

Óriáskanyon-rendszