–holocén határán végbement, újabban megismert események finomabb részletei nem tükröződnek még.

A Jászapátitól nyugatra húzódó medergeneráció viszont a kanyarulatok méretei alapján a mellékfolyóival egyesült Tarna felszínén nyomozható legidősebb – a későglaciális nedves szakaszában aktív – lefolyását jelzik. Ezt támasztja alá az a tény is, hogy az „áttörés” felső szakaszát Tarnaörstől K-re egy nagy sugarú mederмарadvány mutatja, amelynek K-i partja pleisztocén futóhomok, ill. száraztérzíni lösz, a Ny-i viszont az ezeknél alacsonyabb térszínen infúziós lösz; tehát a meder ez utóbbival egyidőben is képződhetett – még a pleisztocén legvégén.

Az ún. infúziós (alföldi) lösszel borított területeken a medrek más körülmények között is létrejöhetnek. Az előző – feltétlenül a löszképződés után kialakult –

medrekkel szemben ezek ugyanis elvileg az üledékek egyidősek is lehetnek, mert az ártéri (infúziós) lösz ásványi anyaga eredetileg ártéri lösziszap, amely talajosodás során löszös szerkezetet vett fel, s így akár a folyó saját kiöntései során keletkezettek is tekinthetők.

A különböző – infúziós, alföldi, alluviális lösz – neveken szereplő löszszerű üledék agyagtartalma százalékosan meghaladja a szilt (lösz) frakció arányát. Mészartalma elég jelentős (20–30%), színe sárgás- vagy vörösbarna a magas limonit- és szideritttartalomtól. Gyakran finoman rétegzett, de van rétegzetlen változata is. Eredetét tekintve hullóporos és finomszemcsés ártéri üledékek egyaránt tekinthető (valószínűleg a kettő keveréke). Molluszka faunája mindenesetre szárazföldi és vízi elemeket egyaránt tartalmaz; a higrofil és szubhigrofil (vízparti és nedvességigényes) fajok az ártéri, nedves körülmények közötti lerakódását bizonyítják. Alföldi előfordulása felső-pleniglaciális kori árterek kijelölését teszi lehetővé. Képződési korának általában a felső-pleniglaciális tekintik, de tudjuk, hogy a leghidegebb és legszárazabb utolsó eljegesedés – 29–13 ezer C¹⁴ BP – éghajlata sem volt egységes, a hideg szakaszokat viszonylag enyhébb és csapadékosabb klímájú periódusok tarkították (pl. 22–20 és 18–16 ezer C¹⁴ BP között), amikor a folyóvizek felszínalakító szerepe megnövekedett, a löszkötegekben pedig talajosodás nyomai (h₁ és h₂ humuszszintek [Pécsi M. 1975]) figyelhetők meg. Az infúziós lösz képződési korára egyébként több konkrét vizsgálat eredményéből következtethetünk: Márton P. et al. (1979) vizsgálatai alapján alsó-középső részének felhalmozódása 18–24 ezer C¹⁴ BP-re tehető, Sümegi P.–Krolopp E. (1995) szerint pedig a későglaciális végéig (12–13 000 C¹⁴ BP) számolhatunk az infúziós löszök lerakódásával, sőt Pécsi M. szerint még a holocén legelején is képződhettek. Krolopp E. et al. (1995) a száraztérzíni és infúziós löszök egyidejű keletkezésének lehetőségét bizonyították az egymás melletti magasabb (ármentes) és alacsonyabb (ártéri) felszíneken.

Jászsószentgyörgytől délre a Zagyva mindkét oldalán – de főleg kelet felé – ebben az anyagban sok holtmeder található, melyek korára vonatkozólag általában feltételezések sincsenek. A legérdekesebb helyzetben Tisasülytől Ny-ra a György-ér medre van. Ennek a déli, majd fordulás után a keleti partja pleisztocén iszapos infúziós löszből áll, de a másik oldalon szélesebb-keskenyebb sávban újholocén öntésanyag alkotja a felszint, ill. pár száz méterrel távolabb az óhocén – helyenként szikes – lösziszap szintje emelkedik kissé magasabbra (**2.1.2. ábra**). A meder méretei meghaladják a Zagyva–Tarna vízrendszer jársági meandereinek nagyságát, ezért régebben úgy gondoltam (Gábris Gy. 1985, 1986c), hogy tiszai eredetű lehet, mégpedig a holocén mainál szárazabb szakaszából – a boreális végéről – származó lefolyás emléke. A pontosabb kort meghatározó pollenfűrés eredménytelen maradt, így inkább az atlanti második feléből maradhatott vissza. Ugyanakkor feltételezhető egy tiszai mellékág léte is, mert a **2.1.1. ábra** mutatja, hogy a György-ér folytatása hasonló méretű medrekkel Besenyszögön keresztül egészen a mai Tiszáig nyomozható.

A felszíni képződmények meghatározására alapként használt földtani térképen feltüntetett holocén üledékek megítélése – a hatvanas-hetvenes évek ismereteihez

képe – napjainkra megváltozott. Akkor keveset, vagy semmit sem tudunk a glaciálisból a holocénba vezető átmenetről, napjainkban viszont a későglaciális kb. 3 ezer éves története sokkal részletesebben ismert. Sajnos a magyarországi morfológiai kutatások korábban alig tértek ki erre az időre, ismereteink nagyon hiányosak voltak, leginkább külföldi párhuzamokra voltunk utalva a korszak eseményeinek megítélésékor.

Óholocén üledékeken kialakult medrek többfelé találhatók, de a legjellegzetesebbek és legösszefüggőbbek Besenyszögtől délre vannak, ahol kusza hálózatban egészen a jelenlegi tiszai ártérig húzódnak. A Jászkisérig tartó másik medervonulat viszont egy idős Tarna lefolyási irány megfiatalodását jelzi.

Az újholocén üledékek felszínének medrei a legfiatalabbak. Gyakorik a Jászdózsá–Tarnaörs környéki, fentiekben már jelzett erős, fiatal süllyedék területén, de még sűrűbbek a Délkelet-Jászságban. A meandertérkép tanulmányozásából levonható következtetés szerint ez utóbbi vidék holtmedrei sokfelé egy-egy régi folyás továbbélését (a György-ér pl. a szabályozásokig a Tisza árvizeit vezette a Jászkisér környéki laposokba, majd innen a Mély-ér [Mill-ér] juttatta tovább – a Tarna árvi-zeivel együtt – vissza újra a Tiszába), vagy egy szélesebb meder (ártér) fiatal feltöltését valószínűsítheti.

A futóhomoktérzsinék medreinek kora jóval bizonytalanabb, bár szerencsére kevés van belőlük, s azok is inkább a szomszédos területekről átnyúló, a homokon elfedett rövidke darabok. A kérdés megoldását nehezíti, hogy magának a homoknak a kormeghatározása is sok kívánnivalót hagy maga után. Az 1964-ben kezdődött alföldi földtani térképezés során alkalmazott koncepció pl. a futóhomokot felső-pleisztocén és holocén csoportra választotta szét, mégpedig úgy, hogy az utóbbit „fiatalabbnak tűnő, nehezen elválasztható, osztályozatlanabb, több és nagyobb szemcséjű csillámot tartalmazó, kevésbé koptatott szemű futóhomok”-nak ismerte el (Rónai A. 1972). Az ötvenes-hatvanas években ezzel szemben a geomorfológusok általában három homokmozgási szakaszt feltételeztek; mégpedig egyet a würm végén, egyet az óholocén boreális (mogyoró) fázisban és végül egyet a történelmi időkben (18. sz.). A Nyírség és a Bodroghöz alapos, új módszerű kutatása azonban erősen megváltoztatta nézeteinket e téren. Borsy Z és munkatársai korábban kimutatták, hogy kutatási területeiken a legerősebb homokmozgás a felső-pleistocén során volt, amelyet a későglaciálisban követett két – előbb az idősebb driászban egy erősebb, majd a fiatalabb driászban egy jelentéktelenebb – deflációs szakasz. A Jászságban Sümegi P. (1993) Jászfelsőszentgyörgy mellett mutatott ki feltárásban löszköpeny alatt 18 000 C¹⁴ BP-nél idősebb eolikus homokfelhalmozódást, igazolva, hogy itt is hasonló folyamatok játszódtak le. Holocén futóhomokképződést ekkor nem sikerült bizonyítaniuk.

Ezeket az ismereteinket időben mindkét irányban sikerült azóta továbbfejleszteni:

- Szeged környéki vizsgálatok (Krol opp E. et al. 1995) bizonyítottak egy idősebb deflációs fázist. A feltárásban alul fekvő futóhomok és a felette levő száraztérzsinéi lösztakaró között kifejlődött fosszilis talaj (amely felső-pleistocén kezdő

hideg-száraz deflációs periódusát követő viszonylag enyhe és csapadékos klímán lezajlott erős mállást és talajosodást jelez) kora radiometrikus mérés szerint ~25 ezer C¹⁴ BP-re tehető. A felette levő löszréteg az utolsó glaciális maximumban képződhetett.

- A Dunakanyarban több homokbányából (Kisoroszi, Pócsmegyer) holocén boreális (8–9000 cal BP) homokmozgás volt igazolható termo- és optikai lumineszcens kormeghatározás alapján (Gábris Gy. et al 2011). A Duna–Tisza közti homokterületen pedig egy Dunavarsány melletti feltárásban sikerült kimutatni az atlanti fázis második felében (kb. 6000 cal BP) szélfújta homok áthalmazását (Ujházi K. et al 2003, Gábris Gy. 2003/a).

- A bronzkortól a magyar középkorig több deflációs szakaszt sikerült kimutatni a Duna, ill. a Tisza menti homokvidékeken (Gábris Gy.–Túri Z. 2008; Kiss T. et al. 2008; Nyári D. et al. 2008). Ezek azonban nem éghajlati változások nyomai, hanem antropogén eredetűek, vagyis a földhasználat változása következtében megsérült növénytakaró védő hatása alól kikerülve váltak áldozatává e homokfelszínnek a szélnek.

A Zagyva–Tarna-hordalékkúp rendszerében ilyen vizsgálati eredményeket egy kivételtől eltekintve még nem közöltek, ezért nagyrészt továbbra is párhuzamokra vagyunk utalva. A kivétel Sümegi P. [1993] munkájában olvasható, aki Jászfelsőszentgyörgy mellett mutatott ki feltárásban löszköpeny alatt 18 000 C¹⁴ BP, vagyis 21 700 cal BP-nél idősebb, tehát az utolsó glaciális maximum idejéből való eolikus homokfelhalmozódást.

Valószínűleg itt is a felső-pleniglaciális–későglaciális lehetett a legfontosabb korszak a homok áthalmazása és az eolikus felszínalakulás szempontjából, amit a Tarna hordalékkúpjának nyírségihez hasonlítható formakincse is sugall. A Jászapátiból Hevesbe vezető út mentén, a keleti oldalon, több parabolabucka ismerhető fel. A legszebb kb. 4 km-re van az útelágazástól: tengelye NyÉNy–KDK irányú, hossza kb. 1 km, szélessége pedig 300 m. Innen a jászszentandrási úton 1 km-t haladva, az úttól északra újabb parabolabuckák tűnnek fel. Irányuk hasonló, de méretük nagyobb: kb. 2 km hosszúak.

Végeredményben **összefoglalóan megállapítható**, hogy a Mátra előterében kialakult nagy hordalékkúp, amely a Zagyva, a Tarna és mellékfolyóinak építőmunkája következtében jött létre, a negyedidőszak végén jelentősen átalakult, mondhatnánk csupán roncsai fedezhetők fel a felszínen. Az átalakulást elsősorban tektonikus hatások – az Alföld és fiókmedencéinek süllyedése – okozták, amelyhez azonban alaposan hozzájárultak a folyóvízi erózió–akkumuláció éghajlatváltozások keltette mechanizmusváltozásai. Ez utóbbiak jól követhetők a terület paleohidrográfiai és paleohidrológiai képének átalakulását tükröző folyóvízi morfológiai képben. Az eddigi földtani, geomorfológiai stb. eredményeket összefoglalva, valamint az újabb kutatások fényében felvázolhatók a terület ösvízrajzi képének felső-pleniglaciálisról nyomozható változásai, melyek összefoglaló térképe a **2.1.3. ábrán** látható.

2.1.2. A Bükkalja és a Hevesi-Tiszamente

Az egész terület tulajdonképpen a nehezen elhatárolható Laskó–Eger vízrendszer és a bükki patakok (Ostoros-, Novaji-, Vér-, Hór-, Tardi-, Kácsi-, Lator-, Geszti-, Csincse-patak) egymásba olvadó hordalékkúpjainak, valamint a hozzájuk kapcsolódó ártéri területeknek a sorozata. A hordalékkúpsíkság kifejlődése a fiókhordalékkúpok klasszikus példáját mutatja: a pleisztocén elejétől tartó szakaszos hordaléklerakódás a helyi erózióbázis erős megsüllyedése következtében a würmben megszakadt, a patakok belevágódtak korábbi hordalékkúpjaikba, melyek déli előterében újabb hordalékkúpok építését kezdték meg (Pinczés Z. 1969, 1978).

A Budapest–miskolci vasút, ill. országút vonala mentén húzódó törésvonaltól délre helyezkedik el az a fiatal hordalékkúpsíkság, amely Pinczés Z. szerint a terület eltérő mértékű süllyedése következtében két részre osztható: a Hevesi- és a Borsodi-síkra. A határuk nagyjából Egerlövő–Négyes–Tiszavalk vonalán húzható meg.

A terület vízrajzi térképe két olyan különleges vonást mutat, amelyek másutt a Tisza mentén nem figyelhetők meg. Az egyik maga a főfolyó, amely kisebb hozamú, így kisebb kanyarulatokat mutató ágat – a Kis-Tisza nevű fattyúágat – bocsát ki jobbpartja mentén. A másik pedig a bükki patakok szokatlan lefutást mutató csatlakozása a Tiszához. Ez utóbbi a mellékfolyók elvonszolódása, vagyis a yazoo típusú rajzolathoz hasonlít. Mindehhez még hozzávehetjük, hogy a tanulmányterületen több sziget is fellelhető a Tiszában, ami szintén egyedi jelenség.

2.1.2.1. A Hevesi-sík kialakulása

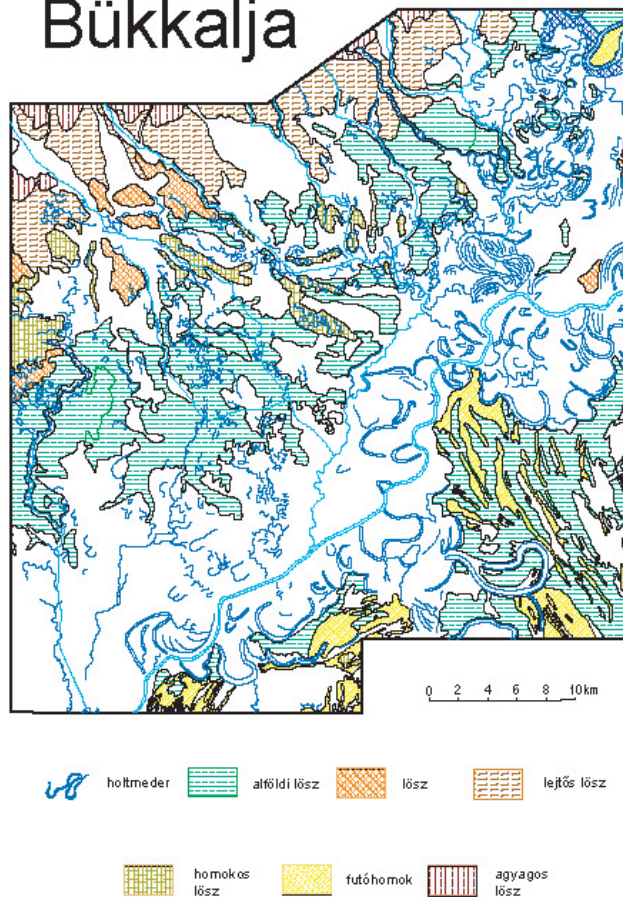
A Hevesi-homokháttal és a Jászsággal nyugaton érintkező Hevesi-sík tulajdonképpen az Eger és a Laskó hordalékkúpja. Székel y A. (1969) szerint a Tarna is részt vett a feltöltésében, ez azonban csak a pleisztocén korábbi szakaszaiban volt lehetséges, mert a felszínen jelenleg ennek sem anyagi, sem morfológiai maradványai nem nyomonkövethetők (**2.1.4. ábra**). Nyugaton a Hanyi-ér medersorozata Pinczés Z. (1978) szerint a Laskó óholocén lefolyása lehet. Ez valószínű, de sajnos nincsenek kormeghatározáson alapuló bizonyítékai. Székely A. (1969) véleménye szerint az ér medrét a pleisztocén végén még a Tarna formálta volna ki, ami a jászsági kutatásaim (Gábris Gy. 2011/b) alapján nem elfogadható.

A terület jelenkori továbbsüllyedését a pleisztocén üledékek holocén takarója jelzi, amelyből a két folyó árterén csak foltszerűen emelkednek ki alacsony löszhátak (pl. Füzesabony, Besenyőtelek környékén), ill. homokhátak, melyek közül Mezőtárkány, Egerfarmos, Egerlövő vidékén az Eger üledékéből kifújtt futóhomok több méteres vastagságot is elérhet. A homokfúvás és a porhullás pleisztocén legvégi szakaszos váltakozását a feltárásokban világosan lehet követni (Pinczés Z. 1978). A Tiszához közelebbi alacsonyabb térszíneket infúziós (alföldi) lösz borítja, melynek anyagát eredetileg a pleisztocén végi áradások rakták le, és későbbi diagenézis következtében kapta löszös tulajdonságait.

Az elhagyott medrek legnagyobb részt ebben a képződményben, ill. a holocén üledékekben maradtak meg, ami fiatalágukat bizonyítja. A hordalékkúpok idősebb

lösszel, homokos lösszel és lejtős lösszel borított térszínein – elsősorban légi fényképek alapján – nyomozható néhány medermaradvány viszont a pleisztocén emlékei. Ezek kanyarulatainak méretei azonban nagyon kicsik, így becsült vízhozamuk is csekély lehetett.

Bükkalja



2.1.4. ábra. A felső-pleisztocén üledékek és a holtmedrek térbeli helyzete a Bükkalján (GÁBRIS GY. 2001)

Feltűnő, hogy a holtmedrek a vizsgált terület keleti részén erősen délkeletre, sőt többfelé szinte keletre a Borsodi Mezőséghez és az itt kiszélesedő Tisza árokhoz tartanak, ami Tiszafüred–Egyek között egy igen erős fiatal süllyedésre utal. Nyugaton viszont az általános lejtéshez kapcsolódva délies irányt mutatnak.

A folyóvízi medermaradványok és pleisztocén homokos üledékek a Tisza vonalán túl is felszínen vannak, ahol számottevő az eolikusan áthalmozott homok mennyisége is. Ebből a tényekből fakadtak a következő megállapítások:

- A Tisza bal partján levő homokvidék a Hór (Pinczés Z. 1969), vagy az Eger, a Tarna (Urbancsek J. 1962), esetleg más bükkalji patakok egyesült törmelék-kúpjának anyagából származik.

- A nagykunsági holtmedrek pedig a Sümeghyig (1944) visszavezethető paleo-hidrográfiai rekonstrukció szerint a bükki-mátrai eredetű patakok pleisztocén végi útját jelölik.

Ezek az állítások ma már nem fogadhatók el, ugyanis az alsó törmelék-kúpon, valamint a Tisza árteréig és az azt követő területen sem a pleisztocén végén, sem előbb nem képződhetett futóhomok, mert hiányzott a defláció számára az alapanyag. A törmelék-kúp felsőbb részein bükki kavics rakódott le (a Füzesabony melletti kavicsbánya több méter vastagságban feltárja ezt a közzettanilag és koptatottság szerint egyaránt nagyon vegyes anyagot), a déli részen megjelenő finomabb hordalék pedig a bükkalji ignimbritek könnyen málló, agyagosodó változataiból származó agyagos–iszapos anyag, ami homokképződésre nem alkalmas. Gátolta a futóhomok képződését a terület fokozatos süllyedése is: a szinte állandóan vizenyős felszínből nem fújhatott ki a szél anyagot. Több kilométernyi távolság van a hegylábi homok (inkább löszös homok) és Tiszántúli homoktérzsinék között, s ez a nagy távolság – az ismert felszínközeli rétegtani felépítéssel együtt – kizárja a genetikus kapcsolatot a két terület, ill. anyag között. Ugyanígy semmi sem indokolja a **2.1.4. ábrán** látható kicsiny elhagyott folyókanyarulatok, valamint a nagyméretű tiszántúli meanderek összekapcsolását. Két, egymástól független vízrendszer maradványai ezek (részletesebben Gábris Gy. 2002).

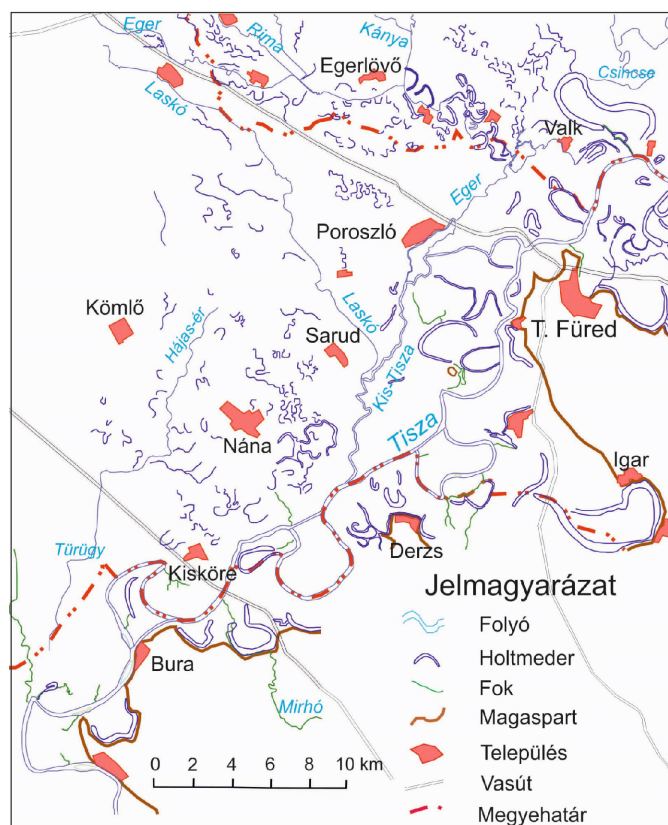
2.1.2.2. A vízhálózat rajzolatának elemzése

Jelen kutatások alapjául három részletes térkép szolgált. Az első két kéziratot térkép kifejezetten a Tisza szabályozásának céljából készült felmérés eredménye (Sugár I. 1989). 1790-ben készült el Lietzner János és Sándor József 48 lapból álló térképe, amely a Közép-Tiszavidék első részletes (1:14 400) ábrázolása. Ezt követte 1845-ben Lányi Sámuel pontosabb méréseken alapuló, „A Tisza-folyó és árhatára” című 16 színes lapot 1:28 800 méretarányban tartalmazó munkája. Harmadikként a III. katonai felmérés ideillő szelvényei kerültek feldolgozásra. Ez a felmérés részletesebb és már igen pontos volt, ugyanakkor a szabályozás előtti állapotokat is még jól mutatta. E térkép szolgált alapul a terület felszínalaktani vázlatának megrajzolásához (**2.1.5. ábra**). A bevezetőben említett kérdések vizsgálata az alábbi eredményekhez vezetett.

2.1.2.3. A Tisza elágazása és a mellékfolyók elvonszolódása

A szakirodalom szerint az alföldi szakaszán végig kanyargó jellegű folyónak nincs elágazása. Ezen a szakaszon azonban érdekes helyzet alakult ki. A Kis-Tisza bükki patakok összefolyásából keletkezett kanyargós folyócskának ismert. Vízét azonban a Tiszából is kap, és talán ez lehetett a névadás alapja. Észak felé is vizsgálódva a térképen két dolog tűnik ki: a Kis-Tisza feljebb ma Eger néven ismert szakasza korábban Valk felől a Tiszából kaphatott vízutánpótlást. A bükki vizek pedig szinte ellen-

tétes irányban folynak a főfolyóval. Franyó F. (1992) negyedidőszaki rétegvastagságtérképén nagyjából itt kezdődik a vastagabb feltöltésű Szolnok–hevesi árok a Tisza mentén, Joó I. (1992) recens felszínmozgásokat mutató térképén pedig az Eger völgyének folytatásában DDK irányban haladó – a Tiszát is keresztező – igen keskeny süllyedék látszik. Mindezek a kényes egyensúlyi helyzetben kanyargó Tisza mechanizmusának változását, vagyis feltöltő jellegbe váltását sejtetik.



2.1.5. ábra. A Hevesi-sík felszínalaktani vázlatja (GABRIS Gy. 2011)

Ennek fényében nem tűnik véletlennek, hogy jellemzően a két Tisza összefolyása után szigetek találhatók a kanyargó folyóban (l. alább). További gondolatokat vet föl, ha felidézünk a Bodrogköz vízrajzi képét, amely – más léptékben – kísértetiesen hasonló jelleget mutat. A Tisza ott is vizet adott le az elágazó rendszerben fattyúágnak nevezhető, ma Bodrog néven ismert folyónak, mint Hevesben a Kis-Tiszának.

A jobboldali mellékvizek nagyobbik része a fent jelzett DK–DDK-i lefutási irányból lassan DNy–DDNy-ra váltanak és így közelítik meg a Tiszát és a Kis-Tiszát. Ez a rajzolat a feltöltést végző, üledéklerakó folyók mentén mutatkozik, amikor a mellékvizek nem tudnak beömleni a főfolyóba és futását követve majd lejjebb csatlakoznak hozzá.

Ezt az elvonszolódást a szakirodalom yazoo rajzolatnak nevezi. A jelenleginél részletesebb vizsgálatok lennének szükségesek a fenti gondolatok bizonyítására.

2.1.2.4. A tiszai szigetek kérdése

Cholnoky J. 1907-es tanulmányához mellékelt térkép jelenti a kiindulási alapot. Kádár L. fedezte fel Cholnoky szakaszjelleg-elmélete és a térképen látható szigetek léte közötti ellentmondást, amelyet fel is oldott két újabb, a kanyarogva bevágó és kanyarogva feltöltő szakaszjelleg bevezetésével. A Tisza bizonyos szakaszain szerinte az egyensúlyi állapottól enyhén a feltöltés, ill. bevágás felé hajlik a folyó mechanizmusa. A szigetek vizsgálata ezért fontos lehet, bár eddig erre nem került sor. Az alábbiak is csupán első kísérletet jelentenek, nagyobb összefüggések levonására nem alkalmasak, már csak azért sem, mert rövid szakasz elemzése után készültek (a **2.1.5. ábra** a méretarány miatt sajnos nem mutatja a szigeteket). Mindenesetre érdekes, hogy a felső szakaszon – a cserőközi nagy meanderig – egyetlen sziget sincs, lejjebb viszont összesen kilenc található.

- A tiszaderzsi levágott kanyarban (Cserőközi meander) levő Peres-sziget a két újabb felmérés szerint azonosítható, de a 1790-es térképen hiányzik. Ezen viszont több kilométerrel lejjebb egy másik sziget van feltüntetve, amely az 1845-ös térképen még felismerhető, de később nem található meg.

- A Kis-Tisza torkolatában 1790-ben jól elkülönülő, 1845-ben a jobbparthoz kapcsolódó, a 19. sz. végén viszont már észrevehetetlen sziget mutatja a legnagyobb változást.

- Tiszabura felett – Felső-sziget – a szabályozások idején szintén levágott kanyarulatban mindhárom térképen látszó sziget 1845-ben hozzákapcsolódott a jobbparthoz, majd később ismét különáll. Vízállásváltozás is lehet az eltérés oka.

- A Tiszabura alatti Alsó-sziget, a kb. 2 km-rel lejjebb levő névtelen sziget, valamint a Tiszaroff feletti Sülyi-sziget mindegyik térképen változatlan helyzetű és méretű.

- Különleges esetnek számít Pély közelében az Örvényes-sziget, amely egy túlfellett hajtúkanyarulat levágásával jött létre és nincs köze a folyó feltöltő tevékenységéhez.

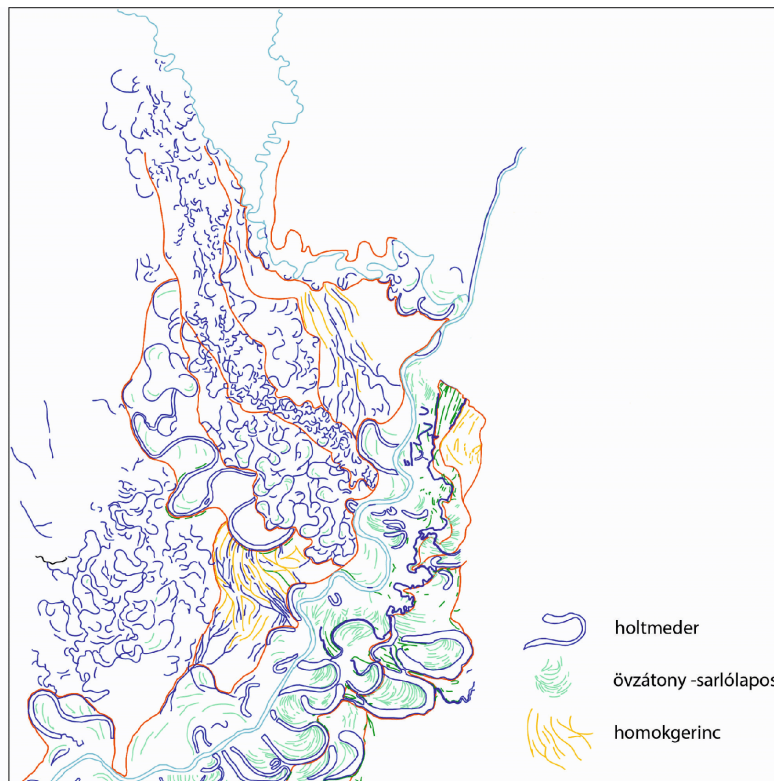
- Nem tartozik a térképen bemutatott területhez, de megemlítendő a Tiszagyendánál levő sziget is – már csak azért is, mert Szolnokig aztán nincs egyetlen sziget sem – amely 1790-ben még egy kisebb és egy sokkal nagyobb szigetből állt.

A kérdéskör további módszeres kutatása igen indokolt lenne.

2.1.3. A Sajó–Hernád hordalékkúpja

A Sajó–Hernád közös hordalékkúpja a Kiskunság (Duna), a Nyírség (főleg a Bodrog forrásai, kevésbé a Tisza építette) és a Maros hordalékkúpja után méretét tekintve a negyedik az Alföldön. A több évtized során végzett fúrások adatait Franyó F. (1966) igen részletesen feldolgozta és pontosan lehatárolta, megrajzolta belső szerkezetét és fejlődését. Az egységes kúp központja Miskolc környékén van, és innen 25–35 km-es távolsáig terjed. Kiterjedéséhez képest esése igen gyenge – 0,0007 a Tiszáig

mérve⁶. A hatvanas évek végén megkezdett geomorfológiai kutatások első eredményeit (Gábris Gy. 1970) mintegy harminc évvel később Nagy B. (2002) értekezésében továbbfejlesztette.



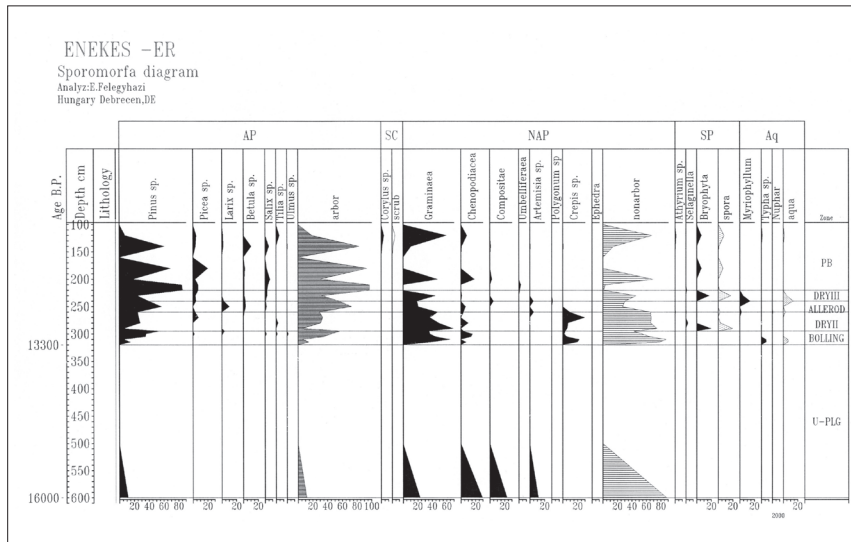
2.1.6. ábra. A Sajó–Hernád-hordalékkúp geomorfológiai vázlatja
(GÁBRIS GY. 1970; NAGY B. 2002)

A geomorfológiai kutatások kimutatták, hogy a hordalékkúpot több részre lehet osztani. Az egyik az idős felszín, amely szövedékes (anastomosing) rajzolatú medrekkel, azokhoz igazodó parti hátakkal (levée) és homokgerincekkel jellemezhető. A másik három, egyre fiatalodó szint eltérő méretű kanyargó folyó lefűzött meandereivel, ezekhez kapcsolódó övätonyokkal és sarlólaposokkal írható le, míg a legfiatalabb szint a jelenlegi Sajó ártere a hordalékkúp északi szegélyén. A fent említett három meanderező medergeneráció szintjét eróziós perem választja el. Ezek a szintek azonban nem nevezhetők valódi folyóteraszoknak.

⁶ A hordalékkúpok általános tulajdonságairól a Marosról szóló 2.3.3.2. fejezetben lehet részletesen tájékozódni.

1. medergeneráció. A Sajó–Hernád hordalékkúpján felismert legrégebb folyómeder a Mezőcsát–Igrici között található Énekes-ér, a vele közvetlen kapcsolatban levő, de kisebb méretű Matota-ér (**2.1.6. ábra**), valamint a Nagy B. (2001) által meghatározott Nagy-Szénás-völgy.

Az Énekes-ér medréből vett fúrásanyag pollenanalízise nem járt egyértelmű eredménnyel, mert a 320 cm alatti rétegekből (valószínűleg a pollenfeltáró módszer miatt) alig került elő virágpór (**2.1.7. ábra**). Mégis valószínűsíthető, hogy a mederben a felső-pleniglaciális utolsó meleg-nedves szakaszában, vagy a bölling fázisban még élővíz folyt, s feltöltődése csak a fiatal driász stadiálisban indult meg. Mivel az Énekes-ér DK-i folytatását a pollenanalízis eredményeképpen minimum a preboreálisra tehető korú 2. medergeneráció (l. később) elrombolta, így az Énekes-ér és a hozzá kapcsolódó morotvák csakis idősebbek lehetnek. Kialakulását ezért nagyjából a fenti periódusok idejére lehet becsülni, amikor a folyók jelentősen megnövekedett vízhozama a legnagyobb méretű kanyarulatok kialakulásához vezetett.



2.1.7. ábra. Az Énekes-ér pollendiagramja (FÉLEGYHÁZI E. 2001)

A vizsgált holtmedrek változatos anyagú (homok, száraztérzíni és infúziós lösz) pleisztocén felszínrebe vágódtak be. A medrek alján kavicsos, homokos üledékek vannak, amelyek „laza” anyaga szintén a meanderek megnagyobbodásához vezetett. Mindebből az a következtetés vonható le, hogy az Énekes-ér – bár mérete alig kisebb a Tiszáénál – nem tiszai eredetű, hanem a Sajó, vagy pedig valószínűleg az egyesült Sajó–Hernád medrének maradványa. Ez volt az a folyó, mely a Láng S. (1949) által a Sajó felső szakaszán kimutatott – és a kutatásaim szerint Sajóbesenyőnél is megtalálható – II/a teraszt kiverte (Gábris Gy. 1970). A Matota-ér és a tőle É-ra fekvő néhány mederdarab, mely olyan töredékes, hogy megmérni sem lehetett, szintén ebből az időből származó Sajó-meder.

2. medergeneráció. A Tőzeges-ér kialakulásának kora geomorfológiai párhuzamokkal alátámasztott palinológiai eredmények alapján a preboreálisra rögzíthető. Ennek a fázisnak jellemzője, hogy a folyók vízhozama fokozatosan csökken, a vízjárás hevesége nő, így a kanyarulatok méretei is kisebbek, de a jelenlegieknél még nagyobbak. Ezt a méretváltozást mutatják a Tőzeges-ér generációjához tartozó holtmedrek is (pl. Szil-ér és Derzs-ér stb., **2.1.2. táblázat**). A Tőzeges-ér folyója (prebo-reális Sajó–Hernád) már a mai helyén lévő Tiszába torkollhatott.

Vizsgálataink alapján tiszai eredetű morotvákat csak a mai folyó közvetlen közelében lehet biztosan kimutatni. A Borsodi-ártér (Borsodi-mezőség) holtmedrei lehetnének tiszaiak, ha elfogadjuk Láng S. (1944) és Somogyi S. (1961) véleményét, hogy a Borsodi-ártér felé néző Mezőség néhány méteres peremét a Tisza laterális eróziója okozta. Az ártér meandereinek nagysága (Nagyecsértanyai-ér, **2.1.2. táblázat**) azonban alapján ezek éppúgy lehetnek a boreális kori Tisza, mint a preboreális Sajó maradványai.

2.1.2. táblázat. A Sajó–Hernád-hordalékkúp holtmedreinek méretei (GÁBRIS GY. 1970)

	h	H	β	M	α	R	D	M	M/D
Énekes-ér	2370	5500	2,3	2000	0,8	925	2800	4950	1,78
Énekes-ér	1950	5200	2,5	1650	0,8	625	2200	4950	2,25
átlag:	2160	5200	2,4	1825	0,8	775	2500	4950	2,01
Matota-ér	1100	2200	2,0	750	0,7	550	1200	1900	1,85
Szil-ér	550	1100	2,0	400	0,7	280	600	850	1,42
Kecskés-ér	775	1800	2,3	700	0,9	375	1000	-	-
Derzs-ér I.	750	1600	2,1	520	0,7	325	850	1250	1,47
Derzs-ér III.	950	1700	1,8	570	0,6	400	1020	1300	1,27
Keselyűs-ér	850	1500	1,8	550	0,7	375	900	1250	1,37
Névleten-ér	640	1800	2,8	700	1,1	330	800	1150	1,44
átlag:	752	1580	2,1	570	0,7	345	860	1160	1,39
Nagyecsértanya-ér	420	900	2,1	400	0,9	180	-	900	-

A két nézet bizonyítékai az alábbiakban foglalhatók össze:

Tiszai lehet, mert a jelzett fázisban a folyók vízmennyisége erősen csökkent. A vízmennyiség csökkenésével párhuzamosan, azt erősítve a kanyarulatok nagymértékű kisebbedését az is fokozta, hogy a Borsodi-ártér anyaga „szívós”, agyagos, iszapos és folyóinak esése is igen kicsiny lehetett. Ezért feltételezhető, hogy a Nagyecsértanyai-ér és társai a Tisza kalandozásainak maradványai. A Borsodi-ártér medreinek a mérete azonban annak a feltételezésnek sem mond ellen, hogy a medrek a preboreális Sajó

vagy Sajó–Hernád emlékei. Kanyarulatainak nagysága a Sajó mai méreteit meghaladja, ami az akkori csapadékosabb időszak nagyobb vízmennyiségével magyarázható. Nagy B. (2001) kutatásaiból levont következtetése szerint viszont a medreket a felső-pleniglaciális egyik interstadiálisában alakíthatta ki az Ős-Sajó.

3. medergeneráció. A holtmedreket bemutató **2.1.6. ábrán** még egy medersorozat látható, mely eróziós peremmel jól elválasztottan jelentősen mélyebb szinten nyomozható. A nyilvánvaló eróziós bevágódás éghajlati változásra meginduló és tektonikus süllyedéssel felerősített hatásra jött létre. Méretei alapján a hordalékkúpon elhelyezkedő többi morotvától elválasztható: ugyanis ezek a legkisebbek, és nagyjából a Hejő mai folyása mentén foglalnak helyet. A mai Sajónál sokkal kisebb (de a Hejőnél jelentősen nagyobb) medrek valószínűleg a holocén szárazabb szakaszában erre folyó Sajó medreként azonosíthatók. Nemesbikk határban egy ilyen holtmederben végzett fúrás mintáinak pollenanalízise (Félegyházi E.–Nagy B. 2001) tanúságaképpen feltehetőleg az atlanti második felében lehetett ez élő meder (amikor pl. a Duna–Tisza között mozgott a homok, kb. 6000 cal BP).

Később, amikor a főfolyó a mai helyére került (egyéb holtmeder, nyomozható lefolyás hiányában feltételezhető, hogy a Sajó–Hernád már a szubboreális nedves fázis óta a mai helyén folyt), elhagyott régi mederben a Hejő-patak vize talált lefolyást, melynek önálló létét tehát ettől az időtől kezdve feltételezhetjük. A csapadékos szubboreális korban a Sajó–Hernád, sőt a Hejő is erősen bevágódott a hordalékkúpba, ezzel annak fluviális fejlődése megszakadt. Felszínén klimatikus kedvező körülmények között ezt követően a szél okozhatott változásokat. Ez a fejlődési sajátosság okozza, hogy sok ép, friss, fiatalos holtmederre bukkanunk szerte a hordalékkúp területén. Feltöltésük lassan halad, elsősorban organogén hatásra. Ezzel magyarázható, hogy pl. a holocén elejéről származó és legmélyebb részein még nyíltvizes Tőzeges-ér szélein a hatvanas évek végén – tehát a holtmedrek csatornázása előtt – sás és nád élt.

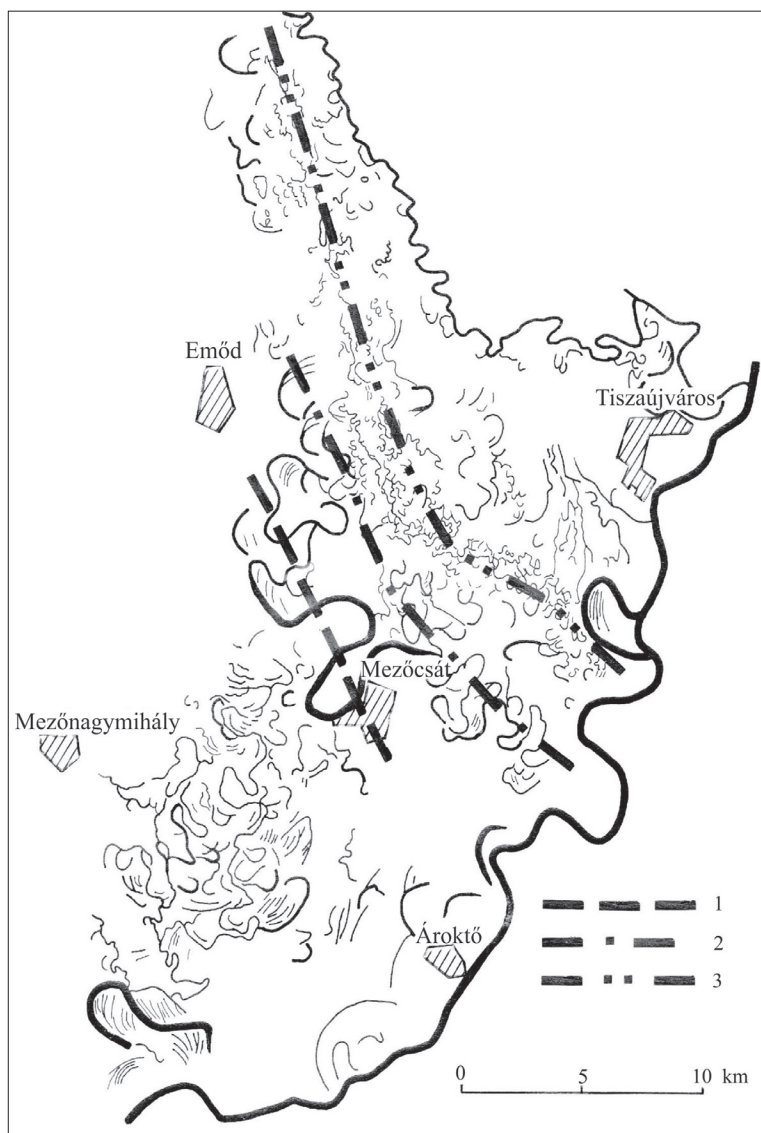
A fentiek alapján jól kijelölhető a hordalékkúp három meandergenerációja (**2.1.8. ábra**). Ezek három szintet alkotnak, és közöttük két bevágó jellegű időszak következett be, mert jellegzetes eróziós lépcső választja el ezeket egymástól. A folyók harmadik bevágó időszaka hozta létre a Tisza fiatal árterét.

2.1.4. A Nagykunság

Az Alföld közepén elterülő táj központi jelentőséggel bír a medence fejlődéstörténetének megértésében. A hegységkerettől viszonylag távoli vidéken a folyóvízi feltöltés – a szabály szerint – csak a legfinomabb üledékekkel történhetett volna. Ennek ellenére nagy területen homok fedti a Nagykunságot. Ezekkel a felszíni anyagokkal mint eolikus képződményekkel találkozunk a szakirodalomban. Ezért a Nagykunság legfontosabb geomorfológiai kérdése a fluviális és a deflációs folyamatok szerepének hatásának megítélése a felszínalakulásban.

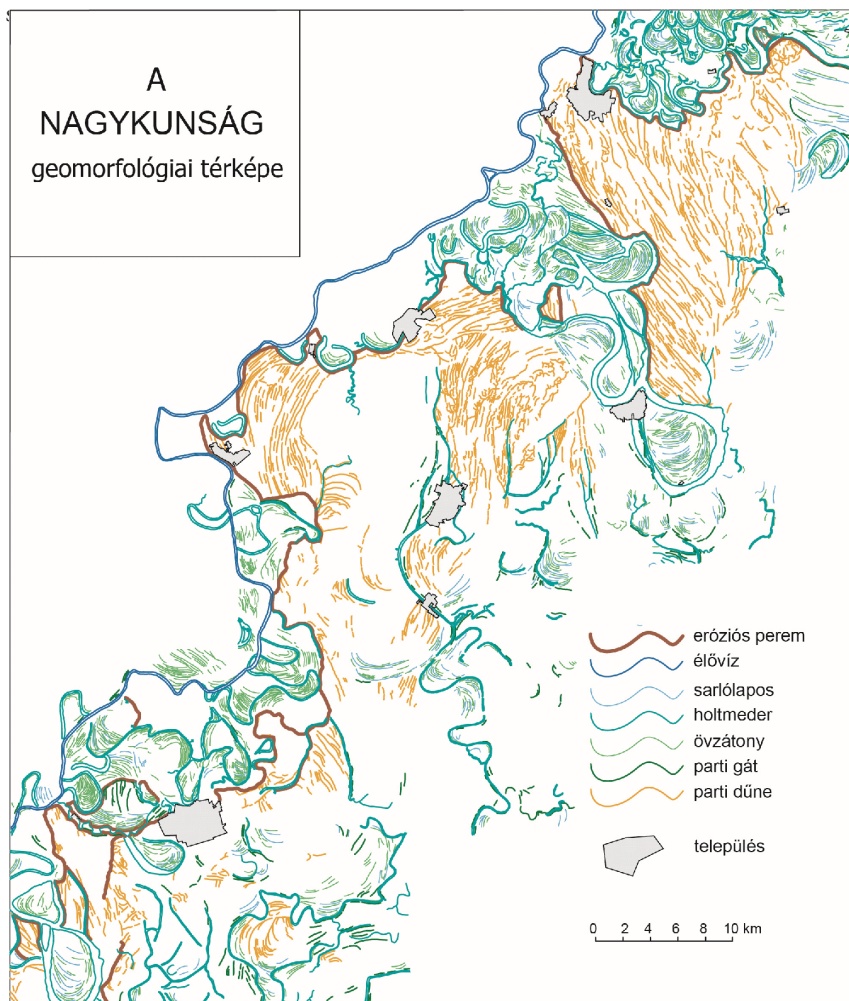
Borsy Z. (1968) Nagykunságról írt részletes tanulmányában (majd később valamennyi e tárgyban írt munkájában, pl. Borsy Z. 1969, 1985, 1989, 1990, 1992)

elveti Cholnoky J. (1907) elméletét, és tagadja a folyóvízhez kapcsolódó parti dűnék létét. Érvei közül ugyan a homok anyagára vonatkozó megállapítása valóban helytálló – ugyanis nehézásványtani vizsgálatok bizonyítják (Molnár B. 1964, Borsy Z. 1968), hogy a homok nem tiszai, hanem a Mátra- és Bükkalja patakjainak anyaga lehet –. de ez összeegyeztethető a kérdéses homokformák folyóvízhez kapcsolódó eolikus eredetével.



2.1.8. ábra. Pleisztocén végi–holocén lefolyási irányok a Sajó hordalékkúpján (GÁBRIS Gy. 1970) 1 – későglaciális (bölling), 2 – preboreális; 3 – atlanti második fele

A mellékelt geomorfológiai térkép vázlat (2.1.9. ábra) – amely részletes topográfiai térképek ($M = 1:10\,000$), légi és űrfelvételek, valamint terepmunka alapján készült – néhány új szempontra világít rá. Elsősorban arra, hogy a mai felszín és felszíni képződmények kialakulásában a folyóvíznek volt döntő, meghatározó



2.1.9. ábra. A Nagykunság geomorfológiai térképe (GÁBRIS GY. 2001)

A térképezéshez kapcsolódó kutatásaim azt látszanak alátámasztani, hogy az alföldi medence legfelső részeinek feltöltése nemcsak az elágazó, feltöltő (alsószakasz) jellegű folyók változatos – közöttük nagy mennyiségben homokos – üledékeinek következménye, hanem a kanyargós (középszakasz-jellegű) folyók munkája eredményeképpen is nagy kiterjedésű és jelentős vastagságú felszíni képződmények, valamint természetesen ezeknek megfelelő felszínformák jöttek létre. A hegységből

kilépő folyók ugyanis peremi hordalékkúpjaikat elhagyva, megszabadulva durva törmeléktől, a medence belsejében – az éghajlattól függően – időszakonként elágazó, majd kanyargós jelleget vehettek fel.

A továbbiakban a részletesebben tanulmányozott ÉK-i területekkel, vagyis nagyjából a Tiszafüred–Egyek–Berekfürdő–Kunhegyes–Abádszalók településekkel határolt vidékkel foglalkozom, kitekintve a távolabbi nyugati, délnyugati tájakra is.

2.1.4.1. A Nagykunság „parti dűnéi”

A térképi, légi fényképi és terepi megfigyelések mind egyértelműen mutatják a homokformák – meg-megszakadó – ívelt alakját. Még ha elfogadnánk is Borsy Z.–Szabó J. (1985) véleményét, miszerint ezek hosszanti buckák – mivel a deflációs felszínalakító folyamatokat az utolsó löszképződési periódust megelőzően vagy annak kezdeti szakaszában (szerinte 20–25 000 BP körül) a legjelentősebb tényezőnek tartja a terület felszínalakításában –, a rövid távolságon (15–20 km) belül erősen változó irányú, ÉK–DNy-ról fokozatosan ÉNy–DK-re, sőt K–Ny-ra forduló homokvonulatok kialakulását nem magyarázhatjuk hasonlóan forgó uralkodó szelek munkájával. Még erőltetettebb lenne néhány száz, vagy maximum ezer év alatt bekövetkező időbeli különbségeket látni a szélirányváltozásokban.

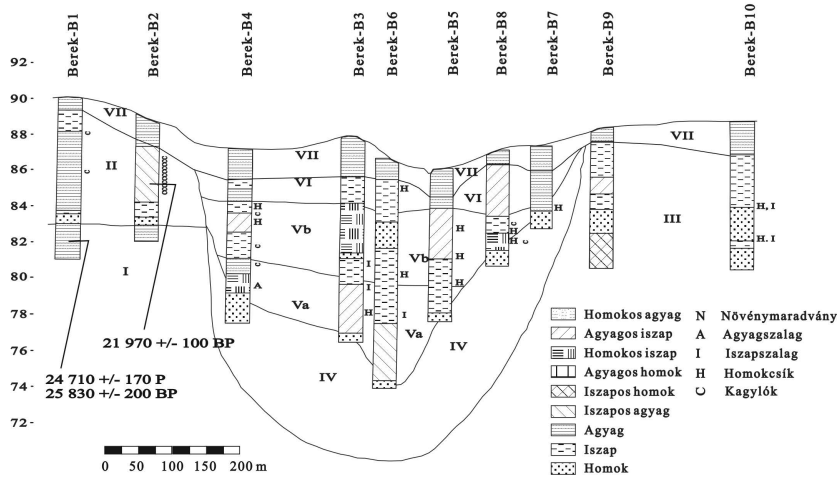
A Tiszafüredtől délre, valamint Kunhegyes, Abádszalók térségében elterülő homok-vidék sekélyfúrásainak elemzéséből leszűrt következtetés szerint a homokgerincek egy hordalékkúp szélén elágazó medrek (braided river) mentén, vagy oldalirányban szakaszosan vándorló, többé-kevésbé egyenes, esetleg enyhén kanyargó folyó partjaihoz igazodó homoklerakódások, levée-k, vagyis partmenti hátaak lehettek eredetileg. A homok alapvetően folyóvízi eredetét bizonyítják a homokszemcsék elektronmikroszkópos felvételei is. Ezeket a kiemelkedéseket aztán száraz éghajlaton a szél átalakította, vagyis futóhomokot hordva tetejükre, megmagasította. A hosszan elnyúló formák megszakadásai azonban – ahogyan a debreceni professzor írta – lehetnek rövid szélbarázdák, amelyek utólagosan felszabdalták a dűnéket. Tehát véleményem szerint a Cholnoky -féle nézet annyiban helyes, hogy ezeknek a formáknak a kialakulásához folyó jelenléte is szükséges volt! Kérdés, hogy milyen folyó, és mikor folyt erre? A részletes válasz erre a Tisza helyváltozásaival foglalkozó 2.4.1. fejezetben olvasható.

A Nagykunság „parti dűnéi” nem valódi, jól fejlett meanderekhez igazodnak, hanem néhol csak fejletlen álkanyarulatokhoz (Tiszaroff–Tiszagyenda vidéke), vagy inkább feltöltő jellegű, csaknem egyenes folyószakaszokhoz (Tiszafüredtől délre). Képződésük idején a folyó kevésbé, vagy egyáltalán nem kanyargott, sőt elágazott, mert a nagyobb meanderek hiányoznak. A szakirodalomból jól ismert (pl. Somogyi S. 1961) Üllő- (**2.1.10. ábra**) és Oktalan-lapos (**2.1.11. ábra**) széles sávban kettévágja a homokterületet.

Hasonló, de morfológiailag elmosódottabb áttörés található a Mirhó-fok–Kakat-ér–Ásvány-ér vonalában. A Hortobágy közepén és a keleti szegélyén (Kadarcs) viszont jól követhetők a medrek; a Tisza (vagy a „Sajó–Bodrog”?) először talán ott, a Hajdúság szegélyén folyt le, mert a Sajó-hordalékkúp nem engedte nyugat felé.

DNY

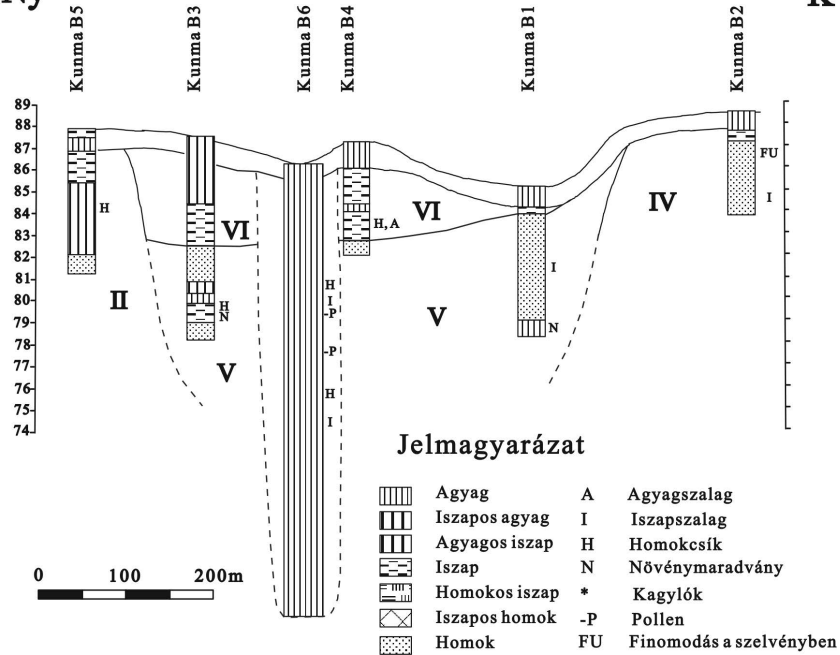
ÉK



2.1.10. ábra. Az Üllő-lapos keresztmetszése (GÁBRIS GY. 2001)

Ny

K



2.1.11. ábra. Az Oktalan-lapos keresztmetszése (GÁBRIS GY. 2001)

Csak a jászági fiatalabb süllyedés vonzotta ezt a folyót a jelenlegi helyére (néhány radiokarbon adat [9190±50, 5305±40 és 4070±50 C¹⁴ BP] szerint a holocénben), miközben a Sajó-hordalékkúpot – annak alsó részét Tiszántúlra szakítva – átvágta, majd az Érmelléket elhagyó Tiszával egyesülve vált a mai folyóvá.

2.1.4.2. Holtmedrek típusai és kora

A Nagykunság mai Tiszáénál kisebb méretű kanyarokat mutató vízfolyásait (Mirhó-, Kakat-, Ásvány-érstb.) általában az Északi-középhegységből lefutó vízfolyások holtmedreinek tartották, amelyek feltételezett kora Somogyi S. (1961, 1967, 1969) szerint pleisztocén végi, Borsy Z.–Szabó J. (1985) szerint viszont holocén eleji lehet. Ha összehasonlítjuk a Bükkalja térképein (**2.1.4. és 2.1.5. ábra**) látható mátrai–bükki patakok meanderméreteivel, világos, hogy nem azonosíthatók ezekkel az Északi-középhegységből származó folyóvizekkel, hanem az előbb említett ősfolyó maradványai lehetnek (pl. Kakat-ér). Esetleg a tiszai áradások hatalmas kiterjedésű elöntéseiből származó vizek déli irányú levezetését szolgálhatták (Timár G.–Gábris Gy. 2008) már jóval később, amikor a Tisza mai helyén folyt (a holocénben?), vagy valódi – geomorfológiai értelemben vett – fokok⁷ (pl. Mirhó-ér). A kérdés végleges eldöntéséhez e meanderek alaposabb vizsgálata szükséges.

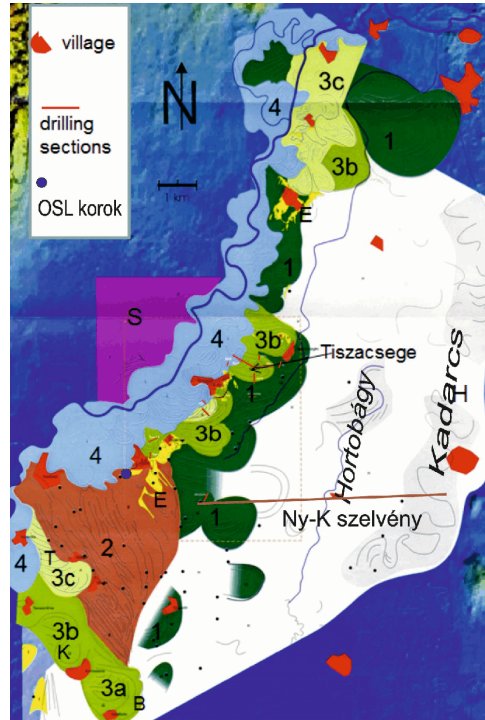
A Nagykunságban a legidősebb rendszert (a **2.1.12. ábrán** 1-es számmal jelölve) a Tiszától legtávolabb, keletre elhelyezkedő meandermaradványok képezik – Meggyes, Halas stb. –, amelyeket a vékony, agyagos-iszapos ártéri feltöltés csak részben tudott betakarni. Kalibrálatlan radiokarbon kora 22,2–24,7 ezer év. A folyóvízi tevékenység korát ebből 28 ezer cal BP előttré valószínűsíthetjük.

A következő, fiatalabb fázis (2-vel jelölve **2.1.12. ábrán**) az a homokvidék, amely a Tisza megjelenése előtti idők Sajó–Hernád hordalékkúpja lehetett.

A számos koradat ellenére a homokterületek kialakulási ideje nehezen pontosítható. Egyrészt a radiokarbon és lumineszcens mérésadatok között nincs harmónia: az előbbieket általában fiatalabb értékeket mutatnak. Másrészt úgy tűnik, a morfológiailag jellegzetesen eltérő három homokvidéken belül is nagyok lehetnek a korkülönbségek.

- A legidősebb térszín a Kunhegyestől északra fekvő nagy homokmező, ahol a gerincek íveltebb formát mutatnak (kora 22 200 C¹⁴ BP).
- A Tiszafüredtől délre-délkeletre elhelyezkedő, ÉNy–DK irányú, nagyjából párhuzamos homokhátak déli vidéke ennél kissé fiatalabb lehet (17 870–18 010 C¹⁴ BP), de északon idősebb (**2.1.13. ábra**), és a felső-pleniglaciálison belül az utolsó glaciális maximum (LGM) idején képződhetett.

7 Foknak nevezték a folyót kísérő „hátsákon” keletkezett kiszakadásokat, a magas partokat megszakító nyílásokat, amelyeken át a folyó árvize az anyamederből az ártérre kilépett és a környező laposokat az ereken keresztül feltöltötte, majd apadáskor ugyanezek a nyílásokon át (legalábbis részben) visszaáramlott a folyóba.



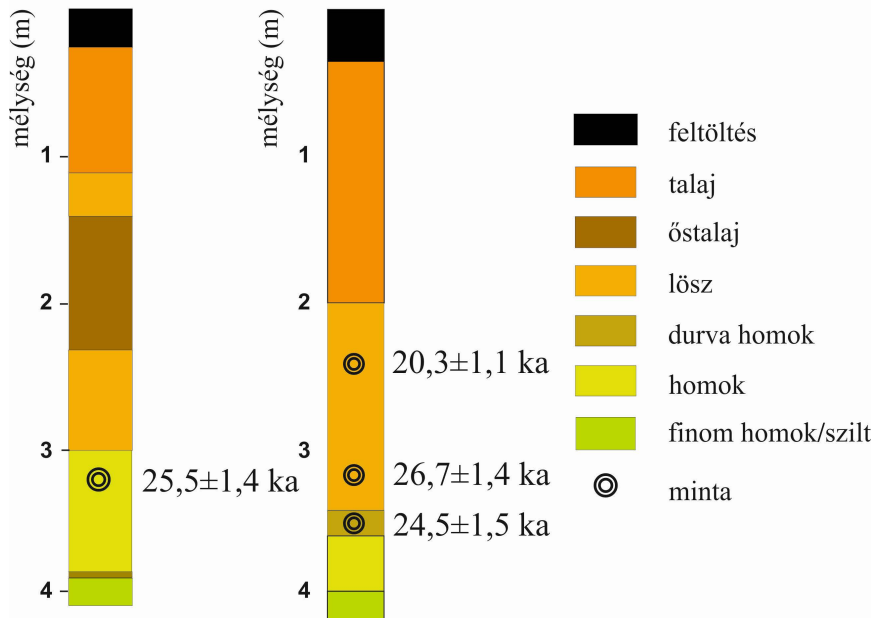
2.1.12. ábra. A. Felső-pleniglaciális és holocén térszínek a Nagyunság és a Hortobágy határvidékén (VANDENBERGHE, J.–KASSE, C. ... GABRIS GY. 2018)

A gerincek a hideg-száraz éghajlaton egy síkvidéki fonatos rajzolatú, feltöltő jellegű folyó fokozatosan eltolódó partjai mentén képződtek. Homokanyaguk felfelé fokozatosan finomodik, a közöttük levő mélyedések anyaga pedig iszapos. A pollenanalízis szerint a felszín ritkás, hidegtűrő fűnemű növényzet borította, ami megengedte, hogy a már leírt módon deflációval felmagasodjanak a homokhátságok. Az idős kor melletti morfológiai érv az Újszentgyörgy környéki, és az Egyek melletti erősebben átalakított homokformák.

- Az Abádszalóktól keletre levő, csaknem kelet–nyugati irányú, szintén enyhén ívelt homokhátság a harmadik, kissé fiatalabb képződményt képviselik (amit a korábbi C14-es mérések valószínűsítettek, de Novothny Á. [2018] legújabb lumineszcens koradata – $25,5 \pm 1,4$ ezer év – nem igazol), mert elrombolták a kunhegyesi homokgerinceket.

Hármas szám jelöli a térképen (2.1.12. ábra) a következő, fiatalabb meanderövezet: kanyargó jellegű vízfolyások több generációja rombolta el a nedvesebb, melegebb későglaciális szakaszokban a homoktértszíneket. A legnevezetesebb Üllő-lapos, az Oktalan-lapos és az Igari-morotva további három generációt képvisel. Korábbi pollenanalízis szerint (Gietema, S. 2000) ezek sorban ságvár–lascaux, bölling, ill. alleröd korúak lehetnek. Újabb vizsgálatok azonban ellentmondásos eredményhez vezettek.

Abádszalók Egyek



2.1.13. ábra. Lumineszcens koradatok Egyek és Abádszalók melletti homokbányából

Az Üllő-lapos (3a fázis) medrében mért 29 ezer éves kor (Kasse, C. et al 2010) valószínűleg áthalmozott, átmozgatott anyagból származik. A kanyarulat 17–22 ka cal BP adata is nehezen összeegyeztethető a Berekfürdőnél lévő övzátóny maradványok IRSL korával: $14,3 \pm 1,1$ ka – $9,4 \pm 2,1$ ka; (Frechen, M. szóbeli közlése 2003). Megoldást jelenthet az, hogy az övzátóny egy későbbi, kisebb vízfolyás maradványa, amit annak agyagos alapanyaga tesz vélhetővé, és a meder későbbi felújulását sugallja. További probléma, hogy a nagy kanyarulat beleharap a Tiszafüred–Berekfürdő közötti homokhátba, amelynek OSL kora 20–27 ka. Ezt a helyzetet a hordalékkúpról lejutó folyó kanyargóssá válásával lehet magyarázni. Példa erre a mai Tisza Tiszaújlak és Tiszabecs közötti szakasza, vagy a Maros ősi ágának bizonyult Galaczká hasonló medertípusváltása (Berec B.–Gábris Gy. 2013). Az egész fejlődési sor a mai Tisza megjelenésével és kanyarulatfejlődésével zárul le.

A 3b fázis kanyarulatai közül az Oktalan-lapos elrombolja az Üllő-lapot, tehát fiatalabb. A mederkitöltéséből származó szervesanyagon mért 19 270–16 250 éves kalibrálatlan (C14 BP) radiokarbon adat adódott.

A 3c fázis meanderei kisebbek, de az előzőkkel csaknem megegyező szinten helyezkednek el. Az Igari Nagy-meander övzátónyából vett minta kora 17,9 és 13,8 ezer

(C14 BP) évet mutatott. A mederkitöltés pollendiagramja szerint az üldékképződés kezdete (a kanyarulat levágódása) csak a későglaciális vége felé, még az allerödben kezdődött.

Fluviátilis és deflációs formák szabálytalanságai

- Az óriási meanderek pereme néhol szabálytalanul cikk-cakkos: valószínűleg egy későbbi, kisebb vízfolyás kisebb kanyarulatai csipkézték ki. Tehát a meder később is vízvezetésre szolgált, ami nehezíti kormeghatározását.
- A keskeny, nagy ívű meanderek (pl. Kakat-ér) egy mai Tiszához hasonlatos méretű – tehát nem bükkalji – folyónak a Cholnoky-féle összeszűkülte medrei lehetne. A Tisza árvízkor kiömlött vizei használhatták; így kitöltődésük, kormeghatározásuk – éppen a sokszori újrahasználattól – szintén kérdéses.
- Szigetek, ill. zátonyok találhatók a kiszélesedő szakaszokon, melyek többféle zátony maradványai lehetnek; pl. parti vagy szegélyzátony, mederközépi és átlós („diagonal”) zátony.
- Az idős medrek mentén több helyen jól nyomozhatók a régi árvízi kitörések, a fokok helyei.
- A néhány helyen látható irányítatlan, zavaros buckás felszín (amit a szél többször áthalmazott) lehet a terület legidősebb képződménye és térszíne. Itt fordulhatnak elő nagy számban féligkötött futóhomokformák: szélbarázdák, maradékkerinccek, garmadák; Tiszafüred–Tiszaigar környékén akár kisméretű parabolabuckák is lehetnek. Feltárásaikban fosszilis talajszintek láthatók (példa erre a Polgár belterületén talált, de még nem vizsgált fosszilis talaj a homokot borító löszös lepelben).

*Tektonikus tájelemek a Nagykunságban*⁸

A bevágó és oldalazó folyóvízi erózióhoz kapcsolódó lépcsők, szintperemek elhelyezkedése bizonyos szabályszerűséget jelez (**2.1.9. ábra**). Általában a magasabb felszínnek északi és nyugati peremein találhatók, a déli és keleti széleken viszont az anyagában, eredetében különböző két felszín fokozatos, lépcső nélküli átmenetet mutat (pl. Tiszaszőlős és Tiszaszentimre községek területén). Morfológiai alapon ezt fiatal, későglaciális-holocén tektonikus mozgásokkal és azokat kihangsúlyozó folyóvízi erózióval lehet magyarázni, annak ellenére, hogy bizonyítása a változatos, kiékelődő üledékrétegek zavaró hatása és a vezetősíntek hiánya miatt hagyományos földtani módszerekkel nem volt lehetséges.

2.1.5. A Taktaköz

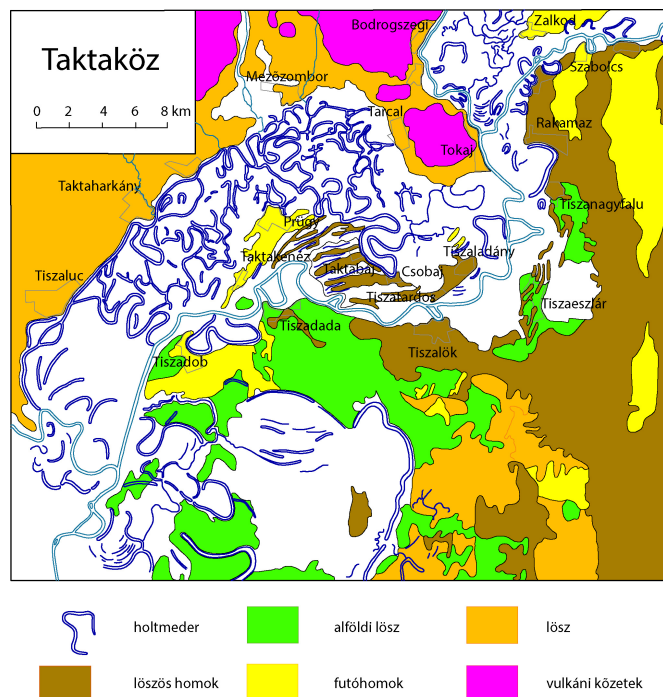
A Taktaköz a magyar földrajzi kutatások mostohagyereke; nagyon kevesen foglalkoztak ezzel a területtel és így csekély a közlemények száma is. Az első komoly geomor-

8 A címet Kádár László tanulmánya ihlette (Tektonikus tájelemek az Alföldön – Földrajzi Közlemények 1939), tartalma természetesen más gondolatokon alapul.

fológiai és felszínfejlődési jellegű összefoglalás Borsy Z. (1969) nevéhez fűződik. E témakörben később született részletvizsgálatok csupán debreceni és budapesti egyetemi hallgatók (Orbán Gy. 2002) szakdolgozataiban olvashatók. A földtani kutatások eredményei is közvetetten, az alföldi vízhálózat fejlődése kapcsán értékelhetők. Sümeghy J. (1944) alföldperemi, ún. „fiókmedencéinek” egyike a Taktaköz volt, ami a tektonikus mozgások jelentőségét bizonyította volna. A terület vízrajzi változásainak első vizsgálata, amelyre ma is támaszkodni lehet, Kisér y L. (1962) munkája.

2.1.5.1. A Taktaköz felszíne

A Taktaköz kb. 90 és 110 m közötti tszf-i magasságú alföldi jellegű kistáj. Minden oldalról magasabb térszínnek határolják: északról a Szerencsi-szigethegység és a Tokaji-hegy 515 m magas vulkáni kúpjának előtere, keletről és délről a Nyírség hordalékkúpjának homokvidéke, míg nyugatról folyóvízi oldalozó erózióval kialakított perem mentén alföldi viszonylatban igen jelentős szintkülönbséggel emelkedik a Taktaköz térszíne fölé a Harangod lözsíkja. Határa DNy felé vitatott: a szabályozások előtti Tiszát, vagy a tiszadobi átvágással létrehozott új medret is annak tekinthetjük. A táj lehatárolásának kérdéséről jó összefoglalás olvasható Dobány Z. (2014) újabb munkájában.

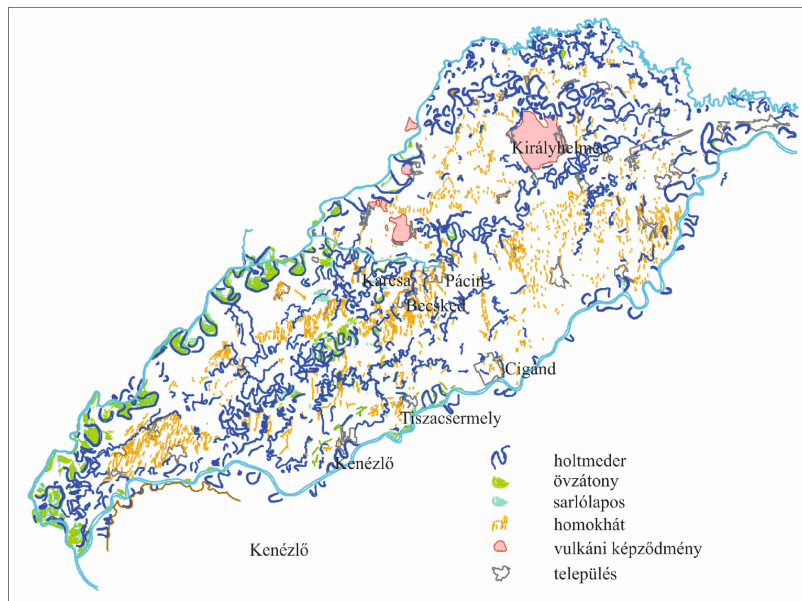


2.1.14. ábra. Felső-pleisztocén üledékek és a holtmedrek térbeli helyzete a Taktaköz vidékén (GÁBRIS GY. 2001)

A terület igazi vízjárta vidék, melynek felszínét különböző méretű elhagyott folyókanyarulatok szövik át. Az ármentesítések előtt a nagyobb áradások éppen ezért a terület több mint $\frac{3}{4}$ -ét beborították. Az enyhén dél felé lejtő felszínt az olykor 5–15 m magas homokhátak és az ártér mikromorfológiája – elhagyott folyómedrek, parti hátak, övzátonyok és sarlólaposok – teszi változatossá. A Taktaköz jelenlegi felszínének döntő többségét holocén folyóvízi és mocsári üledékek alkotják. Viszonylag kicsi a homokterületek aránya, mint ahogyan kevés a homokos lösz és a löszös homok borította felszín is. Ez utóbbi térszínek egymástól elszigetelt, hosszan elnyúló sávokban maradtak vissza, közöttük az alföldi vagy infúziós lösz mélyebben fekvő térszínei jelentenek átmenetet (2.1.14. ábra).

2.1.5.2. A Taktaköz kialakulása

A Taktaköz természetföldrajzi kutatása során elkészült a terület 1:10 000-es méretarányú geomorfológiai térképe (2.1.15. ábra).

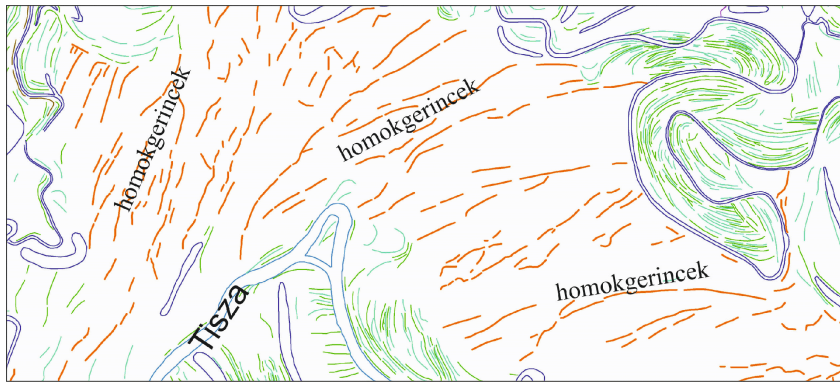


2.1.15. ábra. A Taktaköz geomorfológiai térképe. Jelmagyarázat:
(GÁBRIS Gy. 2015)

A térkép és a korábbi terepmunka idején felvett szelvények értelmezésének köszönhetően sikerült négy jellegzetes tájtypust, nevezetesen a homokvidék mellett három jól elkülönülő medergenerációt területileg is kijelölni. A tájtypusba sorolt egyes területek hasonló megjelenésű, nagyságú és irányultságú felszíni formákat (homokhátakat, egykori folyómedreket, kanyarulatokat, övzátony-sarlólapos rendszereket) mutatnak, vagyis feltehetően kialakulásuk módja és ideje is nagyjából azonos.

2.1.5.3. Homoktérszínek

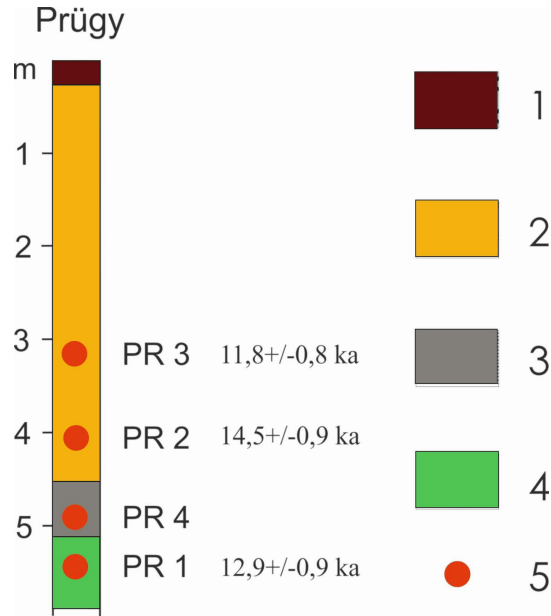
A Taktaköz homokterületeinek formáit – ahogyan a nagykunságiakat is – Cholnoky J. (1910) parti dűnéknek tartotta. Borsy Z. (1969) szerint azonban nem lehetnek parti dűnék, hanem inkább szélbarázdák, maradékgerincek és hozzájuk kapcsolódó garmadák, amelyeket a felső-pleisztocénban az ÉÉK és ÉK felől fújó szelek formáltak ki. Ezekre később löszös takaró került: ilyen rétegződést mutat pl. a Tiszatardos és Csobaj közötti domb feltárása. Megfigyelhető olyan helyzet is, amikor a homokos lösz rétegen újabb deflációval kialakított homokbuckák ülnek, mint pl. a Tiszaladányi templomdomb esetében. Tiszadobnál pedig a folyóvízi és a szélfújta homok között infúziós löszréteg települ.



2.1.16. ábra. Változó irányú, több esetben görbült homokgerincek Csobaj–Taktabáj–Prügy–Taktakenéz között (GÁBRIS Gy. 2015)

A homokterületek morfológiájának magyarázata azonban más: a buckasorok rövid távolságon belül olyan erős irányváltozást mutatnak, ami – ahogyan azt a mellékelt térkép (2.1.16. ábra) és az alább következők mutatják – semmiképpen sem magyarázható egyedül a szél hatásával. Keleten Tiszaeszlár még tulajdonképpen a Taktaköz részének tekintendő, s itt a homokvonulatok iránya É–D és ÉÉK–DDNy között változik. Tiszatardosnál már határozottan ÉK–DNy-i, Csobaj, Taktabáj és Prügy vidékén pedig csaknem K–Ny-i a formák iránya, Taktakenéz határában ismét ÉÉK–DDNy-ra váltanak a homokgerincek. Ezek a változások 10 km-es távolságon belül mutatkoznak, ami ilyen sík vidéken nem magyarázható az uralkodó szelek hasonlóképpen változó irányával. Ha mindehhez hozzávesszük azt is, hogy a gerincek enyhén íveltek, a szakadozott ívek összekötve pedig a Taktaköz S alakjához jól illeszkedve annak déli–délkeleti pereméhez igazodnak, még inkább állíthatjuk azt, hogy eredetileg egy feltöltő jellegű folyó óriási ívű kanyarulatai mentén áradáskor felhalmozódott parti háta (levée-k) lehettek, amelyek kiszáradó magas részeit a száraz időszakok szelei megfújták, felmagasították, buckasorrá alakították. Ezt a „kiszáradást” az éghajlatváltozás okozhatta, de valószínűsíthető a folyóvízi bevágódás szerepe is, amivel a homoktérszínek magasabbra kerülve elszakadtak a talajvíztől.

A Taktaközben korábban nem voltak olyan új módszerű kutatások, amelyek a homokmozgási periódusok korának számszerű meghatározását lehetővé tették volna, ezért különösen értékesek a prügai homokbányában vett néhány minta (2.1.17. ábra) lumineszcens kormeghatározásának adatai.



2.1.17. ábra. A prügai homokfeltárás szelvénye.

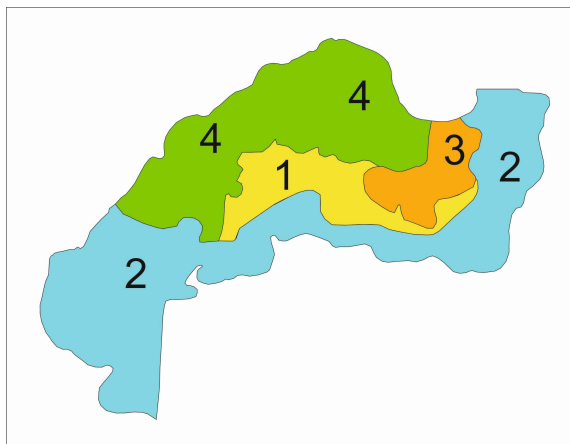
Jelmagyarázat: 1 – talaj; 2 – eolikus homok; 3 – agyagréteg; 4 – folyóvízi homok; 5 – mintavétel laboratóriumi vizsgálatok céljából

A mintavétel 2003 szeptemberében történt, és feldolgozásukra, a lumineszcens korok meghatározására még közvetlenül ezt követően került sor Hannoverben (Leibniz Institute for Applied Geophysics) Ujházy K. által.

A mérések idején még nem alkalmazták a ma már rutinszerűen mért „fading” értékekkel végzett korrekciót. Ilyen adatokat az ugyanabban a mintavételi kampányban vett közeli három mintahely (Polgár, Egyek, Abádszalók) anyagából 2008-ban mért Novothny Á. Mindegyikből meghatározta, hogy mennyivel kell a korokat korrigálni. Sajnos Prügyről – minta hiányában – nem volt újabb mérés, úgyhogy jobb híján a közeli tiszamenti minták átlagértékével számolva becsülte az eredményeket. Az óvatos következtetés szerint a legelső folyóvízi réteg (PR 1 minta) utolsó glaciális maximum korú lehet (19–23 000 BP). A legfelső eolikus homokréteg (PR 3 minta) pedig kb. 17 000 éve képződhetett. A fenti lumineszcens korok azt sugallják, hogy a taktaközi homokvidék a glaciális maximum idején még fluviátílisán épült, az eolikus homokmozgás pedig a legidősebb driász idején következett be. Az egész vidék valószínűleg a nyírségi hordalékkúpához tartozott.

2.1.5.4. Folyómedrek alakította térszínek-tájtípusok

A holocén folyóvízi és mocsári üledékek alkotják a Taktaköz jelenlegi felszínének döntő részét, amelyet az egykori folyómedrek és hozzájuk kapcsolódó formák és képződmények – övzátonyok és sarlólaposok, parti hátak – hálózhatnak be. Mind a térképet vizsgálva, mind a területet járva ezek az egykori folyómedrek a táj felszíni képét leginkább meghatározó alakzatok, és ezért az egyes tájtípusok elkülönítésében (2.1.18. ábra) is a formák jellemzői a meghatározóak.



2.1.18. ábra. A Taktaköz tájtípusai (ORBÁN Gy. 2002).
A számok a szövegben bemutatott típusokat jelzik

A középső homokos térszínt (1-es tájtípus) minden oldalról körülvevő terület medreit fiatal, középszakasz-jellegű, kanyargó folyók hagyták hátra. A medrek a terepen könnyen követhetők, hiszen környezetüknél kissé mélyebben fekszenek, és az egész területen magasan lévő talajvíz miatt szinte mindig nedves, sokszor mocsaras jellegű foltokat alkotnak. Emiatt a belvíz elvezetését szolgáló csatornákat is gyakran e medrekbe mélyítették. Az egykori medrekhez szervesen kapcsolódnak a sarlólapos-övzátony sorozatok, valamint a folyóhátak; méretüket, formájukat ezekkel együtt kell vizsgálni. A vizsgált területen felszíni képük, valamint ezzel összefüggésben hasonló kialakulásuk, koruk és felszínfejlődésük alapján 3 különböző medergeneráció különíthető el.

A legfiatalabb medergeneráció (2-es tájtípus) a Tisza mai folyásához kapcsolódik. A területnek ez a része a folyószabályozások után, a 19. sz. végére nyerte el mai arculatát, és emiatt a felszíni kép elsősorban nem természetes folyamatok eredménye, hanem antropogén eredetű. A kanyarulatok átvágásával mesterségesen hozták létre a holtágakat. Ez alól a Tokaj és Tiszaladány közötti szakasz jelent kivételt. Itt a folyó mindkét partján olyan holtágak vannak, melyek már a feltöltődés, valamint az eutrofizációs folyamatok egy későbbi szakaszában vannak, és helyzetük alapján még a szabályozások előtt természetes módon holtágakká vált korábbi Tisza-medrek lehetnek.

A 3-as tájtypus medergenerációjába tartozó egykori medrek méreteiket tekintve nagyon hasonlóak a fent említett, a mai Tisza Tokaj alatti szakasza mellett megtalálható medrekhez, de azokkal ellentétben itt már nem található nyílt vízfelület, hanem a medrek nádassal benőtt vizenyős, mocsaras mélyedések. Ebből arra lehet következtetni, hogy a Tisza – mielőtt mai helyére került – ezen a területen haladt keresztül. Mikor a Tisza a Tokaji-hegy után közvetlenül DNy felé fordult, elérte a Taktabáj és Tiszatar-dos közötti homokhátas területet, azt alámosta és éles hurokkal visszafordulva ÉK-i irányba Tiszaladány környékén érhetette el a mai helyét (Orbán Gy. 2002).

A 4-es tájtypus medergenerációjába tartozó medrek egyrészt jóval keskenyebbek a fentiekénél, másrészt kanyarulatméreteik is kisebbek. Ezen kívül mind a medrek mérete, mind pedig feltöltődése viszonylag heterogén, az egyes medrek sokkal kevésbé mutatnak egységes képet. Helyenként az egykori medrek a terepen is világosan kirajzolódnak (mélyebben fekszenek környezetüknél, bennük nádassal van stb.), másutt viszont csak a légifényképeken észlelhetők a talaj eltérő nedvességtartalmából adódó színárnyalatok révén. Több helyen előfordul, hogy az ívükben és szélességükben sarlólapos-övezetű sorozatokra utaló formákhoz nem kapcsolódik látható meder. A medergeneráció É-ről és Ny-ról mintegy félkörben keretezi a központi helyzetű, homokhátas térszínt. A Szerencs-patak és vele együtt a Mád és Szerencs közötti lefolyó vizek a táj déli peremére szoruló Tisza északon elhagyott medreit használták, ill. kissé átalakították. A katonai felmérések térképeit vizsgálva (Kiséri L. 1962) jól követhető egy Tokajtól DNy-ra kezdődő vízfolyás – a Takta –, amely tovább több ágra szakad (Dikta, Bocs-ér), majd egyesül a Szerencs-patakkal, és terület Ny-i határán folyva Tiszalúcnál ömlik (ömlött) a Tiszába. Ettől a kis vízfolyástól kapta a terület a nevét a hagyományos magyar névadás szokásai szerint: a főfolyó (Tisza) mellékvíze által határolt terület általános neve köz, a speciális pedig a mellékfolyótól származik; jelen esetben Taktaköz. Másik példa a Bodrogeköz, vagy távolabbról – a Duna mellett – a Rábaköz.

A pleisztocén homokos anyagú üledékek elhelyezkedése, feltöltési magassági viszonyai, valamint a három medergeneráció helyzete, morfológiai képe arra utal, hogy fiatal folyóvízi erózió takarította ki az egész medencét, amelyben bizonyos részeken mintegy eróziós szigetként visszamaradtak a pleisztocén képződmények. Geomorfológiai alapon tehát a Taktaköz „medencéje” nem tektonikus, hanem eróziós eredetű lehet.

2.1.6. A Bodrogeköz és az ún. Kelet-szlovákiai-alföld

Az Alföld északkeleti térségében lévő Bodrogeköz kulcshelyzetben van a Tisza vízrendszerének fejlődéstörténete szempontjából, mivel itt mentek végbe azok a tektonikus és fluviális folyamatok, amelyek döntően meghatározták a pleisztocén végén bekövetkezett drámai átalakulást, vagyis a Tisza mint hidrográfiai tengely átváltását a Körös-vidékről a mai helyére. Ismereteink a Magyarországra eső részről Borsy Z. és csoportja révén jelentősen bővültek a nyolcvanas években. Sajnos a szlovákiai oldalról kevesebb, régi és más módszerekkel végzett kutatási eredményünk van

(Kvitkovič, J. 1955), de néhány ponton ezek szerencsére összevethetők a hazaiakkal. Az alábbiak rövid összefoglalását adják – a pleisztocén legvégére, ill. a holocénra vonatkozó – az eddigi főbb megállapításoknak.

A Bodrogek köz annak a hatalmas, összetett hordalékkúp-rendszernek a hegységközeli felső része volt, amelynek mai felszíni maradványa a Nyírség. Alapvető kérdés: miért, hogyan és mikor szakadt meg ennek a hordalékkúpnek az egységes fejlődése?

A hogyan kérdésre egyszerű válasz született még a hatvanas években: A Bodrogek köz területe – az alföldperemi ún. „fiókmedence sorozat” részeként – megsüllyedt, és ezzel magához vonzotta a Tiszát. Az észak felé átváltó Tisza pedig mintegy kettévágta a hordalékkúp felső részét építő folyókat (Tapoly, Ondava, Laborc, Ung, Latorca), amelyek aztán később a mai Bodrogekben egyesültek újra. Ugyanakkor az is megállapítást nyert, hogy az átváltás a pleisztocén–holocén határán ment végbe. Egyértelműen mutatkozik a kutatók között a tektonikai mozgások, vagyis a terület süllyedése mint kiváltó ok feltételezésében, jóllehet annak kiterjedésének, mértékének megítélésében különbségek mutatkoznak. Az átváltás, vagyis az Alföld mai vízrajzi tengelyének – a Tiszának – jelenlegi helyére kerüléséről, pontosabban ennek koráról és részleteiről azonban már megoszlanak a vélemények.

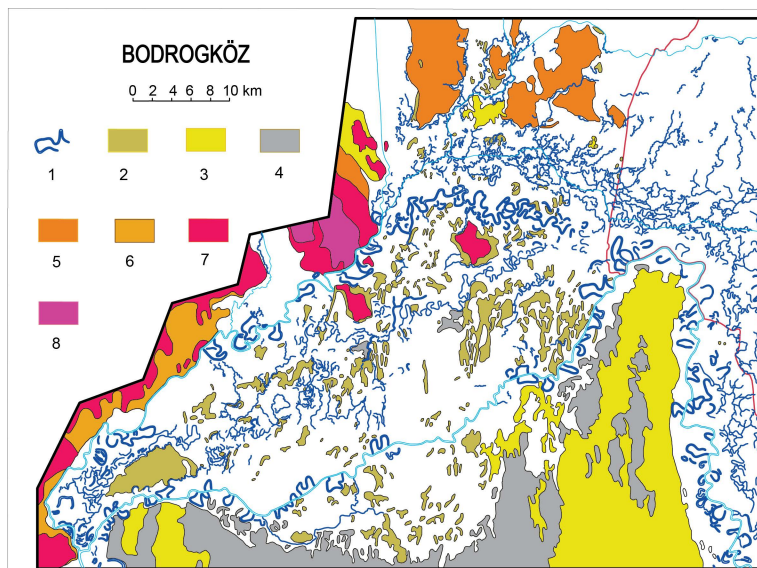
2.1.6.1. A Bodrogek köz elkülönülése és fiatal fejlődéstörténete

Borsy Z. et al (1989) szerint a negyedidőszak utolsó harmadától számíthatjuk a Bodrogek köz süllyedését, amely a középső-pleniglaciálisban felerősödött, és környezetétől elkülönült mélyedésként létrehozta a tájat. A süllyedés egy részéről a Magyarország 1:200 000-es földtani térképsorozatához készült Magyarászó (Balogh K. 1966) úgy vélekedik, hogy „a Tokaji-hegység szegélydomborulatainak emelkedéssel egyidejű horizontális távolodása folytán létrejött sugárirányú harántbeszakadásaként értelmezhető”. Süllyedéseket kell feltételeznünk a Sárospatak–Sátoraljaújhely–Karcsa háromszögben is. Ugyanakkor azt is hozzátehetjük, hogy a süllyedés enyhe lehetett, mert magához vonzotta ugyan a folyókat, de nem annyira, hogy a feltöltődés során teljesen betemetődjenek az elrombolt régi hordalékkúp felszíni anyagai. Ebből állnak a Kenézlő–Bodroghalom–Karcsa–Kisrosvágó–Nagyrosvágó környéki halmok.

A süllyedés nyomán bekövetkezett bodrogek köz mederváltozásokat öt szakaszban leíró Borsy Z. et al. (1989) sokoldalú üledékföldtani, palinológiai, morfológiai vizsgálatokkal és radiokarbon kormeghatározásokkal támasztotta alá, amelyeket itt a helyhiány miatt nem lehet részletezni, csupán a kutatásaim során felmerült néhány vitatható kérdésre térek ki.

A szóban forgó területről is elkészült az elhagyott vízfolyásokat, holtmedreket és folyóágakat ábrázoló térkép. A térkép alapjául a topográfiai térképek közül elsősorban a harmadik katonai felmérés lapjait használtam e célból, mert ezek mérészakilag már eléggé pontosak, de ugyanakkor a vízrajzot illetően még viszonylag „természetközeli” állapotokat tükröznek. A légi fényképek közül a ma már muzeális értékű ötvenes évekből kb. húszeszes méretarányú kontaktmásolatok és az újabb magasrepülésű, közelítőleg hatvaneszes méretarányú fotók is esetenként még használhatók.

A mindezek felhasználásával készült „meandertérkép” egy változatán a felszíni képződmények is láthatók (2.1.19. ábra), mert a folyóvízi morfológia a felszíni képződményekkel összevetve támpontot nyújthat a legfiatalabb süllyedések területi elhelyezkedésére és a mozgások tér- és időbeli változásaira vonatkozólag is.

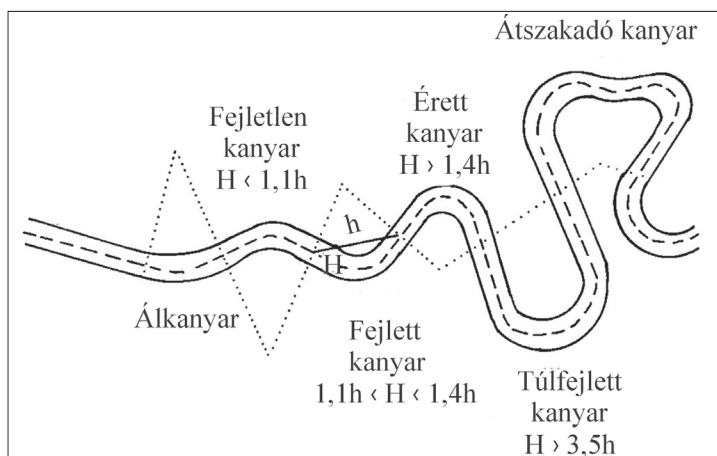


2.1.19. ábra. A felső-pleisztocén üledékek és a holtmedrek térbeli helyzete a Bodrogköz területén (GÁBRIS GY. 2001). Jelmagyarázat (összevont kategóriák):
 1 – holtmeder; 2 – fiatalabb (későglaciális–óholocén) futóhomok; 3 – idősebb futóhomok, 4 – löszös homok, homokos lösz; 5 – lösz (száraz térszín); 6 – lejtős lösz; 7 – vulkáni képződmények; 8 – tengeri üledékek

A térképen jól látható, hogy a terület nagy részét mindkét országban holocén folyóvízi üledékek borítják. Rajtuk kívül csupán fiatal (ezen későglaciális–óholocén korút kell érteni [Gábris Gy. 2003/a]) futóhomok, ill. későglaciális löszös homok kicsiny, erősen szakadozott foltjai mutatkoznak a területen. Csupán a peremeken maradtak vissza idősebb (pleisztocén) homokok és löszök. Az elhagyott vízfolyások medreinek kor szerinti azonosítására szolgáló egyik módszer a tanulmányozott terület földtani képződményeinek és holtmedrek térbeli helyzetének vizsgálata, miszerint természetes, hogy az elhagyott vízfolyás medre nem lehet idősebb annál az üledéknél, amelybe belevágódott (ez a megfontolás csak a maximális kort jelöli ki). Ennek figyelembevételével aligha képzelhető el, hogy pleisztocén végi, pontosabban felső-pleniglaciális medrek lennének nyomozhatók a holocén felszínen. A pleniglaciális kort alátámasztó radiokarbon kormeghatározás azzal magyarázható, hogy a minta a mederkitöltés alól, egy idősebb üledékből származik. Ekkor a

mederre vonatkozólag nincs kormeghatározó értéke, ugyanis a kor csak az elhagyott meder fúrásokkal feltárt teljes keresztszelvényének ismeretében dönthető el.

A medrek morfológiája is támpontot nyújthat az azonosításhoz: a későglaciális–holocén éghajlatváltozások hatással voltak a folyók vízhozamára, amelyet a kanyarulatok méreteinek változása tükröz (Gábris Gy. 1995b). Azonban nem mindegy, milyen meanderméreteket használunk. Elterjedt szokás – amelyet a bodrogközi kutatásokban is alkalmaztak – a kanyarulatok sugarának mérése és az ezen alapuló összehasonlítás. Ez azonban hibás, és alkalmazása erre a célra kerülendő.



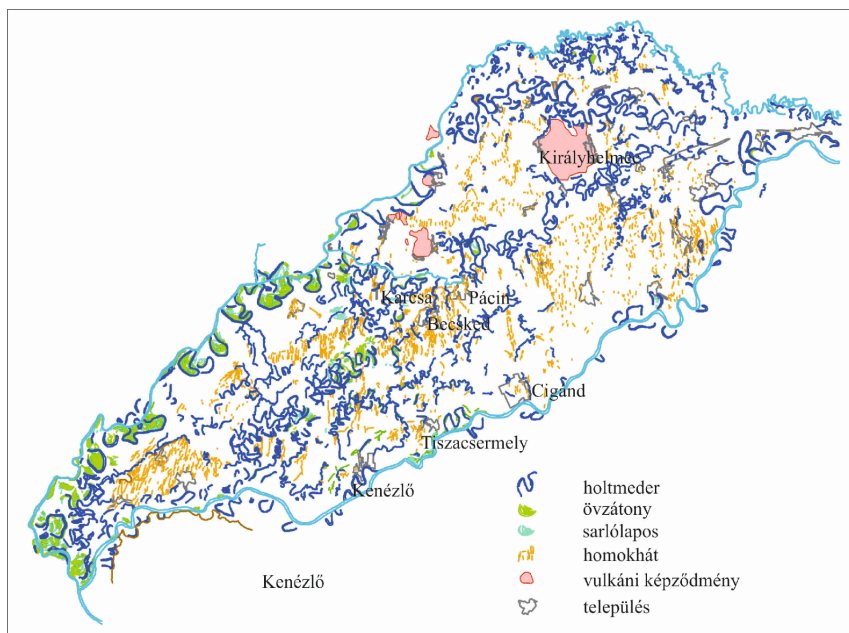
2.1.20. ábra. A kanyarulatok fejlettsége (LACZAY L. 1982)

A 2.1.20. ábrán jól látszik, hogy a folyókanyar sugara inkább függ a meander fejlettségétől, mint a folyó nagyságától, vízhozamától; tehát minél nagyobb az ívhossz és a húr hossz arányszáma, vagyis a kanyarulat fejlettsége, annál kisebbé válik ugyanazon folyó meanderének a sugara, vagyis a sugár nem annyira a folyó méretére, hanem inkább a kanyarulatának fejlettségére jellemző szám! A sugár mérete csak akkor használható, ha az összehasonlítandó kanyarulatok fejlettsége hasonló; vagyis az ív és húr hosszak megmérése után kiszámítottuk és hasonlóknak találtuk a fejlettségi indexeket. Ekkor viszont aligha van szükség a sugárra, hiszen a vízhozam becslésére megbízhatóbb mérőszám, a húr hossz, már ismert.

2.1.6.2. A geomorfológiai térképezés eredményei

Az utóbbi években a magyarországi részen kívül a Szlovákiához tartozó területeken is sikerült egy nagy részletességű – 1:10 000-es méretarányú – geomorfológiai térképet készíteni. Az ebből készült vázlaton a feltételezett lefolyási irányok kerültek fel-tüntetésre (2.1.21. ábra).

Az újabb vizsgálatok alapján a korábbi összefoglalásokból két holocén lefolyási irány léte és kora fogadható el. Az idősebbek a fentiek alapján kizárhatók.



2.1.21. ábra. Lefolyási irányok a Bodrogköz geomorfológiai térképén. (GABRIS GY.)

- A Tice medergenerációja végig Szlovákia területén húzódik, magyar kutatók nem vizsgálták ezt a területet, ezért el kell fogadnunk a szlovák véleményt, amely szerint a szubboreális közepén hagyta el egy folyó ezt a területet. A kanyarulatok méretei igen közel állnak a mai Tiszához és tekintetbe véve azt, hogy a szubboreális közepén a nedvességi viszonyok közel álltak a maihoz, jó okunk van feltételezni a Tisza egykori lefolyását ezen a helyen. A Bodrog mai medre melletti, a jelenlegi folyónál nagyobb méretű meanderek a Tice medreivel mutatnak hasonlóságot, ezért részletes vizsgálatok híján is elfogadhatónak tűnik összekapcsolásuk.

- A Karcsa és Bodrogfalom felé mutatkozó csaknem folyamatos medersor kitöltődése a pollenanalízis és radiokarbon kormeghatározások szerint (6130±320 BP, 6200±280 BP és 7120±320 BP C¹⁴ kor [Borsy Z. et al. 1989]) az atlanti fázisban, leginkább annak legvégén kezdődhetett. A medreket ezt megelőzőleg alakította ki az élővíz, mégpedig olyan időszakban, amikor az éghajlat igen száraz lehetett, mert a kicsiny meanderméreték az éghajlat szárazságához (veszteséges vízháztartás) igazodtak. A Tiszánál mindenesetre sokkal kisebbek lehettek, sőt a húr hossz alapján számítva mai a Latorcánál is kevesebb vizet szállíthattak ezek a medrek. Következésképpen tiszai eredetük elég kétséges.

A homokvidékek igen sok darabra szakadoztak, de nyugaton viszonylag nagyobb területet borítanak. Itt érdekes helyzet látszik a térképen: egymással csaknem párhuzamosan, kisebb szakaszokra bomolva ugyan, de mégis jól követhetően három ősi lefolyási irány mutatkozik. A délebbi medersort a becskedi (14 100±1500 C¹⁴ BP) és a csengőkúti (13 000±1000 C¹⁴ BP) fúrások alapján Borsy Z. et al. (1989) későglaciálisnak és tiszai eredetűnek tartotta.

A fentiekben már szó volt arról, hogy ezek az adatok nem fogadhatók el, tehát a medrek kora bizonytalan. A középsőt boreális–atlanti átmenet korából (Bodrog-halom 7120 ± 320 C¹⁴ BP) visszamaradt lefolyásnak, tulajdonképpen a Karcsa folytatásának írta le⁹. Az északi medersor koráról és illetőségéről részletkutatások híján nagyon keveset lehet tudni; csak feltételezés, hogy igen fiatal, a Bodrog korábbi lefolyása lehet, amely alámosta a Viss környéki homokhátat.

A Bodrogköz mai általános képét tekintve más, érdekes összehasonlításra is mód nyílik. A terület vízrajzi képe ugyanis kicsinyítve az Alföld egészét idézi: egy folyó az északi peremen, amely beleömlik egy másik – a síkság déli részén keresztülhaladó – folyóba. Csak itt az északi a kisebb (Bodrog) és a déli (Tisza) a nagyobb. Mindkét területen a két folyó között északról dél felé haladó, megszakadó, többé-kevésbé követhető, gyakran homokbuckás vidékek közötti lefolyások nyomozhatók, amelyek – az Alföldhöz hasonlóan – árvízi átfolyások lehetnek. Ezek kora hasonlóképpen bizonytalan, és valószínűleg hosszú időn keresztül fel-felújulva többször is működhetek.

2.2. A Kelet-Alföld paleohidrográfiai vizsgálata

Az Alföld peremén kisebb-nagyobb megszakításokkal végig lehet követni a Kárpátokból lefutó folyók és patakok hordalékkúpjait. Ezek ismertsége a változó mértékű és alaposságú kutatottság miatt szélsőséges különbségeket mutat. Legkevésbé az Ung és a Latorca hordalékkúpjait ismerjük, de a Tisza és a Szamos határainkon kívül eső részéről is kevés és régi szakirodalmi adat van. A Tisza hordalékkúpjáról 1942-ben jelent meg Láng Sándor leíró jellegű tanulmánya, míg a Szamosról Fodor Ferenc (1953), Borsy Zoltán (1955, 1959) és Benedek Zoltán (1960) hasonlóképpen több évtizede írt munkáiban olvashatunk. A határainkon túli területekről így szovjet-ukrán, ill. romániai kutatók tudósíthatnának, de ilyen közlemények megszerzése – különösen a Tisza vidékéről – komoly nehézségekbe ütközik, így ismereteink nagyon csekélyek. Pedig e két folyó hordalékkúpjának és alföldi felső szakaszainak ismerete alapvető jelentőségű az egész Alföld vízrajzi változásainak, a folyóhálózat fejlődésének meghatározásában. Az alábbiak kísérletet jelentenek – terepi kutatások híján – egyszerű eszközök igénybevételével ennek nagy vonalakban történő pótlására, ill. néhány fő kérdésre adandó válasz keresésére.

2.2.1. Kárpátalja

A Kárpátalja mint földrajzi név csak Trianon után jelent meg a szakmában és a köztudatban, ezért tájféldrajzi értelemben pontos tartalma és elhatárolása sem történt meg. Jelen összefoglalás – a folyóvíz felszínalakító tevékenysége – céljait tekintve tulajdonképpen két eltérő tájegységre lehet osztani a területét. Az egyik a Keleti Kárpátokból

9 Ebben a részben valamennyi radiokarbon adat ún. kalibrálatlan, tehát jelentősen kisebb számokat mutat a mai, kalibrált értékekhez képest.

konzekvensen lefolyó patakok-folyók hegységelőterében felépített hordalékkúpjaiknak összefüggő sorozata, a másik pedig az alföldperemi alacsony síkságok vidéke. A terület kutatását tovább bonyolítja, nehezíti, hogy három ország között oszlik meg. Az ukrainai oldalról adatok beszerzése – több próbálkozás ellenére – nem volt lehetséges, ezért itt csak néhány terepbejárás alkalmával végzett futólagos megfigyelés leírására és térképtanulmányokra lehet szorítkozni. Szlovákia esetében legalább nagy méretarányú ($M=1:10\,000$) topográfiai és földtani térkép volt használható. Mindebből következik, hogy a területre vonatkozó megállapítások vázlatosak és csupán a teljesség kedvéért kerültek a könyvbe.

A Tisza nagy hordalékkúpja messze – a Beregszászi-hegyeken túlra – benyúlik az Alföldre. A folyó jelenleg feltöltő vagy klasszikus „alsószakasz jellegű” Tiszaülkagig. Innen meanderezik, és feltehetőleg kanyarogva feltöltő szakaszjellege van. Ez a jelleg egészen Csapig tarthat, mert a meder menti üledékfelhalmozódás miatt a jobboldali mellékfolyók idáig – sőt még tovább a Bodroközben is, de annak más, tektonikus oka lehet – nem tudnak becsatlakozni, elvonszolódnak, yazoo típusú rajzolatot mutatnak: a Tisza ezen a szakaszán nagy kiterjedésű folyóhátat épít.

Az elvonszolódásra legszebb példa a Borsava (Borzsova), amelynek egyik ága a Beregszászi-hegyek alatt, azt szinte alámosva kanyarog, majd Vérke néven északnak tart s felveszi a Szernye (Fekete-mocsár) felől jövő vízfolyást. A magyarországi területen – Beregi-síkság – is hasonló rajzolatot mutatnak az elhagyott folyómedrek:

- Egy régebbi Borsava (?) lefolyás Nagyborzsava–Mezőgecse–Tiszacsoma–Márokpapi–Csaroda–Tákos irányában tarthatott. A Csaroda melletti morotvában kifejlődött Nyíres-tó paleoökológiai vizsgálata (Sümei P. 1999) alapján az elhagyott meder feltöltődése (radiometrikus adatok hiányában csupán palinológiai alapon meghatározva) a későglaciális melegebb szakaszában – 12 000 C¹⁴ BP (kb. 14 500 cal BP) körül – kezdődött, így a kanyargó meder kialakulása is ennek lelegejére, a bölling interstadiálisra tehető.

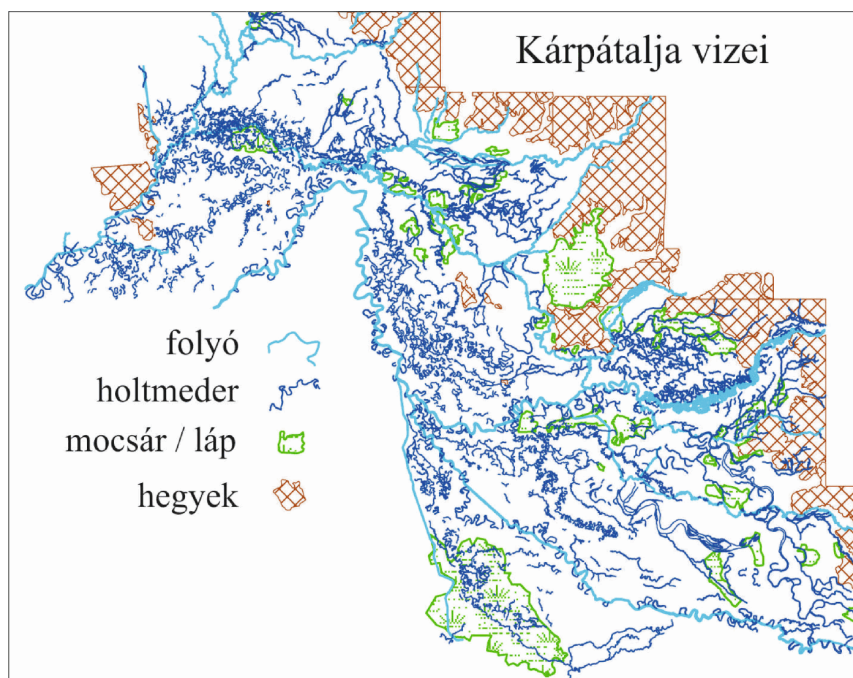
- A Beregsurány–Gelényes–Barabás–Mezőkaszony–Hettyén–Kisha-rangláb, vagy a Vámosatyától északra tartó mederrendszer is mind jól példázzák az elvonszolódást.

A baloldali mellékfolyók csak Vásárosnaményig jelzik ezt a geomorfológiai helyzetet. Az elvonszolódás legjobban a Túr- és Batár-patak esetében mutatkozik, de a Szamos és a Kraszna is érzékelteti a jelenséget. A folyóhát épülése azt is valószínűsíti, hogy itt a későglaciálisnál idősebb medrek nem maradtak vissza a felszínen.

A fejlődéstörténet szempontjából fontos a Latorca Munkácstól induló hordalékkúpja. A folyó ma a kúp északi szegélyén – részben mesterséges mederben – folyik, keleti peremén viszont a Kerepec-patak mereven ÉÉK–DDNy irányú medre tektonikus vonalat sejtet (ezt szóban a kárpátaljai geológusok is megerősítették). Egy idősebb hordalékkúp is kialakult, amelynek napjainkra már csak a legkeletibb szakasza van felszínen egy aszimmetrikus lejtőket mutató dombság formájában, amely Derc (Dricina) községig terjed, s ez határolja a Szernye- vagy Fekete-mocsár vidékét. A Szernye-mocsár kérdése külön problémakör. A magyar szakirodalomban olvasható az a gondolat, hogy a peremsüllyedéksor azon része, amely felelős a Tisza pleisztocén végi északi irányba történő átváltásáért.

A mocsár kialakulása azonban – ha nem is zárható ki egyes időszakokban a süllyedés – mégis elsősorban a két nagy hordalékkúp (a Tiszáé és a Latorcáé) között elgátolt, és alacsonyan maradt mélyedésként értelmezhető. Az elgátolt medence legutóbb Gát községnél talált lefolyást (itt húzódik ma is az ásott csatorna), de régebben Makkosjánosin keresztül is vezetett egy meder déli irányban a Tisza felé. Arra a kérdésre, hogy mikor alakult ki a medencét elzáró gát, és mikor működött annak lefolyása Makkkosjánosin keresztül, ma még – adatok híján – nem tudunk választ adni.

A **2.2.1. ábrán** a Latorca több ágra bomlik, és a hegységből érkező kisebb-nagyobb patakokkal együtt egy csaknem kelet–nyugat irányú vízrendszert mutat, amit kezdetben fonatos, majd leginkább szövedékes (anastomosing) rajzolatnak nevezhetünk. A Bodrogköz északi határát a Latorca több tíz km széles, kibogozhatatlan holtmederöve képezi. Az Ung folyó hordalékkúpja nehezen értelmezhető a vízhalózat alapján: feltűnő a délies lefolyási irányok csenevész volta. Az Ung Bajánházáig (Bajany) nyugatra folyik, majd tovább Nagyszeretváig (Stretava) kifejezetten északi irányú szakaszokkal jellemezhető, amit csakis tektonikus mozgásokkal (süllyedéssel) magyarázhatunk. Ezt alátámasztja a kisebb mocsár Szenna környéken. A Bodrog-összetevők közül a Laborc és az Ondava (itt már a Tápoly vizével bővülve) szabályos lefutást mutat.



2.2.1. ábra. Kárpátalja folyói és holtmederei 1:10 000-es magyar és szlovák topográfiai térképek, valamint (Ukrajna területén) a II. katonai felmérés térképei alapján (GÁBRIS Gy.).

A Beregi-síkság magyarországi részének kutatása korábban megindult (Borsy Z. 1954, 1959), majd eljutott egy nagyvonalú összegzésig, mely legjobb formában Borsy Z. et al (1989) tanulmányában olvasható. Az alábbiak ennek rövid változatát képezik. A würm elejéig az Ung, a Latorca és a Borzsava, valamint a Tisza helyüket sokszor változtatva egybefüggő hordalékkúp-sorozatot építettek, de az általános lefolyási irányuk Nyírbátor–Debrecen vonala volt. Ekkor azonban tektonikus mozgások következtében a Tisza és a Szamos a Nyírség hordalékkúpjáról az Érmellék vonalára húzódtak. A würm közepén, mintegy 45 ezer éve a Szatmári-sík északi része, a Beregi-sík és a Bodrogló süllyedni, az Érmellék viszont emelkedni kezdett. A Tisza egy ideig bevágódva régi futása mentén helyben maradt, de végül a felsőpleniglaciális első felében elhagyta az Érmelléket és a Bereg–Szatmári-síkon északra fordult. Bodroglói megjelenése mintegy 20 000 évvel ezelőtre tehető.

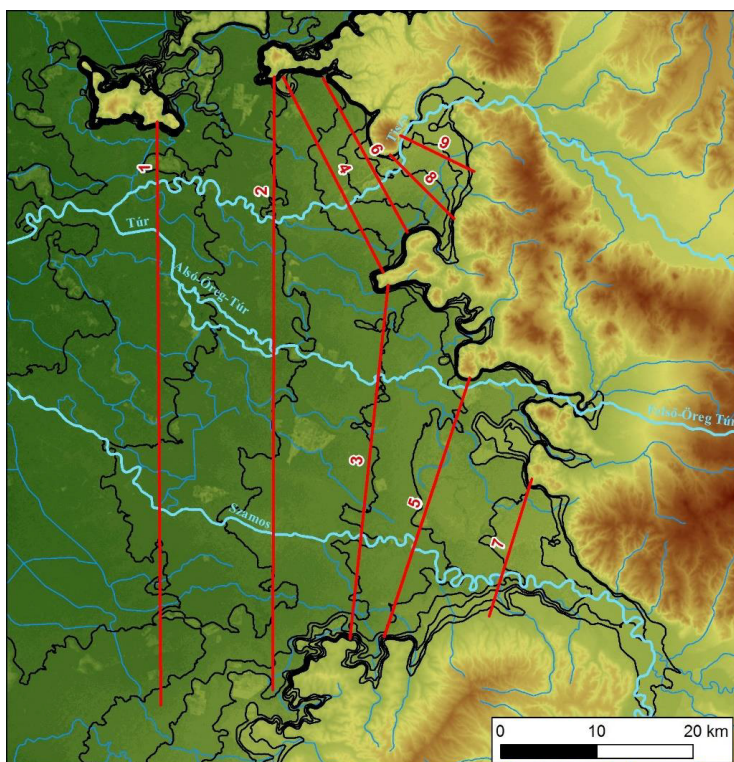
Az újabb kutatások (Szabó J.–Vass R.–Tóth Cs. 2012; Félegyházi E.–Vass R. 2014) eredményei még nem álltak össze egy nagyvonalú szintézis elkészítéséhez.

2.2.2. A Tisza hordalékkúpja

2.2.2.1 Alkalmazott módszerek

A két nagy keleti folyó, a Tisza és a Szamos esetében egyaránt adathiánnyal kell szembenézni. A korábbi hasonló jellegű kutatások is részletes topográfiai (katonai) térképek alapján összeállított ósvízrajzi térképek megrajzolásával kezdődtek. Jelen esetben pedig kimondható, hogy Magyarországról a kérdéses területekről főképp térképtanulmányokat lehet végezni, bár itt is nehézségekbe ütközünk. Az egész vidékre vonatkozó és hozzáférhető egységes térképek legutoljára a Monarchia idejében készültek. A harmadik felmérés műszakilag sokkal pontosabb volt, és a két háború között, ill. alatt (1938 és 1944 között a „visszatért területeken” is) tartalmában felújították, így ebből készült a Kárpátalja vízhálózatának átnézetes térképe (2.2.1. ábra). A Tisza és a Szamos hordalékkúpjáról viszont a folyószabályozások előtti viszonyokat mutató II. katonai térképezés georeferált lapjaira esett a választás, amelyekből elkészültek az élő és holtmedreket mutató geomorfológiai vázlatok.

A II. (franciscanus) katonai térképeken magassági viszonyokat még nem tüntettek fel, és a területről domborzati térképek sem álltak rendelkezésre, de ezen ma már szerencsére segíteni lehet. Az amerikai NASA által létrehozott SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) adatbázis az Endeavour űrrepülőgép radarinterferometriás mérései alapján készült 2000-ben. A világ nagy részére elérhető térkép terepi felbontása kb. 90 m. Az ebből készült modellen a magassági adat a tereptárgyakkal együtt értendő; tehát digitális felszínmodellről van szó (2.2.2. ábra). A térképen a növényzet, elsősorban az erdők magasabbnak látszanak a valódi talajfelszínénél, ami a síkvidéken eléggé zavaró jelenséget okoz. A térképből készült szelvényeken ezen kívül töltések, gátak, árkok is jelentkeznek, nehezítve a kiértékelést, mert az így módosult „felszín” vonalát hektikusan változó, nehezen követhető vonal jelzi. Az általános jelleg mégis meghatározható belőle.

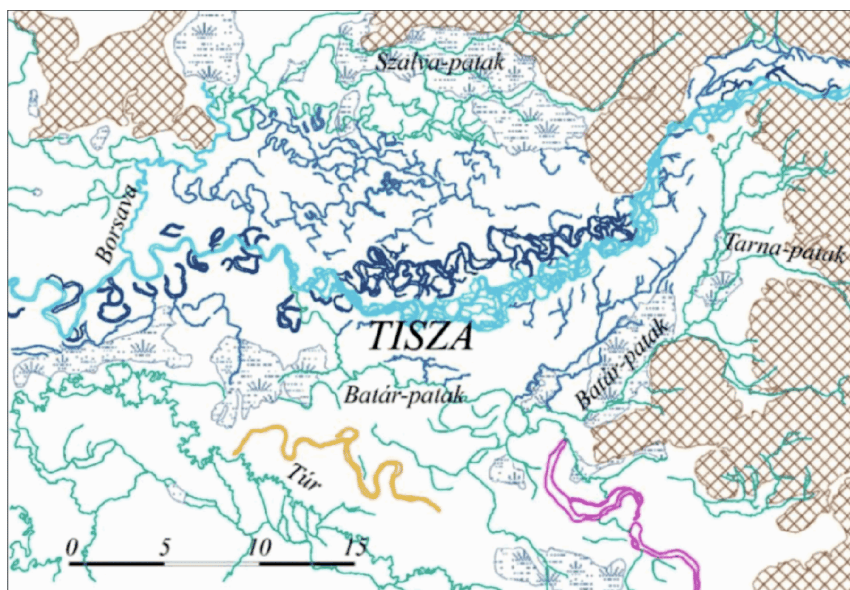


2.2.2. ábra. A Tisza és a Szamos hordalékkúpjának domborzata, a vizsgált szelvények nyomvonalával, számozásával (TELBISZ T. 2015). A síkvidéken a fekete vonalak az öt méterenkénti simított szintvonalakat jelzik

2.2.2.2. A hordalékkúp jellemzése

Láng S. (1942) szerint a Huszti-kapuban a folyóvízi felhalmozódás régóta folyamatos, a Tisza teraszai már folyásirányban feljebb lesüllyednek a fiatalabb, főleg pleisztocén végi–holocén hordalékkúp alá és nem nyomozhatók tovább. Összehasonlítva más alföldi hordalékkúpokkal, kitűnik, hogy a medence főfolyója, a Tisza a Huszti-kaputól kezdődően viszonylag kicsiny méretű hordalékkúpot épített a hegység előtt. Ennek oka valószínűleg az, hogy már Huszt fölött a Máramarosi-medencében lerakta a hegységből származó durva hordalékának nagyobbik részét.

A tiszai hordalékkúp vízfolyásairól, ill. holtmedreiről készült térkép (2.2.3. ábra) jól kirajzol egy elég szabályos, orsó alakú formát, amely a két hegységhez szorítja a mellékvölgyek patakjait. Különösen a bal part elvonszolt (yazoo) rajzolata jelzi ezt a domborodó felszínt, amelyet az Avas-hegység felől érkező mellékvizek hosszan követnek, és csak több tucat kilométeren át mellette futva képesek a hordalékkúp végén belefolyni a Tiszába. Legjellemzőbb példát a Batár-patak és kisebb mellékvizei (pl. Rákos-, Csarna-, Tarna-patak) mutatják. Ez a mellékvizeket duzzasztó hordalékkúp hozta létre az Avas-hegység előterében sorakozó mocsaras területek sorát is.



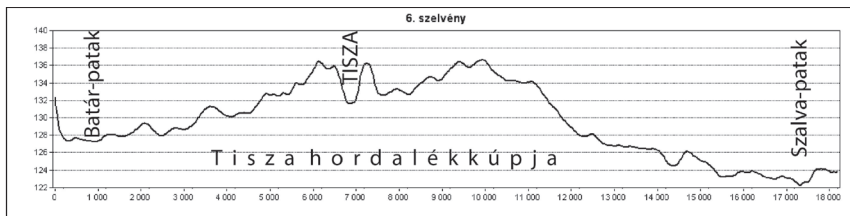
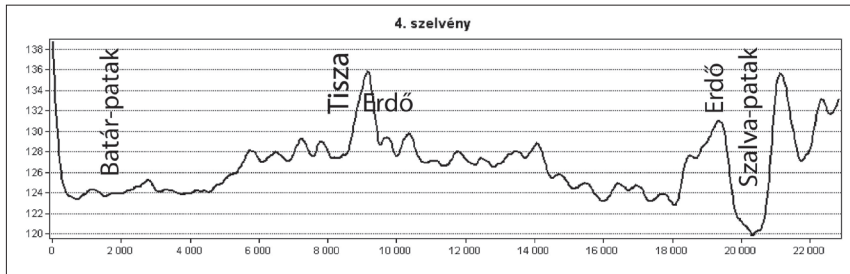
2.2.3. ábra. A Tisza hordalékkúpjának élő és holt vizei, 19. sz.-i mocsarai
(GÁBRIS Gy. 2016/a). Jelmagyarázat, mint a 2.2.4. ábrán

A jobb parton kissé más a helyzet; a hordalékkúp messze északra terjed, sokkal szélesebb övben látszanak az elhagyott medrek, és a mocsarak is a távoli Nagyszőlősi-hegyek lábához szorúlnak. Maga a tiszai hordalékkúp is ívesen hajlik észak felé, mintha süllyedéket jelölne. A Szalva-patak és mellékvizei hatalmas kanyart tesznek a Nagyszőlősi-hegy lábánál, és a Batárhoz hasonlóan kiterjedt mocsárvidéket táplálnak a hegység előterében. A Borsava a Tisza hordalékkúpja előtt szintén egyre nyugatabbra szorulva éri el a főfolyót.

Az elhagyott holtmedrek két generációt képeznek ezen a területen. Az egyiket keskeny, kicsiny kanyarulatokkal jellemzett vízfolyások adják, amelyek valószínűleg a hordalékkúpon szétágazó fonatos, ill. nagyrészt meanderező ágak maradványai. A nagyméretű kanyarulatokat mutató másik rendszer a Tisza közelében húzódik, és a folyó fiatal mederváltozásának tanúja.

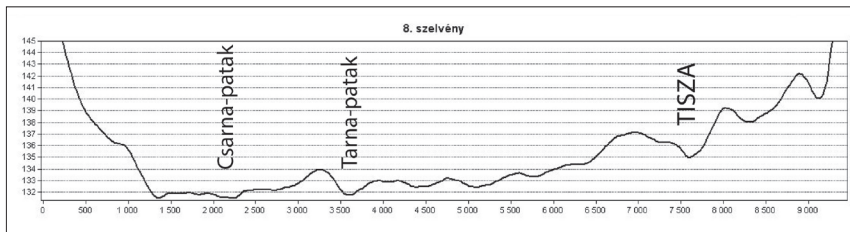
A domborzati szelvények elemzéséből is több következtetés vonható le. Ezek a folyásirányba nézve készültek: a jobb oldalon a jobb part, bal oldalon a bal part helyezkedik el; a szelvények helyzete a **2.2.2. ábrán** látható.

A **4. szelvényen** szabályosan rajzolódik ki a tiszai hordalékkúp domború felszíne. A legalacsonyabb részek a hegyek előterében húzódnak, ahol vizenyős területek és a fent említett patakok kísérik hordalékkúpot. Az erős szintingadozások nagyrészt az erdők jelenlétére utalnak: a Nagyszőlősi-hegyek lábánál nagyobb erdő van, a Tisza mentén ligetek húzódnak.



A **6. szelvény** a hordalékkúp sajátos aszimmetriáját bizonyítja: a Nagyszőlős mögötti medence jóval alacsonyabb a bal parti résznél.

A jobb parti hegyek mellé szorult Tisza az Avas-hegység lábánál vizenyős, mocsaras mélyedéssort alakított ki, benne patakok folynak (**8. szelvény**).



Királyháza mellett – ahol tulajdonképpen kilép az Alföldre a Tisza – szűkebb értelemben még nem is hordalékkúpról, hanem csak folyóhátrol, vagyis medermenti felmagasodások (levée) rendszeréről beszélhetünk. Kiöntései során a Tisza közvetlenül a parton rakja le durvább hordalékát és felmagasodó hátat képez. A szelvény leg-mélyebb pontja közepén, vagyis a folyóhát és a hegyperemi hordalékkúpok között található, ahol a Rákos-patak csordogál dél felé a Tiszával párhuzamosan.

2.2.3. A Szamos hordalékkúpja

A Szamos hordalékkúpja sokkal nagyobb területen rajzolódik ki. Érdekes, hogy a mai folyóhoz, mint tengelyhez mérten erősen aszimmetrikus képet mutat: meglepő módon ez is elsősorban észak felé terjed szélesen, és szinte elnyomja a Tisza horda-lékkúpját.

Fodor F. (1953) ismerte föl és írta le először a magyar szakirodalomban, hogy a holocén, ill. a pleisztocén végi éghajlat ingadozásai a folyók vízhozamának változásában jelentkeznek, de Borsy Z. (1959) használta fel azt a gondolatot az ősvízrajzi kutatások során azzal, hogy e változások a kanyarulataik méretében is megjelennek. Az akkor már ismert holocén klímaingadozásokkal összekapcsolva ezt a felismerést a Szamos elhagyott medrei korának becslésére is felhasználhatónak vélte. További kormeghatározási lehetőséget a feltöltődött medrek fúrásmagjaiból vett minták pollenanalitikai feldolgozásától remélte. Sajnos ez utóbbi vizsgálatainak nem ismerjük az eredményeit, és az újabb kutatások nem terjedtek túl a határokon. Napjainkban az utolsó 20–30 ezer év klímaváltozásait azonban már sokkal jobban ismerjük, és az Alföld más területein végzett kutatások összekapcsolhatják ezeket a folyók rajzolatípusainak és kanyarulatméreteinek alakulásával (Gábris Gy. 1995b, Gábris Gy. et al 2012). gy megalapozottabb vélemény alkotható ezzel a módszerrel, jóllehet a mára elterjedt különböző független fizikai kormeghatározási módszerek és a palinológia alkalmazására sajnos e kutatás folyamán nem volt lehetőség.

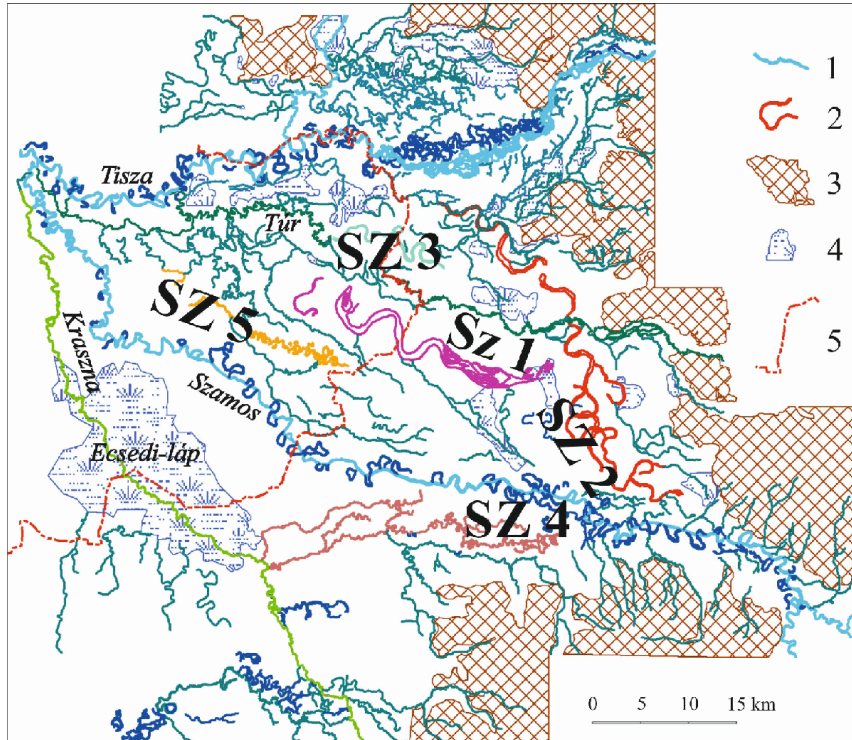
2.2.3.1. A Szamos irányváltozásai

A Szamos hordalékkúpja igen régóta épül, mégpedig a lefolyási irányát tekintve szinte állandóan ÉNy felé tartó medrekkel. Csak a Nagy-Éger néven korábban (Fodor F. 1953) Szamos-lefolyásnak felismert, s a **2.2.4. ábra** térképén az SZ 2 jelű meder (Romániában és Ukrajnában) lefolyási iránya más; meglepő módon csaknem észak felé tart az Avas-hegység lába előtt. Csupán a Tisza közelében tűnik el, folytatását valószínűleg a Batár-patak rombolta, ill. inkább töltötte föl errefelé.

Az SZ 1 jelű medersor (ennek legnyugatabbi, magyarországi szakasza szintén a Nagy-Éger nevet viseli) lehet a legidősebb, már csak azért is, mivel az SZ 2 generáció elpusztította a hegység felé eső felső (proximális) szakaszát, s így elvágta a hordalékkúp csúcsától. Borsy Z. 1959-es munkája a legidősebb Szamos lefolyásnak a preboreális korú Nagy-Égert tartja – de itt a magyarországi szakaszcól van szó, ami tulajdonképpen az SZ 1 medret jelenti. Sajnos értékelhető kormeghatározás-ról nincs tudomásom, de más alföldperemi holtmedrek vizsgálata alapján (Gábris Gy. 1995/b) a romániai Nagy-Éger (SZ 2) későglaciális bölling–alleröd korú, esetleg még ennél is idősebb lehet, és ekkor az SZ 1 meder az ezt megelőző meleg szakasz, a glaciális maximumot követő ságvár–lascaux felmelegedés idején képződhetett. A Szamos felső szakaszáról ekkor rengeteg olvadékvíz és vele hordalék is érkezett a helyenként és időnként még periglaciális jellegű hegységi–dombsági területekről. Az SZ 1-es medernek ezért a hegység felé eső szakasza fonatos rajzolatot mutat, ami ritka jelenség a hazai folyókon.

Kérdéses a SZ 3 meder (Palád-, ill. Sötét-patak néven szerepel a térképeken). Mére-tei kisebbek a két előzőnél, tehát kevesebb vizet szállított ez a folyó, s így fiatalabb lehet náluk. Helyzete alapján – a két medergeneráció között, a hordalékkúp alacsony részén található – viszont idősebb is lehetne, de kanyargós jellege ellentmond egy szárazabb-hidegebb (LGM) szakasznak. Talán a Túr első önálló megjelenését jelzi a tájon.

Borsy Z. (1959) a legfiatalabb lefolyási iránynak tartotta a Jánk–Majtis–Nagy-székely közötti többé-kevésbé folyamatosan követhető medreket (Kis-Szamos, alsó szakasza a Szenke nevet viseli). Ezek mutatják a legkisebb méreteket, s ebből következtette, hogy boreális (mogyoró) korú medrek lehetnek. Azóta már tudjuk, hogy nem ez a fázis, hanem az atlanti második fele lehetett a legrosszabb vízháztartású időszak a holocénben, s akkor inkább ez tekintendő a medrek kialakulási korának is. Mindenesetre szükség lenne konkrét kormeghatározásokra a kérdés eldöntéséhez.

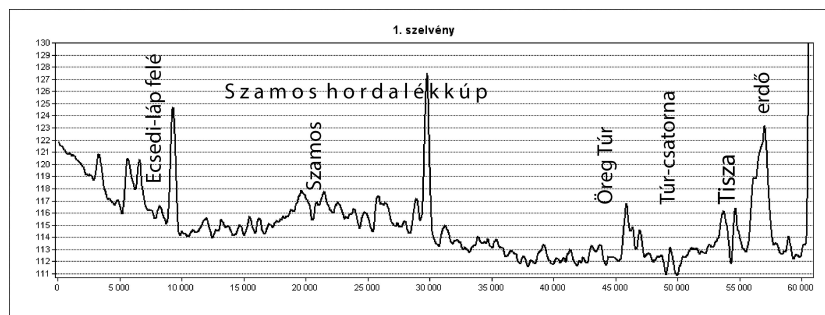


2.2.4. ábra. A Szamos és a Tisza hordalékkúpjának élő és holt vizei, 19. sz.-i mocsarai (Gábris Gy. 2016/a). Jelmagyarázat: 1 – folyó; 2 – holtmeder; 3 – hegyek; 4 – mocsár/láp; 5 – mai országhatár

Korábban felmerült egy Ecsedi-lápot tápláló délies lefolyás léte is (Fodor F. 1953). A fenti térképtanulmányok azonban ezt egyértelműen nem támasztják alá. A Szamos felől csak egyetlen mederdarab sorolható (SZ 4) ide, amely egy Krassó falunál létezhetett kiágazást sugall. Jól követhető folytatása viszont sokkal kisebb vízhozamú, apró kanyarulatokat mutató meder, ami a Szamos mellett folyt, de talán inkább mellékága lehetett a szétágazó főfolyónak. Az erdélyi Bükk-hegység északi nyúlványaiból kicsiny patakok tartanak a Szamos felé, de ezek nem tudtak belefolyni a Szamosba, mert annak feltöltése (magasabb hordalékkúpja) megakadályozta ezt. Végül a hordalékkúp déli szegélyén a Homoród-pataokban egyesülnek, és a Krasznába jutnak. Ezzel a megfigyeléssel kérdésessé válik a 40-es évek óta minden ősvízrajzi munkában szereplő, a pleisztocén végéig az Érmellék felé tartó Szamos léte. Legalábbis a mai felszínen ennek semmi nyoma nem fedezhető fel. Ami természetesen nem jelenti azt, hogy nem létezett, csak jóval korábban működhetett, és így felszíni nyomait a későbbi hordalékkúp képződés üledékei eltakarták. Ugyanez fokozottan vonatkozik az Érmellék felé tartó Tiszára. A mai felszínen ennek a folyónak sem található morfológiai nyoma. Kérdés, hogy az Érmelléken talált nagyméretű kanyarulatok ennek fényében hogyan értékelendők. A Szamos hordalékkúpján korábban is leírt legnagyobb és legidősebb holtmedrek az allerődnél mindenképpen idősebbek (Félegyházi E. 1998) – kialakulási koruk valószínűleg a ságvár–lascaux interstadiálishoz kapcsolható –, de a legidősebb meder kora (ugyanezen szerző szerint) az utolsó glaciális maximumot megelőző időből származhat. A korábbiakat nem, a legidősebbet azonban feltételelesen lehet a Szamosnak tulajdonítani.

2.2.3.2. A szelvények értékelése

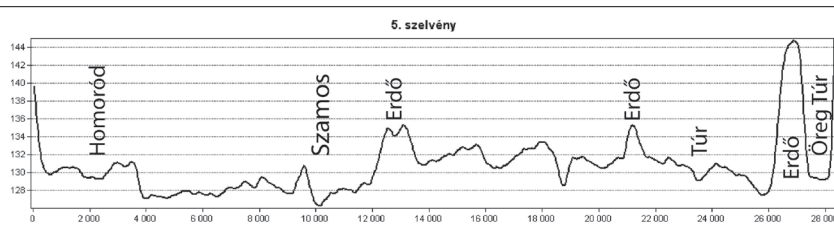
Az **1. szelvény** az Érmelléktől egészen a Beregszászi-hegyekig húzódva mindkét hordalékkúpot átszeli, és jól mutatja a közöttük levő igen nagy méretbeli különbséget. A főfolyó Tisza jelenlegi feltöltése eltörpül a Szamos hordalékkúpja mellett. Az Avas-hegységben eredő Túr a kettő közötti mélyedésben messze északon folyik és így éri el a Tiszát. Az Ecsedi-láp felé tartó kisebb vizek ebben a szelvényben a Szamos hordalékkúpjának nyugati pereme fölött folynak.



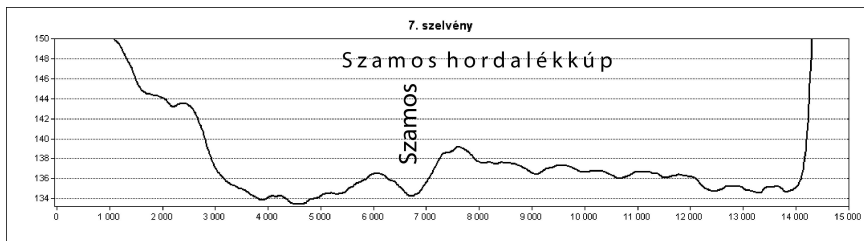
Az előzővel párhuzamosan, de a Nagyszőlősi-hegyek lábáig tartó 2. szelvény annyiban mutat többet, hogy ezen szépen látszik a Szamos hordalékkúpjának fentebb jelzett aszimmetriája, és hogy a folyásirányban felfelé haladva azért a Tisza hordalékkúpja sokkal jelentősebbé válik, de még mindig kisebb a Szamosénál.



A további domborzati profilok már csak a Szamos hordalékkúpján készültek. Az **5. szelvény** mutatja, hogy a folyó a Túr egészen az *Avas* lábához szorító hordalékkúpjának déli szegélyéhez közel folyik jelenleg. A Homoród itt is magasan a Szamos felett helyezkedik el.



A 7. szelvény az Erdélyi-medencéből hegyek között kitoró Szamos hordalékkúpjának többé-kevésbé szabályos proximális szakaszát mutatja, a főfolyó dél felé tartó lecsúszásával.



2.2.4. Az Érmellék

A Nyírség homokhátsága, valamint az Erdélyi-szigethegység két tagjának, a Meszes- és a Réz-hegység harmadidőszaki üledékekből álló előterének dombosági jellegű térszínei között húzódik egy keskeny, elhagyott folyómedrekkel tarkított, erősen vizenyős-mocsaras vidék, amelyben ma egy kis vízfolyás, az Ér csordogál a Körös-medence felé. A mocsarakat eredetileg északról a nyírvizek és délről a domboságon eredő kicsiny patakok táplálták, és csak a legalsó szakaszán folyik bele a Berettyó.

A jelentéktelennek tűnő terület mégis nagy szerepet kapott az Alföld folyóhálózatának kialakításában, a Tisza folyásirány-változásának magyarázatában. Részben a feltételezett süllyedése, részben a fent említett domborzati viszonyai okán régóta

az Ős-Tisza lefolyási irányának tartják. A feltételezések szerint a Tisza (és a Szamos) a pleisztocén végéig itt folyt az Alföld közepén lévő süllyedék, a Körös-medence felé (l. 2.4.1. fejezet). A két folyó észak felé fordulásával azonban csak kisebb patakok táp-lálták a rengeteg visszamaradt nagyméretű kanyarulat mocsarait.

Az Érmellék csaknem egésze Romániában található, ezért ebben az esetben is a II. katonai felmérés szolgált a paleohidrográfiai kép megrajzolására (**2.2.4. ábra**).

A térképen látszik, hogy egy kibogozhatatlannak tűnő kanyarulatrendszer húzódik végig több tucat kilométeres hosszúságban. Az elhagyott meanderek méretei alig különböznek és kutatásukra mindeddig nem került sor. Az Érmellék egésze alig ismert a magyar szakirodalomban. A romániai részről csupán néhány régi közlemény olvasható (Benedek Z. 1960), a magyarországi szakaszon azonban frissebb és modernebb munka született (Félegyházi E. 2001).

Ennek fontosabb eredményei a következők:

- A Berettyó közvetlen környezetében kialakult morotvák, kicsiny görbületesugárral, 3–4 m mélységgel a mai Berettyó méreteihez hasonló kanyarulatok.
- Északnyugatra szélesebb és 7–11 m mély medreket találunk, melyek a Tisza kanyarulataihoz hasonlatosak, medermorfológiai paraméterei megközelítik azok méretét, némelyikének közelében övzátonyokat is felfedezhetünk.
- Az ennél valamivel kisebb, de a környezetüktől méreteikkel kitűnő kanyarulatok a Szamos medrei lehetnek. Elkülönítésük nem könnyű, mivel a Berettyó sok helyen belefolyt és átalakította, kifodrozta azokat. Ezek kitöltése kettős mederaljazatot jelez, több homokos szinttel.
- A Köselytől délebbre fekvő fejlett folyóháttal rendelkező meandersor keleti területén vannak azok a nagy medrek, amelyeket az Ér-völgyön lefolyó Tisza–Szamos méretű vízfolyás hagyhatott hátra. Egyes kanyarulatokban övzátonyok is felfedezhetők.

Félegyházi E. (2001) vizsgálatai alapján az általa Tisza–Szamos elhagyott medreinek minősítettek mind idősek, a legfiatalabb medrek feltöltődésének kezdete 22 000 évre tehető. A Szamos méretű elhagyott medrek kora különböző, 13 000–19 000 év közötti lehet.

2.3. A Közép-Alföld paleohidrográfiai vizsgálata

2.3.1. A Körös-medence folyóvízi formavilága

Az Alföld felszínét csak a hozzá nem értők tartják unalmas síkságnak, ahol csupán a kunhalomnak nevezett mesterséges dombok, valamint helyenként pár méteres homokbuckák mutatnak némi felszíni változatosságot. A szakértők persze tudják, hogy a néhány deciméteres szintkülönbségek is nagyon eltérő tulajdonságú egységeket képeznek, amelyek rámutatnak pl. a felszínalakulás különbségeire. Ezek a vizsgálatok azonban – bármennyire is jelentősek – eddig csak kisebb területek nagy méretarányú részletes térképezése során hoztak eredményeket.

Az utóbbi időben elterjedőben levő digitális domborzatmodellek azonban nagyobb területeken teszik lehetővé a csekély szintkülönbségek áttekintő kutatását és

kiértékelését. Az alábbiakban erre olvasható néhány példa a Körös-medencéből. Az ígéretes kutatási módszertől egyelőre nem várhatunk gyors változást, mert a megfelelő részletességű domborzatmodellek beszerzése igen drága, ill. elkészítésük nagyon munkaigényes; így napjainkban használatuk csupán kisebb mintaterületekre szorítkozik. Azonban az új megközelítés már ez esetben is érdekes eredményeket hozott.

2.3.1.1. A folyóhátak kialakulása

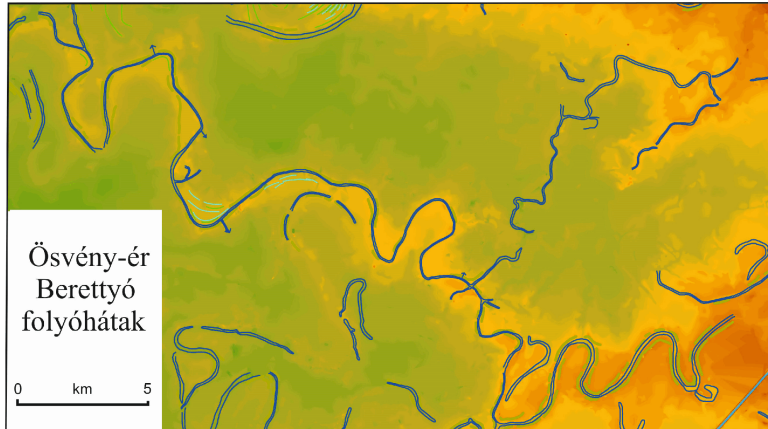
A folyó medréből kiáradó, s ezért sebességéből hirtelen sokat veszítő vízből a legdurvább hordalékanyag – alföldi folyóink esetében elsősorban finomabb-durvább homok – közvetlenül a meder melletti sávban rakódik le, amiből a part mentén természetes parti hát (natural levée) keletkezik. A medertől távolodva az egyre finomabb szem-csék fokozatosan vékonyabb rétegben fedik a régi felszint, ami megmagyarázza e hátak aszimmetriáját: a meder felé meredekebbek, az ártér irányában viszont igen enyhe lejtésűek. A természetes parti hátak fejlettsége kanyargó folyók mentén szakaszonként eltérő lehet: a kanyar külső, homorú oldalán erősebben fejlett és magasabb, mint a domború oldalon, ahol esetleg el is maradhat; itt az övzátonyok sávja közvetlenül mehet át a finom ártéri üledékek területébe. Az elágazó-feltöltő folyó mentén viszont mindkét parton nagyjából egyenlően fejlődik ki (Gábris Gy. 2003/b).

Alföldi folyóink, sőt elhagyott medrek mentén is az árvizek alkalmával lerakódó viszonylag durvább hordalékból közvetlenül a meder mentén felmagasodó parti hátakat nemcsak terepi munkák során, hanem a topográfiai térképekről és a légi-felvételekről korábban is nagy biztonsággal lehetett térképezni. A kanyargó folyók természetes fejlődésük során növelik meandereiket, folyásirányban is vándorolnak, sőt kanyarulataikat átvágyva jelentős mederváltozásokat mutatnak. Az általában csupán viszonylag keskeny, környezetük fölé alig emelkedő parti hátak így jelentősen nagyobb méretű, összetett képződménnyé válhatnak. Ezeket a sokkal szélesebb és magasabb formákat már folyóhátaknak nevezhetjük. Egyszerű topográfiai térképet tanulmányozva, de a terepen kutató is igen nehéz ezeket a nagyméretű, de enyhe lejtőjű, akár több száz méteres, sőt akár kilométeres szélességűvé és néhány méter magasságúvá növekedett összetett formákat azonosítani és térképezni.

A domborzatmodellt vizsgálva azonban a fenti gondolatmenet igazolhatóvá válik; kitűnnek a hosszú idő alatt igen jelentős méretű összetett formákká fejlődött folyóhátak. Korábban a parti hát és folyóhát elnevezést – mintegy szinonimaként – egyaránt alkalmaztuk a szaknyelvben, mivel nem sikerült a kérdésben megállapodásra jutni. A mellékelt domborzatmodellt vizsgálva azonban világos a két forma különbözősége.

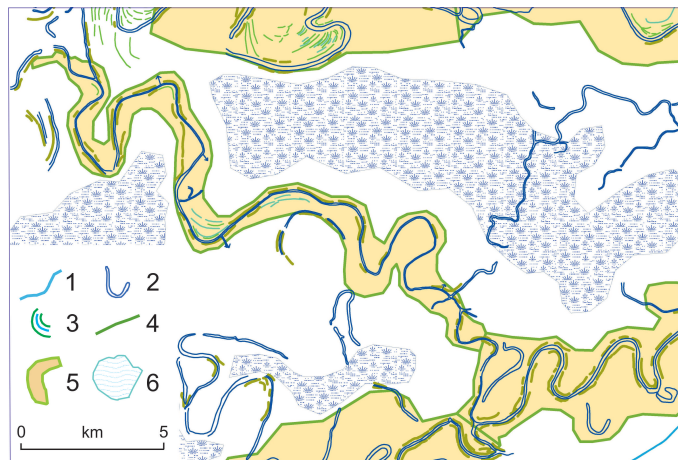
Kiválóan érzékelhető a **2.3.1. ábra** DK-i sarkában a Berettyó építette széles és magas folyóhát sötétebb, elkeskenyedő nyúlványa, amelyen az utolsó mederhez igazodó parti hátak is térképezhetők voltak. Ehhez képest az Ösvény-ér mentén létrejött hasonló képződmény kifejezetten csenevész. Az Ösvény-ér a Berettyó egyik, rövid ideig működő mellékága volt (Gábris Gy. 2014), s ez a kép azt mutatja meg, hogy a folyóhátak kiterjedése, magassága a létrehozó folyó méretétől és a kialakulás

időtartamától is erősen függhet. Következésképpen a két forma között átmenetek is felfedezhetők. Az előbbi a folyóhát típusát mutatja, míg az utóbbi közelebb áll a parti háthoz.



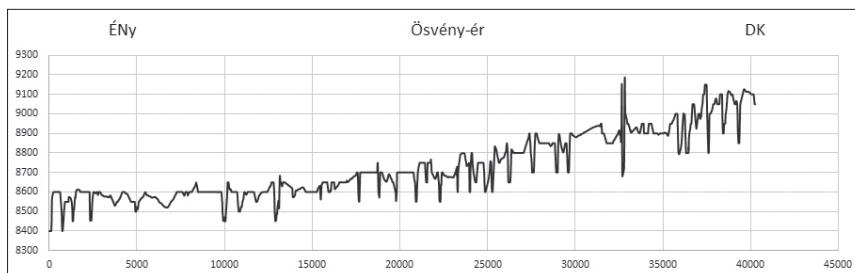
2.3.1. ábra. Folyóhátak az Ösvény-ér környékén; geomorfológiai vázlat holtmedrekkel, övzátöny-sarlólapos rendszerekkel, fokokkal és parti hátakkal domborzatmodellre felrajzolva. Jelkulcs a 2.3.2. ábrán (GABRIS GY. 2016/b)

A 2.3.2. ábra a fenti terület hagyományos geomorfológiai térképvázlata, amelynek elkészítéséhez nagyban hozzájárult a domborzatmodell kiértékelése, mert nélküle nem lehetett volna megrajzolni.



2.3.2. ábra. Az Ösvény-ér környékének geomorfológiai térképvázlata (PINKE ZS. et al 2015). Jelmagyarázat: 1 – folyó; 2 – holtmeder; 3 – övzátöny-sarlólapos rendszer; 4 – parti hát; 5 – folyóhát; 6 – mélymocsár (GABRIS GY. 2016)

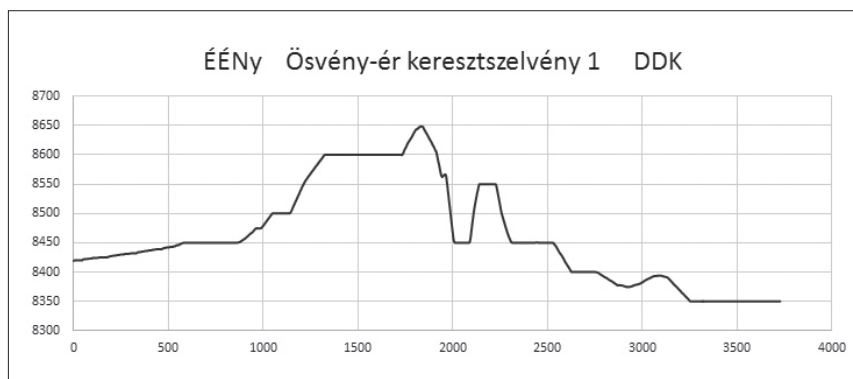
A Berettyótól induló, majd az Ösvény-ér mentén húzódó folyóhát vonalában készült domborzati profil, valamint annak keresztmetsvényei is igen tanulságosak a folyamat vizsgálata szempontjából.



2.3.3. ábra. Az Ösvény-éri folyóhát hossz-szelvénye. Vízszintes tengelyen a szelvény hossza m-ben, a függőlegesen a tengerszint feletti magasság cm-ben

Az Ösvény-éri folyóhát hosszmetsetén jellemző az esés mértékének változása (2.3.3. ábra). A felső szakaszán nagyobb az esése, ez a régi Berettyó által épült rész. Az alsó szakasza viszont a gyenge esésű Ösvény-ér alig változó magasságú háta. Az egyenes vonal mentén készült szelvény többször keresztezi a szelvényen látható bemélyülő, de keskeny, kanyargó medret.

A következő három keresztmetset azt mutatja, hogy a felmagasodó folyóhátba bevágódott a folyó: az első kettőbe az Ösvény-ér (amit a folyó a szabályozások idején elhagyott, mert másfelé kényszerült irányát venni), míg a harmadikba a Berettyó mélyítette medrét (2.3.4. ábra). A folyóhátképződés és a bevágódás jelenségei a Berettyó mechanizmusának – mégpedig valószínűleg éghajlatingadozásra történő – változásait is jelzik.



2.3.4. ábra. Az Ösvény-éri folyóhát keresztmetsvényei. Vízszintes tengelyen a szelvény hossza m-ben, a függőlegesen a tengerszint feletti magasság cm-ben

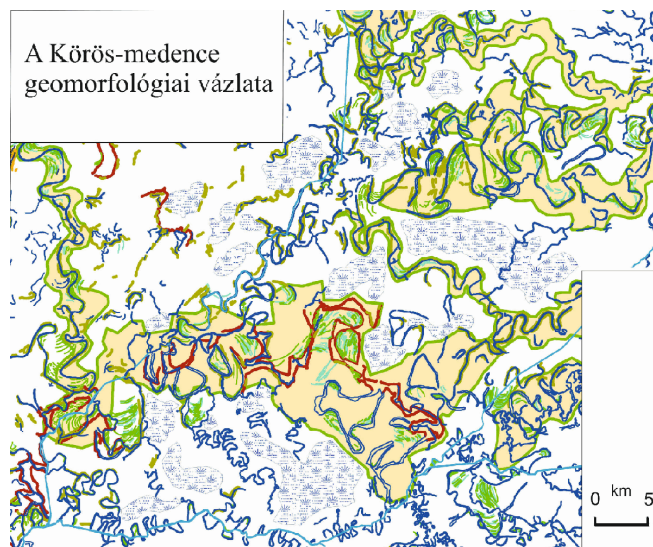


A **2.3.4. ábra** 1. szelvénye még keskeny és viszonylag egyszerű profilú folyóhátat mutat, de a folyásirányban feljebb készült 2. szelvény már szélesebb és a mederváltozások is látszanak. A 3. keresztmetszvényen pedig régi parti hátak is mutatják a folyóhát összetettségét. A hát magassága a környező mély, mocsaras területek fölött folyásirányban lefelé 5-ről 3-ra, majd 2,5 méterre csökken.

2.3.1.2. A folyóhátak szerepe a Körös-medence felszínének kialakulásában

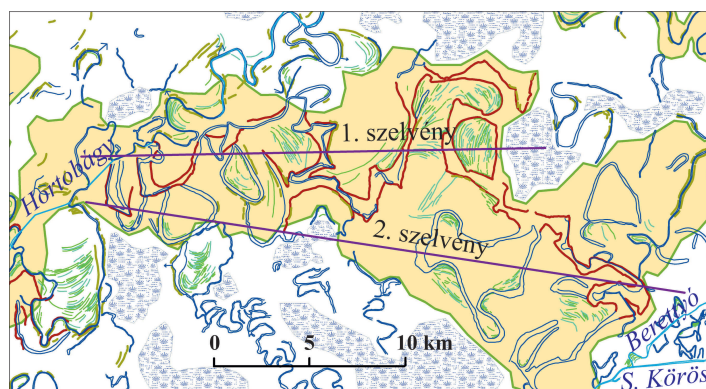
A folyóhátak egész rendszere tanulmányozható a Nagy-Sárrét, a Dévaványai-sík, a Körös menti-sík, valamint a Túri-sík kistájak területén. A **2.3.5. ábra** térképéből kiviláglik, hogy a folyóhátak valóságos hálót alkotnak, amelynek vonalai között, mint a háló szeméi, sorakoznak a terület legalacsonyabb részei, az ún. mélymocsarak (backswamp).

A térkép elénk tárja a terület mozaikos képét, amelyet az eddigi kutatások – módszertani okokból kifolyólag – nem tudtak ilyen részletekben bemutatni, létrejöttét magyarázni meg végképp lehetetlen volt. Ezt csak a domborzatmodell segítségével sikerült feltárni, térképezni és kialakulásának menetét felvázolni.

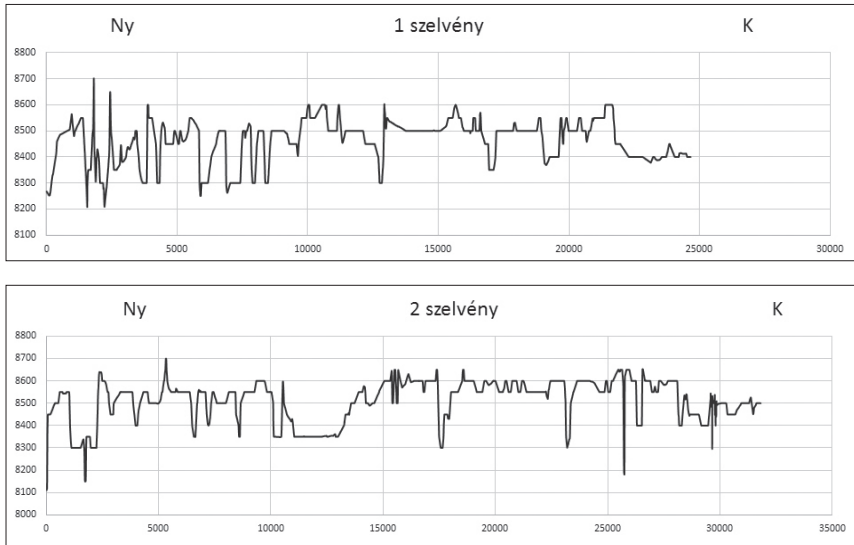


2.3.5. ábra. A folyóbátak és mélymocsarak rendszere a Nagy-Sárrét, Déványai-sík, Körös menti-sík és a Túri-hát területén (GÁBRIS Gy. 2016/b). A 2.3.2. ábrán levő jelkulcs kiegészül az eróziós magaspartokat jelző vastag barna vonallal

A geomorfológiai térkép vázlat érdekessége, hogy az egyébként csak a Tisza és a Körösök mentén jellegzetes eróziós magaspartok sokkal kisebb – 1, max. 2 méteres szintkülönbségű – változatai jelentős számban és több kilométeres hosszúságban fordulnak elő a Déványai-sík déli részén. (2.3.6. ábra) A területén K–Ny-i irányban készült két domborzati szelvény itt egy csaknem egyenletes magasságú felszín, szintet mutat ki, amely az északabbi szelvény mentén 85 m-es tszf-i magasságban, míg a déli szelvényen kissé magasabban 85,5-86 m-en helyezkedik el (2.3.7. ábra).

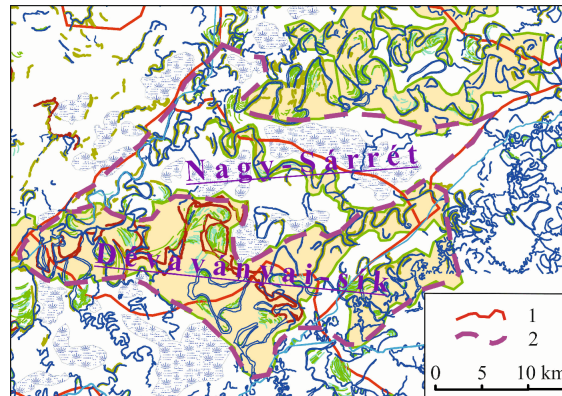


2.3.6 ábra. A Déványai-sík mélymocsarak közül kiemelkedő magasabb felszíne (GÁBRIS Gy. 2016/b). A 2.3.2. ábrán levő jelkulcs kiegészül az eróziós magaspartokat jelző vastag szürke vonallal



2.3.7 ábra. Dévaványai-sík szintjei. Vízszintes tengelyen a szelvény hossza m-ben, a függőleges pedig a tengerszint feletti magasság cm-ben (GÁBRIS GY. 2016/b)

A geomorfológiai térkép arra utal, hogy át kellene gondolni a Körös-medence kistájbeosztását, pontosabban annak határait (Dövényi Z. 2010). A Nagy-Sárrét és a Dévaványai-sík kistájak egyaránt kettős arculatot mutatnak: folyóhát és mélymocsár egyaránt előfordul mindkét területen, ami ellentmond a tájon belüli homogenitás alapelvének. A változtatás lényege, hogy a Nagy-Sárrét kistáj valóban csak a mély, mocsaras térszíneken terüljön el – kivéve az Ösvény-ér keskeny folyóhátját –, a Dévaványai-sík pedig csakis a Berettyó régi folyóhátjának vidékét tartalmazza (részletesebben l. Gábris Gy. 2016). (2.3.8. ábra).

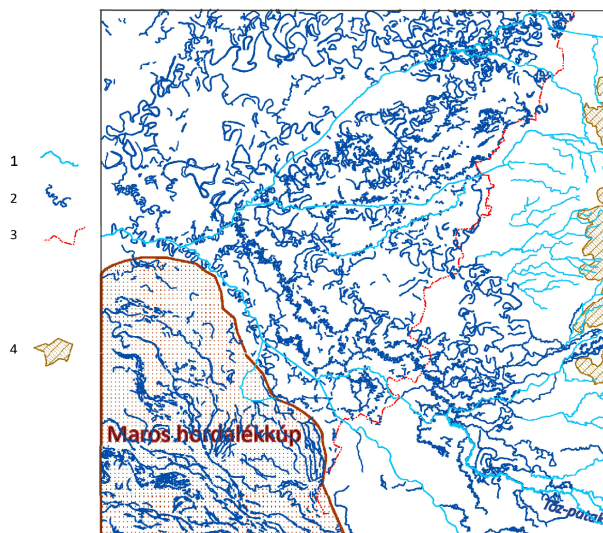


2.3.8. ábra. A Nagy-Sárrét és a Dévaványai-sík tájhatárai geomorfológiai térképen kijelölve (GÁBRIS GY. 2016). Jelkulcs mint a 2.3.2. ábrán.
Jelmagyarázat: 1 – jelenlegi tájhatár; 2 – javasolt új tájhatár

A nagyfelbontású domborzatmodell használata új távlatokat nyithat a síkvidékek geomorfológiai kutatásában. A kisebb területen elkészített modell lehetővé tette a Körös-medence felszínalakulásában kulcsszerepet játszó folyóhátak felismerését, térképezését. A folyóhátak tulajdonságainak vizsgálatához alkalmas eszközt jelentenek a modelltől levezetett domborzati szelvények. A Déványai-sík déli részén ilyen szelvények bizonyították a geomorfológiai térképezés során korábban feltárt, de akkor még nem minősíthető eróziós lépcsők rendszerét, és ezzel elősegítették a geomorfológiai szintek meghatározását.

2.3.2. A Körösök hordalékkúpjai

Az Alföld peremén sorakozó hordalékkúpok többségét különböző alapossággal és eredménnyel, de újabb szemlélettel és módszerekkel sikerült feldolgozni az elmúlt két évtizedben. A Körösök rendszerének kutatása azonban kimaradt ebből a programból, melynek fő oka, hogy területének nagy része a határon kívül fekszik, és a magyarországi rész önmagában szinte értelmezhetetlennek tűnt. Egyrészt mert az Alföld egyik legerősebben és leghosszabb ideje süllyedő medencéjében terjedelmes vízi világ – mocsár, láp, vizenyős rét – terpeszkedett, ahol a hordalékuktól felsőbb szakaszaikon megszabadult folyók ártéri iszapja a folyamatosan süllyedő területen szinte eltörölte a korábbi folyási irányokat, és így csak a legfiatalabb kanyargós vízfolyások hálózák be a bizonytalan lefolyású vidéket. Másrészt az igazi hordalékkúpok Romániában vannak – ahol terepmunka mindeddig nem volt lehetséges –, így szinte kizárólag térkép- és távérzékelési tanulmányokat lehet végezni, melyek azonban beilleszthetők az Alföld geomorfológiai feltárása céljából több évtizedes munkával 1:10 000-es méretarányban készült georeferált térképek rendszerébe.

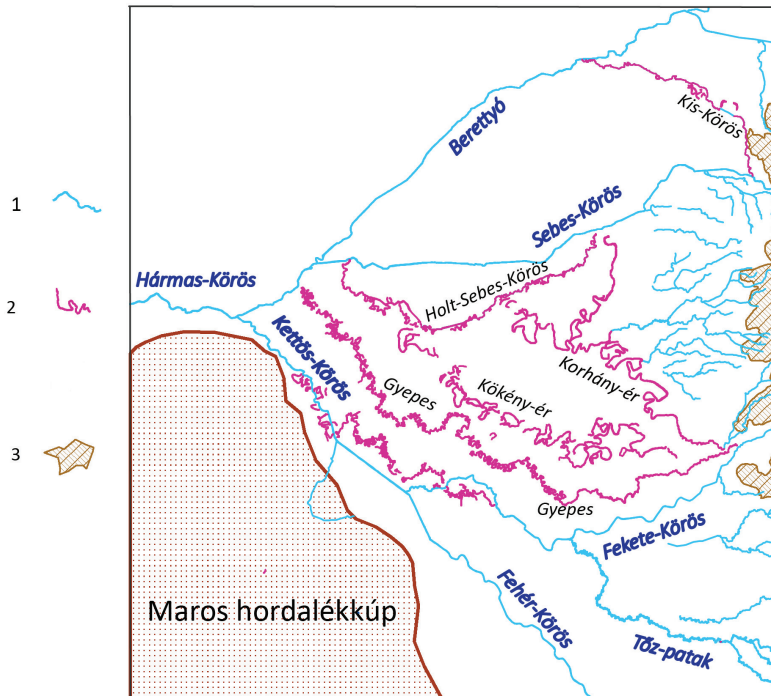


2.3.9. ábra. A Körösvidék holtmedrei. Jelmagyarázat:
1 – folyó; 2 – holtmeder, 3 – országhatár, 4 – hegyek (GÁBRIS GY.).

Az összesített térképről eddig hiányzó Körös-vidék áttekintő, módszertanilag redukált vizsgálatának célja az volt, hogy legalább ezen a szinten bizonyos eredményeket lehessen szolgáltatni egy olyan vidékről, amely valóságos fehér foltnak számít szakirodalmunkban. A határon túli rész térképezéséhez a Tisza és a Szamos hordalékkúp-jainak kutatásához (Gábris Gy. 2016/a) már felhasznált második katonai felmérés topográfiai térképeit kellett alkalmazni. A **2.3.9. ábra** mutatja a munka eredményét.

2.3.2.1. A Körösök három hordalékkúpjának elemzése

A **Sebes-Körös** a kalotaszegi dombvidéken, Körösfő (Izvoru Crișului) falutól 2 km-re nyugatra ered. A Révi-szoros alatti szakasza idős, teraszos hordalékkúp, amely nem tartozik jelen vizsgáladásaink körébe. Fialat hordalékkúpja a városnál kezdődik. A vízhálózati térképen egyetlen jelentős mellékág tűnik elő, amely a Bors felől érkező főút első nagy forgalmi csomópontja környékén szakadt ki (Kis-Körös néven) és északnak haladt a korábban önálló Biharpüspökin (Episcopia Bihor), majd Nagyszántón (Santăul Mare), Nagykerekin, Bojton keresztül, hogy Gáborjánál a Berettyóval egyesüljön. Folyásiránya, különösen kezdeti szakaszán meglepő módon – indokolatlanul, vagy inkább megmagyarázhatatlanul – észak felé tart, és a kanyarulatai igen kicsinyek (**2.3.10. ábra**).



2.3.10. ábra. A három Körös lefolyási irányjai (GÁBRIS GY.)

Dél felé tartó lefolyása közepes méretű kanyarulatokkal nyomozható Nagyharsány–Atyás (Ateaş)–Geszt vonalában, ahol a Fekete-Körös legészakibb ágával (Korhány-ér) találkozhatott (l. lejjebb). Nevet adni ennek a térképek névanyaga alapján sajnos nem lehet. További elhagyott medermaradvány a mesterséges csatornákkal élővízzé alakított Holt-Sebes-Körös, amelyet az 1890-es évekre lezárult szabályozások során választottak le a Kis-Sárrét mocsarában Körösszakál és Körösladány között újonnan ásott 40 km hosszú medertől. Kicsiny kanyarutai jelzik, hogy jelentősen kisebb vízmennyiséget vezetett le, mint a főfolyó, így tulajdonképpen egy fattyúág. Ez is Nagyharsánytól indul, és Biharugrán, Okányon és Vésztőn át Fokköznel találkozik az élő Körössel.

A **Fekete-Körös** a Vaskoh-rézbányai hegyekben (Munții Codru-Moma) eredő három hegyi patak egyesüléséből keletkezik Belényes (Beiuş) fölött, és tulajdonképpen csak ezután illeti meg a Fekete-Körös elnevezés. A Belényesi-medencéből a Belényesújlak (Uileacu de Beiuş) és Solyom (Şoimi) közötti szűk, kanyargó – vélhetőleg antecedens¹⁰ – völgyben tör ki a hegységből. A Fekete-Körös völgyének felső szakaszán az esése nagy: Belényes és Tenke (Tinca) között a kisvízszint esése kilométerenként több mint 130 centiméter, ami Tenke és Talpas (Talpoş) között mintegy 80 cm-re csökken. A Tenkétől Feketetótig (Tăut) medenceszerűen kitáguló völgyben több kanyargó mellékágot alkot, ami az eséscsökkenéssel és kavicsos hordalékával magyarázható feltöltő (alsószakasz-jellegű) mechanizmusára utal (a kavicsot még lejjebb, egészen egész Talpasig lehozza). A völgy kijáratától kezdődik valódi hordalékkúpja és az alföldi síkság, ahol a már csak homokot szállító Fekete-Körös hajdan több ágra szakadt (homokja azonban az alsó szakaszon sokkal finomabb, mint a Sebes-Körösé). Talpastól kezdve a folyó szabályozott szakaszán – jóllehet kanyarjait átvágták és a vízfolyás útját mintegy 48 kilométerrel megrövidítették – az esés Nagyzerindig kilométerenként 30 cm, míg Nagyzerind és a gyula-remetei híd között már csak 18 cm, s innen a torkolatig 5 cm-re csökken.

A mellékelt térkép kusza vízhálózatából (**2.3.9. ábra**) nem könnyű kihámozni a korábbi vízfolyások rendszerét. Mindenesetre mutatja, hogy két északi lefolyása a mainál sokkal nagyobb kanyarulatokat visszahagyva nagy vízhozamú lehetett, két másik – a Fekete-, majd tovább a Kettős-Körös vonalához nagyjából igazodva – azonban a jelenlegi méretekkel egyező volt. A lefolyások medreinek mérete és ezekből becsült vízhozamok az **2.3.1. táblázatban** láthatók. A meanderméretek és a középvízhozamok több mérőhely adatainak átlagolásával kapott adatok. A számítások a **2.7.3.** részfejezetben található képlet alapján történtek.

Az egyes ágak elnevezése a Gyepes-ér kivételével nehezen megoldható. A Gyepes-patak forrásvidéke a Sebes-Körös és Fekete-Körös közötti Királyerdő dombvidékén van. Természetes állapotában Görbeden (Gurbediu) átfolyva egy bizonytalan vízrajzi helyzetű területen több ágban nyugatra vette az irányt és egyre távolodva a Fekete-

10 A pleisztocén ó- és újvalachiai (-román) és jelenleg is tartó szerkezeti mozgások következtében az Erdélyi-szigethegység 1000–1100 méteres kiemelkedést mutat (Grecu, F. 1992).

Köröstől, önálló pataként kanyargott Erdőgyarak (Ghiorac), Mezőbaj (Boiu), Kötégán felé. Eredetileg a Gyepes nem tudott befolyjni a Fekete-Körösbe, mert annak hordalékkúpja elzárta az útját, ezért a hordalékkúp északi szélén folyt tovább a Sárrettek felé. Szabályozásakor Görbednél mesterséges csatornába terelték és Feketetót fölött befolyt a Fekete-Körösbe. A Körös azonban árvízkor vizének jelentős részével újra megtöltötte a régi meder alsó részeit, és az ár hosszú utat megtéve eljutott a Sárretre.

2.3.1. táblázat. *A Körösök nyomozható lefolyási ágainak kanyarulatméretei és a belőlük számítható középvízhozamok*

	Húrhossz m	KöQ m³/s
<i>Sebes-Körös (Körösszakál)</i>		24
Kis-Körös	85	3
Holt-Sebes-Körös	220	10
Sebes-Körös déli ága	550	115
<i>Fekete-Körös (Sarkad)</i>		28
Holt-Fekete-Körös	190	8
Gyepes-ér	210	10
Kökény-ér	580	126
Korhány-ér	800	200

A vízrajzi irodalom a Gyepesen kívül számos más ér nevét emlegeti. Ilyen gyakori név pl. a Korhány-ér, ami a vidéken gyakori korhadtnövényi részeket bőséggel tartalmazó pangó vizeket jelenthette. Ezek azonban viszonylag rövid szakaszon őrzik nevüket, és folytatásaik tucatnyi névvel szerepelnek a térképeken, így mindkét északi, nagyobb méretű kanyarokat mutató idősebb lefolyási irány elnevezése nehézkes. Tenke alatt – nagyjából a Gyepes-patak régi torkolata környékén – válik ki egy erős ág a Fekete-Körösből. Hosszan kanyarog szántókon, legelőkön keresztül névtelenül, egyre nagyobb méretű kanyarokat alkotva – a legnagyobbak Madarász [Mădăras] környékén és a fentebb említett Sebes-Körös ággal Gesztnél egyesült alsó szakaszán találhatók – majd Nagyszalontától kissé keletre Köles-ér, lejjebb pedig Korhány-ér néven ismerik. Ezek a medrek a Fekete-Körös hordalékkúpjának északi szegélyén helyezkednek el. Kanyarulatméreteikből számított vízhozamok szerint a legidősebb – talán az atlanti elején működött – medergeneráció részei lehetnek.

Délebbre az Árpád (Arpașel) falu környékétől nyomozható Bodon-, Kengyel-, Szilvás-, Malom-, Kökény-ér stb. neveken ismert lefolyás szintén elég nagy, de az előzőnél kisebb kanyarulataival tűnik ki. Korát csak a számított vízhozama alapján lehet becsülni a szubboreális második felének csapadékos időszakára. Az Illye (Ciumeghiu)–Kötégán–Sarkadkeresztúr vonalában meg-megszakadó medersor maradványai Vésztó mellett a Holt-Sebes-Körösnel érnek véget. A Kökény-ér név a magyarországi szakaszon is többször előfordul a térképeken, talán ez lehetne lefolyás neve (**2.3.10. ábra**).

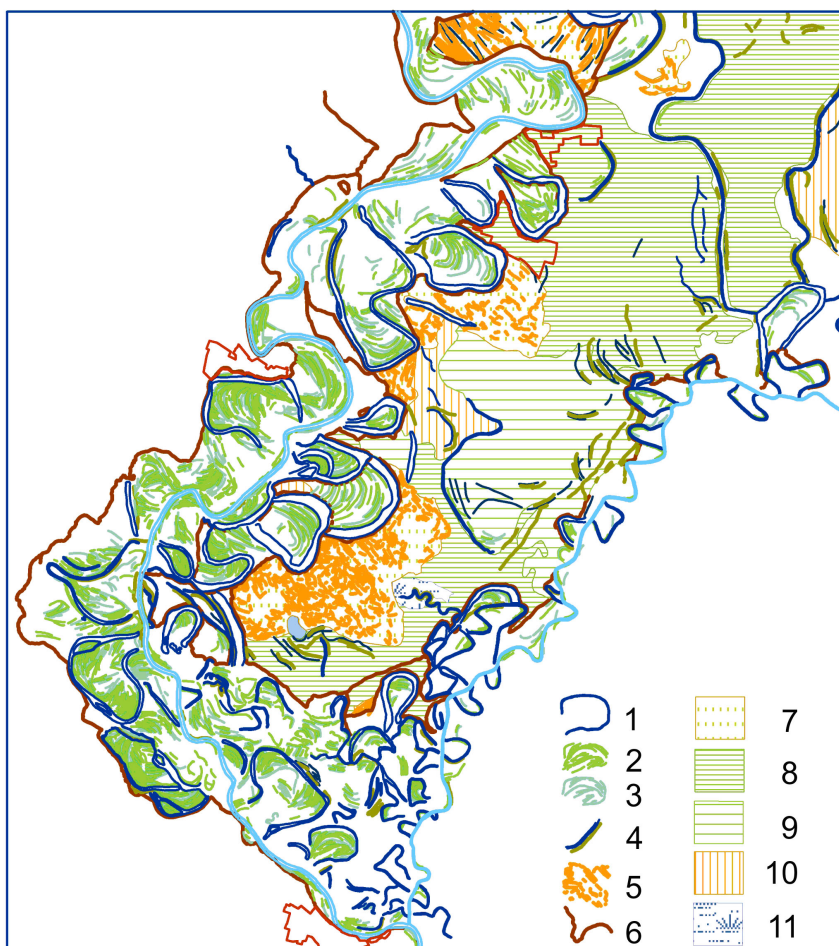
Napjainkra csatornává sorvadt, de valaha jelentős vizek voltak még pl. a Kálló, Kutas, Fás, Büngösd, Hajdú- vagy Kondoros-völgy és a Kákafok. A két Körös között Nagyharsánytól Vésztőig húzódó Kis-Sárrét vagy Körösök Sárréte néven ismert hatalmas vízi világot mindezek együttesen alakították ki. A 19. század folyószabályozási és lecsapolási munkálatai következtében a vizes ártér drasztikusan beszűkült, nagyrészt teljesen eltűnt, egyes részein halastavakat létesítettek.

A **Fehér-Körös** az Erdélyi-érchegységben (Munții Metaliferi) ered és Halmágycsúcs (Vârfulile) és Gurahonc (Gurahonț) között a harmadidőszaki vulkáni képződményekbe mélyített – valószínűleg antecedens – Fehér-Körös-szurdok jelenti a geomorfológiai határt az Erdélyi-érchegység, valamint a Béli-hegység között. Alföldi hordalékkúpja Borossebestől (Sebiș) kezdődik, ahonnan több fattyúág nyomozható a Körös mellett. A Béli-hegységben Susányfalvánál (Susani) eredő Töz-patak (Teuz) a hegyekből kilépve eredetileg a Fehér-Körös mellékfolyója lehetett, de a Körös egyre növekvő, magasodó hordalékkúpja miatt már nem ömlik abba, hanem a hordalékkúp északi peremén – feltehetőleg eredetileg a Fehér-Körös egyik fattyúágában – enyhén északnak tartva a Fekete-Körös vizét gyarapítja. A topográfiai térképek az alsóbb szakaszon már nem utalnak a folyónak a hordalékkúpon megszokott elágazásaira, ami igen egyedi jelenség.

2.3.3. A Tiszazug

A Tisza és a Hármas-Körös közötti terület Tiszazug néven ismert. Természetföldrajzi szempontból a legkevésbé tanulmányozott területek közé tartozik. A Nagy M. (1954) talajföldrajzi tanulmányán kívül csak más vidékek kapcsán kerül említésre néhány tulajdonsága (pl. Marosi S.–Szilárd J. 1969). Ezért is volt nagy jelentőségű a 2004-2005 közötti természetföldrajzi vizsgálata, melynek egyik eredménye a terület 1:10 000-es méretarányú geomorfológiai térképe (**2.3.11. ábra**).

A terület nagy részén alföldi lösz alkotja a felszínt. A földtani térképezés során a szokásos képződmény mellett annak fiatalabb változatát különítették el, amely a Tiszazugot északi és déli részre különíti el. Típusos lösz viszonylag kis területen található a Tisza mentén. Különleges képződménynek számítanak a Tisza magaspártjától a löszös területekre nyelvszerűen benyúló homoktérzsinnek. A Duna–Tisza közti tiszazugi homokfoltok azonosságának alátámasztására A. Nagy M. (1954) a két terület szemben lévő részeiből hat homokmintát vett. A minták mikromineralógiai vizsgálata során Mezősi J. a homokok azonosságát állapította meg: „feltűnő mindegyik mintában az, hogy a 2,9-nél nagyobb fajsúlyú ásványok közt uralkodó szerepet visz a Dunára jellemző és a Tiszában nem található gránát. Aránylag magas a kalciumtartalom, ami szintén dunai eredetre vall (szóbeli közlés)”.

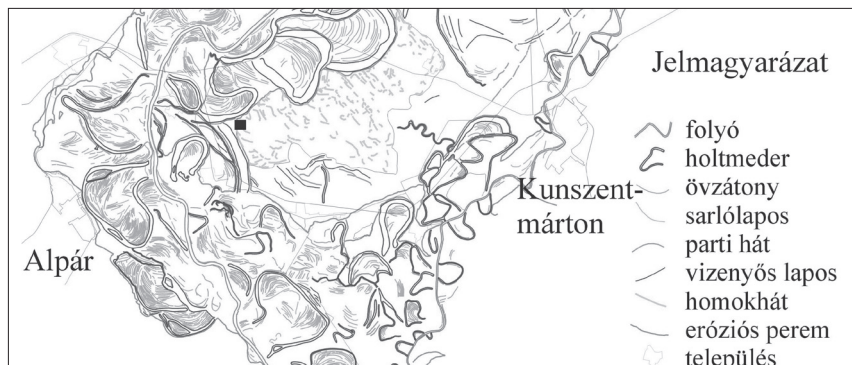


2.3.11. ábra. A Tiszazug geomorfológiai térképe (GÁBRIS Gy.).
 Jelmagyarázat: 1 – holtmeder; 2 – övzátony; 3 – sarlólapos; 4 – parti hát;
 5 – homokhátak; 6 – eróziós perem; 7 – homokvidék; 8 – alföldi lösz;
 9 – fiatalabb alföldi lösz; 10 – lösz; 11 – mocsár

A geomorfológiai térképezés során azonban nemcsak a táj felszínfejlődésének – itt nem részletezett – egyes állomásait sikerült felvázolni, hanem a Tiszásas melletti homokbánya az Alföld paleohidrográfiai kérdéseinek szempontjából kulcsfeltárásnak bizonyult. A három oldalról meredek és viszonylag magas eróziós peremmel lehatárolt, nagyrészt alföldi (infúziós) lösszel és kisebb területen valódi lösszel fedett vidéken a homokterületek a legváltozatosabbak és a legérdekesebbek. A Tiszazug homoktérzeit korábban a Duna–Tisza közti hordalékkúp folytatásának tekintették, amelyeket a holocénban a Tisza választott el bevágódása során. Azóta kiderült, hogy a helyzet sokkal összetettebb.

2.3.3.1. Tiszasas környéki homokfeltárás vizsgálata

A Tisza mentén folyt évtizedes kutatás során a fenti kérdés szempontjából igen fontosnak mutakozó feltárást találtunk Tiszasas környékén.



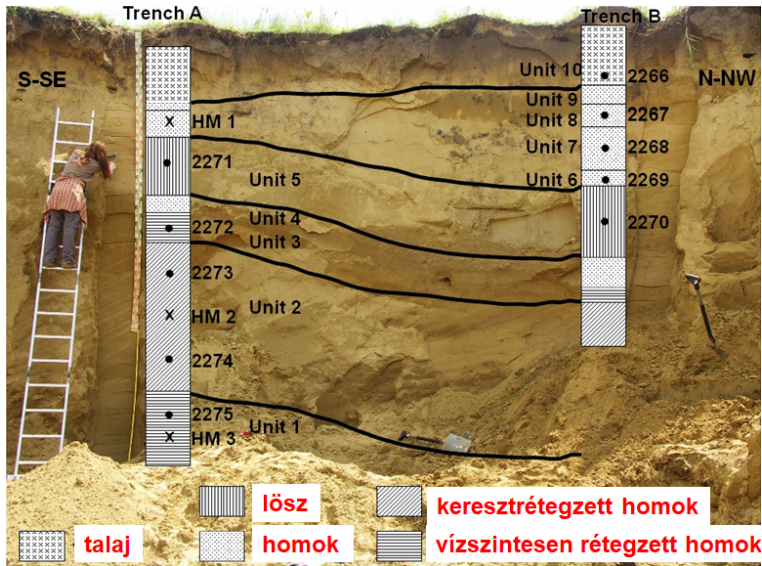
2.3.12. ábra. A homokbánya geomorfológiai környezete
(fekete négyzet jelzi a feltárás helyét)

A Tisza balpartján emelkedő homokvidék ártér felé eső magaspartjában az árvízi védekezéshez nyitott homokbánya (2.3.12. ábra) mintegy 6 méter magas feltárása alul folyóvízi, változatos településű, esetenként keresztértegzett homokrétegeket mutatott, amelyeket szélfújta homok takart be. A keleti falon egymástól 6 m-es távolságban két szelvény (A és B) készült a mintavételhez. Néhány réteg csak a B szelvényben volt meg-található, a legelső pedig csupán az A-ban. A két legfelső réteget kivéve mindegyik eny-hén lejtett A-tól B irányában, de a lejtés felfelé fokozatosan csökkent. (2.3.13. ábra).

Lumineszcens kormeghatározás

A feltárásból kormeghatározás céljából a 2.3.13. ábra szerint gyűjtött 10 mintán a méréseket az ELTE Lumineszcens Laboratóriumában és a hannoveri LIAG Intézet laboratóriumában végeztük Risø TL/OSL-DA-20 műszerek segítségével. A mérések és számítások részletes leírása a Novothny Á. et al (2017) tanulmányban olvasható.

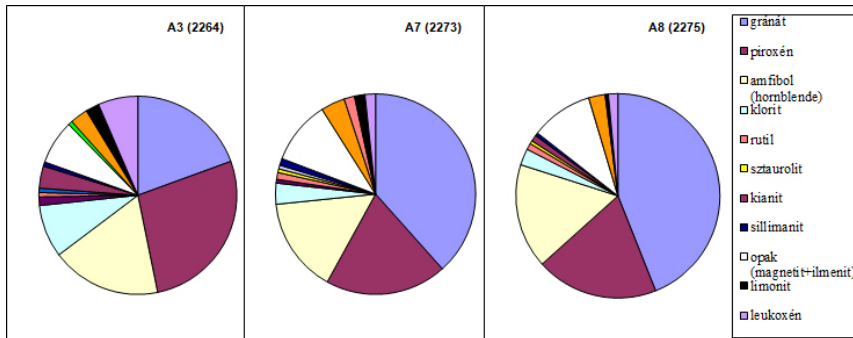
Az egyes minták különböző módszerekkel mért korai a hibahatárok figyelembevételével jó átfedést mutatnak. Nagy biztonsággal az is állítható, hogy a minták a lerakódásuk előtt teljesen lenullázódtak, ami nem nyilvánvaló egy folyóvízi minta esetén. A korokat vizsgálva megállapítható, hogy egy viszonylag gyors szedimentációs időszak észlelhető 17 ezer és 10 ezer év között. A mintákat koruk alapján 2 csoportba oszthatjuk, egyik részük (2275–2273) a felső-pleniglaciális végén rakódott le 17 ezer és 14 ezer év között, míg a másik részük (2272–2266) a későglaciális alatt, valamikor 14 ezer és 10 ezer év között.



2.3.13. ábra. A feltárás rétegsora a mintavételi helyekkel (NOVOTHNY Á. et al. 2017)

Nehézsásványtani vizsgálatok

A nehézsásvány-analízis hatékony módszer a különböző területekről származó üledékek szétválasztására. E vizsgálatokat Tamó-Bozsó E. végezte a MFGI-ben. A **2.3.14. ábra** diagramjai mutatják a felső (A3 2264) és a két alsó minta (A7 2273, A8 2275) nehézsásvány-összetételét.



2.3.14. ábra. A homokminták nehézsásványtani összetétele

Az A3 (legfelső) mintában a piroxének, az A7 és A8 (középső és alsó) mintákban a gránátok a leggyakoribbak. A piroxének részaránya mindhárom mintában meghaladja az amfibolokét. „Fésűs” végű hornblende pedig az A3 mintában fordul elő. Az alsó két mintában több a metamorf eredetű alkotórész, a felső homokban pedig több

a vulkáni eredetű anyag. Mindhárom mintában kimutatható, hogy idősebb üledékes kőzetek lehordásából is érkezett üledékanyag. A kerekített, erősen koptatott ásványok jelenléte is áthalmozásra illetve hosszú szállításra utal.

A tiszasasi minták és a korábban vizsgált hazai recens folyóvízi homokok nehézasványos összetételét klaszteranalízis segítségével összehasonlítva a következők állapíthatók meg.

- Az A7 és az A8 minták egymáshoz nagyon hasonló összetételűek, és rokonságot mutatnak egyes Duna-, Zagyva-, Sajó-üledékekkel. Anyaguk Észak-Magyarországi lehordási területre utal, amiben benne lehet a Zagyva–Tarna–Eger és a Sajó–Hernád. Esetleg a Bodrogból is azok, amelyek az Eperjes–Tokaji-hegységből hoznak hordalékot. Ezeknek mind magas a gránátartalma és viszonylag kevés bennük a piroxén.

- A legfelső, A3 minta a másik két mintától eltérő összetételű, és hasonlít a Tisza, a Fekete-Körös, a Hármaskörös, a Berettyó és a Maros egyes homokjaihoz is. Földrajzi helyzetére alapozva a felső mintát a Tisza üledékének lehet tekinteni: kevés gránát sok piroxénnal. A Körösök hordalékára viszont másféle ásványok jellemzők.

2.3.3.2. A Tisza átváltásának kora

A lumineszcens korok nagyon gyors és rövid üledékképződésre utalnak. A rétegsorban komolyabb erózió vagy réteghiány nem volt. A nehézasványtani vizsgálatok alapján a homoktömeg két részre osztható. Az alsó rész (A7 és A8 minták) és a felső rész (A3 minta) anyagát különböző ősfolyók rakták le. Ezt a különbséget a minták kora is tükrözi, sőt erősíti ezt a felosztást; a két réteg eltérő korban képződött.

Az alsó réteget a korábban dunai eredetűnek tartották, de a viszonylag fiatal koruk (pleisztocén legvége) ellentmond ennek, hiszen a Duna ekkor már nyugatra tolódott és nagyjából a jelenlegi helyén folyt. Az eltolódás idejét geomorfológiailag a Duna mentén végig kialakult legfiatalabb II/a terasz jelzi (Pécsi M. 1959). Az újabb Dunavarsány környéki kutatások szerint a dunai folyóvízi homokok már legalább 18 ezer éve lerakódtak¹¹ (Ujházy K. et al 2003), és terasszá formálódásuk az I. termináció, vagyis a későglaciális során megtörtént (Gábris Gy. 2012).

A fenti ellentmondást az alábbiak szerint kétféleképpen lehet feloldani:

- Az alsó rétegek eredetileg az Ős-Duna által egy sokkal korábban lerakott üledék fiatalabb áthalmozása révén kerültek a mai helyükre. Ebben az esetben a homok „lumineszcens órája” ezt a későbbi szállítást és lerakódást mutatja. Természetesen ekkor az áthalmozás miatt az üledék is átkeveredett az újabb folyó hordalékával.

11 Megjegyzendő, hogy a század eleji lumineszcens mérések során még nem korrigálták a rendellenes kifakulást, így ezek a korok feltehetőleg 10–30%-kal alulbecsültek. Jelen minta esetében ez a kor 20–23,5 ezer év lehet.

- A két alsó minta nehézasványainak 38–43%-a gránát, ami csaknem megegyezik a dunai üledékek 35–45%-os arányával, vagyis nem látszik „hígulás”, és a Tiszára jellemző piroxén (15–20%) is kevés benne. Tehát inkább azt kell feltételeznünk, hogy az üledéket a feljebb jelzett, s nagyjából a mai Tisza vonalában haladó „harma-dik folyó” rakta le (2.4.1.2. fejezet).

E szerint az eltávozó Ős-Duna helyén megjelenő ősfolyó összegyűjtötte északról a sok gránátot (Zagyva ~25%, Tarna ~55%, Sajó 30–35%) szállító folyók vizét, és lerakta a magas gránáttartalmú hordalékát, mégpedig jóval korábban, mint ahogy a Tisza nagy átváltása megtörtént volna. Ennek komoly bizonyítékát a Tiszadob–Martfű közötti ultranagy felbontású szeizmikus szelvények feldolgozása adta. Nagy Á. (2007) és Cserkesz-Nagy Á.¹² (2014) kutatása nemcsak a létét tárta fel ennek az ősfolyónak, de méretét, fejlődését is. A Tiszaliget környékén mélyített ellenőrző fúrás-sok anyagának lumineszcens vizsgálata szerint a nagyméretű kanyarulatokat fejlesztő ősfolyó kora 46–47±5 ezer évnek (középső-pleniglaciális) adódott. A felette települt kisebb méretű folyó övzátonyaként értelmezett egység pedig 39±4 ezer éves SL korú. Sajnálatos módon a fúrásokból nyert anyag nehézasványtani vizsgálata nem történt meg. Mivel azonban ez az eltemetett szeizmikus egység folyásirányban felfelé végig követhető Tiszadobig, így ez az ősfolyó tekinthető a legjobb megoldásnak a nehézasvány-összetétel magas gránát-és csekély piroxén-tartalmának magyarázataként.

A feltárás felső része valószínűleg a későglaciálisban rakódott le. Nehézasvány-összetétele alapján anyaga a Kárpát-medence keleti–északkeleti szegélyéről ered és a Tiszához kapcsolódik. Az alatta fekvő felső-pleniglaciális végi üledék viszont északi irányból érkező folyók hordaléka lehetett. Ez a rétegsor tehát a Tisza nagy átváltását mutatja ki ezen a területen.

Az átváltás egyedi jelenség az Alföld negyedidőszaki vízrajzának változásai között, amelynek kora a jelenség felismerése óta viták tárgyát képezi. A kérdés részletes tárgyalását l. a 2.4.1.2. fejezetben.

2.4. A Dél-Alföld paleohidrográfiai vizsgálata

2.4.1. A Maros hordalékkúpja

Az Alföld harmadik legnagyobb kiterjedésű hordalékkúpját a Maros építette fel. A 80–100 km sugarú, legyezőszerűen szétterülő hordalékkúp csúcsa kb. 130 m tszf. magasan – a tiszai torkolat felett mintegy 40–45 m-rel – található, felszínén sugarasan futnak a szárazerek és egykori holtmedrek. Országhatárokkal szabdalt sajátos földrajzi helyzete miatt összefoglaló ismertetése azonban a mai napig hiányzik a szakirodalomból. Különös módon az egyes nemzeti kutatások tekintetében is mostohán kezelt terület volt, amelynek részletesebb vizsgálatára csak utóbbi néhány évben került sor. A régi Magyarországon csak Márton Gy. (1914), majd

12 Ugyanaz a személy.

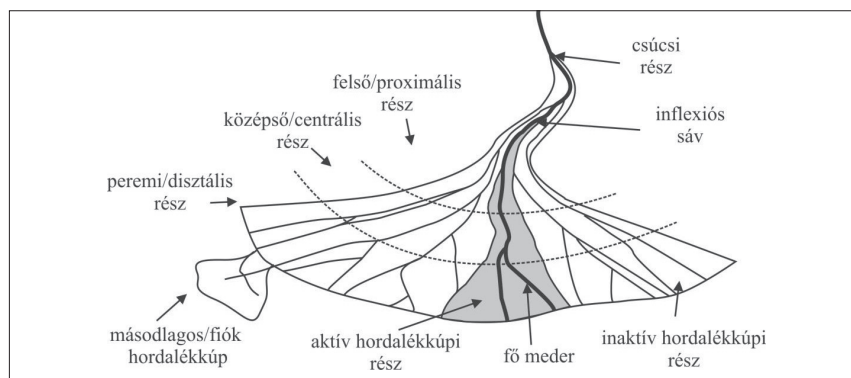
Trianon után a múlt század hatvanas-hetvenes éveiben Gazdag L. (1964), Mike K. (1975, 1991), ill. Somogyi S. (1961) foglalkozott a kérdéssel. Az utóbbi években a Szegedi Egyetem Természetföldrajzi Tanszékének munkacsoportja végez intenzív kutatásokba a mai folyótól északra eső (magyarországi és romániai) területeken – részben a *Magyarország–Románia Határon Átnyúló Együttműködési Program 2007–2013* keretében – melynek eredményei sorozatban látnak napvilágot (Sümeghy B.–Kiss T. 2012; Sümeghy B. et al 2013; Sümeghy B. 2014). A romániai irodalomban Mihăilă N.–Popescu, N. (1990), a szerbiaiban Bukurov, B. (1984) és Marković S. (2000) munkái említhetők. A hordalékkúp déli része Szerbiában és Romániában a Bánság területére esik. Ennek kutatása Berec B. (2007, 2012) révén indult meg az ELTE Természetföldrajzi Tanszékén.

A Maros jelenlegi futásvonalától északra és délre lévő hordalékkúp-felszín jelentősen különbözik (Márton Gy. 1914), mivel a „törmeléklegező” északnyugati irányban messzebbre kiterjeszkedett.

2.4.1.1. A hordalékkúp északi része

Az új fejlődéstörténeti rekonstrukció alapja egy geomorfológiai térképészeti elkészítése volt, melyet a vizek rajzolatának vizsgálata, az ősvízhozamok becslése, a folyó-vízi üledékek jellegének és főleg korának meghatározása követett. Az alábbi összesítést Sümeghy B. (2014) munkája alapján készült.

A hordalékkúp általános tulajdonságainak meghatározásához fontosak voltak a topográfiai térképeken végzett esésvizsgálatok, amelyek csak a magyarországi részre terjedtek ki. A Lippai-szorostól mint központból kiindulva, a sugárirányban felvett, egymástól egyenletes távolságra elhelyezkedő (végpontok esetében 2,5°-onként) szelvényekből Berec B. (2012) módszerét követve összesen 25 db, 116 km hosszú sugárirányú szelvényt rajzolt a hordalékkúp Körösök felőli oldalától haladva a Maros jelenlegi medrének irányába (a módszer részletes leírása a következő, 2.3.3.2. fejezetben olvasható). A hordalékkúp esésviszonyai alapján az északi és nyugati határok, illetve a hordalékkúp központi (centrális), peremi (disztális) és előtéri része is elkülöníthetővé vált (**2.4.1. ábra**)



2.4.1. ábra. Egy hordalékkúp részei (SÜMEGHY B. 2014)

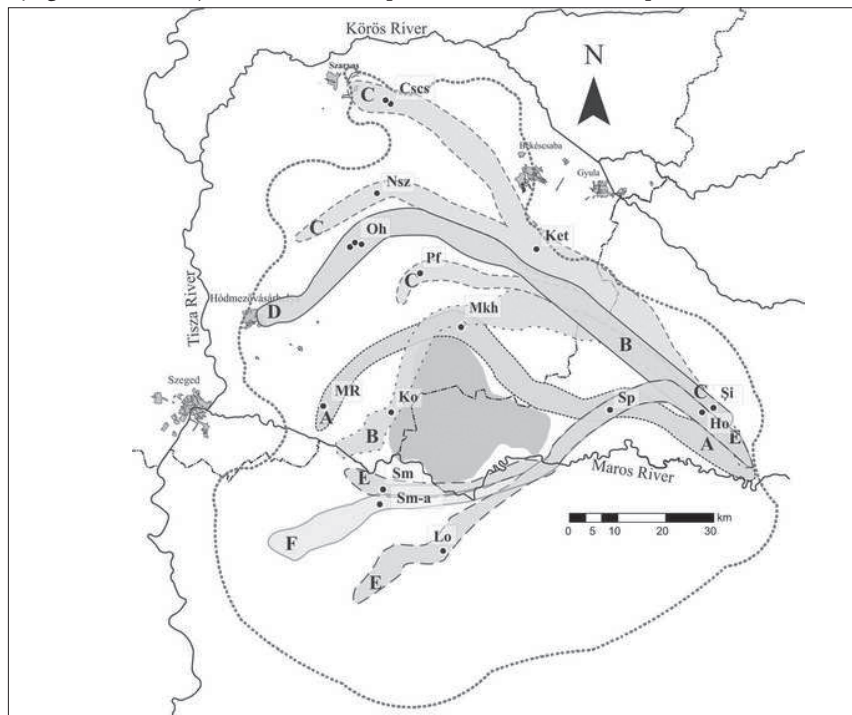
Az esésvizsgálatok szerint a hordalékkúp északi és nyugati határa nem esik egybe a Maros S.–Somogyi S. (1990) tájmonográfiájának kistájhatáraival. A hordalékkúp sugárirányú esésgörbéinek részletes vizsgálata azt mutatta, hogy a hordalékkúp esése északról dél felé fokozatosan nő (északi rész átlagos esése: 23,2 cm/km, a középső részé: 26,8 cm/km, délié 30,5 cm/km). Ehhez a tendenciához illeszkedik a hordalékkúp szerbiai részének nagyobb (36,4 cm/km) esése is (Ber ec B.–Gábris Gy. 2013).

A geomorfológiai térképezés során az elhagyott medrek jól kivehető, összefüggő pásztkban mutatkozó elhelyezkedése rajzolódott ki. Kiindulási pontjuk Romániában, a Lippai-szoros kijáratában van, ahonnan az északi sávban keletről északnyugat felé tartanak, a középső sávban keletről ívesen nyugat felé, míg a déli részen keletről ívesen dél felé futnak, északról megkerülve a Battonyai-hát kiemelkedését. A romániai részen van a legdélibb sáv, amely keresztezve a Marost a hordalékkúp déli részén több ágban folytatódik. A medrek döntő része meanderező vagy anasztomizáló mintázatú és csak nagyok kevés a fonatos jellegű. A medrek mintázata, sűrűsége és a kanyarulatok horizontális kanyarulati paraméterei alapján 13 paleomederpászta volt elkülöníthető, melyből nyolc egykori folyásirány kora volt bizonyítható.

A lefolyási irányok korának meghatározása alapvető módon az övzátonyok homok-mintáinak lumineszcens kormeghatározásával történt. A 29 minta OSL mérései szerint a felszínen lévő medrekből a hordalékkúp fejlődéstörténetének csak az utolsó $18,7 \pm 2,3$ ezer éve rekonstruálható. Az ennél idősebb medreket a Maros felszínen azonosítható medrei elrombolhatták, illetve betemethették. A hordalékkúp legfiatalabb medre a hordalékkúp romániai részén helyezkedik el és csupán $1,6 \pm 0,3$ ezer éves. A medrek kora alapján a pleisztocén során két olyan periódus (16–14 ezer és 13–10 ezer év között) különíthető el, amikor egyszerre, vagy gyorsan egymás után több medret táplálhatott a folyó, ami az intenzív avulziós folyamatok jelenlétére utal.

A **2.4.2. ábra** térképén a lefolyási irányok a következőképpen alakultak Sümeghy B. (2014) szerint. A legidősebb ősmeder (*A-futásvonal*) $18,7 \pm 2,3$ és $16,3 \pm 1,9$ ezer év között lehetett aktív a hordalékkúp középső részén. A Battonyai-hát kiemelkedését észak felől kerülte meg, majd ívesen haladt a Tisza felé. Ehhez hasonló korú ($16,3 \pm 1,3$ – $15,5 \pm 2,0$ ezer év) a fonatos mintázatú *B-futásvonal*. A *C-futásvonal* megközelítőleg $15,2 \pm 2,0$ – $14,1 \pm 1,1$ ezer évvel ezelőtt volt aktív. Ekkor a Maros a hordalékkúpján még északabbra tolódott, és legyezőszerűen három irányba futott. A legészakabbi ága mintázatát tekintve fonatos, ami a hordalékkúp peremi része felé közeledve meanderezővé vált át. A futásvonal középső és déli ága anasztomizáló mintázatú. A $14,2 \pm 1,4$ – $11,4 \pm 1,7$ ka ezelőtt aktív *D-futásvonalat* az *A-futásvonal* talpába bevágódott, kisebb kanyarulati paraméterekkel jellemzett átöröklött meanderek jelzik. Az *E-futásvonal* két medret foglal magába, amelyek $12,9 \pm 1,0$ – $9,6 \pm 1,3$ ezer évvel ezelőtt lehettek aktívak. Az északi, meanderező mintázatú, a másik meder pedig visszatért a hordalékkúp középső részére. Megközelítőleg $9,6 \pm 1,3$ – $8,5 \pm 0,9$ ezer évvel ezelőtt egy jelentős mértékű avulzió hatására a Maros a Battonyai-hát kiemelkedését délről kezdte megkerülni.

Az irányváltás háttérben feltehetőleg egy nagymértékű süllyedés állt, ami a Tisza bevágódását, és a Maros erózióbázisának jelentős süllyedését eredményezte. Az F-futásvonal 8,5±1,1 – 7,1±1,1 ezer évvel ezelőtt a Lippai-szorosból kilépve délnyugat felé vette útját és a hordalékkúp romániai részét kezdte építeni (2.4.2. ábra).



2.4.2. A Maros futásirányai (SÜMEGHY B. 2014)

Folytatása az a Galacka lehetett, mely a következő fejezetben kerül tárgyalásra. 6,1±1,1 – 3,5±0,4 ezer között nyugatra fordult, és létrehozta a mai Maros-mederrel csaknem párhuzamos G-futásvonalat. A legfiatalabb ősmeder (1,9±0,3 – 1,6±1,3 ka) délnyugat felé fordulva a középkorig működő Aranka folyó volt.

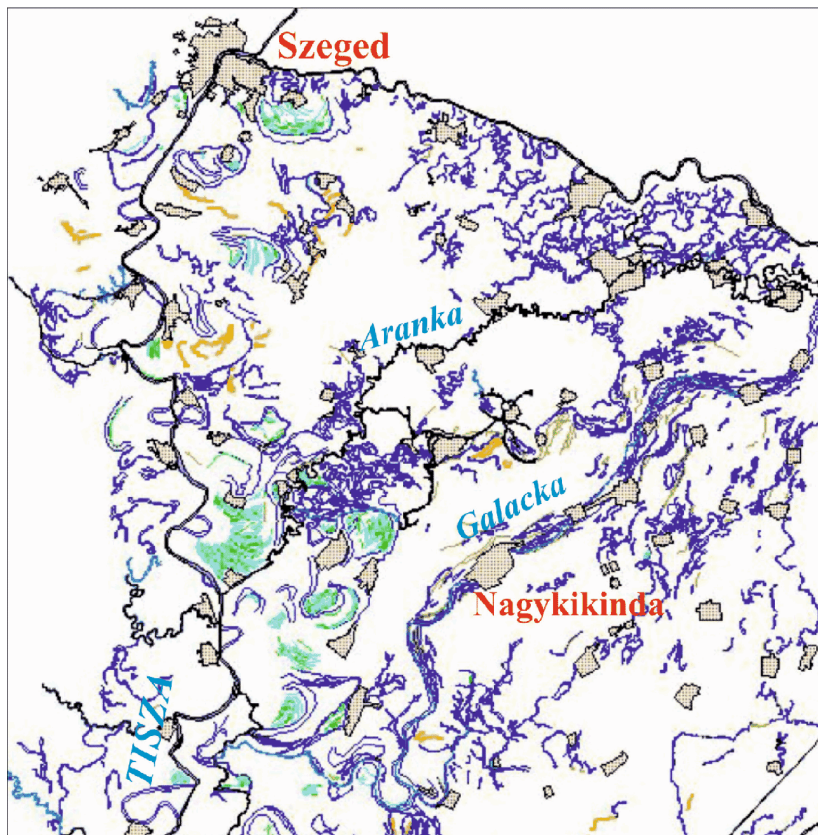
A Maros csupán 1–2 ezer éve foglalhatta el jelenlegi helyét, hordalékkúpjának középső tengelyében.

2.4.1.2. A Maros-hordalékkúp bászági szakasza

A bászági szakaszon a korábbi kutatások eredményei az alábbiakban foglalhatóak össze. Márton Gy. (1914) a Galackát egy ősi főágnak ismerte fel. Mike K. (1991) szerint a Maros a würm közepén a Béga felé folyt, majd északra változott iránya, s az Aranka mentén folytatta útját a Tisza felé. A würm végétől az óholocénig ismét az Aranka irányában haladt, és ez a lefolyása az egész holocénben megmaradt.

A hordalékkúp bányási részének az épülése a román irodalom szerint a felső-pleisztocénig tartott.

A terület felszínfejlődésének vizsgálata céljából részletes geomorfológiai térkép készült (Berec B. 2007). E térkép alapjául csakis Magyarországon elérhető térkép-rendszer szolgálhatott. Így esett a választás a III. katonai felmérés 1:25 000 méretarányú szelvényeire, melyek előnye a megelőző felmérésekkel szemben, hogy műszakilag, geodéziailag sokkal pontosabb volt, valamint a domborzat ábrázolása Lehmann-féle csíkozással történt, amely ha a mérhetőséget nem is, de a felszíni formák könnyebb felismerhetőségét lehetővé tette. Ezen felül a térképen megtalálhatók olyan felszíni formák – elsősorban holtmedrek –, amelyek ma már a terepen és az újabb térképeken sem könnyen vehetők észre. A geomorfológiai térkép pontosítása végett műholdfelvételek, domborzati, talajtani és földtani térképek is feldolgozásra kerültek, valamint terepbejárások folytak. A jelkulcs oly módon lett kialakítva, hogy lehetőség szerint rekonstruálhatók legyenek a vízrajzi változások, a folyók helyváltoztatásai, és a szakaszjelleg változásainak nyomai (2.4.3. ábra).



2.4.3. ábra. A Maros-hordalékkúp bányási részének geomorfológiai vázlata (BEREC B. 2007)

A hagyományos módszerek mellett egyre több szerepet kapnak a geomorfológiai elemzésekben a domborzati modellek – és általában a térinformatika –, amelyek lehetővé teszik a felszínformák számszerű jellemzését, majd összehasonlító elemzését. A mintaterületről „topo to raster” módszerrel ArcGIS szoftverben digitális domborzatmodell (DEM) készült 1:25 000 méretarányú romániai és szerbiai katonai térképek szintvonalainak és magassági pontjainak digitalizálásával (Berec B. 2012).

A Maros hordalékkúpjának lehatárolása, morfológiai tulajdonságai

A hordalékkúp általános meghatározásának hiánya sok vitára adott alkalmat, és számos kísérlet született a hordalékkúpok morfológiai, szedimentológiai stb. tulajdonságai alapján történő jellemzésére (Lecce, S. A. 1990). A fő ok, hogy az angol *fan* kifejezést főképpen az általunk törmelékkúpnak nevezett kicsiny, de nagyeesű vízfolyások képződményeire használták. A sokféle hordalékkúp osztályozásának egyik lehetősége az esésük mértéke alapján történő beosztás. Újabban egyre nagyobb figyelem irányul a kisebb lejtésű ($-0,1^{\circ}$ – $0,01^{\circ}$ -os, vagyis $-1,7$ – $0,7$ m/km esésű), és jóval nagyobb kiterjedésű (10^3 – 10^5 km³) hordalékkúpokra (angolul *megafan*) (Leier, A. L. et al. 2005). A hazai folyók nagyobb hordalékkúpjai mind ebbe a csoportba sorolhatók be.

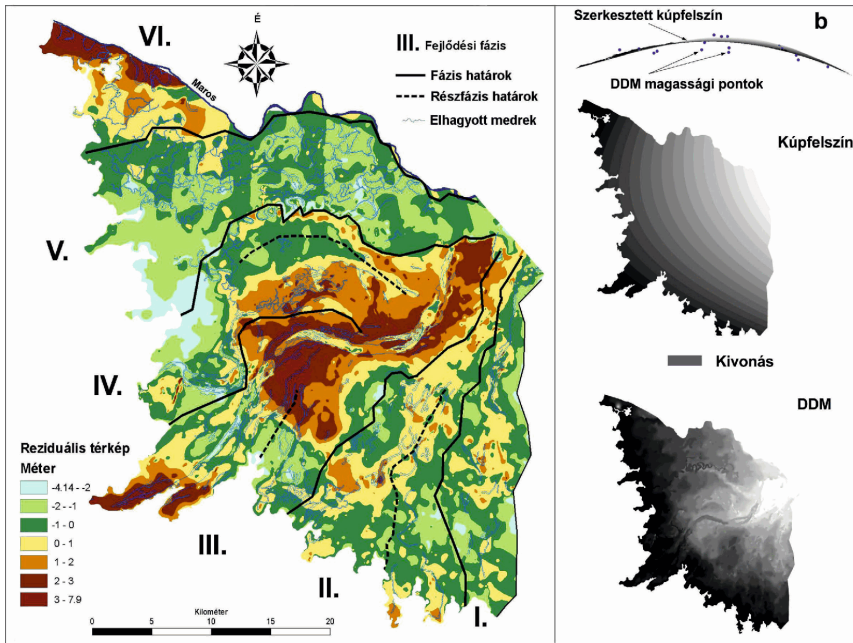
A Maros-hordalékkúp bányási része nagy vonalakban a Maros, a Tisza és a Béga folyók árterei által közrezárt terület. A magyar kutatások (Láng S. 1960; Somogyi S. 1961) a hordalékkúp peremét a Marostól délre a Makó–Zsombolya (Jimbolia) vonal mentén, Cholnoky J. (1910) pedig a Nagyszentmiklós (Sânnicolou Mare)–Nagykikinda–Versec vonalon húzza meg – ami tulajdonképpen a Béga és a Maros összeforrt hordalékkúpjának határát jelezheti.

A morfológiai vizsgálatok segíthetnek a hordalékkúp kiterjedésének, határainak meghatározásában is. Given, J. L. (2004) a hordalékkúpok esésének meghatározására öt sugárirányú vonal mentén 50 méterenként olvasta le egy domborzatmodellről a magassági értékeket, majd kiszámolta az 50 méterenkénti esés értékeket. Ezeket átlagolta az öt hosszanti vonal mentén, majd ezt az öt értéket átlagolva meghatározta a hordalékkúp esését. A Maros-hordalékkúp bányási részének morfológiai elemzése során ugyanezt a módszer lett alkalmazva (Berec B. 2012), de a pontosabb eredmény érdekében negyven sugárirányú vonal mentén készültek (ArcGIS és Excel szoftverek segítségével) az esésvonalak. A sugárirányú vonalak esésének átlaga $0,3$ – $0,4$ m/km között változik, míg ezekből a teljes hordalékkúpra számított átlag $0,36$ m/km.

Számos tényező (földtani, domborzati, éghajlati, tektonikai stb.) határozza meg a hordalékkúpok esésviszonyait. Laboratóriumi kísérletekkel is megerősítették, hogy az esés és vízhozam között fordított kapcsolat áll fenn: kis vízhozam – nagy esés és fordítva, nagy esés – kis vízhozam. Az emelkedő hegységkeret pedig meredekebb hordalékkúpot eredményez, és az emelkedés szakaszossága következtében lépcsős esésgörbe jön létre a hordalékkúp hosszanti metszetében. Ilyen lépcsős szerkezet kialakulhat éghajlati okok miatt is a vízhozam és a hordaléktöménység változásának következményeként. A kis esésű, nagy területű hordalékkúpok ott alakulhatnak ki,

ahol elegendő tér van a medenceperemeken arra, hogy a folyó szabadon alakíthassa ki a félkúpos szerkezetet. Davidson, S. K. et al. (2013) szerint az összes hordalékkúpra érvényes a sugárirányú hordalékszállítás, valamint a szétágazó mederrajzolat.

A hordalékkúpon helyét változtató Maros mindig a főágában és annak széléin rakta le a legtöbb és legdurvább hordalékát. Amikor ez túl magas lett, a folyó irányt változtatva a viszonylag mélyebb részekre helyeződött át, ott építgetve tovább a jelzett szerkezetet. A **2.4.4/a. ábrán** kijelölhetők ezek a nagyjából sugárirányú, magasabbra épült főágak és az azokat elválasztó mélyebb területek. Így sikerült hat fő és néhány kisebb jelentőségű fejlődési területet elkülöníteni, valamint ezek hossz-szelvényeinek vizsgálatával a hordalékkúp nagy esésű palástjának külső határát megrajzolni. Az egyes szeleteken belül a harmadik katonai felmérés térképeiről bedigitalizált elhagyott folyómedrek viszonylag eltérő rajzolatot mutatnak. Az esésbeli különbségek kialakulása különböző fejlődési körülményekre utal, így ezeket külön fejlődési fázisoknak tekinthetjük. Az ábrán a fázisokat római számok jelzik.



2.4.4. ábra. a) A Maros-hordalékkúp bánsági részének fejlődési fázisai;
b) a reziduális térkép szerkesztésének menete (BEREC B. 2012)

A Maros-hordalékkúp bánsági részének morfológiai elemzése (Berec B. 2012) során először annak a burkoló felülete, egy szabályos kúppalást felülete lett kiszámítva, és az ebből nyert ún. reziduális térképen (2.4.5/b. ábra) a valódi felszínnek ettől való eltérése van előjel szerint m-ben ábrázolva. A világos részek e szabályos kúppalástból kiemelkedő, a sötétek pedig a viszonylag bemélyedő felszíneket jelzik.

A hordalékkúp központi (III. szakasz) fonatos medre a Galacka, amely feltehetően egy fosszilis főág – ahogyan ezt már Márton Gy. (1914) is felismerni vélte. Ez az ősfolyó bevágódott a hordalékkúp csúcsába és a külső palást folytatásában egy kisebb lejtésű fiókhordalékkúpot épített, ami a **2.4.4/a. ábrán** is megfigyelhető. Az I., II. és a IV. fejlődési szakaszok (hordalékkúp-szelet) valószínűleg a hordalékkúpon szétváló mellékágak által létrehozott felszínnek. Keresztszelvények vizsgálata szerint ezek hasonló tengerszint feletti magasságban helyezkednek el. A Galacka tengelyében a legnagyobb mértékű az üledéklerakódás, ott a legmagasabb a felszín, ezért ez lehet a legöregebb és talán a leghosszabb ideig működött főág. A Galacka fonatos medergenerációján mért radiokarbon és OSL korok különbözőnek, de geomorfológiai tulajdonságai a preboreális-fiatal driász kort valószínűsítik.

Az V. szakasz a Marosnak egészen a közelmúltig „élő” ágához, az Aranka nevű vízfolyáshoz kapcsolható. Bevágódását – ami lezárta a Maros-hordalékkúp bán-sági részének az épülését – Láng S. (1960) az óholocénra vagy az újholocén elejére becsülte. Mai helyét (VI. szakasz) a folyó az újabb feltételezések szerint a holo-cén közepén (Nádor A. et al 2007) vagy végén – Sümeghy B. (2014) szerint 1500–2000 éve – foglalhatta el. Lehetséges, hogy a Maros először a mai irányát vette fel (VI. szakasz), majd a Makó–Hódmezővásárhelyi- és az Észak-Bánsági-árok süllyedésének következményeként kialakuló mederáthelyeződések sorozata létrehozta az Aranka ágot. A folyóhátak átszakadásai (fokok) több helyen is megfigyelhetők a mai Maros mentén, amelyek felerősödve egykor az Arankát táplálhatták – pl. Fönlak, Székesút, Perjámos településeknél látható ilyen kiszakadás. Sajnos a Maros irányváltozásainak korát a Bánságban még nem sikerült független fizikai módszerekkel meghatározni. Tehát a fenti áttekintésben szereplő korok csupán a hagyományos geológiai-geomorfológiai megfigyelések alapján született becslések.

A hordalékkúp öves rendje

Több, ma is aktív hordalékkúpon a meder jellemzőinek (futásfejlettség, szélesség) térinformatikai módszerekkel végzett elemzése alapján megállapítást nyert, hogy az éghajlattól, vízhozamtól, valamint a hordalékhozamtól függően különböző övek figyelhetők meg folyásirányban lefelé. Az egyes zónákat a folyóvízi felszínalakító tevékenysége és az ártér jellegzetességei alapján különítették el. Az elvi sémától a különböző valós folyórendszerek némileg eltérhetnek. A módszer alkalmazásában nehézséget okoz a Maros-hordalékkúp fosszilis volta, valamint az, hogy az északi (magyarországi) felével eddig nem sikerült összevetni kutatásainkat. Davidson, S. K. et al. (2013) tanulmányában leírtak alapján az övek jellemzése, az övhatárok megrajzolása elvégezhető a bánsági geomorfológiai térkép segítségével. Fejlődési modelljeik közül a Maros-hordalékkúp déli részére a „többszálás – fonatos – többszörösen elágazó” (*multithread – braided – anabranching*) rendszer illik a legjobban.

E modell jellegzetessége, hogy folyásirányban lefelé a fonatos meder-rajzolat átvált meanderező alaktípusra (a futásfejlettség-kanyargás növekedik). Példá erre a Galacka: a hordalékkúp csúcsánál fonatos, a tiszai ártérre leérve azonban

kanyargó mintázatot vesz fel. Az övek meghatározását esetünkben célszerű volt a Galacka rajzolatának változásaihoz igazítani: a III. és a IV. öv határa nagyjából a nagyméretű kanyarok megjelenési helyén húzódik. Összevetve modellt a Maros-hordalékkúp bántási részének öveivel, a következő megállapításokra jutottunk.

I. zóna: itt található az ún. mederáthelyeződési csomópont. Az uralkodó mederrajzolat fonatos, amely a következő II. öv felé a számos zátony miatt egyre összetettebbé válik.

II. zóna: a modell a mederszélesség és a zátonyok méretének csökkenését jelzi, ami nagyjából követhető a Galacka medrében a geomorfológiai térképen is. Az I. zónában végbement bifurkáció következtében további kisebb sugárirányú medrek figyelhetők meg a Galackától északra és délre is.

III. zóna: tovább keskenyedik a Galacka medre, zátonyok már alárendelten jelentkeznek, az övezet alsó részén fattyúágas mederrajzolat figyelhető meg. Nagyjából ebben a zónában helyezkedik el a Galacka fiókhordalékkúpja.

IV. zóna: a Galacka hirtelen meanderező rajzolatot vesz fel. Ezt a területet a modell szerint is a morotvatavak, az övzátonyok, az elhagyott medrek uralják. Az Aranka közelében fonatosan szövevényes (anastomosing) medermintázat jelentkezik, amely a hirtelen eséscsökkenés következménye lehet.

A Maros hatalmas hordalékkúpja igen összetett és időben hosszú fejlődéstörténetet járt be, így a fő lefolyási irányokban ezért akár eltérő jellegű rendszerek, sőt zónák is kialakulhattak.

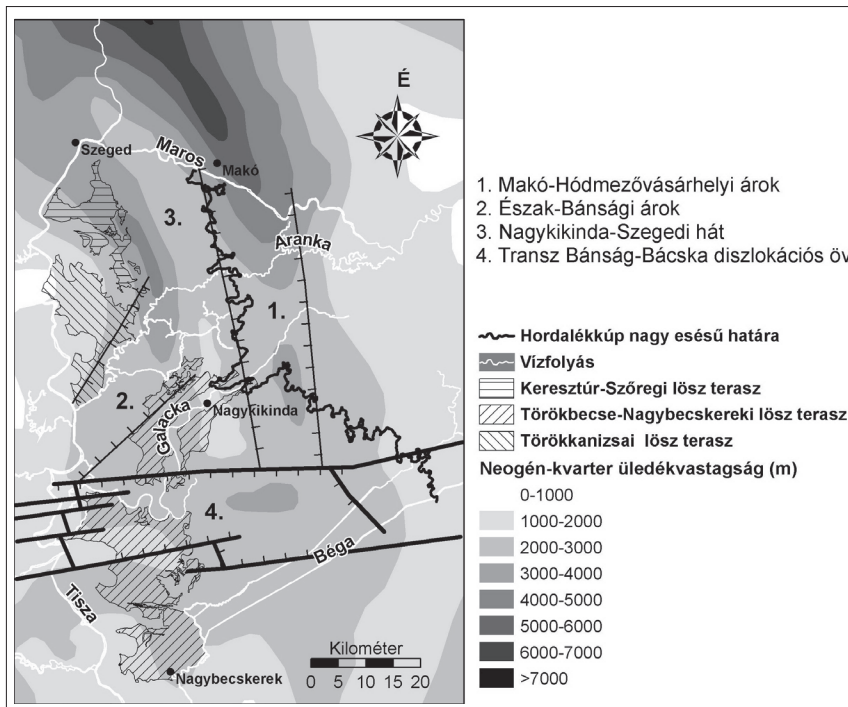
A hordalékkúp fejlődésének tektonikai vonatkozásai

Hordalékkúpjának felszínén a Maros részben azért változtatta irányát, mert a mindenkori meder fel-, ill. kitöltése következtében új helyet keresett a folyó, részben pedig a különböző tektonikai egységek területileg és időszakosan is eltérő mértékű süllyedései határozták meg futását. Ez utóbbiakról jelenleg inkább a hordalékkúp magyarországi részéről vannak információink: így a Békési-medencét és a Makó–Hódmezővásárhelyi-árkot ismerjük, mint erősebben süllyedő vidékeket. A hordalékkúp bántási területén az irányváltást valószínűleg az utóbbi déli folytatása és a Transz-Bántás–Bácska diszlokációs öv (Marović, M. et al. 2002) mélyedésének környezetüktől nagyobb arányú süllyedése határozta meg (**2.4.5. ábra**). Az Aranka irányát feltehetőleg szintén egy süllyedés, az Észak-Bántásárok jelölte ki. Fontos szerepe lehetett a magasabban maradt területeknek is: hazánkban ilyen a Battonya–Pusztaföldvár-hát (Nádor A. et al 2007), Szerbiában pedig a Nagykikinda–Szeged közötti hát.

2.4.2. A Tisza délvidéki szakasza

A határainkon kívül eső terület a politikai változással együtt hosszú ideig kikerült a hazai kutatások látóköréből. A korábbi tanulmányok nagymértékben elavultak, a jugoszláv–szerb geográfusokat pedig nem vonzotta ez a terület, így ismereteink is csekélyek voltak e téren. Komolyabb változás csak mintegy két évtizede kezdődött,

amióta a szomszédainknál – elsősorban az Újvidéki Egyetem kutatói révén – és aztán Magyarországon is nagy lendülettel megindultak a kutatások. Legújabbban már közös közlemények is megjelentek.



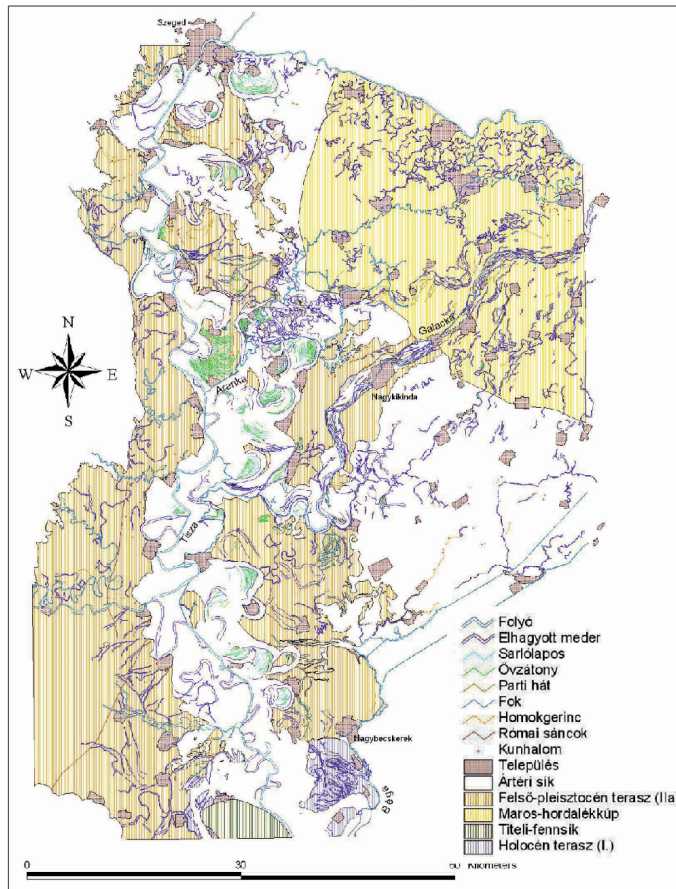
2.4.5. ábra. A Maros-hordalékkúp bánsági része és a felső-pleisztocén terasznak a neogén szerkezeti törésvonalakhoz (MAROVIĆ M. et al. 2002) és a neogén-kvarter üledékvastagsághoz viszonyított helyzete

Az Alsó-Tisza-síkság részben a folyó árterére terjed ki (Szeged–Titeli-ártér), részben ennek a nyugati oldalán elhelyezkedő Dél-bácskai-teraszvidéket, ill. a keleti oldalon a Maros hordalékkúpját, a Kikindai-síkságot, az Ittabéi-mélyedést és a Temes–Bégai-síkot foglalja magába. A terület központi vízfolyása a Tisza, ezért a következőkben árterével és part menti szintjeivel ismerkedünk.

A felső-pleisztocén (II/a) terasz felszínét infúziós, szárazföldi és áthalmazott lösz fedi, ezért a szerb szakirodalomban régebben a löszterasz (lesna terasa) elnevezést használták. A löszszerű üledékek azonban csak lefedik a folyóvízi üledékek rétegeit, ezért Marković, S. (2000) a felső-pleisztocén terasz elnevezést ajánlotta, amely napjainkban már általánosan elterjedt fogalom. E mellett használják a magyar szakirodalomból átvett neveket is: diluviális terasz, városi terasz. Marković, S. (2000) a II/a terasz kivésését a pleisztocén–holocén átmenetére teszi. Davidović, R. (2003) ugyanezt 14 000–8000 évvel ezelőttre datálja.

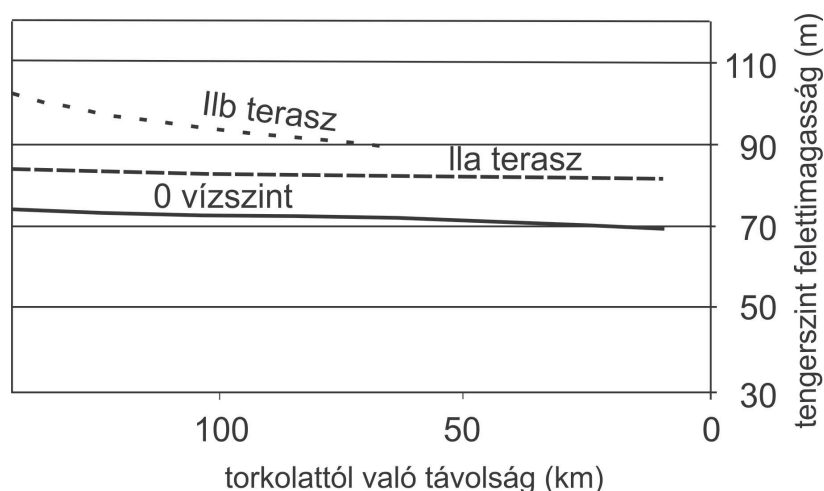
A II/a terasz a Tisza jobb partján – egyre magasabbra emelkedve az ártér fölé – egybefüggően húzódik nagyjából Szegedtől egészen a Duna árteréig. Szegednél pl. a legnagyobb árvizek (-1300 cm) még előlthetik, így tulajdonképpen csak Törökkanizsától délre tekinthető igazi – ármentes – terasznak (a szerb szakirodalomban nem meghatározó kritérium a folyóterasznak a legnagyobb árvizek szintjét meghaladó magassága).

A bal oldalon azonban a helyzet sokkal összetettebb, mert a keleti mellékfolyók kisebb-nagyobb hordalékkúpjai a Tiszáig terjednek, ahol a folyó változó magasságú magaspartot alakított ki anyagukból oldalozó eróziójával. Ráadásul a folyóvizek kisebb-nagyobb szigetekre szabdalják ezeket (a hazai meghatározás szerint ezért ezek nem tekintendők valódi teraszoknak, hiszen nem a Tisza üledékeiből állnak). Így a Tisza bal partján három nagyobb teraszszigetet különít el a szerb szakirodalom, melyek a rajtuk fekvő településektől kapták nevüket: a Keresztúr–szőregi-terasz, a Törökkanizsai-terasz és a Törökbecse–nagybecskereki-terasz (2.4.7. ábra).



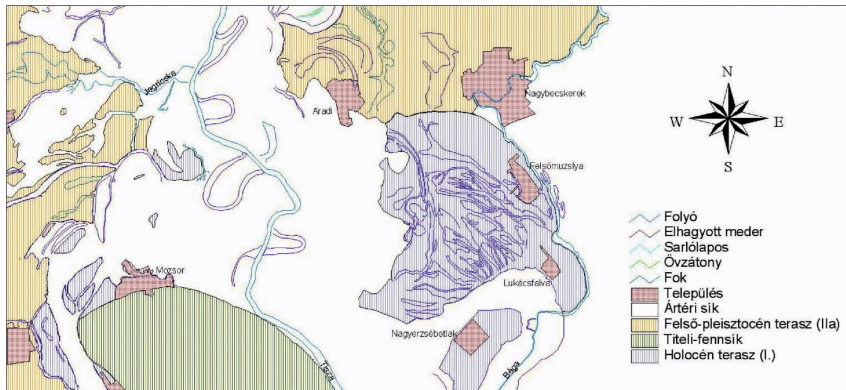
2.4.7. ábra. Az Alsó-Tisza vidékének geomorfológiai vázlatja (BEREC B. 2007)

Az erózióval szigetekre bontott Keresztúr–szőregi- és Törökkanizsai-teraszt nagyrészt a Maros hordalékkúp-maradványainak tekintik, amelyet a Maros és a Tisza választott le, majd kanyargásaikkal tovább tagoltak. Itt is megfigyelhető a szint dél felé történő fokozatos magasodása az ártér fölél: északon, az alacsonyan fekvő Szőreget a magyar geomorfológiai térképeken még a magas ártérhez sorolják. A szerb szakirodalomban leírt II/b terasz tulajdonképpen a Közép-bácskai-hát vagy Telecska-plató peremének északkeleti folytatása, tehát értelmezésünk szerint ez sem valódi terasz. Leírása is bizonytalan, ennek ellenére Davidović, R. et al. (2003) bemutatja a két terasz magasságviszonyait (**2.4.7. ábra**). Eszerint a II/a terasz ártér feletti magassága kissé növekszik, a II/b teraszé pedig erősen csökken a folyásirányban lefelé.



2.4.7. ábra: Felső pleisztocén teraszok magassági viszonyai Törökkanizsától Titelnig (DAVIDOVIĆ, R. et al. 2003)

A folyó bal partján Nagybecskerek közelében a Tiszának kis kiterjedésű I terasza (aluvijalna terasza) is van (**2.4.9. ábra**). Az I terasz anyagának lerakódását a boreális (8000–5500 évvel ezelőtt), a kivésését pedig az atlanti (5500–2500 évvel ezelőtt) korszakra teszi Davidović, R. et al. (2003). A terasz magassága 76 és 79 méter tszfm. között van (a Tisza „0” vízszintje Titelnél 69,7 méter), és csak a legmagasabb részeit nem öntik el a nagyobb árvizek. Az alacsony és a magas árteret a szerb szakirodalom nem különíti el.



2.4.8. ábra. A Tisza feltételezett I terasza Nagybecskerekétől délre (BEREC B. 2007)

A legújabb hazai kutatások (Hernesz P. et al 2015) három meandergenerációt és három szintet különítenek el a Tisza déli szakaszán. A kanyarulatok méretei, becstült vízhozamai és OSL mérések alapján számított koruk szerint ezek a következők:

- a legkisebb méretű (ívhossz = 1000 m, húr hossz = 590 m) kanyarulatok a mai Tiszánál jelentősen kisebbek voltak, közepes vízhozamuk átlagosan 400–500 m³/s lehetett és a holocén során képződtek;
- a közepes méretű csoportba sorolható kanyarulatok a Tisza szabályozások előtti paramétereikhez hasonló, illetve azoknál valamivel nagyobbak (ív hossz = 2040 m, húr hossz = 1220 m) lehettek, átlagos vízhozamuk 1500–2000 m³/s közötti, koruk pedig későglaciális;
- a legnagyobb méretű meanderek a mai Tisza paramétereit legalább 4–5-ször meghaladják (ív hossz = 6500 m, húr hossz = 4300 m), közepes vízhozamuk a többféle számítás alapján szélsőségesen szóródik, de józan (?) megfontolás alapján legvalószínűbbnek tűnik az 5-6 ezer m³/s közötti adat. E legidősebb folyószakaszok 16–25 ezer évvel ezelőtt működtek.

A három szint végig követhető, de magasságuk és kialakulási koruk is változik északról dél felé haladva. Hernesz P. et al (2015) szerint a legmagasabb és legidősebb szint – nevezhetjük terasznak, mert alluviális síkja van és ármentes – a felső-pleniglaciálisban és a későglaciális elején volt aktív ártér. Az ekkor képződött medrek méretei a mai Tiszánál 4-5-ször nagyobbak voltak, és jóval nagyobb vízhozamot (átlagos telmeder-hozam = 8600 m³/s) szállíthattak. A kormeghatározások azt mutatják, hogy a kutatási terület középső és északi részén a későglaciális idején, az enyhébb és nedvesebb klímájú alleröd interstadiálisban (kb. 14 ezer évvel ezelőtt) indulhatott meg az a bevágódás, mely a középső szint kialakulásához vezetett.

A középső szint aktivitása csak rövid ideig tartott (Hernesz P. et al 2015); délen 16–13 ezer; északon 13–11 ezer év között. Délen ugyanis 13 400 éve már megkez-

dődött a legalsó szint kialakulása, ugyanakkor a terület középső és északi részén ez csak 10 800 éve indult meg. Mindez azt mutatja, hogy a középső és az alsó szintek közötti bevágódás is a torkolat felől lassan hátrált folyásirányban felfelé.

A legalacsonyabb ártéri szintet kialakító újabb bevágódás kezdetét a holocén legelejére tehetjük, mert a szint ártérképződése már 10 800 évvel ezelőtt megindult, fejlődése pedig a szabályozások megkezdéséig tartott. A területén található változatos méretű kanyarulatok ezért a holocén során végbement vízhozamváltozásokat tükrözik.

A legfrissebb holland-szerb-magyar kutatások a Tisza torkolatának közelében vizsgálták – összehasonlítva a Tisza középső részének viszonyaival – a folyó különböző szintjeit (Vanderberghe, J. et al 2018). Az eredményeket a **2.4.9. ábra** térképe foglalja össze.



2.4.9. ábra. Ártéri szintek a Tisza-torkolat környékén.
Az 1/2 – 3a – 3b – 3c – 3d – 4 jelű szintek leírása a szövegben

A Nagybecskerek (Zrenjanin) vonalában készült szelvény három, különböző magasságban elhelyezkedő szintet mutatott ki, amelyeket jól kifejezett eróziós lépcső választ el, ahogyan a közép-tiszai mintaterületen (Polgár–Tiszafüred között) is

(l. **2.1.13. ábra**). Az idősebb folyóvízi együttes (1/2, 3a, 3b a térképen) nagyjából azonos – 79–81 m tszf. – magasságban helyezkedik el. A térkép szemléletesen mutatja, hogy a 1/2 szint fonatos folyó lerakódása, míg a többi mind a kanyargó folyó meanderzugai, amelyeket az övzátonyok és sarlólaposok rendszere alakított ki. A viszonylagos koruk csupán a horizontális sztratigráfia (l. részletesen a 3.2. fejezetben) módszerével határozható meg – jóllehet itt a szintek korát későbbben OSL mérésekkel is sikerült megadni: pl. a 1/2 szint kora 32–33 ezer év. A 3c rendszer kissé alacsonyabban – 78-79 m-en – helyezkedik el (kora 15 000–15 300 év), a legalacsonyabb (későglaciális korú) szint pedig néhány méterrel ismét lejjebb – 75 m-en terül el. Világosan elkülönül ezektől a nagyméretű kanyarulatoktól a 4-gyel jelzett, kisméretű meanderekkel jellemzett legfiatalabb, modern kori, 72–74 m-es szint, amely már nem osztható tovább.

2.4.3. Teraszok vagy szintek a Tisza mentén

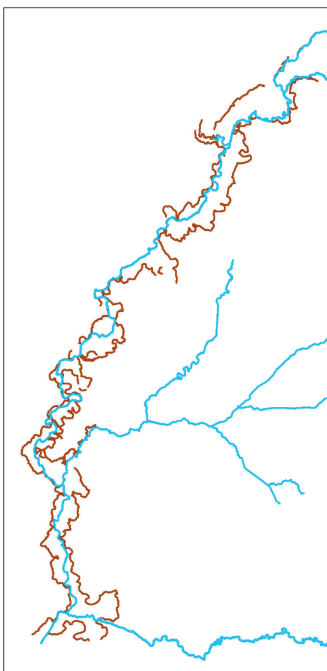
A magyarországi folyóvízi geomorfológia klasszikus meghatározásából kiindulva (Cholnoky J. 1923) folyóteraszoknak azokat a völgyoldalban elhelyezkedő, folyóvízi eredetű lépcsős szinteket nevezzük, amelyeket az adott folyó vízjátékát – legalacsonyabb és legmagasabb vízállásának különbségét – meghaladó mértékű szintkülönbség választ el. A folyóvízi eredet kétségbevonhatatlan bizonyítéka az ún. alluviális teraszok esetében (a sziklateraszokról itt most nem esik szó) a fluviátilis üledékek megléte. Ez leggyakrabban kavicsos-homokos mederüledék, amelyet ideális esetben ártéri képződmények (iszap, ill. agyag) fednek. A teraszképződés következő folyamata a folyó bevágódása, amely oly mértékű kell legyen, hogy a korábbi ártér – ármentes térszínre válva – a bevágódott folyó árvizei fölé emelkedjen. A terasz felszí-nére később más, nem folyóvízi üledékek, legtöbbször lösz, lejtőüledék, futóhomok, ill. édesvízi mészkő rakódhatnak rá, megemelve felszínét.

Ez a feltételrendszer a hegy- és dombvidéki folyóink esetében általában teljesül, azonban a különböző mértékben és időben süllyedő térszíneken, pl. az Alföldön leginkább nem. Ezért sokáig nem beszéltünk a Tisza mentén teraszokról – kivéve a legfelső, hegységi szakaszán (pl. Kéz A. 1940). Az utóbbi időkben azonban egyes területeken a részletes kutatások ellentmondani látszanak ennek a megállapításnak.

Láng S. (1942) szerint a Tisza teraszai már Huszt felett lesüllyednek a fiatalabb, főleg pleisztocén végi–holocén hordalékkúp alá és nem nyomozhatók tovább. A Huszti-kapuban a folyóvízi felhalmozódás régóta folyamatos, és jól kirajzol egy elég szabályos, legyező alakú formát. A hordalékkúpon nem nyomozhatók sem teraszok, sem kisebb szintkülönbségű szintek. A Tisza fonatos rajzolata Tiszaujlak–Tiszabecs vonalában vált át kanyargós jellegűre. Itt van a hordalékkúp mai határa, ahonnan számítani lehet szintek vagy teraszok kialakulására. A folyó mentén az Alföldön hosszan húzódó magaspartok ármentesek, de szinte kivétel nélkül nem a Tisza hordalékából állnak. Ezek a mellékfolyók hordalékkúpjai, vagy a későbbiekben leírt (2.5. fejezet) „harmadik folyó” lerakódásából állnak. Az árterek pedig az eltérő természeti viszonyok, elsősorban süllyedések eltérő mértéke miatt a különböző további szakaszokon

eltérő képet mutathatnak. A folyó mentén azonban nem voltak a szintekre vonatkozó részletes geomorfológiai kutatások, így összefoglaló megállapítást még nem tehetünk, csupán egyes szakaszokról van képünk.

A (kismagyarországi nézőpont szerint elnevezett) Felső-Tisza mentén Vass R. (2014) vizsgálatai szerint nem találhatók különböző magasságú ártéri szintek. A felette emelkedő magaspartok (pl. Gulácsnál, Kisarnál) nem nevezhetők egyszerűen a Tisza teraszának.

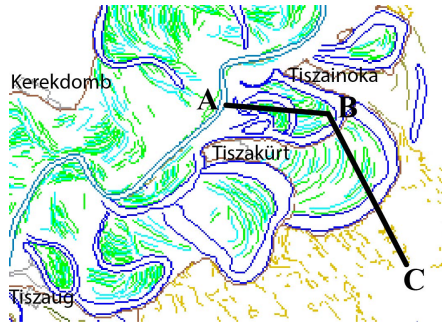


2.4.10. ábra. A Tisza magaspartjai a magyarországi szakaszon (GÁBRIS Gy.)

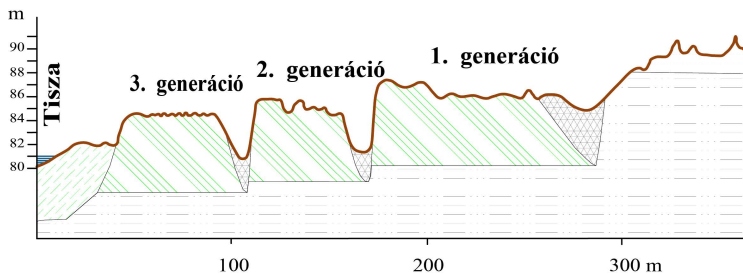
Csap után a bodrogi oldalon végig, a bal parton pedig a Rétköz felé hiányzik a magaspart is. Ártéri szintekről a célirányos kutatások hiánya miatt nem tudunk. A Középső-Tisza Polgár és Tiszafüred közötti szakaszán három ártéri szint nyomozható. Az ide csatlakozó Sajó–Hernád-hordalékkúpon szintén három szintet (és nem teraszt) lehet egyértelműen elkülöníteni (3.2.1. ábra). Mindehhez hozzáadódik a folyó mindkét oldalán egy magasparttal határolt (2.4.11. ábra), ártér fölé emelkedő felszín, ami azonban a Sajó–Hernád hordalékkúpja (Gábris Gy.–Nagy B. 2005). Ez utóbbi már ármentes térszín, de mivel nem a Tisza anyagából épül fel, ez sem nevezhető terasznak. A Hevesi-ártéren és a Jászságban eddig nem vizsgálták a kérdést, de a többiek által feltételezett állandó süllyedés miatt valószínűsége kicsiny. A bal parton viszont szinte megszakítatlanul húzódik a Nagykunságot határoló magaspart, amely a nem tiszai eredetű folyóvízi üledékre települt futóhomokból és egy vékony löszlepelből áll. A jobb parton Nagykőrű környékén jelenik meg szakadozottan

a magaspart. Szolnok alatt aztán jelentős szintkülönbséggel szinte folyamatosan húzódik végig az Alsó-Tisza mentén, még a Vajdaságban is. Ennek anyaga is hordalék-kúp: jobb parton a Duna, a bal parton a Maros, majd a Béga–Temes üledékeiből áll.

Itt érdemes kitérni a „Tisza-völgy” kérdésre is. Igen elterjedt vélemény, hogy a süllyedő alföldi térszínen nem beszélhetünk völgyről. Hagyományos értelemben valóban nem, de ha megvizsgáljuk a **2.4.11. ábrát**, bizony hosszan többméteres, sőt Szolnoktól délre – meg a térképről hiányzó Vajdaságban is – helyenként a 10 métert is jelentősen meghaladó magasságú meredek lejtők határolják a Tisza árterét. Aki állt már ilyen helyen, hajlandó elfogadni a völgy meglétét.



2.4.11. ábra. Tiszakürt környékének geomorfológiai vázlatja a Tisza árterén készült fúrásszelvény (2.4.12. ábra) nyomvonalával (GÁBRIS GY.)



2.4.12. ábra. A Tisza három szintje Tiszainoka és Tiszakürt között (GÁBRIS GY.)

A korábbi szakirodalomban találunk azért néhány megfigyelést az ártéri szintekre. Somogyi S. (1967) véleménye szerint Szegedtől északra már nem, vagy csak igen csökevényesen ismerhető fel a magasabb ártéri szint, így itt az aktív ártér felett jellemzően csak ármentes magas térszín különíthető el. Feltételezése szerint ennek oka a süllyedésnek az utolsó interglaciálistól kezdődő erős mérséklődése, majd megszűnése lehet. Borsy Z. (1989) az erózióbázis (a Duna-mente) süllyedésére vezette vissza a Tisza bevágódását. Az ártéri szinteket létrehozó bevágódás(ok) megindulását konkrét kormeghatározási módszerek hiányában a kutatók akkor általában a kor-

szakban elismert eseményekhez kapcsolták. Korábban (Somogyi S. 1962) a pleisztocén–holocén határára, később (Borsy Z. 1989) a későglaciálisra.

Konkrét kutatások az utóbbi években indultak meg ebben a kérdésben. Szolnok alatt Tiszainoka – Tizsakürt környékén sikerült elkülöníteni három ártéri szintet a magaspart alatt (**2.4.12. ábra**). Három, egyre kisebb méretű kanyarulat három bevágó szakasz utáni ártérképződésre utal. A szintek tszf. magassága 84-85 m – 85-86 m – 86-87 m. Sajnos kormeghatározásra nem volt lehetőség.

Az Alsó-Tisza menti ártér területén húzódó markáns eróziós peremek (szintkülönbség: 2–9 m) alatt három szint különíthető el, amelyek magassági viszonyaikban, kiterjedésükben és morfológiai tulajdonságaikban is jelentősen különböznek. Hernez P. et al (2015) szerint a legmagasabb térszín (C) az Alsó-Tisza menti ártéri területeknek csaknem a felét alkotja, és a szabályozások előtt feltehetően a legmagasabb árvizek sem öntötték el – e szerint valódi terasznak lehetne nevezni. A B szint ennél átlagosan 1,5–3 m-rel alacsonyabb, de a magasságkülönbség dél felé nő: amíg a mintaterület északi részén 2 m körüli a különbség, addig a középső részen már 2,5–3 m, a torkolat közelében pedig 3–4 m. Ezt a térszint a legmagasabb árvizek még elboríthatták. A legalacsonyabb, A szint elsősorban a mai Tiszát, a Köröst és Marost kíséri 6–15 km-es szélességben, és a szabályozások megkezdéséig rendszeresen elborították az árvizek.

2.5. Az Alföld vízrajzának posztglaciális változásai

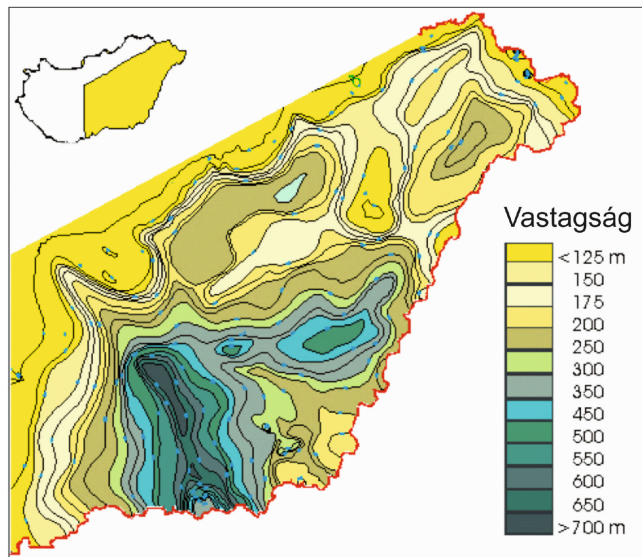
2.5.1. A Tisza helyváltozásai

2.5.1.1. Kutatási előzmények

Az Alföld felszínfejlődésének kulcskérdését a folyóhálózatának mindenkori állapota, vízrajzi tengelyének, a Tiszának és mellékfolyóinak helyzete, időbeli helyváltoztatása képezi – a másik nagy folyó, a Duna, peremi helyzete révén kevésbé volt jelentős. A medence fiatal feltöltődése jórészt alluviális jellegű; a peremeken hordalékkúpok képződtek, beljebb pedig a folyóvizek közelebbi-távolabbi környékén időszakosan elöntött árterek voltak. A folyóvízi feltöltődés helyét és jellegét döntő módon a medence térben és időben egyenlőtlen süllyedése irányította. Az erősebben süllyedő területek jelölték ki a folyók alföldi szakaszának futásirányát, hosszát, a legalacsonyabb részekben pedig a mocsárvilágot. A lassúbb mozgású, magasabban maradt és így szárazra került térszíneken viszont az eolikus felszínalakulás uralkodott. Az Alföld fejlődésének megértésében kezdetektől a függőleges mozgások meghatározása játszott kiemelkedő szerepet. A vízhálózat változásait tehát nem véletlenül először Sümeghy J. (1944) tektonikai vizsgálatai nyomán rajzolhattuk meg. A geográfia számára az akkori legújabb kutatáseredmények alapján – pl. Fodor F. (1935, 1942, 1953), Borsy Z. (1955, 1959), Balla Gy. (1958), Benedek Z. (1960), Papp A. (1960), – Somogyi S. (1961, 1968) dolgozott ki újabb összefoglalást. A hatvanas évek elejére nagy vonásaiban kialakult kép alapja, a részletek megállapításának irányítója a Duna átlós folyása a mai Duna–Tisza közén, valamint a Tisza által

Érmellék–Berettyó–Körös süllyedő mélyvonal, amelynek hatása a feltételezések szerint az egész pleisztocénben érvényesült. A jelenlegi helyzet, vagyis a Tiszának az Északi-középhegység hordalékkúpjai előtti lefolyása, az Érmellék sokadrendűvé degradálódása eszerint egyedi, egyszeri és különleges esemény. A nagy átváltás idejét ekkor, főként a Nyírség geomorfológiai és pollenanalitikai vizsgálatai szerint (Borsy Z. 1961) – a részletek itteni mellőzésével – a fenyő-nyír elejére tették, amikor megszűnt a hordalékkúp folyóvízi továbbépülése (vagyis az ÉK-alföldi folyók átfolyása), és a Tisza az alföldperemi fiókmedencék vonala mentén az Érmellékről jelenlegi helyére került.

Az utóbbi évtizedekben sok új földtani és geomorfológiai vizsgálatot végeztek, melyek eredményei a Tisza nagy irányváltozásának időpontja meghatározása körül csúcsosodtak, és így különböző évszámok kerültek forgalomba. Elismerve a kor-meghatározás fontosságát, az alábbiakban mégis másfajta megközelítést mutatok be, amely új megvilágításba helyezheti a kérdést.



2.5.1. ábra. A negyedidőszaki üledékek vastagsága az Alföldön
(FRANYÓ F. 1992)

A Kárpát-medence, és ezen belül az Alföld pleisztocén vízrajzi változásairól a legnagyobb hatású összefoglalást Sümeghy J. készítette, még 1944-ben. Térképeit követően több rekonstrukció született a nagyrészt ugyanazon alapelven végzett későbbi kutatások eredményeképpen (pl. Urbancsek J. 1960; Somogyi S. 1961; Borsy Z. 1989; Mike K. 1991, stb.). Sümeghy jelölte ki először az ún. fiókmedencéket, amelyek kiterjedését, a lerakódott üledék mennyiségét a későbbi kutatások pontosították, és eredményeit Franyó F. (1992) térképe rögzítette (2.5.1. ábra). Ezek a medencekitöltések azonban csak a süllyedések átlagát mutatták,

pleisztocénen belüli intenzitásváltozásokat – a Körös-medence kivételével (Nádor A. et al. 2007) – nem sikerült eddig meghatározni bennük, így a változások finomítása még hátravan.

A fenti, geológiai jellegű megközelítéshez képest a földrajzi-geomorfológiai szemlélet inkább a folyómedrek felszíni nyomozására alapozott. A felszínen azonban csak az utolsó glaciális végének (felső-pleniglaciális) és az azt követő holocénnek az eseményei követhetők, ami kezdetben leginkább térképtanulmányok alapján történt. Ilyen közlemény több is született, a legismertebbek Márton Gy. (1914), Zalotay E. (1939), Fodor F. (1935), Gazdag L. (1964) munkái.

Fő hiányosságuk a medrek kormeghatározásának akkori megoldhatatlansága volt. Ebben változást Borsy Z. (1955) Bereg–Szatmári-síkságon végzett kutatásai jelentettek, amelyek során geomorfológiai alapon – a vizsgált kb. 15 000 év egyre jobban megismert klímaváltozásának menetére támaszkodva – a folyókanyarulatok méretei és a vízhozam kapcsolata alapján becsülte az elhagyott medrek korát. Később a pollenanalízis, a radiokarbon és különféle lumineszcens kormeghatározások szinte forradalmasították a kutatásokat. Így az egyes területekre, folyókra vonatkozó résztanulmányok az utóbbi két évtizedben öröndetes módon egyre növekvő számban jelennek meg.

2.5.1.2. Egy pleisztocén végi nagy folyó a mai Tisza mentén

A korábbi szakirodalomban talált adatok utalnak a Tisza Tokaj alatti szakaszán a pleisztocén végén egy nagy folyó – de nem feltétlenül a Tisza – jelenlétére. A legfontosabbak ezek közül a következők.

a) A földtani irodalomban Sümeghytől kezdve egyetértés van abban, hogy a Tisza mentén jól kimutatható egy több km szélességben és 20–30 m vastagságban húzódó, a környezetétől anyagában (szemcseméretében és ásványtani összetételében) elütő, fiatalabb, ún. tiszai hordalékkal feltöltött árokszerű forma, amely déli oldalán a legtöbb helyen egy felszíni lépcsővel morfológiailag is elhatárolható. E nagy méretű feltöltés előtt egy folyónak tehát itt be kellett vágódnia, a régi üledékeket ki kellett takarítania és saját hordalékával feltölteni azt a holocén során.

b) Tiszafüredtől Csongrádig a bal parton homokterületek húzódnak, melyek anyaga elüt a Tisza homokjaitól, és egy részüket vékony lösz borítja, így az alatta települő homok nem lehet a Tisza holocénkori tevékenységének eredménye. A Tiszaroff–Tiszagyenda közötti görbült homokgerincekről először Cholnoky J. (1907) állapította meg, hogy parti dűnék, amelyek alapját egy tiszai méretű folyó még a lösz képződése előtt, részben saját, de nagyrészt a mátra- és a bükkalji folyók hordalékából halmozta fel.

c) A Sajó hordalékkúpjának legfelső kavicsos üledékeit Mezöcsát–Tiszatarján–Tiszakeszi között nagy területeken elhordta a Tisza, és helyére lösz, folyóvízi és futóhomok, valamint finomabb holocénkori öntésanyag rakódott le 5–15 m vastagságban.

d) Scherf E. Tiszagyulaháza közeléből egy általa würm korinak vélt Tisza-medret írt le még 1948-ban.

Vizsgáljuk meg sorban ezeket az érveket.

a) Már Somogyi S. (1961) túlzottnak tartotta és cáfolta a tiszai üledékek ilyen nagymértékű regionális elterjedését Sümeghy J. szelvényei alapján. Az elmúlt években azonban ennél sokkal fontosabb kutatási eredmények születtek.

Két ultranagy felbontású vízi sekélyszeizmikus reflexiós mérés a Tiszadobtól Martfűig terjedő szakaszon feltárt egy eltemetett nagy folyót a mai Tisza vonalában. A gyakran megjelenő szeizmikus egységekből a legfontosabbak a következetesen egy mélységben megjelenő, a mai folyómeder alatt 300–3000 m hosszan követhető, 5–7 m vastag, 0,5–5° dőlésű reflexiósorozatok, amelyek meanderező folyó övzátonyaiként értelmezhetőek (Tóth T. 1995). 2006-ban a Tisza Martfűtől Szolnokig terjedő szakaszán megismételt felmérés kimutatta, hogy a hosszú övzátónykomplexumsorozatok a természetes medervándorlás eredményei (Cserkész-Nagy Á. 2006). A mederkitöltések méretei és az övzátónysorozatok szélesség–mélység-elemzése alapján megállapítást nyert (Cserkész-Nagy Á. 2014), hogy az ősi meanderező folyó méretei a modern Tiszához mérhető folyóhoz hasonlíthatók. Az ősi folyó átlagos szélessége 350–520 m között, míg átlagos mélysége 6–7 m között változott (a mai Tisza esetében ezek a számok a következők: szélesség 150–200 m, mélység 7–8 m). A folyó mederparamétereiből empirikus egyenletek alapján becsült mederformáló vízhozama 400 és 1800 m³/s értékek közt erősen szórt (mai középvízhozam Szolnoknál 540 m³/s).

A fúrásanyagból vett minták lumineszcens kormeghatározás szerinti OSL kora az egyik ősi övzátóny esetében 46–47 ezer ± 4,6 ezer év, vagyis középső pleni-glaciális (MIS3). A szabályozás előtti Tisza medervándorlási rátáját alapul véve az övzátónyok hosszából számított épülési időtartam 2–3 ezer év, azaz a folyó legalább ennyi időn át stabilan meanderezett a kutatási területen. Az ősi folyó által hátrahagyott üledékes szerkezetek méretei tanúsítják, hogy méltán nevezhetjük a későpleisztocén kori Alföld harmadik vízrajzi tengelyének.

b) Molnár B. (1964, 1966) és Somogyi S. (1961) nehézásványtani, Borsy Z. homokgörgetettségi vizsgálatok alapján a Tiszaroff–Tiszagyenda környéki dűnék tiszai eredetét Cholnokyval szemben tagadják, és a homokot a mátra- és bükkalji folyók hordalékából származtatják, amit ma is elfogadhatunk. Ugyancsak bizonyítottnak tekinthető lerakódásuk és elsődleges formájuk kialakulásának kora is. A 2.1.4. nagykunsági fejezetben leírtak szerint legidősebb a Kunhegyestől északra fekvő nagy homokmező (22 200 C¹⁴ BP). A Tiszafüredtől délre elhelyezkedő homokháton egy radiokarbon koradat ennél fiatalabb (18 010 C¹⁴ BP) kort jelöl. Az utolsó glaciális maximum (LGM) idején történt képződését az Egyek melletti homokbányából való lumineszcens mérések 21 800, ill. 27 100 éves korai is bizonyítják (Gábris Gy. et al 2012). Az Abádszalóktól keletre levő, csaknem K–Ny-i irányú, enyhén ívelt homokhátak legfelső, szél által áthalmazott homokjának kora radiokarbon-mérés szerint idősebb driász lehet: 13 560 C¹⁴ BP¹³.

13 A kalibrált korok ennél természetesen idősebb.

Borsy Z. nagykunsági kutatásai alapján nem fogadja el, hogy ezek a Cholnoky J. által leírt homokformák tiszai eredetű parti dűnék lennének. Két fő bizonyítéka közül az egyik a dűnék anyagára, a másik a formák eredetére, ill. kialakulási korára vonatkozik. Az anyagról már fentebb szó esett. Morfológiai bizonyítéka pedig az, hogy a területen nem parti dűnék, hanem főképpen szélbarázdák, maradékgerincek és parabolabuckák találhatók. A homokformák elrendeződése alapján a szélirányokat is meghatározta.

A térképi, légifényképi és terepi megfigyelések azonban mind egyértelműen mutatják a homokformák meg-megszakadó, de ívelt alakját. Még ha elfogadnánk is Borsy Z. (1985) véleményét, miszerint ezek hosszanti buckák, a rövid távolságon (15–20 km) belül erősen változó irányú, ÉK–DNy-ról fokozatosan É–D-re, majd ÉNy–DK-re, sőt Ny–K-re forduló homokvonulatok kialakulását nem magyarázhatjuk hasonlóan forgó uralkodó szelek munkájával. Még erőltetettebb lenne néhány száz, vagy maximum ezer év alatt bekövetkező időbeli különbségeket látni a szélirányváltozásokban.

A területről mellékelt geomorfológiai térkép vázlat (**2.1.9. ábra**) – amely részletes topográfiai térképek (M = 1:10 000), légi- és úrfelvételek, valamint terepmunka alapján készült – arra világít rá, hogy a mai felszín és felszíni képződmények kialakulásában a folyóvíznek volt döntő, meghatározó szerepe (l. e munka 2.1.4. fejezetét). A Nagykunság „parti dűnéi” így nem valódi, jól fejlett meanderekhez igazodnak, hanem néhol csak fejletlen kanyarulatokhoz (Tiszaroff–Tiszagyenda vidéke), máshol inkább feltöltő jellegű, enyhén ívelt álkanyarulatokhoz, sőt Tiszafüredtől délre elágazó medrekhez. Itt a homokvidék sekélyfúrásainak elemzéséből leszűrt következtetés szerint a homokgerincek egy hordalékkúp (Sajó–Hernád?) szélén, elágazó medrek (braided river) mentén, vagy oldalirányban szakaszosan vándorló, többé-kevésbé egyenes, esetleg enyhén kanyargó folyó partjaihoz igazodó homoklerakódások, levée-k, vagyis part menti hátaak lehettek eredetileg. A homok alapvetően folyóvízi eredetét bizonyítják a homokszemcsék elektronmikroszkópos felvételei is. Ezeket a kiemelkedéseket aztán száraz éghajlaton a szél átalakította, vagyis futóhomokot hordva tetejükre, megmagasította. A hosszan elnyúló formák megszakadásai azonban – ahogyan Borsy Z. írta – lehetnek szélbarázdák, amelyek utólagosan felszabdalták a dűnéket. Összefoglalva a fentieket: a homokterületek kialakulása és felszínformáik alapja folyóvízi eredetre, vagyis az Észak-Alföldön egy nagy folyó jelenlétére utal a pleisztocén végén.

3/ A Sajó hordalékkúpjának a jelzett helyen történt elrombolását valószínűleg a Sajó és a Hernád maga végezte el. Ezt részben a helyzete bizonyítja, részben az, hogy ezen a területen csak óholocén Sajó-medreket találtunk kutatásaink során (Gábris Gy. 1970, Gábris Gy. – Nagy B. 2005).

4/ Az elhagyott kanyarulatok méretei jellemzik az azokat létrehozó folyók nagyságát, pontosabban vízhozamát (Gábris Gy. 1985, 1995b). A Nagykunság és tágabb környezetének, a Közép-Tisza vidékének a geomorfológiai vizsgálatai szerint a mai Tiszánál nagyobb vízhozamú folyó járta be a szóban forgó területet,

alakította ki a felszíni formákat és rakta le üledékét. Ilyen a szakirodalomból jól ismert (pl. Somogyi S. 1961) Üllő- és Oktalan-lapos elhagyott meanderöve, amely széles sávban kettévágja a nagykunsági homokvidéket. A medrekben mélyített fúrások mintáin végzett pollenanalízis eredményei és radiokarbon kormeghatározások szerint (l. a 2.1.4. fejezetet) e kanyarulatok a pleniglaciális végén a meleg, nedves ságvár–lascaux, ill. a hasonló éghajlatú későglaciális szakaszokban alakulhattak ki. Ilyen nagyméretű medrek sorakoznak a Tisza mentén Tiszagyulaházától kezdődően – pl. polgári Kengyel-ér, a margitai, tiszacsegei, egyeki Nagylapos – több tíz kilométeren keresztül, melyek radiometrikus és palinológiai adatok szerint szintén a későglaciális meleg-nedves bölling–alleröd szakaszában képződtek (Gábris Gy. et al. 2001/b). De folyásirányban még jóval lejjebb, a Szolnok közeli Kengyel község névadó holtmedrének (Kengyel-ér) helyzete és mérete is ezekhez hasonló (ennek koráról sajnos jelenleg még semmilyen adatunk nincs, de feltételezhető, hogy az előbbieknél felel meg). Tehát Tokajtól legalább Szolnokig nyomozható ezen a területen egy würm végi nagy folyó jelenléte, tevékenysége. Kérdés, hogy milyen folyó lehetett, s mikor folyt erre?

Semmiképpen nem lehetett a mai Tisza, vagyis olyan folyó, amelynek vízgyűjtő területe jelentősen meghaladta az Északi-középhegység (valamint az Északnyugati Kárpátok ide tartozó) területét, hiszen az ásványkőzettani vizsgálatok egyértelműen kizárják ezt. Nem magyarázhatjuk meg a földrajzi-földtani helyzetet sem a Tiszának az Érmellék és az észak-alföldi területek közötti bifurkációjával – ahogy Franyó F. (1966) írja –, sem pedig a Tisza jelenlegi helyén történő megjelenési időpontjának előbbre hozatalával – mint Somogyi S. (1967) és Borsy Z. (pl. 1989) vélte –, mert a Nyírség kutatási eredményei ebben a kérdésben perdöntöek.

2.5.1.3. Az Alföld háromtengelyű vízrajzi képe

Más magyarázatot kell tehát keresni, amely összhangban áll az eddig ismert tényekkel, kutatási eredményekkel. Megoldást nyújthat az az elképzelés, amely az Alföld eddig feltételezett kéttengelyű – vagyis a Duna-árok és a Körös–Berettyó mélyvonal – vízrajzi képét időszakosan háromtengelyűvel helyettesíti (Gábris Gy. 2002). Ez a harmadik tengely a Szolnok–Tokaj vonalon helyezkedik el, így – legalábbis időszakonként – két különálló ösfolyó feltételezhető az Alföldön az egyetlen Ős-Tisza helyett.

Bizonyítottnak látszik ugyanis egy – valószínűleg középső- és felső-pleniglaciális–későglaciális korú – nagy folyó megléte az Alföld északi részén a mai Tisza megjelenése előtt, amely elég nagy vízhozamú lehetett (mindenesetre vízmennyisége alaposan meghaladta bármelyik mai közvetlen északi mellékfolyó hozamát), de vízgyűjtője az Alföldnek csupán az északi–északkeleti perem-vidékére, hegykeretére terjedhetett ki. Valószínű, hogy a „Bodrog” nyugati összetevői: a Tapoly, az Ondava, esetleg a Laborc) voltak a források, és hozzá kapcsolódhattak a tőle nyugatra levő jobb oldali mellékfolyók, mint pl. az Igricinél hatalmas méretű kanyarulattal rendelkező Sajó (Sajó–Hernád?). A Közép-Tisza vidékén ugyanis nemcsak néhány nagy meander ismerhető fel, hanem hatalmas területen az ezekhez hasonló méretű övzatonny-rendszer is.

A geomorfológiai térkép azt is sugallja, hogy a kanyargó folyók is óriási területen alakították a felszínt, tehát az Alföld ősvízrajzát mutató térképeink abból a szempontból mind hibásak, hogy egy-egy vonallal jelzik az adott folyó futását, jóllehet – a lehordási területeket, hordalékkúpokat mutató térképekhez (pl. Borsy Z. 1989) hasonlóan – ezeket az irányokat is szélesebb-keskenyebb sávokkal kellene ábrázolni.

Alföldi vízhálózatról csak a pannóniai beltó megszűnése után beszélhetünk, amikortól a vízhálózat kialakulását és változásait mindig a medence legmélyebb részei, az intenzíven süllyedő „vápák” irányították. Sümeghy J. kutatásai két jelentős „levantei” süllyedéket mutattak ki az Alföldön – a zagyva–tisza (Szolnok–Tokaji) és a közép-alföldi (Körösök–Berettyó) –, melyek irányítóként szerepeltek. A Szolnok–Tokaji-árok jelentéktelenebb volt, hamarosan (szerinte már a középső pleisztocénben) feltöltődött és csak a közép-alföldi maradt meg, mert ez később is lassan süllyedt, és továbbra is vízlevezetőként szerepelt. A környező hegykeretből lefutó folyók itt gyülekeztek össze, közben feltöltve a bejárt területeket. Ez az állapot – szerinte – kevésbé lényeges változásoktól eltekintve a holocénig tartott, amikor az alföldi peremsüllyedések következtében kialakult a Tisza mai folyásiránya. Ezt a gondolatmenetet tükrözik ősvízrajzi térképei is, melyeket aránylag kevés számú mélyfúrás alapján dolgozott ki.

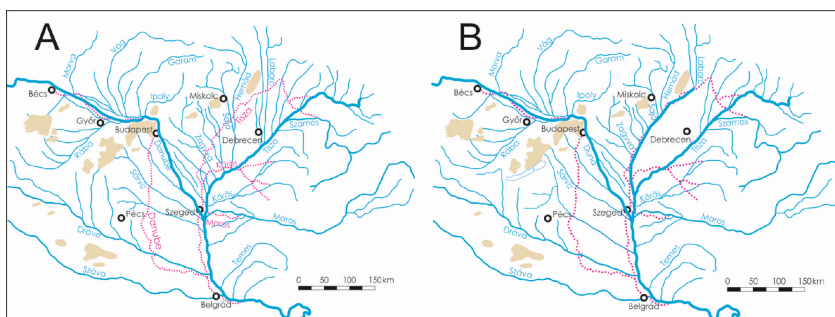
Urbancsek J. az ártézi kutak fajlagos vízhozama alapján kidolgozott ősvízrajzi következtetései részben Sümeghy eredményeit bizonyítják, részben kiegészítik, ill. kijavítják azokat; elsősorban a mellékfolyók útját rajzolta meg pontosabban a térképén. Nagyszámú és jelentős mélységű fúrás feldolgozása alapján részletesebb térképeket készíthetett az Alföld negyedidőszaki üledékeinek elterjedéséről, fekvésének magassági viszonyairól. Ezekből azonban olyan következtetéseket lehet levonni, melyek módosítják az Alföld vízrajzi fejlődéséről még eredetileg Sümeghytől kialakított földrajzi képét. A Szolnok–Tokaj közötti árok esetében (amit Urbancsek J. [1962] az örkényi–jászvári–hevesi–polgári–rétközi medencékből összeállónak írt le) csakúgy, mint a békési süllyedésben, nemcsak a „levantei” üledékek (pregünz) bezökkenése figyelhető meg, hanem arányosan csökkenő mértékben a fiatalabbaké is. Az árokban a változatos rétegződésű alsó-, középső- és felső-pleisztocén üledékek ráadásul kivastagodtak és megsüllyedtek, tehát valószínűleg nem beszélhetünk egyetlen süllyedési szakaszról a Szolnok–Tokaji-árok esetében sem.

Nem állíthatjuk egyszerűen, hogy besüllyedt, majd hamarosan feltöltődött az árok, és az óholocénig átfolytak a folyók rajta és a kunsági pannon hátán is, hanem a vápában kivastagodó rétegsorok a mélyvonalat követő és üledéket visszahagyó folyók különböző szemcseméretű lerakódásai. Mindez folyamatos, vagy inkább többszakaszos süllyedésről, illetve mélyvonalról tanúskodik, amelyben éppúgy folyhattak itt is a felszíni vizek, mint a közép-alföldi vápában. A Szolnok–Tokaji-árok fejlődése a pleisztocén folyamán tehát nem egyetlen süllyedés–feltöltődés–átfolyás, hanem lassú, többszakaszú, felújuló jelenség lehetett. Így mind a középföldi vápa, mind pedig – az erősebb süllyedések idején – a Szolnok–Tokaji-árok folyókat irányító szerepe érvényesülhetett a pleisztocén folyamán, legalábbis olyan időbeosztás alapján, mint alsó-, közép- és felső-pleisztocén. Ezekben a nagy intervallumokban

azonban szakaszonként az átfolyás is létezett a főtengety felé, sőt valószínűleg időtartamát tekintve ez volt az uralkodó helyzet.

A negyedidőszaki üledékek vastagságáról Franyó F. 1992-ben közölt részletesebb, de lényegében hasonló képet mutató újabb kéziratot térképet (2.5.1. ábra) az Alföldről, amely – mint az előzőekből is – alátámasztja az Alföld pleisztocén kettős vízhálózati képét:

- *Kéttengelyű folyóhálózat* alakult ki azokban az időszakokban, amikor a Szolnok–Tokaji-árok süllyedése megszűnt – vagy legalábbis lelassult –, a folyók feltöltődtek és az északi hegyvidék vizei rajta keresztül a közép-alföldi „vápa” felé futottak le (2.5.2. A ábra). Ezt az üledékföldtani és vízföldtani alapon készült vízrajzi képet mutatják Sümeghy J., Urbancsek J., Somogyi S. és BorsyZ. térképei.



2.5.2. ábra. A kéttengelyű (A) és háromtengelyű (B) folyóhálózat (GÁBRIS GY. 2002)

- *Háromtengelyű vízhálózat.* A főtengety a Körösök–Berettyó–Érmellék vonalában folyó Tisza, ahová délről, keletről és északkeletről ömlöttek a folyók. A második tengely a Duna alföldi vonala. A harmadik pedig a Szolnok–Tokaj vonalában levő árok, melyben erősebb süllyedés idején az északi hegyvidékekből lefutó folyók (Zagyva, Tarna, Eger, Laskó, bükkalji patakok, Sajó, Hernád, esetleg a Bodrog összetevőkből a nyugatiak) gyülekeztek össze és folytak a vályú legmélyebb vonalában dél-nyugat felé (2.5.2. B ábra).

Ez a két helyzet váltakozhatott egymással több százézer év alatt – időtartamát tekintve a második jóval hosszabb ideig tarthatott –, de a változások száma, ideje ma ismeretanyagunk alapján még nem határozható meg az egész pleisztocén időtartamára. A legutolsó és egyben a többtől eltérő, a jelenlegi helyzetet kialakító nagy tiszai átváltást továbbra is kivételes, egyedi eseménynek kell tartanunk.

A középső- és felső-pleniglaciálisban az alföldi vízhálózat a háromtengelyű vízrajzi képhez hasonlított. Az érmelléki Ős-Tisza mellett a Szolnok–Tokaji-árok ismételt besüllyedése következtében az észak-alföldi folyók, így a mátra- és bükkalji patakok, a Sajó, a Hernád és esetleg a legnyugatibb Bodrog összetevők is, nagyjából a mai Tisza vonalán végigfolyva egyesültek. Ez a folyó időnként a mai Tiszánál is bővebb vízzel lehetett, és létrehozta a fentiekben említett nagy méretű elhagyott holtmedreket, az igen nagy ívű parti dűnéket (nemcsak Tiszaroff–Tiszagyenda között,

hanem a Nagykunság valamennyi homokvidékén, pl. Tiszafüredtől délre, Abádszalók környékén stb.). Mivel csak az észak-alföldi folyók vettek részt a hordalék szállításában és lerakásában, nincs ellentmondás a dűnék anyagának eredete és genetikája, ill. kialakulásuk kora között. Ekkor a nyírségi hordalékkúp még épülhetett, illetve a nyugati perem vizei az előbbi vízrendszer felé folyhattak le, annak vízmennyiségét növelve. Ez a jelenség a hordalékkúpok sajátosságait tekintve nagyon is valószínűsíthető. Bizonyítják Borsy Z. eredményei, melyek szerint a würm második felében a nyírségi hordalékkúpnak csak a közepén folytak keresztül a folyók, míg a nyugati és keleti peremen nem.

Az ős „Bodrog–Sajó” a Nyírségi hordalékúpról lecsúszva először talán a Hajdúság szegélyén folyt le, mert a Sajó-hordalékkúp akkor még nem engedte nyugat felé. A Hortobágy közepén (Hortobágy folyó) és a keleti szegélyén (Kadarcs) jól követhető medrek vannak, melyek északi kiszakadásai nem határozhatók meg, mivel a Tisza későbbi árvízi üledékei betakarják a kapcsolatok helyét. Mindkét medergeneráció méretei alig különböznek a mai Tiszától (a Kadarcs némileg kisebb, a Hortobágyé valamivel nagyobb), így esetleg egy enyhén szárazabb és egy nedvesebb periódus emlékei, vagy a inkább Sajó nélküli ősfolyó maradványai lehetnek. A Kadarcs koráról Félegyházi E. (1998) vizsgálatai alapján bizonyítanul ítélnünk, feltehetőleg későglaciális (esetleg kissé idősebb) lehet, a Hortobágyról pedig semmilyen adat nem áll rendelkezésünkre.

Csak a jászági fiatalabb süllyedés vonzotta a Tisza jelenlegi helyére az ős Bodrog–Sajót, amely a Sajó-hordalékkúpot – annak alsó részét Tiszántúlra szakítva – átvágta, majd több helyen kanyarulatait visszahagyva délnek tartott és az Érmelléket használó Tiszával egyesülhetett. A Sajó-hordalékkúp és Szolnok közötti szakaszból induló lefolyások közül az Oktalan- és Üllő-lapos holtmedrei az egész vízmennyiséget szállíthatták, míg a hasonló, de morfológiailag elmosódottabb Mírhó-fok – Kakat-ér – Ásvány-ér vonalában található áttörés kanyarulatainak méretei szerint már kisebb hozamú lehetett a folyó, ami elágazására vagy csekélyebb vízhozamra, tehát éghajlatilag szárazabb időszakra utal. Sajnos semmiféle kormeghatározással nem rendelkezünk az utóbbi medrekből. Geomorfológiai alapon egyetlen dolog tekinthető bizonyosnak, hogy a Kakat-ér és társai nem az Északi-középhegységéből a pleisztocén végén (Somogyi S. 1961, 1967, 1969), vagy az óholocénben (Borsy Z. 1985) lefutó vízfolyások – a Laskó, Eger, stb. – maradványai. Ugyanis a Kakat-ér méreteit összehasonlítva a mátrai-bükki patakok kanyarulataival (**2.1.4. ábra**) világossá válik, hogy nem azonosíthatók az Északi-középhegységéből származó folyóvizekkel (ahogyan ezt napjainkig olvashatjuk szakcikkeinkben), hanem az előbb említett ősfolyó maradványai lehetnek. Elképzelhető az is, hogy a jelenkori tiszai áradások hatalmas kiterjedésű elöntéseiből származó vizek déli irányú levezetését szolgálhatták jóval később, amikor már mai helyén folyt és sokkal több vizet szállított a Tisza. A kérdés eldöntéséhez a meanderek további vizsgálata szükséges.

A pleisztocén végén azonban olyan változás történt az Alföldön, amelyről a pleisztocén megelőző idején nem tudunk. Nemcsak az észak-alföldi, már említett „vápa” mozgása erősödött meg, hanem északkeleten a Bodroköz (melynek süllyedése a középső-pleniglaciálisban, ill. Borsy Z. [1989] szerint csak a felső-pleniglaciális

második felében erősödött fel) vonzhatta ide a Tiszát, majd a Beregi-, a Szatmári-síkság is megsüllyedt. Az Ecsedi-láp medencéje, valamint a Szernye-mocsár is fiók-medenceként szerepel a hazai szakirodalomban, de ezek holocén rétegei csak nagy hordalékkúpok (az utóbbi a Tiszáé és a Latorcáé, az előbbi pedig Bodrog-összetevők hordalékkúpja [vagyis a Nyírség] és a Szamosé) között elgátolt, s alacsony maradt mélyedésként (és nem süllyedékként) értelmezhetők (l. Rónai A. [1985] könyvében Schréter Z. et al. szelvényét).

A Nyírségtől keletre levő süllyedés koráról nem sokat tudunk. Borsy Z. [1955, 1959] és Benedek Z. [1960] adatai szerinti sorrend – fenyő-nyír II-III¹⁴ között a Bodrogláz, a fenyő-nyír III-ban a Szatmár–Beregi-síkság és ismét a Bodrogláz, a fenyő-nyír IV elején az Ecsedi- és Szatmári-síkság – ma már nem tartható. A Csaroda melletti, a Tisza vagy a Borzsava holtmedrében kifejlődött Nyíres-tó újabb paleoökológiai vizsgálata szerint (Sümei P. 1999) az elhagyott kanyarulat feltöltődése (radiometrikus adatok hiányában csupán palinológiai alapon meghatározva) a későglaciális melegebb szakaszának végén – 12 000 C¹⁴ BP körül – kezdődött, így a meder kialakulása is ennek letelepülésére, a bölling interstadiálisra tehető. A mozgások tehát itt is idősebbek lehettek, mint a geomorfológiai irodalomban eddig olvashattuk (bár pl. Urbancsek J. [1965] még a riss-würm interglaciálisra, vagy a würm második felére tette a Bodrogláz és a Beregi–Szatmári-síkság bezökkenését). Így végül az Alföld északkeleti perem-süllyedékei fokozatosan magukhoz vonzva a terület folyóit, kialakították – egy sosem-volt helyzetet teremtve – a mai Tiszát. Ez lett az Alföld hidrográfiai főtengelye, ez a folyó mélyítette ki, majd töltötte fel a legfiatalabb jellegzetes „tiszai” üledékekkel a fentebb említett Tokaj–Szolnok közötti árkot, miközben az Érmellék–Körösök vonal másodrendűvé degradálódott.

Marad azonban még egy kérdés: mikor történt a Tisza nagy átváltása az Érmellékről a mai helyére?

Az első vélemények még nem támaszkodhattak fizikai alapú kormeghatározásra, viszont századunkban elszaporodtak a különféle, elsősorban lumineszcens kormeghatározások. Közülük elsőként említendő Timár G. et al (2005) munkája, melyben Magyar E. pollenvizsgálatait kalibráló radiokarbon adat alapján 16 000–18 000 évre teszi Tisza megjelenését Polgár környékén. Ehhez többé-kevésbé illeszkednek Thamó-Bozsó E. et al. (2007), Nádor A. et al. (2007) kutatásai, melyek szerint a Tisza az Érmelléket ~14 000 év (OSL) körül hagyhatta el. Magyar E. (2010) újabban felülvizsgálta korábbi eredményeit, és a Polgár környéki Sarlóháti kanyarulat legalsó rétegének radiokarbon koraként 11 400 cal BP-t adott meg. Ezt úgy értelmezte, hogy a Tisza nagy átváltása utáni legkorábbinak tartott meder a későglaciálisban (14 300–11 500 cal BP között) lehetett aktív.

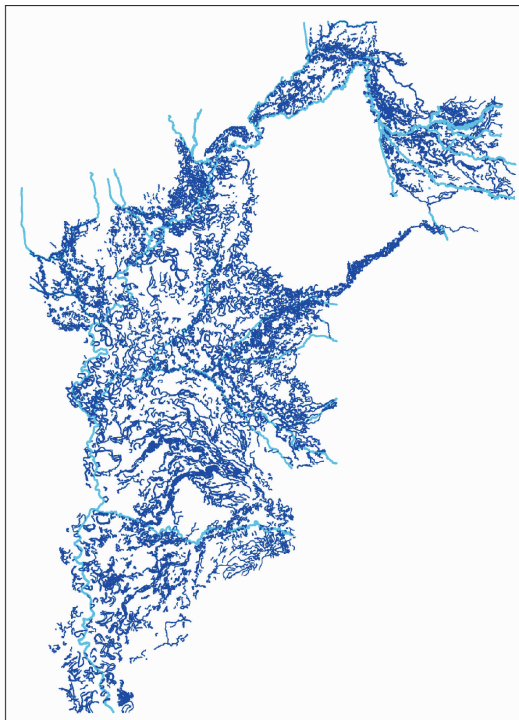
Ez az adat jól korrelál a Tisza alsó szakaszán, a Tiszásas melletti homokbánya rétegeinek vizsgálata során nyert legújabb eredményekkel (Gábris Gy.–Novothy Á.

14 Ezek a holocén korabeli beosztásának részei, ma már nem használatos jelölések.

2017). A feltárásban a folyamatosnak tekinthető folyóvízi üledékképződés a felső-pleniglaciálistól a későglaciálisig tartott. A nehézásványtani vizsgálatok alapján két különböző folyó üledékeit sikerült azonosítani: alul az északi irányból érkező folyók (Ósajó–Bodrog) hordaléka rakódott le a felső-pleniglaciális végén, valamikor 18 és 16 ezer év között. A felső rész tiszai jellegű üledék, és a későglaciális során képződött, nagyjából 15 és 12 ezer év között. A homokbánya így az alföldi vízhálózat fejlődésének kulcsfeltárása: miután a Duna – valószínűleg még az utolsó glaciális maximum előtt – elhagyta ezt a területet, előbb az ún. „harmadik folyó” (Ós–Sajó–Bodrog) foglalta el azt a felső- (középső?) pleniglaciálisban. A Tisza későglaciálisban jelent meg a mai helyén.

2.5.2. A mellékfolyók vízrajzi változásai

Az ELTE Természetföldrajzi tanszékén a 90-es évektől indult meg a terepgyakorlatokhoz és pályázati munkákhoz kapcsolódóan az Alföld egyes területeinek geomorfológia feltárása. Ennek során 1:10 000-es méretarányban készültek digitalizált, georeferált térképek a Bodrogtól a Tiszáig, amelyek kiegészültek a korábbi évtizedekben végzett jársági, heves–borsodi és taktaközi kutatásaimmal (térképeimmel).



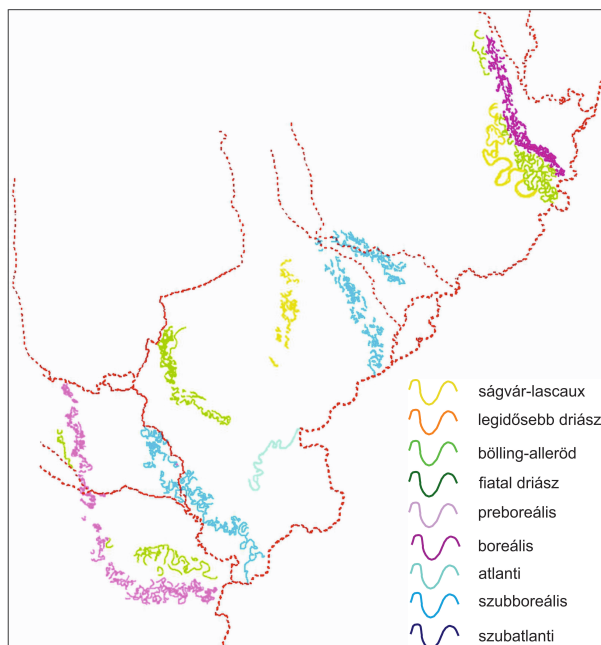
2.5.3. ábra. Az Alföld holtmedreinek térképe – NAGY B. (Sajó-hordalékkúp), VASS R. (Szatmár–Bereg), HERNESZ P. (Alsó-Tisza), SUMEGHY B. (Maros-hordalékkúp északi része) és BEREK B. (Maros-hordalékkúp déli része) munkáival kiegészítve (szerk. Gábris Gy. 2014.)

A legutóbbi években a Tisza és a Szamos hordalékkúpja, az Érmellék, valamint a Berettyó és a Körösök vidéke is feltérképezésre került. Az elmúlt évtized során a témába vágó kutatások Szegeden és Debrecenben is megszorodtak, melyek eredményeként a szerzők hozzájárulásával – Nagy B. (Sajó-hordalékkúp), Vass R. (Szatmár–Bereg), Hernesz P. (Alsó-Tisza), Sümeghy B. (Maros-hordalékkúp északi része) és Berec B. (Maros-hordalékkúp déli része) – igen nagy területre lehetett kiegészíteni a holtmedrek már megrajzolt térképét (2.5.3. ábra).

A fenti térképből sikerült kiemelni azokat a medergenerációkat, amelyekről a kutatások során eltérő bizonyossággal megállapítható volt, hogy valamelyik folyónk korábbi nyomvonalát jelezhetik és még korukat is meg lehetett becsülni, különféle kormeghatározási (C^{14} , lumineszcens stb.) módszerek segítségével. A továbbiakban ebből kiindulva az egyes vidékek részletesebb képe is bemutathatóvá vált.

2.5.2.1. Észak-alföldi hordalékkúpok vidéke

A Zagyva–Tarna rendszere, a Bükkalja patakjai és a Sajó–Hernád-hordalékkúp területén kirajzolódó ősi vízfolyások térképén a korábbi kutatások alapján elég nagy biztonsággal lehetett kijelölni a medergenerációkat és kialakulásuk korát (2.5.4. ábra). A részleteket a korábbi publikációkban (Gábris Gy.–Nagy B. 2005, Gábris Gy. 2011/a és 2011/b) lehet olvasni.

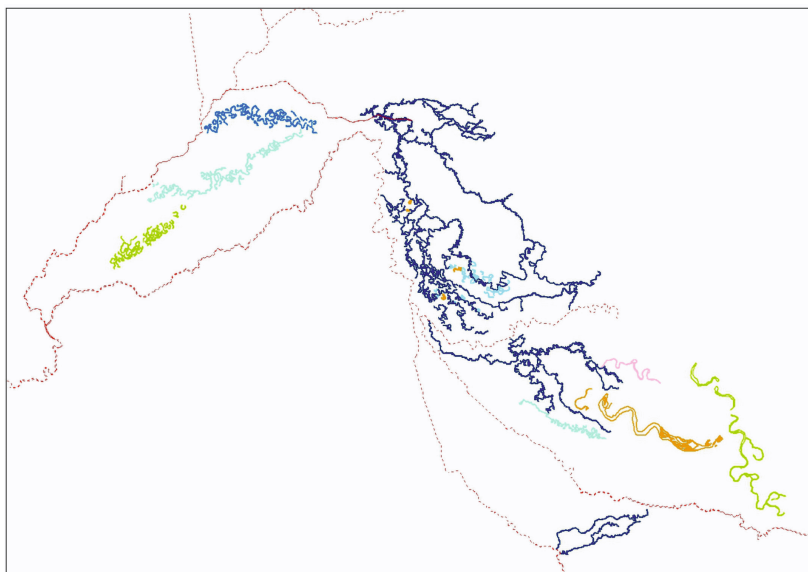


2.5.4. ábra. Az Észak-alföldi hordalékkúpok ősi vízfolyásai kialakulásuk kora szerint (GÁBRIS GY. 2014)

A legidősebb medrek a ságvár–lascaux interstadiálisban alakultak ki (Sajó mentén az Énekes-ér generációja és egy Tarna meder). A nedves későglaciális böl-ling–alleröd korú medreit a Zagyva délies folyása és Sajó közepes méretű kanyarulatai jelzik. A holocén korai szakaszát szintén a Zagyva mellett találhatjuk meg a mai Hajta-folyás irányában, ill. az akkor még önálló Tarna nyomvonalán. Különleges az atlanti második feléhez kapcsolható Tisza-meder (György-ér), amely a Jászság legutóbbi süllyedési központja (Besenyszög) felé tartott. Ide folyhatott az immár közös Zagyva–Tarna vize is a szubboreális óta. A Bükkalja patakjai (Laskó-, Kánya-, Eger-patak) csak a legfiatalabb szubboreális és szubatlati idején hagytak nyomot a Heves–Borsodi-síkon.

2.5.2.2. Az Alföld északkeleti része

A terület igen jelentős része az országhatáron kívül található, ezért a modern kutatások végzése részünkről sok akadályba ütközik, a helyi szakemberek (elsősorban Kárpátalján) pedig nem ambicionálták azokat. Így vidékről alkotott képünk erősen hiányos és bizonytalan. Teljesen ismeretlen volt az Ung és a Latorca, sőt a Tisza hordalékkúpjainak geomorfológiai helyzete. A Szamossal kissé jobban állunk, de az ide vonatkozó irodalom régi (Borsy Z. 1954; 1959; Benedek Z. 1960), ill. elavult, és nincs használható térképi feldolgozása sem. Hiánypótlásképpen az említett szerzők írásai alapján a II. katonai felmérés lapjairól berajzoltam a térképbe az eddig többé-kevésbé azonosított medreket és megpróbáltam a kialakulási korukat hozzárendelni (2.5.5. ábra).



2.5.5. ábra. Az Északkelet-Alföld vízrajzi fejlődése (jelkulcs a 2.5.4. ábrán)
(GÁBRIS GY. 2014)

Viszonylag részletesen kutatott terület a Bodrogtó (Borsy Z. et al. 1989, Lóki J.–Félegyházi E. 2007), bár a szlovákiai részről kevesebb ismeretünk van (Gábris Gy. 2007). A bodrogtői mederváltozások öt szakaszát Borsy Z. et al. (1989) sokoldalú üledékföldtani, palinológiai, morfológiai vizsgálatokkal és radiokarbon kor-meghatározásokkal támasztotta alá. A fiatal (későglaciális–óholocén korú [Gábris Gy. 2003/a]) futóhomoknak, ill. löszös homoknak csupán kicsiny, erősen szakadozott foltjai emelkednek ki a nagyrészt holocén képződményekből a területen. Ennek figyelembevételével aligha képzelhető el, hogy pleisztocén végi, pontosabban felső-pleniglaciális medrek lennének nyomozhatók a holocén felszínen. Az ellentmondásos adatok közül azok kerültek térképre, amelyekben viszonylagos egyetértés van: a szubboreális Tice, az atlanti Karcsa és egy későglaciális névtelen medergeneráció.

A beregi területekről két interpretáció is született. Borsy Z. (1989) szerint az elhagyott medrek alapján egy fokozatos nyugatra tolódás figyelhető meg a keleti boreális medrektől az atlanti, majd szubboreális fázisokig, míg végül a Tisza elfoglalta mai helyét a Nyírség peremén. A fenti menetet tulajdonképpen egyetlen radiometrikus adat támasztja alá. Gelénes mellett a Báb tava nevű holtmederből nyert minta $6955 \pm 70 \text{ C}^{14} \text{ BP}$ korú (Sümei P. et al 1999). Vass R. újabb adatai (Félegyházi E.–Vass R. 2014) azonban sajnos még nem elegendők egy hasonló szintézis elkészítéséhez.

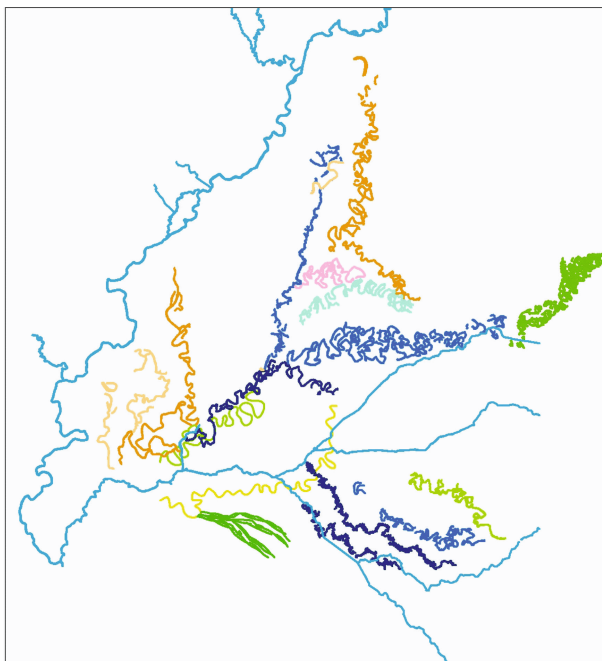
A Tisza–Szamos sarkalati problémája, vagyis a két folyó helyváltoztatásának meghatározása – elsősorban a kárpátaljai kutatások hiányában – jelenlegi ismereteink alapján nem megoldható. A Tiszának csak egyetlen nagyméretű kanyarulatokat mutató elhagyott folyása van, amely közvetlenül a folyó közelében húzódik, és a Tisza fiatal – néhány száz vagy egy-két ezer éves – mederváltozásának tanúja. A Szamos esetében az eddig legidősebbnek tartott romániai Nagy-Éger mellett egy valószínűleg még korábban kialakult meder is felismerhető tőle nyugatra. Ez fonatos rajzolatot mutat, majd átvált hatalmas kanyarulatokba (a magyarországi kanyargós részét szintén Nagy-Éger-nek hívják), jelezve a hordalékkúp peremi, disztális részét. Ezekon kívül még két idős folyásirány jelölhető ki: az egyik az Ős-Túr lehet, a másik, a Kis-Szamos, kicsiny kanyarulatai alapján, de konkrét kor meghatározások híján, feltételezhetően a holocén legszárazabb szakaszában képződhetett. A szakirodalomban általában emlegetett Érmellék irányába vezető lefolyás nem mutatható ki egyértelműen. Van ugyan egy kiágazás a Szamosból Krassó falunál dél felé, de folytatása csenevész és bizonytalan, inkább fattyúág lehetett.

2.5.2.3. A Körösök irányváltozásai

A Körösök rendszerének vizsgálata mindeddig kimaradt a hazai kutatások programjából, melynek fő oka, hogy területének nagyobbik része a határon kívül fekszik, és a magyarországi rész önmagában szinte értelmezhetetlennek tűnt. Az igazi hordalékkúpok Romániában vannak, így kizárólag térkép- és távérzékelési tanulmányokat lehetett végezni. A hazai terület pedig az Alföld egyik legerősebben és leghosszabb ideje süllyedő medencéjében van. Itt terjedelmes vízi világ terpeszkedett, ahol a hordalékuktól felsőbb szakaszaikon megszabadult folyók ártéri iszapja

betakarta, eltörölte a korábbi folyási irányokat. Csak a legfiatalabb kanyargós vízfolyások hálózák be a vidéket.

A Sebes-Körösnek egy egészen fiatal fattyúága a Holt-Sebes-Körös. Egy másik, dél felé tartó lefolyása közepes méretű kanyarulatokkal nyomozható Nagyarsány–Atyás–Geszt vonalában, ahol már Korhány-ér néven ismert, és a Fekete-Körös legészakibb ágával találkozhatott (2.5.6. ábra). A Fekete-Körösnek két ága mutatható ki. Az egyik Tenke alatt válik ki a Fekete-Körösből. Hosszan kanyarog egyre nagyobb méretű kanyarokat alkotva – a legnagyobbak Madarász környékén és a fent említett Sebes-Körös ággal Gesztnél egyesült alsó szakaszán található –, majd Nagyszalontától kissé keletre Köles-ér, lejjebb pedig Korhány-ér néven ismerik. Ezek a medrek a Fekete-Körös hordalékkúpjának északi szegélyén futnak, és kanyarulatméreteiből számított vízhozama szerint a legidősebb – talán az atlanti elején működött – medergeneráció lehet. Az előzőnél kisebb kanyarulataival tűnik ki az Illye–Kötegyán–Sarkadkeresztúr vonalában meg-megszakadó medersor maradványai jelezte másik ág. Korát csak a számított vízhozama alapján lehet becsülni a szubboreális második felének csapadékos időszakára. Mivel a Kökény-ér név a magyarországi szakaszon is többször előfordul a térképeken, talán ez lehetne a lefolyás neve. A Gyepes-ér a legfiatalabb lefolyás, a maihoz hasonló méretű kanyarulatokkal. A Fehér-Körösnek csupán a mai, csatornázott medre melletti kis meanderei nyomozhatók.



2.5.6. ábra. A Hortobágy–Berettyó-vidék és a Körösök vízfolyásai időrendben (jelkulcs a 2.5.4. ábrán) (GABRIS GY. 2014 kiegészítve)

2.5.2.4. A Hortobágy–Berettyó vidéke

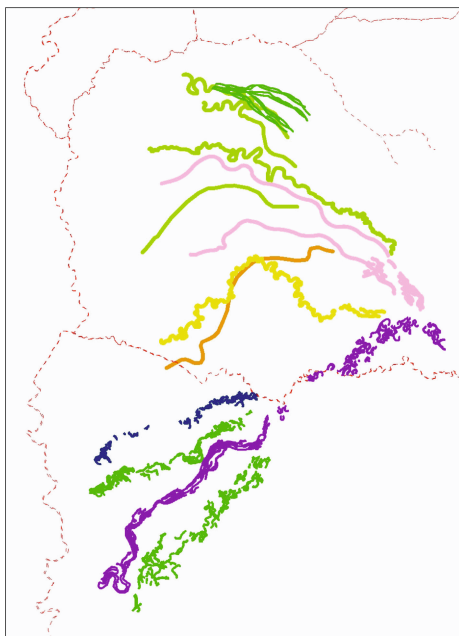
Két vízrendszer találkozásánál vagyunk (2.5.6. *ábra*). Az egyik – északról érkező vizekkel – a modern Tiszához kapcsolhatók. Az Borsy Z. (1989) feltételezése szerint a Tisza jelenlegi helyére történő átváltása több lépésben történhetett. E szerint a folyó keletről nyugatra fokozatosan haladt a mai Szolnok–Szeged közötti árok felé, visszahagyva az ebben a sorrendben fiatalodó, ma Kadarcs, Hortobágy, Kakat-ér, Csorcsány-ér nevű medreket. Fontos megjegyezni, hogy a Hortobágnak tulajdonképpen csak egyetlen hatalmas kanyarulata viselhetné az Ős-Hortobágy nevet, mert a medersorozat többi része sokkal kisebb kanyarokat mutat és ez valószínűleg valóban csak az árvizek levezetését szolgálta. A másik nézet viszont mindezeket árvízi túlfolyásoknak tekinti. Ez utóbbi bizonyára igaz a legújabb korokig (a Tisza szabályozásáig), hiszen geomorfológiailag valamennyi ún. összeszűkült meder, amelynek kialakulása úgy magyarázható, hogy a medrekben rendszeresen folyik a képződésük idejéhez képest csekély mennyiségű víz, ami a vízhozamhoz alakította (kitöltötte) a meder keresztmetszetét. Megjegyzem, ezek ettől még lehetnek a Borsy Z. által javasolt nyugati áthelyeződés maradványai is.

A másik víztömeg keletről érkezett, ill. ma is érkezik. A jelenleg főként Ér, Berettyó és Sebes-Körös néven ismert folyókról van szó. Az ábrából kikövetkeztethető, hogy ezek a vizek fokozatosan délnek húzódtak – főként a Kösely három generációja és negyedikként az ősi Berettyó mutatja ezt szépen. Ezt a gondolatot csak a medrek viszonylagos helyzetével tudjuk némiképpen alátámasztani. A Kösely déli medergenerációja elrontja a középsőt, tehát annál fiatalabb. A déli az északinál is fiatalabb, mert itt is hasonló elrontással van dolgunk, csak folyásirányban sokkal feljebb. Csupán a déli mentén vannak övzátony-sarlólapos sorozatok – ezért újholocén korú lehet, mert máshol is bizonyosságként ismertük fel e képződmények gyors elfödését a későbbi áradások üledékével. Az északi Kösely Félegyházi E. (2001) szerint legalább későglaciális, de lehet, hogy idősebb.

Az északi és a keleti vizek találkozási pontja ugyanilyen fokozatosan áttolódni lát-szik. Ez utóbbi helyét – jobb híján – a terület egyenlőtlen süllyedésével magyarázhatjuk. A Kösely építette folyóhát lezárja a Kadarcs déli folytatását – ez lehet az idősebb. A II. katonai felmérésen a Kadarcs vize átfolyik a Köselybe, és hosszú csavargás után eléri a Hortobágy folyót. Ez a Kösely azonban már a középső generációhoz tartozik. Az átmenet előtt a nagy Kadarcs-meanderek eltűnnek (betemetődtek a Kösely üledékeivel), de előbb még kicsipkéződnek, ami a vízhozam erős csökkenését jelzi. Sajnos, ami a kormeghatározásokat illeti, ezen a területen vagyunk a legnagyobb bizonytalanságban. Kevés, és a szerző által is kétséggel fogadott pollenanalízisen alapuló adatunk van (Félegyházi E. 2001). A legnagyobb talányt itt, az egyes szakaszain Hék nevet viselő medercsoport jelenti. Ennek valamely mai folyóval való azonosítása sem történt meg. Koráról pedig azon kívül, hogy végül egy sokkal szélesebb (300–400 m, míg a Héka csak 50–80 m széles) és mélyebb (legalább 4 m) nagy kanyarulatba folyik, ami egyedül áll a környéken, és a Kakat-ér végét elrontja (tehát annál fiatalabb), más ismeretünk nincs.

2.5.2.5. A Maros hordalékkúpja

Erről a vidékről vannak a legújabb és legmodernebb eszközökkel végzett kutatási eredmények. Az északi részen a Szegedi Tudományegyetem oktatói-doktoranduszai (elsősorban Sümeghy B. 2014), a szerbiai részen pedig az ELTE-s Berec B. (2012) munkái alapján készült az alább látható térkép (2.5.7. ábra).



2.5.7. ábra. A Maros hordalékkúpjának ősi vízfolyásai időrendben (jelkulcs a 2.5.4. ábrán) (GÁBRIS Gy. 2014)

Sümeghy B. szerint a felső-pleniglaciális végének mindkét szakasza – a nedvebb ságvár–lascaux és a szárazabb legidősebb driász (fonatos medrekkel) is – nyomonkövethető. A későglaciálisból a viszonylag hosszú meleg-nedves bölling–alleröd szakasz idején három, míg a preboreálisból két lefolyás is valószínűsíthető. A legészakibb medrek esetében ezek egybevágnak Nádor A. et al (2007) vizsgálati eredményeivel. A romániai területen boreális korú fonatos medreket és szub-boreális kanyargó medergenerációt is sikerült elkülöníteni

A déli részen a legújabb radiometrikus kormeghatározások (egyetlen kivétellel) még nem publikáltak. A Galacka fonatos medergenerációjának kora így is gondot okoz, mert különböznek a radiokarbon és az OSL korok. A hordalékkúp geomorfológiai tulajdonságai alapján valószínűbb a preboreális–fiatal driász kor. A korábbi kutatások és a jelenlegi koradatok is azt sugallják, hogy az Aranka az egész rendszer legfiatalabb vízfolyása: még a történelmi időkben is működött, és csak mesterségesen vált elhagyottá.

2.6. Az Alföld paleohidrológiája

A vízfolyások kanyargósságának vizsgálata nem tartozik szorosan a vízhálózat rendszerének elemzéséhez, mégis mivel bizonyos folyótípusokra jellemzők a matematikai-statisztikai módszerekkel feldolgozható kanyarulatok, és segítségükkel ebben a tárgykörben is új ismeretek szerezhetők, a mennyiségi módszerek bevezetése logikusan elvezetett olyan gondolatokhoz, amelyek a klasszikusnak nevezhető fluviátilis geomorfológiában is új utakat eredményeztek. A kanyargó folyók geomorfológiai és hidrológiai jellemzőinek kapcsolatait feltáró vizsgálatok vezettek az Alföld holocén paleohidrológiájának első vázlatos eredményeihez.

Néhány kérdés – a folyók meanderezése, paleohidrográfia, paleohidrológia – esetében szükséges egy rövid visszatekintés, amelyben kiviláglik kutatásaim egyfajta gondolati folyamatossága, egyes problémák visszatérő felbukkanása, és a megoldásoknak az újfajta megközelítésekből eredő továbbfejlesztése.

A folyók meanderezése már nagyon régen magára vonta a kutatók figyelmét, úgyhogy különböző szempontú tanulmányozása hosszú múltra tekinthet vissza. A kanyargó folyók meandermérete minden vízfolyásra jellemző, egyedi tulajdonság. Régóta ismert, hogy a folyókanyarulatok – több tényező mellett – elsősorban a vízhozamtól függenek. Számos kísérletet ismerünk arra vonatkozólag, hogy ezt az összefüggést többé-kevésbé pontosan meghatározzák, hogy a különböző meanderméreték és vízhozam adatok között valószínűségi számítási módszerekkel igazolható, sztochasztikus összefüggést találjanak. A vízhozamok, a hordalékszállítás és a meder-, ill. meanderméreték összefüggéseinek a kérdéseit különböző megközelítésben a külföldi és a magyar földrajzi-hidrológiai irodalom is gyakran tárgyalta.

A hatvanas évek végén már ismert volt hazánkban, hogy a holocén klímáingadozások hatására a korszak folyóinak vízhozama is ingadozott, s emiatt szükségképpen változott a folyókanyarulatok nagysága is. Lehetséges tehát, hogy egészen különböző méretű kanyarulatokkal rendelkező elhagyott medrek egy és ugyanazon folyó eltérő korú maradványai, ill. hogy ugyanakkora morotvák különböző folyók emlékei. A magyar földrajzi szakirodalomban az első alkalmazás 1970-ből származik: a fenti megfontolások alapján a holtmedrek idő- és térbeli rendjének kutatásakor a morfológiai mérések statisztikai feldolgozása a Sajó-hordalékkúp paleohidrografiájának megrajzolásához lett felhasználva (Gábris Gy. 1970).

E területen jelentős továbblépést mutatott a magyar szakirodalomba később bevezetett **paleohidrológia** fogalma.

A szárazföld vizeinek természeti földrajzával foglalkozó *hidrográfia* mellett kialakult egy gyakorlati célú, a földrajzi helyett inkább műszaki szemléletű, a vizek észlelésével, változásainak folyamatos nyilvántartásával, a vízviszonyok dinamikájának mennyiségi és minőségi változásaival és az azt szabályozó fizikai, ill. leíró statisztikai törvényszerűségek kutatásával foglalkozó tudományág, a hidrológia. Ez a diszciplína azonban sokáig kívül rekedt a nagyobb időtávlatokban gondolkodó, földtörténeti indíttatású kutatások hatáskörén. Alapvetően azért, mert hiányoztak

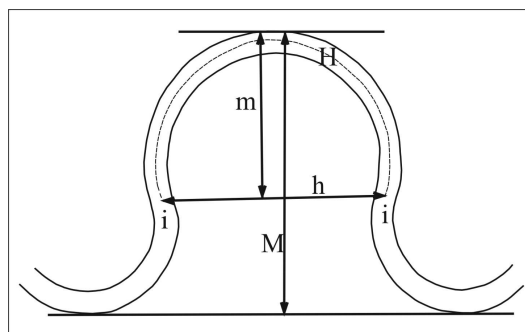
azok a számszerű adatok, amelyek lehetővé tették volna az elmúlt időszakok pillanatnyi hidrodinamikájának konkrét mennyiségi-statisztikai vizsgálatát (Gábris Gy. 1986c, 1987a). Geomorfológiai kutatások azonban alkalmasak arra, hogy az utolsó néhány ezer év különböző időszakasaiban az alföldi folyók vízhozamaira vonatkozó számszerű adatokat nyerjünk, és ezekből lehetőség nyílik ezen időszakasz néhány valóságos **paleohidrológiai alapvonásának** feltárására.

A megismerés e szintjén azonban a paleohidrográfia és a paleohidrológia kérdései már oly mértékben összefonódnak, a kutatások egymást feltételezve és kiegészítve folynak, hogy szétválasztásuk csupán módszertani szempontból lehetséges.

2.6.1. Alapelvek

A középszakas-z jellegű kanyargó folyók vízhozama és meandereinek méretei közötti mennyiségi összefüggések kutatásának alapjául az a felismerés szolgált, hogy bizonyos számított vízhozam adatok és a szelvényükhöz tartozó folyómedrek mederméretei – mindkét tengelyen logaritmikusan beosztású koordináta-rendszerben – egyenes mentén látszottak rendeződni. Ebből arra következtettek, hogy a mederméret (L) és a vízhozam (Q) között az alábbi összefüggés feltételezhető: $L = A Q^b$

A régóta ismert statisztikus összefüggés jobb megközelítése céljából az utóbbi évtizedekben számos kutató végzett méréseket, számításokat. Az eredményként kapott légiónyi regressziós egyenlet különbségei részben a számításokhoz felhasznált eltérő meanderméretekre, de főleg a vizsgálati területek eltérő természetföldrajzi viszonyaira vezethetők vissza. Tehát a hazai kutatásokban is használható összefüggés csakis hazai adatokra támaszkodva számítható ki. Ezért a magyarországi vízfolyások adataival – hazai gyakorlatban használt kanyarulatméretekkel (2.6.1. ábra), valamint vízhozamértékekkel – végeztem számításokat (Gábris Gy. 1985).



2.6.1. ábra. A kanyarulatok mérőszámai (GÁBRIS GY. 1970). Jelmagyarázat:
 h - húr-hossz, H - ívhossz, m - magasság, M - burkológörbék távolsága, i - inflexió pont

A Föld kevésbé kutatott, gyéren lakott vidékein már alkalmazták az ily módon nyert regressziós egyenleteket abból a célból, hogy megbecsüljék olyan folyók vízhozamait, amelyekről nem rendelkeztek kielégítő (vagy semmiféle) mérési adattal. Az ősfolyók hidrológiájának megismerése céljából alkalmazott módszer mint

első ilyen jellegű megközelítés feltűnést keltett az I. Geomorfológiai Konferencián (1985) Manchesterben.

Az Alföldön nyomozható különböző korú ősfolyók elhagyott medreinek méreteiből és a nekik megfelelő folyók mai vízhozamadataiból a meanderméret–vízhozam fenti úton nyert egyenleteinek alkalmazásával becsülhető volt az illető folyó hozama, és a kanyarulat kialakulásának ideje (Gábris Gy. 1986c). Így tehát alföldi folyóinknak a holocén egyes szakaszaiban valószínűsíthető vízhozamairól, vízjárásáról (paleohidrologia) már számszerű adatokkal is rendelkezünk. A számítások eredményeként kapott, és az eddigi becslésekhez képest túlságosan magasnak tűnő vízhozamértékek azonban a módszer – alábbiakban bemutatott – továbbfejlesztésére sarkalltak (1995/c).

Az alapkérdés az, hogy a folyókanyarulatok méreteit milyen tényezők határozzák meg? A régi terepi megfigyelések mellett terepasztal-kísérletek során vizsgálták a problémát, és a következő minőségi megállapításokra jutottak: a kanyarulatok mérete és alakja főképpen a vízhozam, az esés és a partok anyagának függvénye. Megoldást azonban ezek a vizsgálatok a geomorfológia számára nem jelentettek, mert az a földtudományokban általánosnak tekinthető megállapítás – miszerint a laboratóriumi kísérletek eredményei a természetbeli, sokkal összetettebb körülmények között csak közelítőleg alkalmazhatók – ebben az esetben is érvényes.

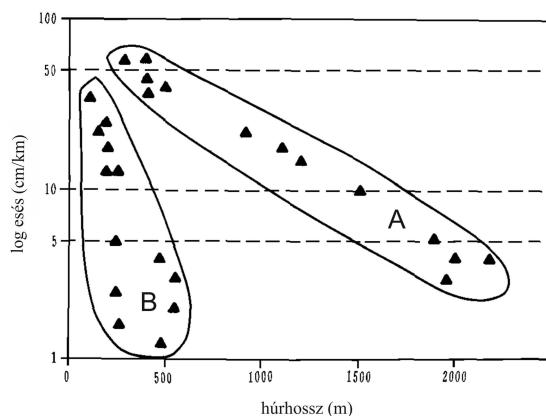
2.6.2. A meanderek méretét meghatározó tényezők többváltozós statisztikus vizsgálata

A kanyarulatok mérete a vízhozamon kívül még más – az előző kutatásokban figyelembe nem vett – tényezőknek is függvénye, ezért a jobb hozambeccsítés elérése érdekében szükségesnek látszott több befolyásoló tényező bevonása a számításokba. Az új vizsgálat adatbázisába ezért a meanderadatokon kívül a mederméretekre (szélesség, mélység, szelvényterület), az esésre, a mederanyagra és a hordalékra vonatkozó különböző adatok is bekerültek.

Első lépésként a vízhozamok és más tényezők közötti összefüggések egyenkénti vizsgálata történt meg. Ismét csak bebizonyosodott, hogy a meanderméretek közül a húr hossz (egyenlő a külföldi irodalomban használt hullámhossz felével), az ívhossz és a kanyarulatok tágassága mutat jó kapcsolatot a vízhozamokkal: exponenciális összefüggés esetében – logaritmált adatokból számítva – a korrelációs együtthatók értékei 0,94 felett vannak. Más mérőszámok esetében a korrelációs együttható értéke ennél jóval alacsonyabb. Különösen vonatkozik ez a megállapítás a kanyarulatok görbületi sugarára ($R = 0,79$), ezért az ezekből számított függvény megbízhatósága kicsi, így alkalmatlan vízhozambeccsítésre és mederazonosításra. A vízhozam–görbületi sugár gyengébb összefüggése egyébként könnyen belátható eredmény, hiszen a sugár mérete erősebben függ a kanyarulat fejlettségétől (**2.1.23. ábra**), mint a vízhozamtól.

A mai hidrológiai mérések mintájára sokan alapoznak paleohidrologiai számításaik során is a mederkeresztmetszetre (vízhozam=keresztmetszvény területe szorozva

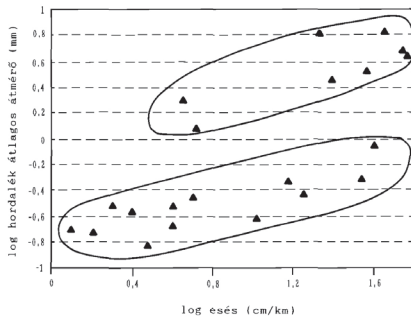
a vízsebességgel). Sajnálatos módon azonban a meder mélységére, szélességére vagy ezek arányszámára vonatkozó adatok logaritmusával a hazai adatokból nem sikerült olyan szoros korrelációkat kapni, mint amilyen a szakirodalomban több szerzőtől is olvasható (pl. Schumm, S. A. 1968; Dur y, G. H. 1976). A kisebb értékeknek ($R = 0,69-0,89$) oka az lehetett, hogy a vizsgálat körébe vont vízfolyások középsebessége nagy mértékben különbözik. A paleohidrológiai kutatások során a mai holtmederben esetleg több ezer éve folyt víz régi sebességének meghatározása egyébként is nagy nehézségekbe ütközne, ezért a sok buktatót magában rejtő mederkeresztmetszetre alapozott számítás véleményem szerint nem ajánlható ösvízhozamok becslésére. Az Alföldön előforduló nagy számú elhagyott meander esetében ez a módszer a holtmedrek fúrásszelvényeinek lassú, nehézkes és igen költséges felvételezése miatt különben is szinte végrehajthatatlan lenne.



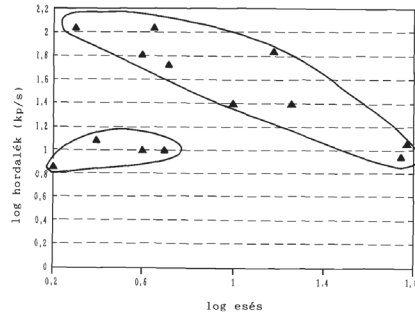
2.6.2. ábra. A magyarországi folyók két csoportja a húrhossz és az esés összefüggése alapján (GÁBRIS GY. 1995/b)

Figyelemre méltó összefüggést világított meg viszont a húrhossz és az esés grafikonja (2.6.2. ábra), melynek alapján a hazai mérőhelyeket egyértelműen két csoportba (A és B) lehetett osztani. A szemilogaritmikus koordináta-rendszerben kirajzolódó két egyeneshez rendeződő pontok korrelációja is jó: A csoport $R = 0,97$; B csoport $R = 0,92$. (Megjegyzendő, hogy ebben az esetben csak az volt a lényeges, mely tényezők között mutatkozik olyan szorosabb kapcsolat, amiből aztán a meanderméreteket meghatározó tényezők rendszere bontható ki.)

A továbbiakban – amint a 2.6.3.-2.6.4. ábrák mutatják – sikerült statisztikus összefüggést kimutatni az esésviszonyok és a hordalék szemcseátmérője ($R = 0,9$, ill. $R = 0,8$), valamint kp/m^3 -ben mért mennyisége között (A csoport $R = 0,83$; a B csoportban a kevés adat miatt nem volt értelme a korrelációs együttható kiszámításának). Schumm, S. A. (1968) közlésével ellentétben azonban nem adódott összefüggés a mederanyagban előforduló sziltfrakció arányszámával.



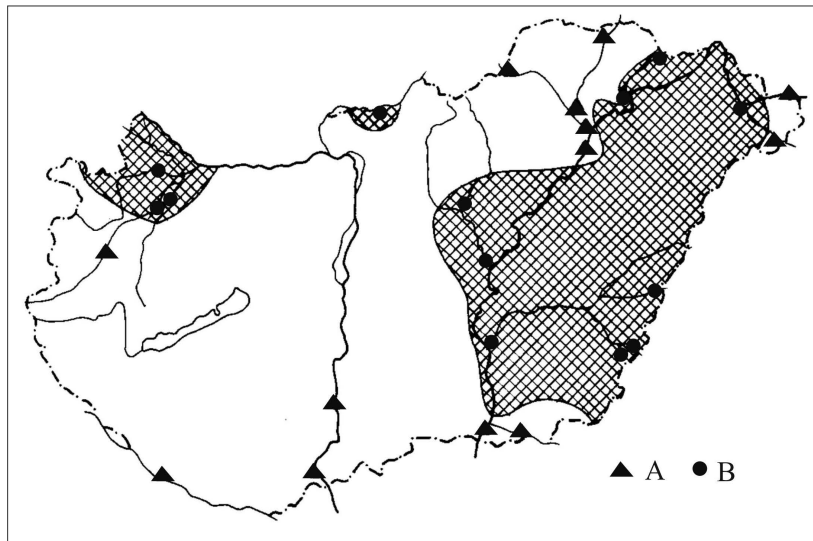
2.6.3. ábra. Az esés és a hordalék átlagos átmérője alapján kijelölhető csoportok (GÁBRIS GY. 1995/b)



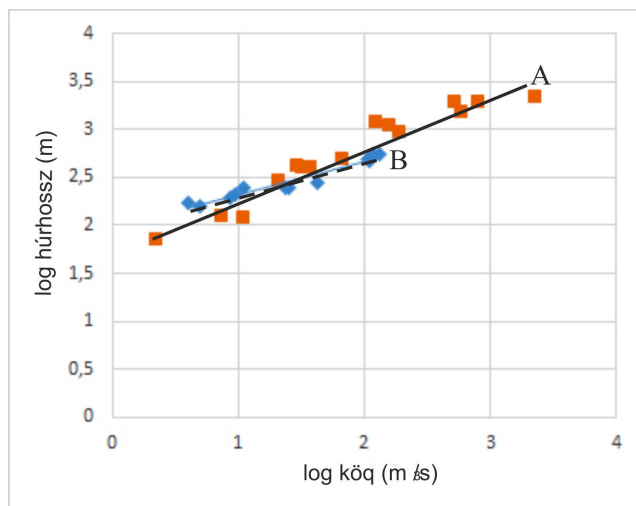
2.6.4. ábra. Az esés és a hordalék mennyisége alapján kijelölhető csoportok (GÁBRIS GY. 1995/b)

2.6.3. Az alföldi folyók két típusa és becsült ősi vízhozamuk

Mivel kisebb eltérésekkel rendszeresen ugyanazon mérőhelyek adatai kerültek A és B csoportba, az előzőek elégséges alapot szolgáltattak az alföldi folyók két típusának meghatározására, ezeknek az eltérő jellegű szakaszoknak térbeli elkülönítésére (2.6.5. ábra), és főképpen a két csoport adataiból a meanderméret–vízhozam közötti függvények kiszámítására (2.6.6. ábra).



2.6.5. ábra. A medertulajdonságok alapján kijelölt két csoport térbeli megoszlása Magyarországon (Gábris Gy. 1995/b).
A csoport – durvább-szemcsés mederanyag – nagyobb hordalékszállítás;
B csoport – finomabb mederanyag – kevés hordalék



2.6.6. ábra. A középvízhozam és a húr hossz összefüggése a magyarországi folyókon a medertulajdonságok alapján elkülönített két csoport szerint (GÁBRIS Gy. 1995/b)

A két folyótípusra a következő regressziós egyenletek adódtak:

A csoport: $h = 78,4 \text{ köq}^{0,46}$ ($R = 0,95$);

B csoport: $h = 80,3 \text{ köq}^{0,36}$ ($R = 0,89$),

ahol h = a meander húr hosszával, köq pedig = a folyó középvízhozamával.

Williams, G. P. (1983) részletes bizonyítás során kimutatta, hogy a földtudományi gyakorlatban a fenti formájú egyenletek nem alkalmasak a független változó (jelen esetben a vízhozam) számítására. Javasolta a regressziós számításokat az eredeti adatokkal megfordítva is elvégezni úgy, hogy pl. a vízhozam legyen a függő, és a meanderméret a független változó. E szerint

A csoportra a $\text{köq} = 0,0024 h^{1,6}$ ($R^2 = 0,965$),

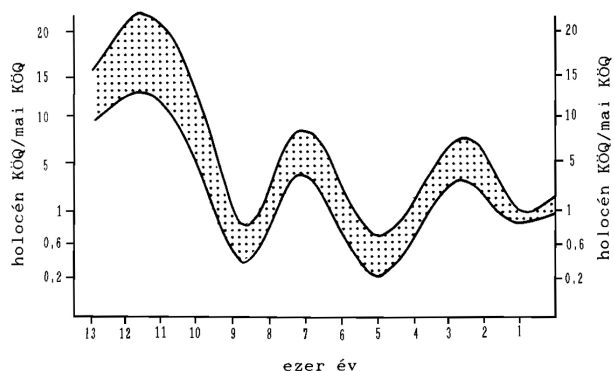
B csoportra pedig a $\text{köq} = 0,00002 h^{2,52}$ ($R^2 = 0,979$)

függvény érvényes (Timár G.–Gábris Gy. 2008).

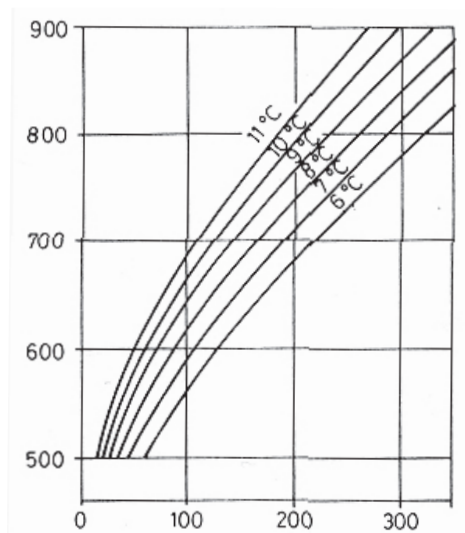
2.6.4. Holocén vízhozamok és a csapadékviszonyok

Ezt az eljárást követve kapott új függvényeket alkalmaztam az alföldi holtmedrek holocén vízhozamainak becslésére. Néhány esetben a régi számítások értékeihez (Gábris Gy. 1986/c) viszonyítva elhanyagolható volt a különbség, máskor jelentős eltérés adódott. Már ez is elegendő lett volna a holocénbeli vízhozamváltozások görbéjének újrarajzolásához, azonban az utóbbi évek paleohidrográfiai kutatásainak fényében egyes holtmedrek hovatartozásán, korbesorolásán is változtatni kellett. A későglaciális–holocén különböző szakaszaira a fentiek szerint becsült vízhozamokból készített összesített táblázat grafikus eredménye a 2.6.7. ábrán látható.

A holocén paleohidrologiai körülményeinek vizsgálatára új lehetőséget teremtett a Zagyva vízgyűjtőjén végzett (Nováki B. 1986, 1991), az éghajlat és a lefolyás átlagai közötti kapcsolatra vonatkozó elemzés eredménye (2.6.8. ábra).



2.6.7. ábra. A mai és a holocén egyes szakaszaira számolt középvízhozam arányának változása magyarországi folyók esetében (GÁBRIS Gy.1995/b)



2.6.8. ábra. Az éghajlat és a lefolyás közötti összefüggés a Zagyva-folyó vízgyűjtőjén. Függetlenül az évi csapadék, vízszintesen az évi lefolyás mértéke (NOVÁKI B. 1985 alapján)

Nováki B. kiszámította, hogy az éves csapadék mennyiségének növekedése és/vagy az évi középhőmérséklet csökkenése az átlagos lefolyás növekedéséhez vezet. A Zagyva vízgyűjtőjén 5%-os csapadéknövekedés (-csökkenés) a torkolati vidéken (az Alföld belsejében) a lefolyás 40–45%-os (a hegységi részen viszont csak 17%-os) megváltozását vonná maga után; változatlan csapadékviszonyok mellett viszont az évi középhőmérséklet 0,2–0,3 °C-os módosulása elegendő lenne a lefolyás 10% körüli megváltozásához. Tehát a viszonylag kisméretű éghajlati ingadozások hatására is jelentősen változhat az évi átlagos lefolyás (és a középvízhozam) mértéke. Nováki B. számításai paleohidrológiai szempontból természetesen csak bizonyos

határok között tekinthetők mértékadónak. A becsléskor e határ közelében maradva, pl. a szubboreális korú, nagy ívű Zagyva-meder méretéből az új összefüggéssel számított középvízhozamához tartozó évi átlagos lefolyás alapján a Zagyva teljes vízgyűjtőjén az átlagos évi csapadék – a jelenlegi 580 mm-rel szemben – 900 mm körüli lehetett a holocén legnedvesebb időszakában. A szubatlanti medernek hasonló módon nyert középvízhozamából pedig – az évi középhőmérsékletet itt is palinológiai adatokból becsülve – kb. 750 mm évi csapadék adódik a meder kialakulásának idejére (Gábris Gy. 1995/c).

Jóllehet, e számítások jelenlegi adatokra épülnek, és több fontos tényező, elsősorban a növénytakaró változását nem veszik figyelembe, mégis megfontolandó alkalmazásuk, hiszen a különböző korú holtmedrekre alkalmazott módszerrel előbbre léphetünk a holocén éghajlatának, főleg a csapadék-viszonyoknak, és ezen keresztül a folyóvízi folyamatoknak a jobb megismerésében. Mindenesetre nagyon valószínűnek tűnik az, hogy *a meanderméreték alapján becsült, magasnak tűnő holocén vízhozamokból nem következik egyértelműen az évi csapadék mennyiségének hasonló mértékű növekedése.*



3. A KÉSŐPLEISZTOCÉN–HOLOCÉN IDŐSZAK FOLYÓVÍZI FELSZÍNFEJLŐDÉSE

Az ötvenes évek végére az utolsó 30 ezer év (felső-pleniglaciális–holocén) folyóvízi felszínfejlődésének olyan sémája alakult ki a magyar geomorfológiában (Bulla B. 1941, Góczán L. 1955, Marosi S. 1955, Pécsi M. 1950, 1953, 1959, Somogyi S. 1962), amelyben az események kormeghatározása közvetett módon történt, s elsősorban – az évtized elején összegzett, de az előző időszak kutatási eredményeire támaszkodó – pollenanalitikai szintézisen (Zólyomi B. 1936, 1952) és annak geomorfológiai értelmezésén alapult. A folyók teraszokat kialakító, bevágó, feltöltő vagy völgyészélesítő mechanizmusának, ill. ezek időbeli váltakozásának ez a leírása a geomorfológiai eseménykrónikának a későbbi terepkutatások tapasztalatai szerint is megfelelt, és legfeljebb részleteiben igényelt módosítást. A változások idejének megállapításában azonban kétségek merülhettek fel, jóllehet a korszerűbb (pl. radioaktív) módszerekkel végzett kormeghatározások hiányoztak.

Az utóbbi évtizedek kutatásainak eredményei jelentős mértékben megváltoztatták ismereteinket ezen a téren.

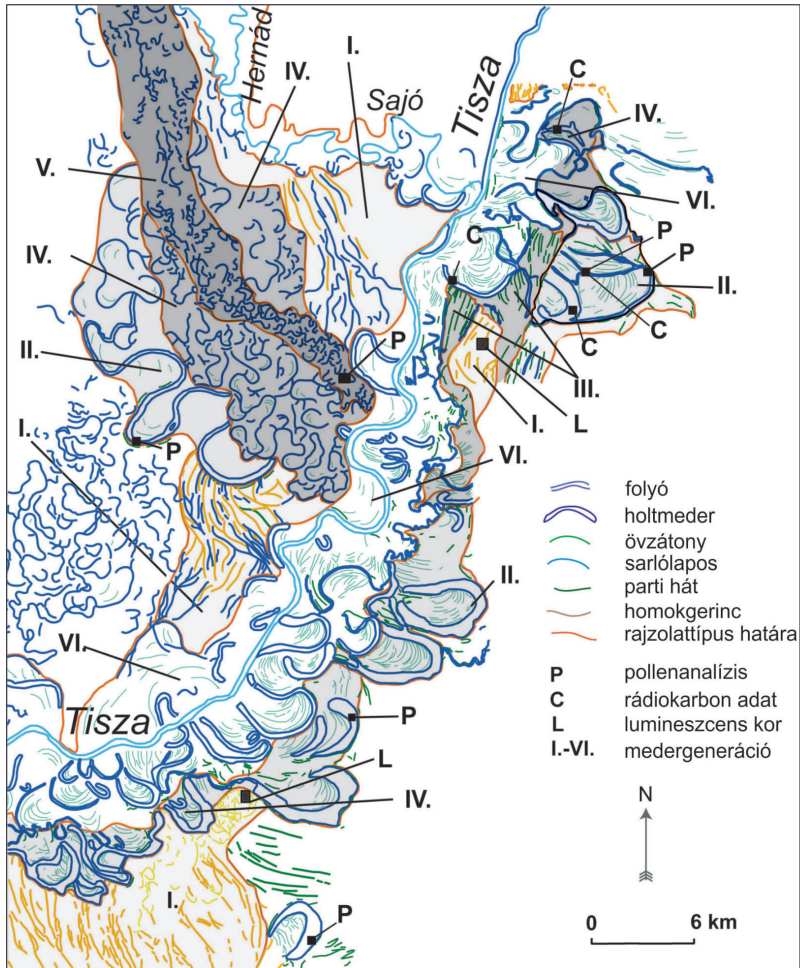
3.1. A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése

3.1.1. *Horizontális sztratigráfia módszere*

A pleisztocén ritmusosan változó éghajlata következtében ingadozó vízhozamú és hordaléktöménységű alföldi folyók felszínalakító tevékenysége és ezzel szoros összefüggésben mederjelligük, vagyis térbeli rajzolatuk típusa is erősen változott. Célszerűen szerkesztett geomorfológiai térképen jól elkülöníthetők egymástól a feltöltést végző fonatos rajzolatú („alsószakasz-jelleg”), valamint a kanyargó („középszakasz-jellegű”) folyó alakította területek. Ha ezek a típusok egymás mellett ugyanabban a szintben helyezkednek el, feltételezhető, hogy a fiatalabban képződött medertípus elrombolja az idősebb formákat, és így egyértelműen kijelölhető a közöttük levő időrend. Néhol viszont jelentős szintkülönbség észlelhető határukon; ebben az esetben közbeiktatódott egy mélyítő eróziós periódus. A háromféle jelleg térbelisége így időrendbe forgatható át: megállapítható a folyóvíz munkájának időbeli sorrendje, egymásutánja. Ezért ezt a felszínfejlődési rekonstrukciót *horizontális sztratigráfiának* nevezhetjük. Az Alföld folyóvízi felszínfejlődési szakaszait meghatározandó, relatív időrend felállítása céljából a Középső-Tisza vidékének területéről részletes topográfiai térképek, légifelvételek kiértékelése és terepi munka alapján geomorfológiai térkép készült (**3.1.1. ábra**).

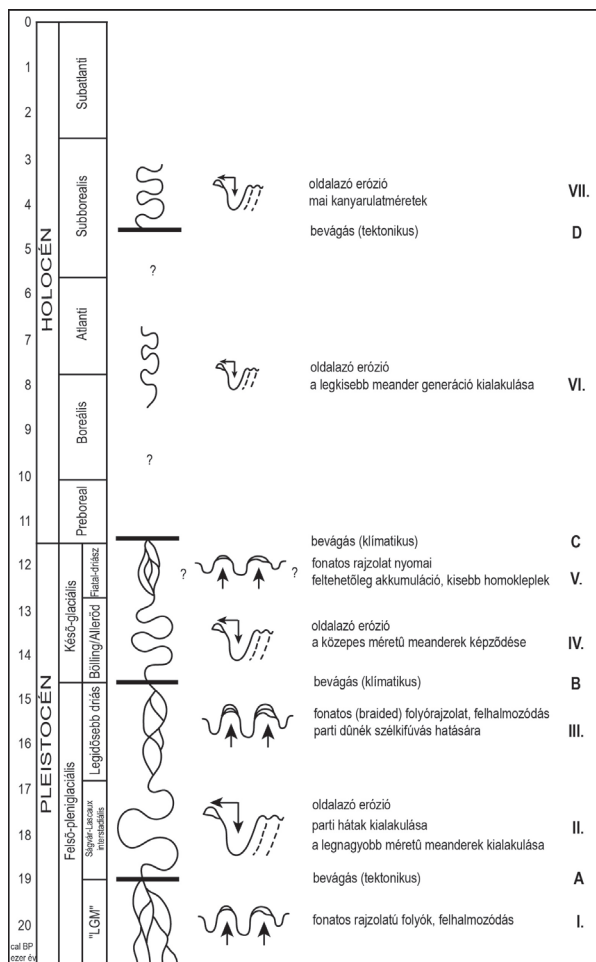
A rendszer kulcskérdése a független módszerekkel történő kormeghatározás, mert így a viszonylagos időrendből évszámokkal jelzett szakaszokhoz jutunk el, s ezt

összehasonlíthatjuk a negyedidőszak végének másfajta hazai kutatási eredményeivel, valamint a környező területek, tágabban Európa, ill. akár a világ más tájainak felszínfejlődésével. A kormeghatározásra jól bevált módszerek közül a pollenanalízist (az elhagyott kanyarulatokba mélyített fúrásszelvények mintáiból kapott pollendiagramok) és a szerves anyagból mért radiokarbon-adatokat használtuk. Az idősebb térszínnek homokos és löszös üledékeiből lumineszcens kormeghatározás történt.



3.1.1. ábra. A Középső-Tisza vidékének geomorfológiai térképe (GÁBRIS Gy. et al. 2001)

A tanulmányozott terület térképén elhatárolható rajzolatítípusok alapján morfológiai alapú relatív korbeosztás készült – amelyhez az itt nem bemutatott, de hasonló módszerekkel vizsgált nagykunsági kutatások is hozzájárultak – és független módszerekkel nyert koradatokat is sikerült hozzárendelni (3.1.2. ábra).



3.1.2. ábra. A folyóvíz felszínalakító munkájának változásai a Középső-Tisza vidékén (GABRIS Gy. et al 2001)

A medrekbe mélyített fúrások sajnos ellentmondó adatokat szolgáltatottak; a C^{14} -es korok viszonylag idősnek, s ezekhez képest a pollendiagramok kiértékeléséből származó korok jóval fiatalabbnak bizonyultak. A megoldáshoz az a megfontolás vezet, hogy a szervesanyag-maradványokat általában a mederanyagból, a polleneket pedig a lefűződött kanyarulatok kitöltéséből nyertük. A meander kialakulása a kettő között történt, korát így morfolimatisz ismereteink szerint határozhatjuk meg. Az utóbbi néhány évtized kutatásaiból – éppen a különböző új módszerek (felsorolásuktól eltekintünk) alkalmazásának eredményeképpen – egyre pontosabban ismerjük Földünk morfolimatisz történetét – főként az utolsó eljegesedés (würm) kezdetétől napjainkig – általában is, de a hazai kutatások is sok új adattal szolgáltak e téren.

3.1.2. A folyóvízi felszínalakulás szakaszai

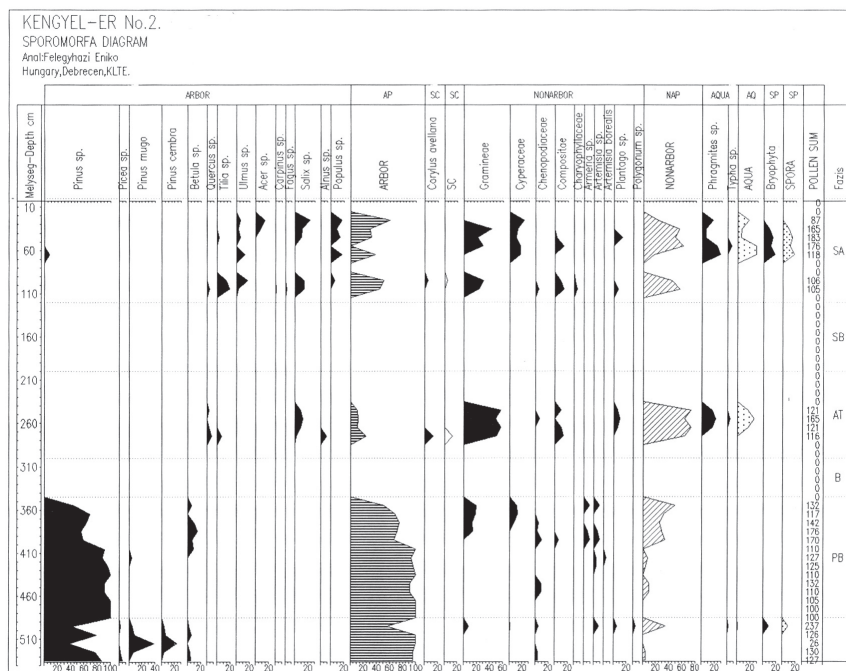
I. A legidősebb felszín – melynek nagykunsági folytatása igen kiterjedt – vékony löszköpennyel borított homokgerincekkel jellemezhető. Ezek eredetileg egy hordalékkúpon alakultak ki, amelyet a hideg-száraz éghajlaton egy síkvidéki fonatos rajzolatú folyó elágazó medrei (lower energetic braided river) hálóztak be. Legvalószínűbb, hogy az állandóbb medrekhez, vagy oldalirányban szakaszosan vándorló, többé-kevésbé egyenes, esetleg enyhén kanyarodó folyó partjaihoz igazodó homoklerakódások, levée-k, vagyis partmenti hátaak lehettek. Néhány homokgödör mélyebb rétegeiből vett minta elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálata szerint a szemcsék felületén a vízben történt ütközések okozta lépcsős és kagylós törések figyelhetők meg, míg az eolikus szállítást bizonyító ragyás felszín hiányzik. Ugyanakkor anyagának pollenanalízise alapján megállapítható (Gietema S. 2000), hogy ezt a felszínt ritkás, hidegtűrő fűnemű növényzet borította, ami megengedte, hogy száraz éghajlaton a szél később átalakítsa, vagyis tetejükre futóhomokot hordva megmagasítsa, sőt helyenként löszköpennyel beborítsa a homokhátaakat. Az idős kor melletti morfológiai érvek az Egyek melletti erősebben átalakított homokformák: a hosszan elnyúló hátaak megszakadásai szélbarázdák lehetnek, amelyek utólagosan felszabdalták a dűnéket, de más deflációs formák is kimutathatók (Borsy Z. 1968). Tehát ezeknek a formáknak a kialakulása folyóvízi és eolikus folyamatok együttes hatásával magyarázható! Feltételezett kora egyetlen radiometrikus adat (18 010 C¹⁴ BP), valamint egy pollendiagram kiértékelése alapján a felső-pleniglaciális leghidegebb szakasza, az 19–23 000 cal BP (17–21 000 C¹⁴ BP) közötti utolsó glaciális maximum (LGM) lehet, amit az egyeki homokbányában mért újabb OSL korok is (OSL 1, 21 800–27 100) alátámasztanak (Gábris Gy. et al. 2012).

Az I. fázis végén a folyók bevágódtak ebbe a felszínbe (A), eróziós lépcsőt létrehozva az alacsonyabb, meanderekkel jellemzett síkság felé. A bevágódás feltehetőleg tektonikus süllyedés hatására keletkezett.

II. A legnagyobb méretű folyókanyarulatok földrajzilag különálló területeken fordulnak elő: a Sajó-hordalékkúpon, a Tisza árterének legszélén, és ide kell vennünk a nagykunsági óriásmeandereket (Üllő-lapos, **2.1.10. ábra** stb.) is. Mindezek geomorfológiai alapon azonos korúak, de eltérő eredetűek lehetnek: a Sajó, ill. az Észak-Alföld pleisztocén legvégi főfolyójának (nem feltétlenül a Tiszának) egykori medrei voltak. Több pollendiagram, pl. az Énekes-éré (**2.1.7. ábra**), a Kengyel-éré (P-4, **3.1.3. ábra**) és radiokarbon kormeghatározás alapján kimondhatjuk, hogy ezek már a felmelegedő és nedvessé váló későpleisztocén idején képződtek, amikor nemcsak a megnövekvő csapadék, hanem a vízgyűjtő területen felolvadó talajfagy vize is növelhette a folyók vízhozamát, és ez együttesen eredményezte a kivételesen nagy kanyarok kialakulását. Ezt a szakaszt a magyar szakirodalomban a Sümegi P. et al. (1998) által elnevezett idővel (17 000–19 000 cal BP, vagy 16–18 000 C¹⁴ BP), a ságvár–lascaux interglaciállissal azonosíthatjuk.

III. A fonatos rajzolatú folyókkal jellemezhető második időszak maradványa nagyobb térszínen a Sajó-hordalékkúp délnyugati szélén fordul elő, ill. Polgár település régi

magterületén egy kicsiny foltban tanulmányozható. Ez utóbbi szélén egy homokhát legmagasabb részén felszínre bukkan a homok, de a szélébe mélyített, felhagyott homokbányában a homokot fedő löszös köpenyben kifejlődött fosszilis talaj figyelhető meg. A homok lumineszcens kora 17 500 év (OSL), így nem csupán geomorfológiai helyzete sugallja a felszínnek a legidősebb driász (driász I.) korát.



3.1.3. ábra. A Kengyel-ér pollendiagramja (FLEGYHÁZI E.)

IV. A következő medergeneráció közepes méretű kanyarulatokkal behálózott síkság, amely lépcsővel elválasztva, kissé a II. fázis szintje alatt helyezkedik el. Ez ismét egy folyóvízi bevégődésre utal (B). A kormeghatározást nehezíti, hogy az egyetlen fúrásból csak néhány *Pinus sp.* pollen került elő a szelvény aljából. A közeli hasonló meander (P-5) vizsgálata alapján ez a fiatal driász elejéről eredeztethető (Magyar E. 2002), így a meder képződése az allerödhöz kapcsolható.

V. A fonatos rajzolatokkal jellemezhető időszak harmadszori megjelenése Polgár környékén mára csak két kicsiny foltban maradt vissza (3.2.1. ábra). Ebben az időben a folyók felszínalakító jellege alaposan megváltozott: a vízhozam erősen csökkent, ami az éghajlat szárazabbá válását, a hordalék pedig növekedett, ami hidegebbé válását feltételezi. A folyók ismét fonatos rajzolatúak, feltöltő jellegűek lehetnek. A fonatos vízhálózati rajzolat működésének idejét a fiatal driászra tehetjük.

VI. A hideg-száraz fiatalabb driászból a melegebb-nedvesebb preboreálisba tartó átmenet során az éghajlatváltozás rövid ideig tartó erős mélyítő erózióval járt.

Ez magyarázza a meanderező és a fonatos szintek közötti szintkülönbség kialakulását (C fázis), jellegzetes lépcsőt kialakítva. Az atlanti szárazabb felében a hordalékkúp tengelyében kanyargó folyó oldalazó erózióval kiszélesítette ezt a szintet, létrehozva a VI. szakasz medergenerációját. Nemesbikk határában egy ilyen holtmeder a benne mélyített fúrás (P-6) mintáiból végzett pollenanalízis eredménye alapján feltehetőleg az atlanti második felében, kb. 6000 cal BP idején (Gábris Gy. et al. [2002b), lehetett élő meder. A Sajó ezután a jelenlegi helyére, a hordalékkúp ÉK-i szélére vándorolt.

A legnagyobb, helyenként több méteres magasságkülönbségű perem a legfiatalabb medrek szintje és a Tisza mai ártere között alakult ki. A korábbi bevágódások – ismerve a holocén éghajlatingadozásoknak a folyók mechanizmusára gyakorolt hatását (Gábris Gy. 1995a) – klimatikus alapon is történhettek, de ebben az esetben a Tisza folyásirányát is alapvetően meghatározó holocén közepi és végi tektonikus mozgások okozhatták a mélyítő eróziót (D fázis).

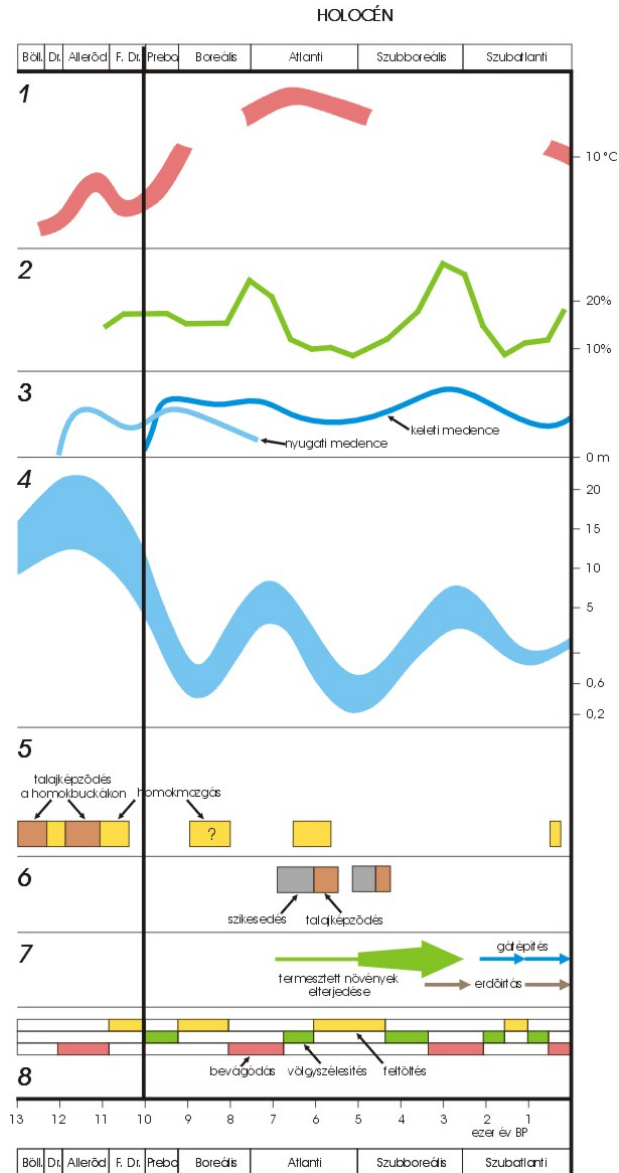
VII. A Tisza mai ártere képezi a kutatott terület legalacsonyabb geomorfológiai szintjét. Ezen a holocén második feléből származó (5305±40 és C-4; 4070±50 C¹⁴ BP) meanderek sorozata ismerhető fel, melyek további beosztását még nem végeztük el. A szabályozások során mesterségesen levágott kanyarok képezik a legfiatalabb holtmedreket.

3.2. A pleisztocén végi–holocén kori öskörnyezet változásának kutatása Magyarországon

A negyedidőszaki kutatások alapvető sajátossága, hogy a környezet jellemvonásait különböző földtudományi és biológiai módszerekkel végzett kutatások eredményeinek összevetésével lehet megközelíteni. Ennek az első változatát (Gábris Gy. 1995/a) a megelőző időszak különböző módszerekkel végzett kutatásainak konkrét adataiból lehetett megkísérelni. Az utolsó 13 ezer év környezeti változásainak és a folyóvízi felszínfejlődés menetének közvetett bizonyítékokkal ugyan, de mégis sok-oldalúan alátámasztott szintézisét a könnyebb áttekinthetőség céljából összefoglaló ábra mutatja be (**3.2.1. ábra**).

3.2.1. Az öskörnyezetre vonatkozó adatok

A környezet változásaira vonatkozó legrészletesebb vizsgálati eredményekkel korábban a palinológia szolgált. Járainé Komlódi M. (1966, 1969, 1987) meghatározta a jelzett időszak csaknem egészére az Alföld júliusi, januári és évi középhőmérsékletének változását (a **3.2.1. ábrán** csak a nyári hőmérséklet van ábrázolva). Az ország különböző részeiben végzett későbbi elemzések tovább finomították ismereteinket e téren (Csongor É. et al. 1982, Miháltzné Faragó M. 1983, Nagyné Bodor E. 1988). A folyók tevékenységét alapvetően befolyásoló csapadékvizonyokra azonban ez a módszer nem ad számszerűen megbecsülhető eredményeket, csupán minőségi jellegű (nedvesebb, szárazabb stb.) megállapításokat szűrhetünk le belőlük.



3.2.1. ábra. A magyarországi földrajzi környezet későglaciális–holocén változásainak összefoglaló táblája. (GÁBRIS GY. 1995/a) 1 – júliusi középhőmérséklet (pollenanalízis alapján) 2 – „Arvicola huminitás”; 3 – a Balaton vízszintváltozásai (a - Ny-i medence; b - K-i medence); 4 – a folyók középvízhozamának változásai; 5 – deflációs szakaszok; 6 – szikesedés az Alföldön; 7 – társadalmi hatások; 8 – a folyók szakaszjellegének változásai

Adatokat szolgáltatott a szárazföldi molluszkaleletek finomrétegtani vizsgálata, amelyből az ún. malakohőmérő módszerrel a felső-pleisztocén–holocén hőmérsékleti viszonyokra kaphatunk számszerű megállapításokat (Szöör Gy. et al. 1991), valamint a középhegység barlangjainak üledékeiben talált kisemlősök (pocok) maradványainak tanulmányozása. A pocokhőmérő módszer (Kordos L. 1977, 1987) kiegészíti, ill. alátámasztja a pollenanalízis és a molluszkák vizsgálata során levont paleoklimatikus következtetéseket. A folyóvizek mecha-nizmusának megítéléséhez fontos nedvességviszonyok változására is közelítő görbét (Arvicola humiditás) rajzolhattunk fel a jelzett időszakra (**3.2.1. ábra 2**).

Külön kérdéskör a tavak (esetünkben elsősorban a Balaton) szintváltozásai-nak kutatása. Főként a pollenanalízis eredményei (Miháltzné Faragó M. 1983, Nagyné Bodor E. 1988) – ezen kívül szedimentológiai, geokémiai, valamint dia-tóma-, osztrakóda-, molluszka-vizsgálatok összegezése (Cserny T. et al. 1991) alap-ján határozhatjuk meg legnagyobb tavunk vízszintváltozásainak menetét a jelzett időszakban (**3.2.1. ábra 3-a, 3-b**), amit kiegészíthetünk a Velencei- és a Fertő-tó egy-egy ide illő adatával.

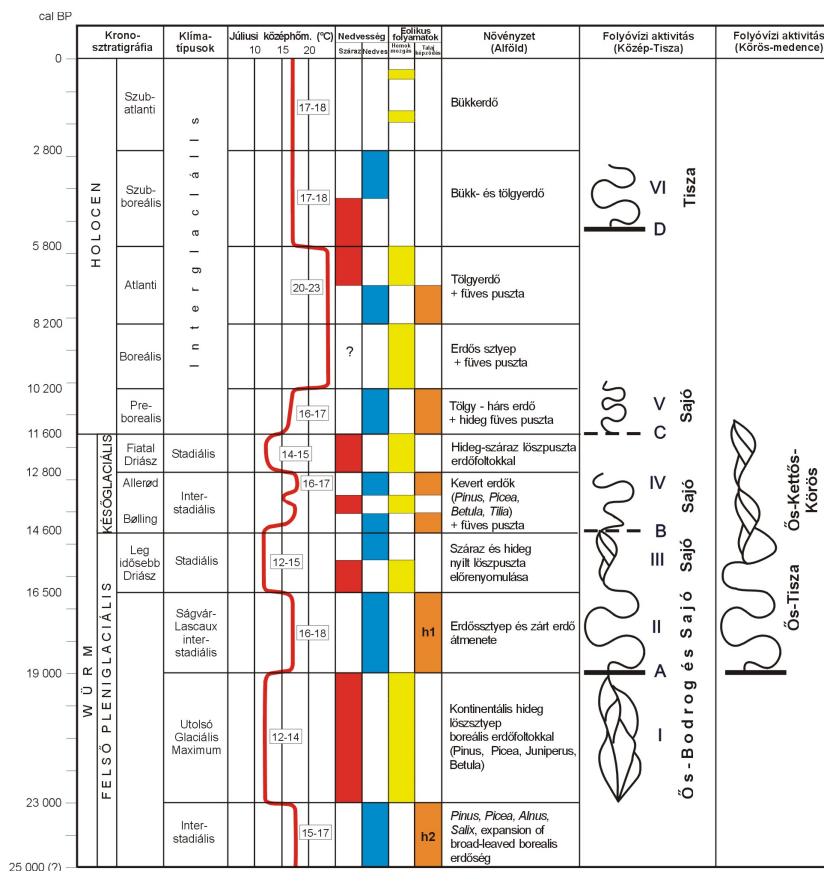
Kifejezetten geomorfológiai kutatásokat jelentett az alföldi folyók kanyarulat-méreteinek változásaiból levezethető vízhozamváltozások becslése (Gábris Gy. 1985, 1986/c), amelyre a korábbtól eltérő, pontosított módszerrel (Gábris Gy. 1995/a; Timár G.–Gábris Gy. 2008) új eredményeket kaptunk. A deflációs homokmozgás időszakainak radiokarbon kormeghatározása is (Borsy Z. et al. 1982, 1985, 1989) nagy segítség volt. Az új eredmények (**3.2.1. ábra 4, 5**) azonban nem voltak beilleszthetők a régi sémába, s kikényszerítették a folyóvíz munkájára vonatkozó szintézis újragondolását.

Az ősi települések átlagos tszf-i magasságának változásai az árvízszintek meghatározását segítheti. A feltárások rétegtani értékelése pedig bizonyítékokkal szolgál a szikesedés, ill. a humuszképződés idejének meghatározására (**3.2.1. ábra 6**). A régészet így hozzájárulhat a holocén környezeti változások menetének és időrendjének leírásához (Bácskai E. 1981).

3.2.2. Az újabb adatok alapján továbbfejlesztett kép

A hazai kutatások egyre bővülő és újabb módszerekkel elért eredményei időről időre kikényszerítik az újabb szintézisek elkészítését. Ilyen összefoglalás született 2007-ben (Gábris Gy.–Nádor A. 2007), amelyben az 1995 óta végzett különféle kutatások eredményeit is figyelembe lehetett venni (**3.2.2. ábra**).

Főként a kormeghatározások száma és módszere változott, de jelentős új megállapításokat közöltek a deflációs folyamatokról, a vegetáció változásairól, és fontos volt a fluviátilis folyamatok tanulmányozásának kiterjesztése a Körös-medencére is.



3.2.2. ábra. Őkörnyezeti változások és a folyóvízi aktivitás a Kárpát-medencében az utolsó 25 ezer évben. Júliusi középhőmérséklet és nedvesség KORDOS L. (1977), SZŐR GY. et al (1991), SÜMEGI P. et al. (1991), SÜMEGI P.–HERTELENDI E. (1998a), SÜMEGI P.–KROLOPP E. (2000, 2002) munkái alapján. Növényzet WILLIS K. J. et al. (1995, 2000), SÜMEGI P.–KROLOPP E. (2000, 2002) szerint. Deflációs időszakok GÁBRIS GY. (2003a), UHÁZY K. et al. (2003) alapján. A folyóvíz mechanizmusának változásai a Középső-Tisza vidéke, valamint a Körös-medence vizsgálata eredményeként

3.2.3. A folyóvízi felszínalakítás menete

Az ismertett kutatások eredményeinek fényében úgy látszik, hogy néhány ponton kronológiai módosításra szorul a magyarországi folyók mechanizmusváltozásainak az utolsó 20–25 ezer évre vonatkozó időrendje. A változtatás kényszere egy ellentmondásból fakad: használjuk a ma már klasszikusnak nevezhető vegetációtörténeti (palinológiai) kutatások alapján Észak-Európában felállított pleisztocénvégi-holocén beosztást és annak időkereteit, de a radioaktív kormeghatározásainkat is

megpróbáljuk „belegyömöszölni” ebbe a rendszerbe. Az összehangolás egyik nehézsége abból fakad, hogy Magyarországon az éghajlatot meghatározó tényezők eltérnek és a kérdéses időkben is eltértek a nyugat- és észak-európaiaktól. Hazánk földrajzi fekvése, az éghajlatát meghatározó tényezőkhez viszonyított helyzete, domborzatának medencejellege más körülményeket teremtett a globális klímaingadozások megnyilvánulásai számára. Úgy tűnik, ma is érvényes Somogyi S. (1988) véleménye, hogy az atlanti éghajlati hatások a Kárpát-medencében időben megkésve jelentkeztek és korábban értek véget, mint ÉNy-Európában. A másik nehézséget az időszakra vonatkozó ismereteink gyors bővülése jelenti, ami részletesebb, árnyaltabb képet mutat, ezért szükségszerűen ellentmondásokba keveredik a régivel.

3.2.4. Kronológiai módosítások

Az időben hozzánk legközelebb álló mélyítő folyóvízi eróziós szakasz időpontja valószínűleg nem a szubboreális elejére, hanem csak a második felére tehető. Ezt támasztja alá Kordos L. (1977) „Arvicola humiditás” görbájének maximuma, amely a csapadékos időszakot 3000 BP körülre teszi. Tavaink vízszintje is magasan állt ekkor. Nagyné Bodor E. (in: Cserny T. et al. 1991) balatoni pollenvizsgálatai szerint a tó keleti medencéjében a vízszint legmagasabb állása a szubboreális második felében lehetett. A Fertő-tó területe is nagyobb volt a mainál az időszámításunk előtti első évezredben (Bácskay E. 1991). A sok csapadék és a viszonylag hűvös éghajlat hatására a szubboreális második felében a folyók bevägódtek.

Az atlanti fázis megítélését nagymértékben változtatni kellene; az újabb adatok alapján felvázolható kép sokkal árnyaltabb, mint amilyenek eddigi ismereteink szerint látszott. A vízmérleg – legalább a fázis második felében – az eddigi feltételezetténél jelentősen kedvezőtlenebbül alakulhatott, s így e szakasz sokkal szárazabb lehetett, mint eddig gondoltuk. Ezt bizonyítja a Balaton alacsony vízszintje (Cserny T. et al. 1991), Kordos L. „Arvicola humiditás” görbájének mélypontja, valamint Csongor É. et al. (1982) pollenanalízissel és C¹⁴-es adatokkal alátámasztott paleohidrográfiai rekonstrukciója, amely szerint a Tisza kanyarulatai az atlantikumban (5380 ± 250 BP konvencionális C¹⁴ kor) a mainál is kisebb vízhozamra utalnak. A régészeti feltárások üledékföldtani elemzései (Bácskay E. 1991) szintén száraz éghajlatot jeleznek, sőt a középső neolitikumi (6200–6600 BP) lakószint feletti szikes talajok szélsőségesen kontinentális, veszteséges vízháztartású éghajlatot jeleznek. A szárazság folytatását jelzi, hogy a középső rézkori (kb. 5000 BP) telepeket befedő rétegekben is előfordulnak hasonló szikes talajok. A folyók mentén élőknek az alacsonyabban fekvő neolitikumi lakóhelyekről a réz- és bronzkorszakban történt magasabbra telepedése (Somogyi S. 1988) a vízjárás szélsőséges alakulását bizonyítja a korszak végi átmeneti időben. Mindebből következtethető, hogy az atlantikum második felében és a szubboreális elején folyóink főként feltöltő munkát végeztek.

A magyarországi holocén másik – a folyók felszínalakító tevékenységét is alapvetően befolyásoló – nedves szakasza a boreális–atlantikum átmenet idején feltételezhető.

A Balaton vízállásának magas szintje és Kordos L. humiditási görbéje is ezt sugallja. A kelet-magyarországi palinológiai vizsgálatok azonban a medencén belül jelentős éghajlati különbségekre mutatnak rá: az Alföld K-i fele a többihez képest sokkal kontinentálisabb vonásokat mutat. Ebből gyakoribb árvizek, szélsőséges vízhozamok következtek.

A boreális fázist eddigi ismereteink szerint a holocén legszárazabb szakaszaként tartottuk számon: erre az időre tettük a holocén legjelentősebb homokmozgásait. Borsy Z. és munkatársai (1982, 1989) azonban csak a felső-pleniglaciális és későglaciális kori homokmozgást bizonyították, s nem tudták eddig kimutatni a közép- és kelet-magyarországi futóhomokterületek deflációját a boreálisban. A légi úton szállított homok közvetlen kormeghatározása a lumineszcens módszerrel lehetséges. Először a dunavarsányi feltárásban sikerült egy futóhomokrteg korát meghatározni $9,2 \pm 1,7$ ezer évben (Ujházy K. et al. 2003). Az új korbeosztás és a kalibrált radiokarbon korok alapján ez a boreális szakasznak felel meg. A homokmozgásnak a holocén során mind kedvezőbbre forduló klíma vetett véget, amely az atlanti fázis első felében vastag, jól fejlett talaj kialakulását is lehetővé tette. A klímaoptimum – lumineszcens méréseink szerint mintegy 8,4–7,0 ezer év között képződött – talaja a Szentendrei-sziget három feltárásban is jelen van (Gábris Gy. et al. 2011). A Balaton ekkori viszonylag magas vízszintje (Cserny T. et al. 1991) kedvező vízháztartásra utal, Kordos L. humiditási görbéje pedig a holocén átlagához áll közel. A palinológiai vizsgálatok, a „pocokhőmérő” és az újabb „malakohőmérő” módszerek adatai egyaránt a mainál melegebb éghajlatra utalnak, de a nedvességviszonyok az ellentmondásos adatok alapján alig értelmezhetőek.

A legfiatalabb pleisztocén (II/a) folyóterasz ármentessé válásának – folyóink erős bevágódásának – holocén voltára fő bizonyítékként azt a tényt tekintették, hogy a terasz felszínén sehol sincs lösztakaró, és a mai árvízszint feletti helyenként különle-gesen nagy magasságát a rátelepedő – holocénnek leírt – futóhomoknak köszönheti. Az akkor általánosan elfogadott nézet szerint ugyanis a holocénben már nem képződött lösz, a homokmozgást viszont boreálisnak tartották.

Már Kriván P. (1960) felvetette azt a később mellőzött gondolatot, hogy a Duna legfiatalabb pleisztocén teraszának nemcsak az anyaga rakódott le a jégkorszak leg-végén, hanem a kiformalódásának (tehát a folyó bevágó munkájának) ideje is még pleisztocén lehet. Közvetett bizonyítékkal szolgálhatnak az éghajlat jellegére utaló kutatások. Így a Balaton magas vízállása az allerödben (Miháltzné Faragó M. 1983), a Nyírségben és Bodroglókban kimutatott későglaciális (idősebb és fiatalabb driász) homokmozgások között (bölling és alleröd) meghatározott erős talajképződési periódusok (Borsy Z. et al 1985). A nyugat- és közép-európai párhuzamok időrendje szerint is nagyon valószínűnek tűnt, hogy a II/a sz. terasz kivésését, vagyis a folyók mélyítő erózióját a holocén preboreálisról a későglaciális bölling és alleröd szakaszokra tegyük.

A Szentendrei-sziget II/a teraszán levő kavicsbányában (Kisoroszi) végzett újabb kutatásaink konkrétan alátámasztják ezt a korábbi (Gábris Gy. 1995a) feltételezést.

A feltárásában a folyóvízi kavics és homok feletti szélfújta homokot tagoló két fosszilis talajszint (**4.3.2. ábra**) a radiometrikus kormeghatározás (deb-7735, ill. deb-7734) szerint $12\,036 \pm 105\text{ C}^{14}\text{ BP}$ ($13\,904 - 14\,068\text{ cal BP}$), illetve $12\,232 \pm 125\text{ C}^{14}\text{ BP}$ ($14\,210 - 14\,908\text{ cal BP}$) korúnak bizonyult. A közties eolikus homok lumineszcens kora illik a kalibrált C^{14} -es korokhoz, ami világosan bizonyítja a felszín ármentes, száraz, deflációs jellegét – vagyis a terasz kivésését – már a későglaciális során.

A későglaciális további tagolását a konkrét kormeghatározások elégtelensége nehezíti, akadályozza. A napjainkra külföldön elég egységesnek tekintett bölling-alleröd szakaszok között régebben leírt, de újabban létében egyre kétségesebbnek tekintett idősebb driász felismerése úgy tűnik, hazánkban még nem kellően megalapozott. Néhány esetben sikerült a folyókanyarulatok méretkülönbséget és relatív időbeli különbséget is (Kengyel-ér és a Hódos-ér, ill. Énekes-ér és a Matota-ér esetében) kimutatni a Középső-Tisza vidékén. Ugyanígy csak valószínűsíteni lehet néhány helyen (pl. a Sajó-hordalékkúp délnyugati szélén, ill. Polgár település régi magterületén), hogy a legidősebb driász $14\,500 - 16\,500\text{ cal BP}$ (ill. $13\,000 - 16\,000\text{ C}^{14}\text{ BP}$) fonatos rajzolatú folyókkal jellemezhető az Alföldön.

A Középső-Tisza vidékén néhány erősen feltöltődött holtmeder nyomozható. Ezek közül a Meggyes-ér medréből van vizsgálati eredmény (Félegyházi E. 1998), és jöllehet a minták pollentartalma nem volt elegendő diagram megrajzolásához, bizonyos következtetések levonását mégis meg lehet kockáztatni. A legelső rétegből kikerült *Pinus cembra*, *Pinus sylvestris* közvetlenül a lefűződést követő időt jelzi, míg a felette levő kitöltésből származó *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Bryophyta* pollenek és spórák már hideg sztyeppei vegetációt mutatnak a környezetben. Ha feltételeSEN ezt az üledékképződési szakaszt a legidősebb driázként értelmezzük, akkor a megelőző nedvesebb-melegebb interglaciális lehet a mederképződés idejének megjelölni (amikor a feltöltődés is megkezdődhetett *Pinus* pollenekkel). Ezt a szakaszt a magyar szakirodalomban ságvár-lascaux interglaciálisnak (Sümegei P. et al. 1998) nevezett idővel ($17\,500 - 19\,000\text{ cal BP}$ vagy $16\,000 - 18\,000\text{ C}^{14}\text{ BP}$) azonosíthatjuk.

A Nagykunság északkeleti vidékei vékony löszköpennyel borított homokgerincekkel jellemezhetőek. A homokgerincek eredetileg egy hordalékkúp szélén alakultak ki, amelyet a hideg-száraz éghajlaton egy síkvidéki fonatos rajzolatú folyó elágazó medrei hálóztak be. A medrek fúrásaiból vett minták pollenanalízise alapján megállapítható (Gietema S. 2000), hogy ezt a felszínt ritkás, hidegtűrő fűnemű növényzet borította, ami megengedte, hogy száraz éghajlaton a szél utólag átalakítsa, vagyis tetejükre futóhomokot hordva megmagasítsa, sőt helyenként löszköpennyel beborítsa a homokhátakat. Ezeknek a formáknak a kialakulása folyóvízi és eolikus folyamatok együttes hatásával magyarázható! Feltételezett kora egyetlen radiometrikus adat ($18\,010\text{ C}^{14}\text{ BP}$), valamint egy pollendiagram kiértékelése alapján a felső-pleniglaciális leghidegebb szakasza, az $19 - 23\text{ ezer cal BP}$ közötti utolsó glaciális maximum (LGM) lehet.

4. A MAGYARORSZÁGI FOLYÓVÍZI TERASZOK KIALAKULÁSA ÉS KORBEOSZTÁSA

4.1. Kutatási előzmények

A Kárpát-medence folyó völgyeiben régóta ismeretesek voltak olyan félsíkok – régiés szóval párkányok –, amelyek korán magukra vonták a természetbúvárok figyelmét (Kásonújfalvi Szabó J. 1804 [in: Hevesi A. 1976]). Folyóteraszaink kutatásával több nemzedék foglalkozott – az első szintézist Cholnoky J. (1923) készítette –, és mindig a tudomány akkori állásának megfelelő magyarázatot adtak (Székely A. 1971). Ilyen nagyívű összefoglalás fűződik Bulla Béla nevéhez (1941), aki Kéz Andorral (1934, 1942) együtt kidolgozta a teraszok klimatikus eredetének elméletét, s az akkori megfigyelések alapján leírta a hazai folyók teraszrendszerét, meghatározta kialakulási korukat. Ennek továbbfejlesztett változata (Pécsi M. 1959) szolgált alapul a következő mintegy ötven évben folyó kutatásoknak, amelyek során természetszerűleg módosult, átalakult és finomodott a rendszer. A teraszok kialakulási mechanizmusára vonatkozó elméletekkel a 25 évvel ezelőtti tanulmányomban foglalkoztam (Gábris Gy. 1997), és most megállapíthatom, hogy újra át kell tekinteni a legfontosabb gondolatokat, mert a belőlük levonható következtetések lényegesen átírhatják a kutatás két fontos kérdéskörét is: az egyes teraszok kialakulási mechanizmusának és korának meghatározását.

A teraszok klimatikus eredetének magyarázatakor korábban természetesnek tűnt létrejöttüket a pleisztocén – a földrajzi közelséget kihasználva az Alpok – glaciális–interglaciális változásaihoz kapcsolni. Kezdetben ez a kapcsolat főleg paleontológiai bizonyítékok alapján történt, s csak később bővültek az eszközök (összefoglalóan l. Pécsi M. 1959). A negyedidőszak korai modelljei három vagy négy egyszerű (egyveretű) glaciális szakaszt feltételeztek, amelyeket hasonlóan egyszerűnek tekintett interglaciális szakaszok választottak el. Ebben az esetben a teraszképződés menetét szintén egyszerűnek tekintették: a völgytalp feltöltődését a környezeti (éghajlati) feltételek a glaciális, a völgybevágást pedig az interglaciális hatásának tulajdonították. A glaciális–interglaciális szakaszoknál finomabb elkülönítést meg nem engedő módszerek használatából következett, hogy korábban négy (Kéz A. 1934), majd hat (Bulla B. 1941, 1954), ill. nyolc (Pécsi M. 1959) klimatikus eredetű pleisztocén teraszt írtak le a Kárpát-medencéből, és az így felállított rendszer korbeosztását Milanković M. számításaira alapozták. Később, felismerve a fent említett szakaszok bonyolultabb voltát, ill. a felső-pleisztocénra vonatkozó bővebb ismeretekre támaszkodva, a legutolsó eljegesedésben két teraszszintet (II/a és II/b) is elválasztottak (Marosi S. 1955, Pécsi M. 1959).

Azon kívül, hogy a glaciálisok alatt felkavicsolást, az interglaciálisok alatt völgybevágást írtak le a klasszikus terasztanulmányokban, feltételezték, hogy a jelzett korszakok klimatikus maximuma egybeesett a felszínalakító folyamatok maximumával is. Később felismerték, hogy morfológiai szempontból nem a jeges, ill. jégközi

klímafázisok csúcsai a legfontosabbak, hanem az e fázisok közötti átmenetek időszaka (Trevisian, K. 1949). A jeges fázis maximuma előtti szakaszt – Trevisian nyomán – „anaglaciálisnak”, az ezt követőt pedig „kataglaciálisnak” nevezték el. Így írhattak a külföldi szakirodalomban anaglaciális, ill. kataglaciális erózióról és akkumulációról.

4.2. A teraszkeletkezés mechanizmusának és időrendjének új felfogása

A geomorfológia újabb kutatásai megállapították, hogy az éghajlatváltozás során rövid idő alatt nagymértékű átalakulás következik be a felszínalakító folyamatok munkájában, és e változások általában ugrásszerűen következnek be a hosszú ideig tartó „nyugalmi” állapot után. Tehát esetenként túlhaladottnak tekinthető az az évszázados elvi alap, amely szerint a mai folyamatok lassan, de biztosan dolgozva hozzák létre pl. esetünkben a folyóteraszokat; vagyis a múlt megismerésének kulcsa a jelen megfigyelésében van. A magyarázathoz példaképpen a folyót véve ez azt jelenti, hogy a folyóvízi felszínalakítás folyamata olyan nyitott rendszert képez, amelyben a folyó tevékenységét szabályzó különböző folyamatok és erők között fenntartott egyensúly miatt a folyó hosszabb időre – az ún. küszöbelmélet nevezéktanát használva – kiegyenlített állapotban van, melyet ugrásszerű változás, gyors bevágódás vagy feltöltődés követ.

Az egyensúly fogalmát a geomorfológiában régóta alkalmazzák. Korábban ezen valamiféle passzív stabilitást értettek. Később a dinamikus egyensúly fogalmának bevezetésével az ellentétes folyamatok erősségének olyan tér- és időbeli változását is (f)elismerték, amikor az erózió és az akkumuláció hosszabb távon geomorfológiai értelemben végül is kiegyensúlyozta egymás hatását. A folyóvíz munkájának ilyen dinamikus egyensúlyi állapotát a „középszakasz-jellegű” (Kádár L. 1960), ill. az „egyensúlyban levő kanyargós medrek” (Pécsi M. 1971) esetében írták le Magyarországon. E szerint a mederpusztítás és a -feltöltés mértékének kiegyensúlyozását a kanyargó folyók egyfajta önszabályozó mechanizmussal érik el: a vízhozam (ezzel együtt a hordalékmozgató erő) ill. a hordalék mennyisége (Kádárnál a munkavégző képesség és az elvégzendő munka) közötti, időről időre és kanyarulatról kanyarulatra megbomló egyensúlyt a folyó a kanyarulat növelésével (az esés csökkenésével) vagy levágásával (az esés, ill. a hordalékmozgató erő növelésével) állítja vissza. A két ellentétes erőhatás változása során a kanyarulatok formálódása játssza az egyensúlyt biztosító szelep szerepét. Ehhez a dinamikus egyensúlyhoz hasonlítható az angolszász irodalomban használt „kiegyenlített állapot” fogalma, amely szintén nem passzivitásra, hanem éppen az aktív folyamatok stabilitására utal. A kiegyenlített állapot elve nem azt foglalja magában, hogy a folyamatok nem működnek, hanem éppen ellenkezőleg arra mutat rá, hogy a rendszer aktív erői a közöttük levő kapcsolat miatt egy bizonyos időszakban és egy bizonyos helyen egymás hatását kiegyenlítve egyensúlyba jutnak.

Az erők ilyenkor pusztán a kiegyenlített állapot fönntartásához szükséges minimális energiát használják föl. Ilyen stabil felszínfejlődési állapot azonban szerintem nemcsak az erózió–akkumuláció kiegyenlítődését jelentheti, hanem az ettől akár-melyik irányban mutató tartós eltérés állapotában is fellép: a tartósan feltöltést, ill. medermélyítést végző folyókat is ez jellemzi.

A kiegyenlített állapotú rendszer megváltoztatásához viszont nem elegendő egy-egy tényező bármely csekély mértékű módosulása, mert csak kritikus vagy határviszonyok elérésekor, ill. meghaladásakor változhat meg radikálisan az egész rendszer. Az éghajlati feltételeket és a vízgyűjtő geológiai-geomorfológiai karakterét alapvetően tükröző környezeti paraméterek mérlege tehát mintegy rákényszeríti a folyót arra, hogy a hatás–visszahatás bonyolult rendszerével önmaga szabályozza saját morfológiai jellemzőit; hogy befogadja és feldolgozza az érkező vízmenynyiséget és a hordalékot. A folyóvízi morfológia egyes tanulmányai azt sugallják, hogy a folyóvíz felszínalakító tevékenységének ilyen szabályozását az egyensúlyi állapotokat elválasztó küszöbök léte határozza meg (Schumm, S. A. 1979). Amikor a megváltozó környezeti feltételek ebben a modellben elérnek ilyen küszöböket (pl. ha a kanyargó folyó vízhozama olyan erősen megnő, hogy ezt már nem képes az előbbieken bemutatott módon a kanyarulatfejlesztéssel kivédeni, és bevágódik medrébe), a folyóvízi rendszer gyorsan változva alkalmazkodik az új feltételekhez, és a völgy morfológiája jelentősen átalakul.

A klímaváltozás és a folyóvízi felszínalakítás folyamatai közötti szoros kapcsolat kutatásában az elméleti megfontolásokon túl a pleisztocén legvégére és a holocénra vonatkozó konkrét terepkutatási eredményekből (pl. Vandenberghe, J. et al 1994; Kozarski, S. 1991) a következő magyarázatot adhatjuk.

A klímaromlás a hőmérséklet gyors csökkenésével jár, ami az evapotranspiráció gyengülését és a csapadék mennyiségét állandónak feltételezve növekvő lefolyást eredményez. Az egyre mostohábbá váló feltételek ellenére az egy bizonyos ideig még kitartó növénytakaró védi a lejtők talaját és stabilizálja a folyópartokat is. Tehát a vízhozamnak a hordalékmenyiséghez viszonyított megnövekedett aránya rövid ideig a folyó bevágódásához vezet. Az idő múlásával az előző melegebb szakaszban kialakult növényzet a kedvezőtlené vált körülmények között egyre jobban pusztul és egyre kevésbé védi meg a talajokat, ezért egyre több hordalék jut a folyóba. A vízhozam–hordalék aránya ismét a hordalék javára tolódik el, a folyó vízjárása egyre szabálytalanabbá lesz, lerakja hordalékát, elágazóvá válik.

A klímajavulás következtében viszont a növénytakaró kifejlődése csak fokozatosan megy végbe. A meleg, nedves szakasz kezdetén ezért az evapotranspiráció még gyenge, ami azt jelenti, hogy a folyók vízhozama erősen megnövekedik. Az erdős növényzet felújulása viszonylag megkésíki a hőmérséklet növekedéséhez képest, de a füvesedés már elégséges a talajok megkötésére, a lejtők és a folyópartok bizonyos mértékű konszolidálására, tehát a törmelék folyóba jutásának gátlására. Egyrésről tehát a magas lefolyási érték, másrésről a folyók hordalékának csökkenése, valamint folyópartok stabilitása bevágó, majd a növényzet és az evapotranspiráció

vábi erősödésével az egyensúly felé tartó vízhozam–hordalék arány következtében oldalazó eróziót eredményez.

A fentiekből levonható néhány általános következtetés:

1. Bevágódás minden klímaszakaszváltás elején lehetséges, de a hideg-szárazból a meleg-nedves szakaszba történő átmenet idején a folyamat hosszabb és erősebb.

2. A hosszabb időtartamú – néhány ezertől több tízezer évig tartó – klímaszakasz lassú völgyfeltöltéséhez viszonyítva a változáskor bekövetkező bevágódás viszonylag gyors, és nagyságrenddel rövidebb ideig terjedő időszakra korlátozódik. A fejlődés tehát nem egyenletes, mert a felszínalakulásban sokkal nagyobb jelentősége van a változások rövid korának, mint a hosszú stabil időszakoknak. A terasz akkumulációja jelentősen hosszabb ideig tart, mint a sokkal intenzívebb eróziós szakasz (a bevágó-dás), ami a kiegyenlített állapot hosszú szakaszai közé ékelődő gyors éghajlati átmenet viszonylag rövid időszakra koncentrálnak.

4.3. A globális pleisztocén kronosztratigráfia és folyóteraszaink

Mint a bevezetésben jeleztem, napjainkban felmerült annak igénye, hogy a folyóvízi folyamatokat és azok időrendjét a pleisztocén klímaváltozásoknak az *oxigénizotóp szakaszokhoz*, sőt esetleg az azokon belüli kisebb periódusú sűrű ingadozásokhoz kellene igazítani, mégpedig a fentebb ismertetett mechanizmus-változások szerint.

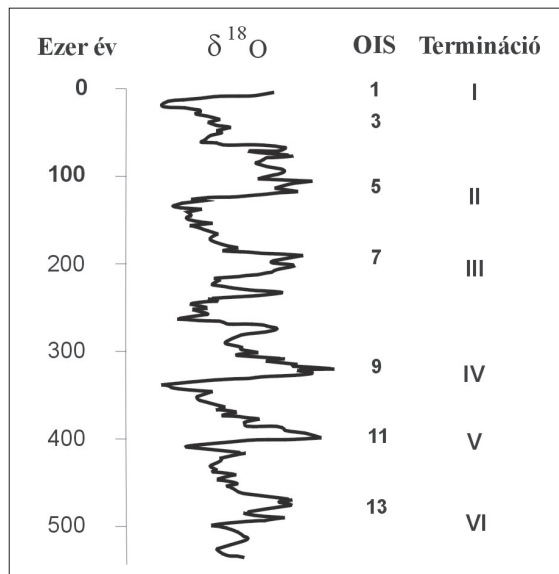
Kiindulási alapul a pleisztocén éghajlatingadozás Bröcker, W. S.–van Donk, J. (1970) által felismert mintegy százezer éves ciklusai szolgálhatnak.

E ciklusokat „terminációnak” elnevezett, a felmelegedés következtében beálló gyors olvadás (deglaciáció) periódusai szakaszolják. A ciklus hosszabb-rövidebb meleg interglaciálissal kezdődik, amelyből fokozatos hűléssel – amit egyre gyengülő felmelegedések tarkítanak – jutunk el a ciklus végére a leghidegebb időszakig, ill. a tulajdonképpeni véget (az angol termination jelentése befejeződés, végződés, megszűnés, határ) a gyors felmelegedő időszak jelenti.

Általánosítva a ciklusok menetét, a teraszképződést a következő módon magyarázhatjuk. A ciklus elejétől kezdve hosszú évezredekig keresztül a fokozatos lehűlés felé vezető kisebb klímaingadozások következtében általában – tendenciaszerűen – a feltöltődés felé tolódott a folyók mechanizmusa. Ez az ún. felkavicsolás hosszú, több tízezer évig tartó időszaka! A folyó a kritikus vagy határviszonyokat a terminációk kezdetén éri el, amikor a gyors és erős felmelegedés következtében a küszöbértéket átlépő hatások számlájára írható a bevágó erózió, amely viszonylag rövid idő alatt (csupán néhány ezer év) kivési a teraszt. Tehát ahogyan az előbb írtam, a terasz akkumulációja jelentősen hosszabb ideig tart, mint a sokkal intenzívebb bevágó eróziós szakasz, vagyis a teraszfelszín ármentessé válása, morfológiai képének kialakulása. A továbbiakban a teraszképződés két momentuma – felkavicsolódás, kivésés – közül geomorfológiai értelemben (a forma kialakulását tekintve) a másodikat, a folyó bevágódását tekintem a terasz korának.

A római számokkal jelölt terminációk (pl. T I, T II, stb.) változó tulajdonságúak (4.3.1. ábra). Vannak közöttük erősebb és gyengébb, gyorsabb és lassúbb, hosszabb és rövidebb felmelegedést mutató szakaszok. Ezért morfológiai hatásuk – jelen esetben

a folyók különböző mértékű mechanizmusváltozása, pontosabban a teraszok kivésését eredményező bevágó erózió – mértékében eltérések lehettek. Az eltérő mértékű változások következtében a bevágódás mértéke is jelentősen különbözhet.



4.3.1. bra. Termincik helyzete az oxignizotóp görbn
(GIBBARD, P. –VAN KOLFSCHOTEN, T. 2005)

Terasznak nálunk csak az a folyóvízi ártéri szint számít, amelynek nagyobb a szintkülönbsége, mint az adott folyó szintingadozásának mértéke, vagyis a felszíne ármentes. Mivel ennél kisebb mértékű bevágódás is lehetséges, az így létrejött szintek nem valódi teraszok (tekinthetjük ezt a megállapítást geomorfológiai hungarikumnak). Tudjuk, hogy ilyen szintek (I. „terasz”, alacsony és magas ártér) jöttek létre a holocén folyamán folyóink mentén, és biztosra vehetjük, hogy az idősebb teraszok esetén is képződhettek hasonló szintek, jóllehet a dolog természeténél fogva jelenlegi kutatási eszközeink ma még nem alkalmasak bizonyításukra – pontosabban: a kor-meghatározásaink időbeli felbontása nem teszi ezt lehetővé.

A globális pleisztocén kronoztratigráfia és a teraszok időrendjének összekapcsolására a fentiek alapján az a gondolat szolgál, hogy folyóteraszaink anyagának lerakódása, a felkavicsolás hosszú időszaka a glaciális ciklusok lassú, visszaesésekkel terhelt lehűlő ideje volt, a terasz formai létrehozását, annak kivésését pedig a gyorsan melegező terminációk idején néhány ezer, esetleg tízezer év alatt bekövetkező mélyítő erózió eredményezte. A klímaváltozásokon alapuló általános menetet természetesen befolyásolja egy-egy adott helyen a klímaritmusoktól eltérő, időben szabálytalan helyi tektonika, de itt most ezzel nem kívánok foglalkozni. Az emelkedés–süllyedés szerepe a teraszképződésben egy konkrét folyó konkrét helyén

azonban alaposan vizsgálandó és figyelembe veendő. A teraszok klasszikus kormeghatározására alkalmazott paleontológiai módszerek a rendszer bizonyítására sajnos nem, vagy alig használhatók, egyrészt a leletek szórványos volta, a régi meghatározási módszerek elégtelensége, a nagyemlősökre még kidolgozandó OIS rendszer hiánya miatt, másrészt mivel őslénytanilag csak az egyik momentum, vagyis a felkavicsolódás kora határozható meg. Szerencsére más módszerek, elsősorban a teraszokat fedő képződmények – futóhomok, lösz, édesvízi mészkő és tefra rétegek – újabb vizsgálati módszerei és ezek eredményei segítenek az eligazodásban. A következő rész kísérlet a fel-színalakító folyamatok és az oxigénizotóp időrend összekapcsolására, a magyarországi folyók kutatása során felgyűlemllett adatok felhasználásával és értékelésével.

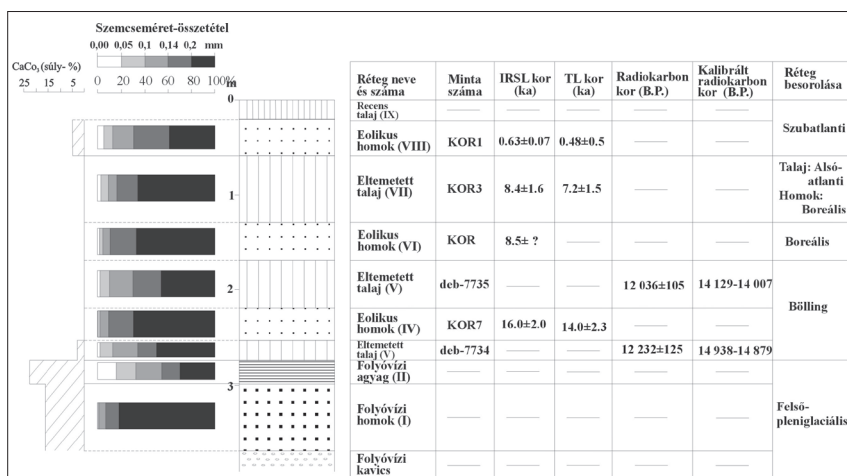
4.4. A terminációk és a Kárpát-medence folyóvízi teraszainak kapcsolata

A következő részben a folyóteraszokat a geomorfológus gondolatmenetet követve a folyótól kiindulva térben felfelé és időben visszafelé tárgyalom. Minden terasz-tanulmány ezt a sorrendet-logikát követve a legfiatalabb, legalsó terasszal (pl. I.) kezd és a legfelső, legidősebb (pl. VII., ill. VIII.) terasszal zár. Amikor a harmincas években Kéz felfedezte, hogy a Cholnoky-féle két terasznál több van a Duna mentén, és római számokat használt a jelölésükre, először a geológus hagyomány szerint (l. primer, szekunder, tercier) a legidősebbel kezdte – az volt az I. terasz. De aztán rájött, hogy az egyre idősebb formák (és események) meghatározása és leírása visszafelé haladva egyre bizonytalanabb, sőt ráadásul a kutatások előrehaladtával éppen a völgyek felsőbb, régebben kialakult szintjében várható az újabb teraszok felismerése és bizonyítása. Ekkor azonban egy új szint felfedezésével újra kellett volna számozni a teraszokat, ami hatalmas káoszhoz vezetett volna. Úgy is fogalmazhatnók, hogy a kutatások akkori helyzetében a teraszrendszer térben felülről, időben pedig visszafelé „nyitott” volt, ott várhatták az újdonságot (ma inkább, mint ez a tanulmány is mutatja, a belső finomítás, a teraszok részletesebb időbeli felbontása került előtérbe, s ennek jelzését a számozás változatlanul hagyása mellett betűindexekkel látjuk megoldhatónak). Kéz és Bulla tehát fordított a rendszeren, és a legalsó, legfiatalabb teraszt eggyessel, felfelé pedig az egyre öregebbeket növekvő római számmal jelölte. Ugyanez a helyzet az oxigénizotóp-rétegtanban is: a jelenkorból kiindulva visszafelé számozzák az egyes stádiumokat. Sőt, a később felfedezett terminációk számozása is ezt a logikát követi. A negyedidőszak-kutatás nemzetközi publikációiban természetes az eseményeknek ebben a „fordított időrendben” történő tárgyalása is. A tanulmány célja éppen annak bemutatása – bizonyítása, hogy az izotóp stádiumokhoz és a terminációkhoz kapcsolhatók a teraszképződés folyamatai, ezért ezt a – geológiában szokatlan – időrendet követem az alábbiakban.

Az **I. termináció** a 2. oxigénizotóp stádiumból az elsőbe történt átmenet, ami gyakorlatilag az utolsó hideg szakaszból, a felső-pleniglaciálisnak a ma utolsó glaciális maximumként (angol rövidítése LGM) emlegetett néhány ezer éves periódusából a holocénba vezető átmenet kb. 7–8000 éves időszakát jelenti.

A legfiatalabb pleisztocén (II/a) folyóterasz ármentessé válásának – folyóink erős bevágódásának – holocén voltára fő bizonyítékként korábban azt a tényt tekintették, hogy a terasz felszínén sehol sincs lösztakaró, és a mai árvízszint feletti, helyenként különlegesen nagy magasságát a rátelepedő – holocénnek tartott – futóhomoknak köszönheti. Az akkor általánosan elfogadott nézet szerint ugyanis a holocénben már nem képződött lösz, a homokmozgást viszont boreálisnak tartották (Pécsi M. 1959). A homokmozgások időpontjának meghatározásában azonban azóta jelentősen előreléptünk. Kezdetben a C¹⁴-es kormeghatározások (Borsy Z. et al 1982, 1985; Lóki J. et al 1994), majd a lumineszcens módszerek segítségével sikerült bizonyítani a defláció későglaciális szakaszait is (Ujházy K. 2002; Gábris Gy. 2003a).

A Szentendrei-sziget II/a teraszán levő kavicsbányában (Kisoroszi) végzett kutatásaink más megvilágításba helyezik a II/a terasz képződésének időrendjét. A feltárásban a folyóvízi kavics és homok feletti két fosszilis talajszintben talált faszéndarabok a radiometrikus kormeghatározás (deb-7735, ill. deb-7734) szerint 12 036±10 500 C¹⁴ BP (14 129–14 007 cal BP), illetve 12 232±125 C¹⁴ BP (14 938–14 879 cal BP) korúnak bizonyultak (4.3.2. ábra).



4.3.2. bra. A kisoroszi kavicsbánya szelvénye (UJHÁZY K.–GÁBRIS GY.–FRECHEN, M. 2003)

A két talajszint közé egy vékony futóhomokréteg települt, ami bizonyítja a felszín ármentes, száraz, deflációs jellegét – vagyis a Duna ezt megelőző bevágódását, a terasz kivésését. A homok kora termolumineszcens meghatározás szerint 14 050±230 év, ami jól illeszkedik a radiokarbon mérésadatokhoz (Ujházy K. et al 2003; Gábris Gy. 2003a). Az egész képződmény – a két talaj és a futóhomok – a bölling interstadialisban keletkezett.

A helyzet értékelése az oxigénizotóp-sztratigráfia tükrében a következő. Az I-es termináció az utolsó glaciális maximumot (LGM) követő felmelegedéssel indult,

amit Magyarországon ságvár–lascaux interstadiálisnak (Sümei P. et al 1998) nevezünk. Ez a rövid ideig tartó felmelegedés (19–17 000 cal BP között) – melynek geomorfológiai hatása az Alföldön több helyen is kimutatható volt (Gábris Gy. et al 2002; Gábris Gy.–Nagy B. 2005) –, valamint az ezt követő legidősebb driász korú lehülés, majd a bölling elejének újabb, még erősebb felmelegedése, mind-mind szerepet játszott abban, hogy a Duna kiegyenlített állapotából a küszöbértéket meghaladó változásokba átlendülve, bevágó eróziót végezzen, és kivesse a II/a teraszt.

A legfiatalabb ármentes szint tehát még a pleisztocén legvégén, vagyis a legutolsó, I-es termináció elején bekövetkezett erős bevágódás következtében vált valódi teraszszá. A II/a terasztest folyóvízi eredetű anyagának lerakása viszont az ezt megelőző 2–3-as oxigénizotóp stádiumok hosszú, több tízezer évig tartó szakaszában történhetett meg (4.3.3. ábra).



4.3.3. ábra. A magyarországi folyóteraszok, édesvízi mészkő képződésmények és paleotalajok összekapcsolása az oxigénizotóp görbével és a szárazföldi glaciális–interglaciális kronológiával (GÁBRIS Gy. 2006)

A **II. termináci**a 6. oxigénizotóp szakaszból (a riss vége) az OIS 5e stádiumba, vagyis az utolsó interglaciálisba (a kb. 130–120 ezer évvel ezelőtti eem interstadiális) átvezető gyors felmelegedés ideje, amely mintegy 8000 évig tarthatott. A gyors éghajlatváltozás következménye szintén bevágódás, ami a II/b terasz kivésését eredményezte. Ezt a szintet Pécsi M. 1959-es munkájában riss végi vagy würm eleji folyópárkánynak tartotta, paleontológiai bizonyítékok alapján ugyanis eldönthetetlennek bizonyult a felkavicsolódás ideje (a fauna csak a terasztest anyagának felhalmozódását jelzi). Ha azonban a terasz befedő későbbi képződmények kora meghatározható, a bevágódás, tehát a terasz kiformalódásának a kettő közé eső időpontja pontosabban becsülhető. Szerencsére a legtöbb, független kormeghatározási mérésből származó adat a II/b szintet fedő édesvízi mészkőrétegekből származik (részletes koradatokat, hivatkozásokat az idősebb szintek esetében is l. Gábris Gy. 2006).

A részletek mellőzése után megállapítható, hogy a hazai nevezéktanban II/b teraszként számon tartott szint képződésének korát, pontosabban a terasz kivésését, a II. terminációra rögzíthetjük. Pécsi M. (1959) megengedő, bizonytalan kormegjelölésében a felkavicsolásra a riss vége bizonyulhat a jó időpontnak.

A **III. termináció** a hideg 8. oxigénizotóp szakaszból a meleg OIS 7. szakaszba átvezető gyors klímaváltozás ideje, ami kb. 220–190 ezer évvel ezelőtt zajlott le. Az átmenet görbéje nem hasonlít a többihez, kevésbé jellegzetes, melegebb színről indul és elhúzódo. A modellünk szerint a III. terasz kialakulása lenne ehhez kapcsolható, de az ide sorolt, édesvízi mészkővel fedett teraszszintek radiometrikus meghatározással nyert koradatai két csoportra oszthatók. A Kiscelli-fennsík édesvízi mészkővének Th/U kora 175–190 ezer, a Tata–Tóváros III-as teraszán fekvő 2 m vastag travertinó kora pedig 190 ezer év. A budai Várhegy déli alacsony szintjén 160 ± 30 ezer évet mértek a mészkő korára. Más III-as teraszt fedő rétegek ennél kissé idősebbek: Vértesszőlősnél a III. terasz feletti édesvízi mészkőrétegek korára 219 ± 40 ezer, valamint 202 ± 80 ezer adódott, de hibahatár itt is figyelembe veendő.

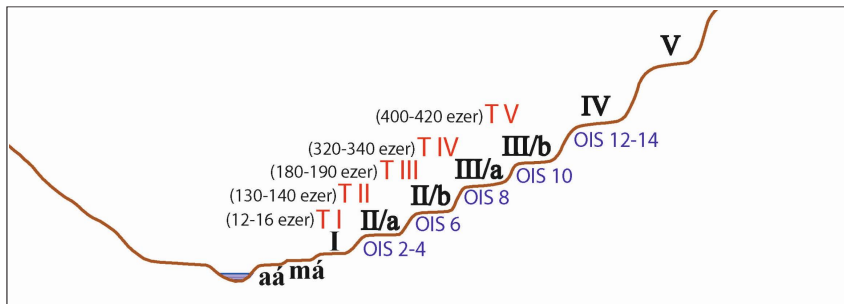
Az adatok értelmezéséhez abból kell kiindulni, hogy a II. terasz megkettőződésének bizonyítása után, az ötvenes évektől a riss klimatikusan kettős osztatából kiindulva a hazai folyók völgyében lázasan keresték a III. szint hasonló duplázódását. Az akkori kormeghatározási lehetőségek mellett – melyek gyakorlatilag kimerültek a paleontológiai módszerekben és az akkori löszkutatás eredményeinek relatív rendszereiben – ez természetesen nem sikerülhetett. Jelenleg csak Schweitzer F. leírása esetében tekinthető a III/a terasz kimutatása elfogadhatónak. A folyóvízi teraszokat fedő édesvízi mészkővek különféle radiometrikus mérési módszerekkel nyert koradatainak összegyűjtése és együttes értékelése során azonban arra a következtetésre lehetett jutni, hogy a III. terminációhoz a fent jelzett helyeken kapcsolódik egy kimutatható szint kialakulása, aminek morfológiai megjelenését III/a teraszként értelmezhetjük.

A mintegy 330–315 ezer évvel ezelőtt végbement **IV. termináci**a meleg 9. oxigénizotóp stádiumba vezető átmenet volt. Az előzőekhez hasonlóan elsősorban a vértesszőlősi szelvényben található forrásmészkővek korának alapján lehet véleményt

mondani az eseményekről. A 225 ± 35 ezer, >250 ezer, ill. 248 ± 67 ezer év adatsor azt mutatja, hogy ezek a mészkövek a IV. termináció után, de a III. előtt rakódtak le az Által-ér folyóvízi üledékeiből álló párkányra. Dunaalmáson a régebben (gondolatmenetünkéből adódóan tévesen) II/b-nek leírt szintet betakaró édesvízi mészkő korára 291 ± 82 ezer év adódott. Ebből következtethetően a IV. termináció idejére is tehető egy szint kialakulása, de ezt III/b terasznak kellene elismerni.

A 11. izotóp szakaszba 410–390 ezer évvel ezelőtt átvezető **V. termináció** hőmérsékleti görbéje különös módon szinte megegyezik az első termináció lefutásával. Még a fiatalabb driásznak megfelelő hőmérsékletesés is benne van a görbében. Ismét az édesvízi mészkövekhez fordulva a következő adatsort kapcsolható ehhez az átmenet-höz: Vértesszőlős 350 ezer, 333 ezer (ESR), >350 ezer, ill. 370 ezer év Th/U. Ezek a korok azt látszanak alátámasztani, hogy az V. termináció idején a fentiek szerint végbement folyóvízi bevágódás a IV. számú terasz kialakulási ideje lehetett. A fenti korokkal jellemezhető édesvízi mészkövek erre a szintre rakódtak le.

Az eddigi kutatási eredmények alapján azonban egyes teraszok általánosan elfogadott korbeosztását módosítani szükséges. Elsősorban a vértesszőlősi szintek esetében. A fenti első két adat ugyanis a Pécsi M. szerinti V. teraszról származik. A koradatok rávilágítanak, hogy e beosztáson változtatni kell. Megjegyzendő, hogy más helyeken is hasonló átsorolásokat kellene végezni. Az előbb említett dunaalmási II/b-n kívül még egy példa csupán: a basaharci II/b terasz a rajta talált BD és BA fosszilis talajok, valamint Bagi Tefra alapján legalább a III. (pontosabban III/b) de esetleg a IV. terasszal azonosítható (**4.3.3. ábra**).



4.3.4. ábra. A Duna teraszainak korbeosztása a fenti gondolatok alapján (GÁBRIS GY. 2007)

A sokkal részletesebben, több kutatócsoport által igen sokoldalúan vizsgált budai Várhegyet fedő édesvízi rétegek tanulmányozásának eredményei azonban a IV. terasz korát új megvilágításba helyezik. Az édesvízi mészkő alatt meleg száraz klímán, füves környezetben lerakódott folyóvízi üledék van, de a kavics- és homokrétegek nem dunai eredetűek, hanem az Ördög-árok és egyéb Budai-hegységbeli patakokból származnak.

Ettől függetlenül az üledékek a néhány száz méterre folyó Duna szintjéhez igazodnak és valószínűleg a IV. teraszt jelölik (Schweitzer F. in: Krolopp A. et al 1976). E rétegek kora a fauna alapján a 14. vagy 12. izotópszakasz lehet. A teraszt fedő kezdeti rétegek meleg (50–60 °C) karsztforrásokból rakódtak le, majd az éghajlat hűlése nyomán a mészkőképződés megszűnt. Ekkor a travertino tetején karsztosodás és talajképződés zajlott le. Ennek kora a 11. oxigénizotóp stádium lehet, amely stabil hőmérsékleti viszonyokkal, meglehetősen egyenletes CO₂-tartalommal, mintegy 30 000 évig tarthatott. Majd felújult az édesvízi mészkő képződése (30–50 °C), melynek Th/U kora 358 ± 60 ezer év. A hideg, száraz klímán a források ismételt és végleges elapadása következett be, majd löszképződés játszódott le, ami legfeljebb az OIS 10-hez, vagy inkább valamelyik későbbi hideg szakaszhoz kapcsolódhat. A fentiek szerint amennyiben a teraszkvacsban levő fauna a 14. OIS-ből származik, a budavári IV. terasz kivésése már az OIS 14–13 átmenetében, vagyis a **VI. termináció idején** megtörténhetett, és erre települt rá több rétegben a forrásmészkő; a felszíni karsztosodás és talajképződés pedig a mindel-riss interglaciálissal (Holstein) azonosítható meleg OIS 11 végére időzíthető. Korpás L. et al. (2004) magnetosztatigráfián alapuló korbecslései semmilyen más tanulmány számadataival nem egyeznek, ezért ezeket nem építhettem be a gondolatmenetbe. Megjegyzendő, hogy ha a rétegsorban kimért mágneses fordulatot nem a Brunhes-Matuyama, hanem a Brunhesen belül egy mágneses esemény határaként interpretáljuk (pl. Emperor 446–449 ezer év), a tanulmány eredményei beilleszthetők a fenti rendszerbe.

Visszatérve a 13. izotópstádiumba vezető **VI. termináció** (kb. 495 000–480 000) tulajdonságaira, megállapítható, hogy ez mutatja a glaciális és interglaciális szakasz közötti legkisebb hőmérsékleti különbséget. Az elhúzódó átmenet során két, viszonylag gyengébb felmelegedési ritmust mutattak ki. A fentieket átgondolva jelenlegi ismereteink szerint nehezen eldönthető, hogy a IV. terasz kivésése vajon az V. vagy a VI. terminációhoz kapcsolható-e. Felmerülhet az a gondolat is, hogy az adatokat a IV. terasz megkettőződésekként értékeljük.

A **VII. termináció** (átmenet az OIS 15-be) igen gyors volt, és mintegy 5000 év alatt zajlott le 628–623 ezer között. Ez a váltás nemcsak rövidebb, de kisebb hőmérsékletváltozással járt, mint a III. kivételével bármelyik fiatalabb átmenet. Morfológiai hatásai ezért gyöngébbnek tételezhetők fel. Az OIS 17-be vezető **VIII. terminációról** (kb. 720 000–700 000 idején) ma még elég keveset tudunk. Az azonban jelenlegi ismereteink alapján is valószínűnek tűnik, hogy folyóink V. teraszának kialakulása ezen események (VII.–VIII. termináció) előtt mehetett végbe. Adataink azonban nem elegendők pontosabb kor kijelöléséhez.

4.5. Következtetések

A korábbi és a legfrissebb hazai kutatási eredményeket áttekintve és értékelve kapcsolatokat lehet kijelölni az oxigénizotóp-rétegtan mögött meghúzódó klimatikus alapokból következő környezeti – földrajzi – mozgatórugók és a felszínalakító

folyamatok eseményei (pl. a lösz-paleotalaj sorozatok, folyóteraszok, édesvízi mészkövek kialakulása), valamint azok konkrét időrendje között. Ebben az az általános cél vezette a szerzőt, hogy az oxigénizotóp-szakaszokhoz (OIS), sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítsa a pleisztocén hazánkban felismert és éghajlattól szabályozottnak tartott jelenségeit, ezzel kísérve meg korrelálni az egymástól távoli eseményeket, üledékeket, képződményeket.

A különböző fizikai alapú független módszereknek – mint a változatos radiometrikus kormeghatározások, a magnetosztatigráfia, a lumineszcens kormeghatározás különféle változatai, a közbetelepült rétegek (pl. az édesvízi mészkövek, ill. tefra-rétegek) vizsgálata, az aminosav sztratigráfia, a mágneses szuszceptibilitás görbe meghatározása a rétegsorban, stb. – magyarországi feltárásokban nyert és az itt részletezett eredményei elvezettek az oxigénizotóp-stádiumoknak a hazai löszfeltárások általánosított szelvényében szereplő fosszilis talajokkal történő összekapcsolásához. Továbbá követhető ennek az alpi és az északnyugat-európai glaciális és kronosztatigráfiai egy-ségekhez, valamint a paleomágneses eseményekhez való viszonya is.

A globális pleisztocén kronosztatigráfia és folyóteraszaink időrendjének összekapcsolására az az új gondolat szolgált, hogy a teraszok anyagának lerakódásának hosszú időszaka a glaciális ciklusok lassú, visszaesésekkel terhelt lehűlő ideje volt, a terasz formai létrehozását, annak kivésését, viszont a gyorsan melegedő terminációk idején néhány ezer, esetleg egy-két tízezer év alatt bekövetkező mélyítő erózió eredményezte. A teraszképződés újfajta magyarázatául szolgáló küszöb-elméletnek a kulcsa ugyanis a folyóvízi folyamatoknak a klíma gyors és erős változása (termináció) alatt beálló átalakulásban rejlik. A teraszok e rendszerben történt kialakulásának bizonyítását a hazai terasz kutatások több évtizede alatt leírt és a szakirodalomból idézett adatok, elsősorban a teraszokat fedő képződmények, valamint néhány újabb kutatás eredményei alapján lehetett megkísérelni. A **4.3.3. ábr** ebbe az új rendszerbe foglaltan szemlélteti a pleisztocén klímaváltozásokat tükröző oxigénizotóp görbe összekapcsolását a negyedidőszaki felszínalakulás éghajlat indukálta különféle eseményeivel (a folyóteraszok, az azokat fedő édesvízi mészkövek, lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésével) és azok korával. Így a II/a terasz az I. termináció, a II/b pedig a II. termináció során végbement bevágódás során alakult ki. A korábban III. és a IV. terasznak leírt szinteket fedő üledékek kora pedig azt jelzi, hogy – legalábbis a tanulmányban elemzett, független kormeghatározási módszerrel datált néhány szint esetében – a II-es teraszhoz hasonlóan ezek is megkettőződtek, mivel kiformalódásuk a III.-IV.-V.-VI. terminációkhoz kapcsolható. Az idősebb V és VI terasz korának e rendszerben történő kijelöléséhez jelenlegi adataink még nem elegendők.

A **4.3.4. ábra** összefoglalóan mutatja a fenti gondolatmenet alapján a teraszképződési folyamatok, a terminációk és az oxigénizotóp stádiumok összekapcsolását a független fizikai módszerekkel kapott koradatokkal.

IRODALOM

- A. Nagy M. (1954): Talajföldrajzi megfigyelések a Tiszazugban – *Földrajzi Értesítő* 3. pp. 507–543.
- Bácskai E. 1981: A magyar holocénsztratigráfia régészeti dokumentációs pontjainak rétegtani adatai – *MÁFI Évi Jelentése 1979-ről* pp. 551–559.
- Balla Gy. 1958: A Jászság geomorfológiai fejlődéstörténetének vázlata – *Földrajzi Értesítő* 7. pp. 1–15.
- Balla Z.–Korpás L. 1980: A Börzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete. – *MÁFI Évi Jelentése 1978-ról*, pp. 75–101.
- Balogh K. (szerk.) 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. – *MÁFI*, Budapest, 199 p.
- Benedek Z. 1960: Geomorfológiai vizsgálatok az Érmelléken és Nagykároly környékén. – *Földrajzi Közlemények* 9. (84) pp. 141–158.
- Berec B. 2007: Megfigyelések a Tisza délvidéki hatásterületén. – *Szakközlözet*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar. 53. p.
- Berec B. 2012: Morphometric analysis of the Banatian part of Mureş/Maros alluvial fan using historical maps and GIS techniques. – *Historical Maps in Environmental Geosciences. - Conference Abstract Cluj Napoca*
- Berec B.–Gábris Gy. 2013: A Maros hordalékkúp bányási szakasza. – in: Frisnyák S.–Gál A. (szerk.): Kárpát-medence: természet, társadalom, gazdaság. – *Nyíregyháza–Szerencs*, pp. 51–64.
- Borsy Z. 1954: Geomorfológiai vizsgálatok a Bereg–Szatmári síkságon. – *Földrajzi Értesítő* 3. pp. 270–281.
- Borsy Z. 1959: A Bereg–szatmári vízrendszer kialakulása. – *Közlemények aKLTE Földrajzi Intézetéből*. pp. 253–270.
- Borsy Z. 1961: A Nyírség természeti földrajza. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest. 227. p.
- Borsy Z. 1968: Geomorfológiai megfigyelések a Nagykunságban. – *Földrajzi Közlemények* 16. (92) pp. 129–150.
- Borsy Z. 1969: Taktaköz - Hortobágy - Szolnoki-löszöshát (Nagykunság). – in: Marosi S. – Szilárd J. (szerk.): A tiszai Alföld - Magyarország tájföldrajza 2. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest, pp. 76–78; 86–97.
- Borsy Z. 1989a: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő* 38. pp. 211–224.
- Borsy Z. 1990: Evolution of the alluvial fans of the Alföld – in: Rachocki, A. H.– Church, M. (eds.): Alluvial fans, A field approach - *J. Wiley and Sons*, pp. 229–248.

- Borsy Z.–Csongor É.–Sárkány S.–Szabó I. 1982: A futóhomok mozgásának periódusai az Alföld ÉK-i részében. – *Acta Geographica Debrecina* 20. pp. 5–33.
- Borsy Z.–Szabó J. 1985a: Tiszafüred természeti viszonyai. – in: Tiszafüredi tanulmányok. Szolnok, pp. 4–40.
- Borsy Z.–Csongor É.–Lóki J.–Szabó I. 1985a: Újabb koradatok a bodrogi futóhomok mozgásainak idejéhez. – *Acta Geographica Debrecina*, 22. pp. 5–16.
- Borsy Z.–Félegyházi E.–Csongor É. 1989b: A Bodrogköz kialakulása és vízhálózatának változásai. – *Alföldi Tanulmányok* 13. pp. 65–81.
- Broecker, W. S.–Henderson, G. M. 1998: The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. – *Paleoceanography* 13. pp. 352–364.
- Broecker, W. S.–van Donk, J. 1970: Insolation changes, ice volumes and the O¹⁸ record in deep-sea cores. – *Reviews of Geophysics and Space Physics* 8. pp. 169–198.
- Bukurov, B. 1984: Geomorfološki problemi Banata. – *Vojvodanska akademija nauka i umetnosti* Novi Sad. 155. p.
- Bulla B. 1941: A Magyar medence pliocén és pleisztocén terraszai. – *Földtani Közlöny* 69. pp. 199–230.
- Bulla B. 1954: Általános természeti földrajz II. – *Tankönyvkiadó*, Budapest, 549 p.
- Cholnoky J. 1907: A Tiszameder helyváltozásai I-II. – *Földrajzi Közlemények* 35. pp. 381–405; 425–445.
- Cholnoky J. 1910: Az Alföld felszíne. – *Földrajzi Közlemények* 38. pp. 413.–436.
- Cholnoky J. 1923: Általános földrajz III. – *Danubia kiadása*, Pécs, 251 p.
- Costa, J. E.–Fleisher, P. J. (eds) 1984: Developments and applications of geomorphology – *Springer Verlag*, Berlin. 367 p.
- Cserkész-Nagy Á. 2014: Egy Tisza-völgyi pleisztocén folyó rekonstrukciója ultranagy felbontású szeizmikus szelvények alapján - Morfometriai elemzések a paleoklíma becsléséhez. – *PhD értekezés* Budapest 140. p.
- Cserny T.–Bodor Nagy E.–Hajós M. 1991: A Balaton aljzatára mélyített TÓ 24. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményei. – *MÁFI Évi Jelentése 1989-ről*, pp. 178–209.
- Csongor É.–Félegyházi E.–Szabó I. 1982: A Karcsa-ér medrének vizsgálata pollenanalitikai és radiokarbon módszerekkel. – *Acta Geographica Debrecina* 20. pp. 51–82.
- Davidović, R. 2003: Lesne terase. – in: Davidović, R.–Miljković, L.–Ristanović, B. 2003: Reljef Banata. - *PMF, Departman za Geografiju, Turizam i Hotelijerstvo*, Novi Sad pp. 119–133.

- Davidson, S. K.–Hartley, A. J.–Weissmann, G. S.–Nichols, G. J.–Scuderi, L. A. 2013: Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. – *Geomorphology* 180-181. pp. 82-95.
- Dobány Z. 2014: A tájhasználat történeti szakaszai a Taktaközben (18-20. század). – Nyíregyháza 178. P.
- Dövényi Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. (2. átdolgozott és bővített kiadás). – *MTA Földrajztudományi Kutatóintézet*, Budapest. 876 p.
- Dury G. H. 1976: Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. – *Journal of Hydrology* 30. pp. 219–245
- Egyed L. 1957: Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata – *Földtani Közlöny* 87. pp. 69–72.
- Félegyházi E. 1998: Adalékok a Tisza és a Szamos folyóhálózatának alakulásához a felső-pleniglaciális időszakban. – *Acta Geographica Debrecina* 34. pp. 203–217.
- Félegyházi E. 2001: A Berettyó-Kálló vidék és az Érmellék medertípusainak elemzése. – *Földrajzi Konferencia*, Szeged, CD-ROM kiadás
- Félegyházi E.–Nagy B. 2001: A Sajó-Hernád hordalékkúp későpleisztocén mederhálózatának vizsgálata – *Acta Geogr. Geol. Meteo. Debrecina* 35. pp. 221–232.
- Félegyházi E.–Vass R. 2014: A Beregi-sík elhagyott medreinek osztályozása rétegtani és palynológiai értékelés alapján. – In: Gál A.–Kókai S. (szerk.): Tiszteletkötet Dr. Frisnyák Sándor geográfus professzor 80. születésnapjára - *Nyíregyházi Főiskola; Bocskai István Gimnázium*, Nyíregyháza; Szerencs, pp. 247-257.
- Fodor F. 1935: A Zagyva alföldi medencéjének régi vízrajzi viszonyai. – *Vízügyi Közlemények* 17. pp. 223–237.
- Fodor F. 1942: A Jászság életrajza. – *Szt. István Társulat Kiadványa* Budapest, 542 p.
- Fodor F. 1953: A Szamoshát ősvízrajza. – *Földrajzi Közlemények* 77. pp. 193–204.
- Franyó F. 1966: A Sajó–Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. – *Földrajzi Értesítő* 15. pp. 153–178.
- Franyó F. 1992: A negyedidőszaki üledékek vastagsága Magyarországon (1:500 000 térkép). – *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, Kézirat
- Gábris Gy. 1970: Fialat mederváltozások kutatásának módszerei a Sajó hordalékkúpjának példáján. – *Földrajzi Közlemények* 18. (94) pp. 294–303.
- Gábris Gy. 1985: Az Alföld holocén paleohidrológiai vázlata. – *Földrajzi Értesítő* 34. pp. 391–408.
- Gábris Gy. 1986a: A vízhalózat és a szerkezet összefüggései. – *Földtani Közlöny* 116/1. pp. 45-56.
- Gábris Gy. 1986b: A vízhalózat háromdimenziós vizsgálata. – *Földrajzi Értesítő* 35/3-4. pp. 269–278.

- Gábris Gy. 1986c: Alföldi folyóink holocén vízhozamai. – *Alföldi Tanulmányok* 10. Békéscsaba, pp. 35-52.
- Gábris Gy. 1987a: A vízhálózat geomorfológiai célú elemzése. – *Kandidátusi értekezés, kézirat*, 161. p.
- Gábris Gy. 1987b: Néhány gondolat a vízhálatszűrűséget meghatározó tényezők vizsgálatáról. – *Földrajzi Közlemények* 35. (111). pp. 26–34.
- Gábris Gy. 1987C: Relationships between the orientation of drainage and geological structure in Hungary. – in: Pécsi M. (ed.): Pleistocene environment in Hungary, *Theory–Methodology–Practice* 42. Akadémiai Kiadó, Bp. pp. 183–194.
- Gábris Gy. 1995a: A folyóvízi felszínalakulás módosulásai a hazai későglaciális–holocén öskörnyezet változásainak tükrében – *Földrajzi Közlemények* 119. pp. 3–10.
- Gábris Gy. 1995b: A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. – *Földrajzi Értesítő* 44. pp. 101–109.
- Gábris Gy. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról – *Földrajzi Közlemények* 121. pp. 3–16.
- 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. - *Studies in Geography in Hungary* 31. MTA FKI, pp. 23-36.
- Gábris Gy. 2001: A folyóvíz felszínalakító tevékenysége Magyarországon. – *Akadémiai doktori értekezés, kézirat*, 131. p.
- 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 - SzTE kiadása*, Pécs, pp. 91-105.
- Gábris Gy. 2003a: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények*, 127. pp. 1-14.
- Gábris Gy. 2003b: Övzátony vagy parti hát? – *Földrajzi Közlemények* 127. pp. 178–184.
- Gábris Gy. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp sztratigráfia tükrében. – *Földrajzi Közlemények* 130/3-4. pp. 123–133.
- Gábris Gy. 2007: A Bodrogi köz fejlődéstörténete. – in: Frisnyák S.–Gál A. (szerk.): Szerencs, Dél-Zemplén központja. - *Nyíregyházi Főiskola*, Nyíregyháza-Szerencs, 189–198.
- Gábris Gy. 2008: A Bodrogi köz felszínalkotó térképe. – *A Földgömb* 26/8. pp. 42-43.
- Gábris Gy. 2011a: Hevesi Tiszamente folyóvízi fejlődéstörténete. – *Miskolci Egyetem Közleményei*, A sor. Bányászat, 82. pp. 139–144.

- Gábris Gy. 2011b: A Zagyva–Tarna alföldi vízrendszerének kialakulása és fejlődése. – *Földrajzi Közlemények* 135/3. pp. 205–218.
- Gábris Gy. 2014: Az Alföld vízrajzának posztglaciális változásai. – in: Kóródi T.–Sansumné Molnár J.–Siskáné Szilasi B.–Dobos E. (szerk.): VII. Magyar Földrajzi Konferencia, - *Miskolci Egyetem, Földrajz–Geoinformatika Intézet* pp. 125–133.
- Gábris Gy. 2015: Előzetes jelentés a Taktaköz kialakulásáról. – in: Kókai S.–Boros L. (szerk.): Tiszteletkötet dr. Gál András geográfus 60. születésnapjára. - *Nyíregyháza–Szerencs*, pp. 235–243.
- Gábris Gy. 2016a: A Tisza–Szamos hordalékkúpja. – in: Kókai S. (szerk.): A változó világ XXI. századi kihívásai - *Nyíregyháza*, pp. 213–222.
- Gábris Gy. 2016b: A Körös-medence folyóvízi formavilága. – *Acta Climatologica et Chorol. Scientiarum Naturalum Szeged* 50/B. pp. 47–54.
- Gábris Gy.–Félegyházi E.–Nagy B.–Ruszkiczay Zs. 2001: A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. – *Magyar Geográfus Konferencia*, Szeged, CD-ROM kiadás
- Gábris Gy.–Horváth E.–Novothny Á.–Ujházy 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 tectonic controlled river style changes on the Sajó–Hernád alluvial fan (Hungary). – in: Harvey, A. M.–Mather, A. E.–Stoks, 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: a review. – *Quaternary Science Reviews* 26/22–24. pp. 2758–2782.
- Gábris Gy.–Krolopp E.–Ujházy K. 2011: Későglaciális–holocén környezetváltozás Duna-menti homokbuckák komplex vizsgálata alapján. – *Földtani Közlemény* 141/1. pp. 445–468.
- Gábris Gy.–Horváth E.–Novothny Á.–Ruszkiczay-Rüdiger Zs. 2012: Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary - results of the last 20 years research – *Netherlands Journal of Geosciences (Geologie en Mijnbouw)* 91/1-2. pp. 111–128.
- Gábris Gy.–Novothny Á. 2017: Tiszazugi homokbánya - az alföldi vízhálózat kulcsfeltárása. – *Magyar Földrajzi Napok 2016. Konferenciakötet*, Eger, *Esterházy Károly Egyetem* pp. 75–86.
- Gazdag L. 1964: A Száraz-ér vízrendszere. – *Földrajzi Értesítő* 13. pp. 367–374.
- Gibbard, P.–van Kolfschoten, T. 2005: The Pleistocene and Holocene Epochs – In: Gradstein, F. H.–Ogg, J. G.–Smith, A. G.: *A Geologic Time Scale 2004*. - *Cambridge University Press* pp. 441–452.

- Gietema, S. 2000: Pollenanalyse van verschillende riviergeneraties van de Tisza, Hongarije. – *Vrije Universiteit Amsterdam* 37 p.
- Given J. L. 2004: The geomorphology and morphometric characteristics of alluvial fans, Guadalupe Mountains National park, and adjacent areas, West Texas and New Mexico. – Master thesis, *Texas A&M University*, 127 p.
- Góczán L. 1955: A Szentendrei-sziget geomorfológiai fejlődéstörténete - *Földrajzi Értesítő* 4. pp. 301–318.
- Gregory, K. J. 1976. Drainage networks and climate. – In: Derbyshire, E. (ed): *Geomorphology and Climate*. John Wiley, London, pp. 285-315.
- Gregory, K.J. – Gardiner, V. 1975: Drainage density and climate – *Zeitsch. für Geomorph.* 19. pp. 287–298.
- Hack, J. T. 1973: Stream-profile analysis and stream-gradient index – *Journal of Research of the U. S. Geological Survey* 1/4. July-Aug. pp. 421–429.
- Hertelendi E.–Lóki J.–Sümegi P. 1993: A Háy-tanya melletti feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Acta Geographica Debrecina* 30/31. pp. 65-75.
- Hevesi A. 1976: Kászonújfalvi Szabó János (1767-1858) pályája és földrajzi munkássága. – *Földrajzi Értesítő* 25. pp. 417–430.
- Horton, R. 1945: Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. – *Geological Society of America Bulletin* 56. pp. 275–370.
- Járainé Komlódi M. 1966: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetáció-történetéhez I. – *Botanikai Közöny* 53. pp.191–201.
- Járainé Komlódi M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetáció-történetéhez II. – *Botanikai Közöny* 56. pp. 43–55.
- Járainé Komlódi M. 1987: Postglacial climate and vegetation history in Hungary. – in: Pécsi M.–Kordos L. (szerk.): *Holocene environment in Hungary*. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest, pp. 31–41.
- Joó I. 1992. Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. – *Tectonophysics* 266 pp. 287–300.
- Kasse, C.–Bohncke, S. J. P.–Vandenberghe, J.–Gabris Gy. 2010: Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary) – *Proceedings of the Geologists Association* 121/2 Sp. Iss. pp. 180–194.
- Kéz A. 1934: A Duna győr–budapesti szakaszának kialakulásáról. – *Földrajzi Közlemények*, 62. pp. 175–193.
- Kiséry L. 1962: A Taktaköz vízrajzi kérdései. – *Borsodi földrajzi évkönyv*. III-IV 12. p.
- Kiss T.–Nyári D.–Sipos Gy. 2008: Történelmi idők eolikus tevékenységének vizsgálata: a Nyírség és a Duna–Tisza köze összehasonlító elemzése – in: Szabó

- J.–Demeter G. (szerk.): *Geographia generalis et specialis – Kossuth Egyetemi Kiadó*, Debrecen, pp. 99–106.
- Kiss. T.–Hernes P.–Sipos Gy. 2012: Meander cores on the floodplain – the early Holocene development of the low-floodplain along the Lower Tisza Region, Hungary. – *Journal of Environmental Geography*. 5/1-4: 1–10.
- Kordos L. 1977: Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok hőmérő” segítségével. – *Földrajzi Közlemények* 25 (101). pp. 222–229.
- Kordos L. 1987: Climatic and ecological changes in Hungary during the last 15 000 years. – in: Pécsi M.–Kordos L. (szerk.): *Holocene Environment in Hungary – Akadémiai Kiadó*. Budapest, pp. 11–25.
- Kozarski, S. 1991: Wartha - a case study of a lowland river. – in: Starkel, L.–Gregory, K.–Thornes, J. (eds): *Temperate Palaeohydrology. - John Wiley and Sons Ltd*, London, pp. 189–215.
- Kriván P. 1960: A Duna ártéri szinlőinek kronológiája. – *Földtani Közlöny* 90. pp. 56–71.
- Krolopp E.–Schweitzer F.–Scheuer Gy.–Dénes Gy.–Kordos L.–Skoflek I.–Jánossy D. 1976: Quaternary Formation of the Castle Hill in Buda. – *Földtani Közlöny*, 106. pp. 193–228.
- Krolopp E.–Sümei P.–Kuti L.–Hertelendi E.–Kordos L. 1995: Szeged-Öthalom környéki löszképződmények keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. – *Földtani Közlöny* 125. pp. 309–361.
- Kvitkovič, J. 1955: Geomorfologické pomery jv. časty Potiskej nížiny – *Geograficky. Časopis Slovenska Akademia Vied* 7/1-2. Bratislava, pp. 72–84.
- Láng S. 1942: A Huszti kapu és a királyházi öböl terraszmorfológiája. – *Földrajzi Közlemények* 70. pp. 169–193.
- Láng S. 1960: A Délkelet-Alföld felszíne. – *Földrajzi Közlemények* 8. (84). pp. 31–42.
- Lece, S. A. 1990: The alluvial fan problem. – In: Rachocki A. H.–Church M. (eds.): *Alluvial fans: A field approach. - John Wiley and Sons*, Chichester, pp. 3–24.
- Leier, A. L.–DeCelles, P. G.–Pelletier, J. D. 2005: Mountains, monsoons, and megafans. – *Geology* 33/4. pp. 289–292.
- Leopold L. B.–Wolman M. G. 1960: River meanders. – *Geological Society of America Bulletin* 71. pp. 769–794.
- Lóki J.–Hertelendi E.–Borsy Z. 1994: New dating of blown sand movement in the Nyírség. – *Acta Geographica Debrecina*, 32. pp. 67–76.
- Lóki J.–Sümei P.–Hertelendi E. 1994: Az abonyi téglagyári feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Acta Geographica Debrecina* 32. pp. 51–66.
- Marosi S. 1955: A Csepel-sziget geomorfológiai problémái – *Földrajzi Értesítő* 4. pp. 279–300.

- Marosi S.–Szilárd J. (szerk.) 1969: A tiszai Alföld. Magyarország tájféldrajza 2. – *Akadémiai Kiadó*, Bp. 386 p.
- Marković, S. 2000: Paleogeografija kvartara na teritoriji Vojvodine – Doktorska disertacija, *PMF Univerziteta Novi Sad, Institut za Geografiju*. 194 p.
- Marović, M.–Đoković, I.–Pešić, L.–Radovanović, S.–Toljić, M.–Gerzina, N. 2002: Neotectonics and seismicity of the southern margin of the Pannonian basin in Serbia. – *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* 3. pp. 277–295.
- Márton Gy. 1914: A Maros alföldi szakasza és fattyúmedrei (az Aranka és a Szárazér). – *Földrajzi Közlemények* 42. pp. 282–301.
- Márton P.–Pécsi M.–Szebényi E.–Wagner M. 1979: Alluvial loess (infusion loess) on the Great Hungarian Plain - its lithological, pedological, stratigraphical and paleomagnetic analysis in the Hódmezővásárhely brickyard exposures. – *Acta Geologica* 22/1-4. pp. 539–555.
- Maruszczak, H. 1980: Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland – *Quaternary Studies in Poland* 2. pp. 57–76.
- Melton, M. A. 1958: Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents. – *Journal of Geology* 66. pp. 442–460.
- Mihăilă, N.–Popescu, N. 1990: Geologia și morfogeneza Câmpiei de Vest (sectorul Arad–Vinga–Pecica) și evoluția Mureșului în cursul său inferior. – *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* 74/4. pp. 157–172.
- Miháltzné Faragó M. 1983: Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin. – *MÁFI Évi Jelentés 1981-ről*, pp. 439–448.
- Mike K. 1975: A Maros geomorfológiája, a Maros kialakulása és fejlődése. – in: Csoma J.–Lacza I. (szerk.): *Vízrajzi Atlasz Sorozat* 19. 1. - *VITUKI* Budapest, pp. 14–18.
- Mike K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. – *Aqua kiadó*, Budapest, 698.
- Molnár B. 1964: A magyarországi folyók homoküledékeinek nehézsúlyú-összetétel vizsgálata. – *Hidrologiai Közöny* 44. pp. 347–355.
- Molnár B. 1966: Pliocén és pleisztocén lehordási területváltozások az Alföldön. – *Földtani Közöny* 96. pp. 403–413.
- Nádor A.–Thamó-Bozsó E.–Magyar Á.–Babinszki E. 2007: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). – *Sedimentary Geology* 202. pp. 174–192.
- Nagy A.–Tóth T.–Sztanó O. 2007: A „harmadik folyó” - pleisztocén folyóvízi üledékek ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken a Tisza Tiszadob–Martfű közti szakaszán. – *Földtani Közöny* 137. 239–260.
- Nagy B. 2002: A felszínfejlődés későglaciális–holocén jellegzetességeinek vizsgálata a Sajó-Hernád hordalékkúpon. – *Földtani Közöny* 132. pp. 93–100.

- Nagy B.–Félegyházi E. 2001: A Sajó-Hernád hordalékkúp későpleisztocén felszínfejlődése. – *Acta Geographica Geologica et Meteorologica Debrecina* 35. pp. 221–232.
- Nagy E.–Nagy I. 1965: Völgyiránystatisztikai vizsgálatok a Mecsekben – *Földrajzi Értesítő* 14. pp. 147–148.
- Nagyné Bodor E. 1988: A Balaton pannóniai és holocén képződményeinek palynológiai vizsgálata – *MÁFI Évi Jelentés 1986-ról*, pp. 535–557.
- Nováki B. 1985: A lefolyás éghajlati adottságai a Zagyva–Tarna-vízrendszerében. – *Vízügyi Közlemények* 67. pp. 78–93.
- Nováki B. 1991: Climatic effects on runoff conditions in Hungary. – *Earth Surface Processes and Landforms* 16. pp. 595–599
- Novothny Á.–Gábris Gy.–Tsukamoto S.–Thamó-Bozsó E. 2017: Late Pleistocene restructuring of the river network on the Great Hungarian Plain: evidence from the Tiszásas section. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 168/1. pp. 67–80.
- Nyári D.–Kiss T.–Rosta Sz.–Sípos Gy.–Geiger J. 2008: Emberi tevékenység következtében történt geomorfológiai változás vizsgálata egy Kiskunhalas melletti régészeti ásatás területén. – in: Szabó V.–Orosz Z.–Nagy R.–Fazekas I. (szerk.): IV. Magyar Földrajzi Konferencia - *Debreceni Egyetem*, pp. 112–119.
- Oravecz J. 1981: A Magyar-Középhegység fototektonikai vázlata – *Földtani Közöny* 111. pp. 197–204.
- Orbán Gy. 2002: A Taktaköz felső-pleisztocén–holocén felszínfejlődése. – Kézirat szakdolgozat, *ELTE Természetföldrajzi Tanszék*, 42. p.
- Papp A. 1960: Fiatalkori vízrajzi változások a Tiszántúl középső részében történelmi adatok alapján. – *Földrajzi Közlemények* 8. (84), pp. 77–84.
- Pécsi M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 346 p.
- Pécsi M. 1968: A Duna-ártéri szintek kialakulása és fontosabb agrárföldrajzi vonatkozásai. – *Földrajzi Közlemények* 16 (92). pp. 267–271.
- Pécsi M. 1975: A Magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. – *Földrajzi Közlemények* 99. (23). pp. 217–230.
- Pécsi M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 375. p.
- Pinczés Z. 1969: Borsodi Mezőség (Borsodi-sík); - Sajó–Hernád hordalékkúpja. – in: Marosi S. – Szilárd J. (szerk.): A tiszai-Alföld. - *Akadémiai Kiadó*, Bp. pp. 184–190.
- Pinczés Z. 1978: Geomorfológiai vizsgálatok a Bükk-hegység déli előterében. – *Alföldi Tanulmányok* 2. Békéscsaba, pp. 49–69.
- Pinke Zs.–Ferenczi L.–Gábris Gy. 2015: Az emberi település mint klímaindikátor - vízszintemelkedés a Tiszántúl árterein a középkori klímaváltozás során? – *Földrajzi Közlemények* 139/ 2. pp. 77–91.

- Popov, D.–Marković, S.–Strbač, D.: 2008 Generations of meanders in Serbian part of Tisa valley – *Journal of Geogr. Institut Jovan Cvijic SASA*, 58. pp. 29–41.
- Rónai A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. – *MÁFI Évkönyve* 53. 356 p.
- Rónai A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica Ser. Geol.* 21. MÁFI Budapest, 446 p.
- Schumm, S. A. 1968: River adjustment to altered hydrologic regimen. – Murrumbidgee River and paleochannels. Australia - *US Geological Survey Professional Paper* 598. 65 p.
- Schumm, S. A. 1979: Geomorphic thresholds - concept and its applications. – *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4. pp. 485–515.
- Síkhegyi F. 1985: A Magyar-medence kainozóos kozmolineamentumai – *Kézirat*, MÁFI Adattár 10. p.
- Somogyi S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. – *Földrajzi Közlemények* 9. pp. 25–44.
- Somogyi S. 1962: A holocén időszakra vonatkozó kutatások földrajzi (hidromorfológiai) értékelése. – *Földrajzi Értesítő* 11. pp. 185–202.
- Somogyi S. 1967: Ösföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. – *Földrajzi Értesítő* 16. pp. 319–338.
- Somogyi S. 1969: Közép-Tiszavidék. A felszín kialakulása és mai képe. – in: MAROSI S.–SZILÁRD J. (szerk.): *A tiszai Alföld - Akadémiai Kiadó*, Bp. pp. 67–76.
- Somogyi S. 1988: Magyarország holocén kori főbb paleoökológiai változásai. – *Földrajzi Értesítő* 38. 227–230.
- Starkel, L.–Thornes, I. B. (ed) 1981: Paleohydrology of river basins. – *British Geomorphology Research Group Technical Bulletin* 28. 107 p.
- Sugár I. 1989: A Közép-Tiszavidék két kéziratoss térképe (1790, 1845) (mellékletben a két Tisza-térkép reprodukciója). – *Dobó István Vármúzeum*, Eger, 160 p.
- Sümegehy B. 2014: A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. – *Doktori (PhD) értekezés Szeged*
- Sümegehy, B.–Kiss, T.–Sipos, Gy.–Tóth, O. 2013: A Maros hordalékkúp felszíni képződményeinek geomorfológiája és kora. – *Földtani Közlöny* 143/3. pp. 265–278.
- Sümegehy J. 1944: A Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása VI. – *Magyar Királyi Földtani Intézet*, 208. p.
- Sümegehy P. 1993: Sedimentary geological and stratigraphical analysis made on the material of the Upper Palaeolithic settlement at Jászfelsőszentgyörgy-Szunyogos. – *Tisicum* 8. pp. 63–76.
- Sümegehy P. 1999: Reconstruction of flora, soil and landscape evolution and human impact on the Bereg Plain from lateglacial up to the present, based on palaeoecological analysis. – in: Hamar J.–Sárkány-Kiss A. (eds) 1999: *The Upper Tisza Valley. - Tiscia Monograph Series*, Szeged. pp. 173–204.

- Sümegei P.–Krolopp E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. – *Földtani Közlöny* 124. pp. 125–148.
- Sümegei P.–Krolopp E.–Hertelendi E. 1998: Palaeoecological reconstruction of the ságyár–lascaux interstadial. – *Acta Geographica Debrecina* 34. pp. 165–180.
- Sümegei P.–Krolopp E. 2000: Quaternary malacological analyses for modelling of the Upper Weischelian paleoenvironmental changes in the Carpathian Basin. – *Geolines* 11. pp. 139–142.
- Sümegei P.–Krolopp E. 2002: Quartermalacological analysis for modelling of the Upper Weichselien paleoenvironmental changes in the Carpathian Basin. – *Quaternary International* 91. pp. 53–63.
- Szabó J.–Vass R.–Tóth Cs. 2012: Examination of fluvial development on study areas of Upper-Tisza region. – *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 7/4. pp. 241–253.
- Székely A. 1969: Alsó-Zagyva-sík - Észak-alföldi hordalékkúp-síkság - Tápíó–Galga–Zagyva hordalékkúp síksága - Gyöngyös–Tarna hordalék-kúpja - Laskó–Eger hordalékkúpja. – in: Marosi S. – Szilárd J. (szerk.): A tiszai Alföld. – *Akadémiai Kiadó*, Bp. pp. 80–86; 166–182.
- Székely A. 1971: A folyóvizek munkaképességének megismerése, különös tekintettel a Budapesti Egyetem professzorainak munkásságára egy évszázad alatt. – *Földrajzi Közlemények*, 19. (96) pp. 248–290.
- Szőőr Gy.–Sümegei P.–Hertelendi E. 1991: Őshőmérsékleti adatok meghatározása malakohőmérő-módszerrel az Alföld felső-pleisztocén–holocén klímaváltozásaival kapcsolatban. – *Acta Geographica Debrecina*, 28–29. pp. 217–229.
- Thamó-Bozsó E.–Ó. Kovács 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. – *Developments in Sedimentology* 58, pp. 491–514.
- Timár G.–Gábris Gy. 2008: Estimation of water conductivity of the natural flood channels on the Tisza flood-plain (Great Hungarian Plain) – *Geomorphology* 98/3–4. pp 250–261.
- Trenkó Gy. 1910: A folyók elzátonyosodásának és kanyargásának Lóczy-féle törvényei. – *Földrajzi Közlemények* 28. pp. 389–392.
- Trévisian, K. 1949: Genèse de terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. – *Compte Rendu du Congr. International de Géographie*, Lisbon, vol 2.
- Ujházy K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kor-meghatározások alapján. – *Földtani Közlöny* 132/különszám pp. 175–183.
- Ujházy K.–Gábris Gy.–Frechen M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. – *Quaternary International* 111, pp. 91–100.

- Urbancsek J. 1960: Az alföldi ártézi kutak fajlagos vízhozama és abból levonható vízföldtani és ösföldrajzi következtetések. – *Hidrologiai Közöny* 40. pp. 398–403.
- Urbancsek J. 1962: Szolnok megye vízföldtana és vízellátása. – Budapest, 213 p.
- Vanderberghe, J. 1993: Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. – *Zeitschr. für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 88. pp. 17–28.
- Vandenbergh, 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, pp. 476–485.
- Vandenbergh, J.–Kasse, C.–Popov, D.–Markovič, S.–Vandenbergh, D.–Bohncke, S.–Gabris Gy. 2018: Specifying the External Impact on Fluvial Lowland Evolution: the Last Glacial Tis(z)a Catchment In Hungary and Serbia. – *Quaternary* 1/2. 14. p. 23.
- Williams G. P. 1983: Improper use of regression equations in earth sciences. – *Geology* 11. pp. 195–197.
- Willis, K. J.–Sümegei P.–Braun M.–Tóth A. 1995. The Late Quaternary environmental history of Bátorliget, N.E. Hungary. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 118. pp. 25–47.
- Willis, K. J.–Rudner E.–Sümegei P. 2000. The full-glacial forest of Central and Southeastern Europe. – *Quaternary Research* 53. pp. 203–213.
- Zalotay E. 1939: A Veker folyó fejlődéstörténete. – *Földrajzi Közlemények* 67. pp. 27–45.
- Zólyomi B. 1936: Tízezer év története virágporaszemekben. – *Természettudományi Közöny* 68/19-20, pp. 504–515.
- Zólyomi B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. – *MTA Biológiai Osztály Közleménye* 1. pp. 491–530.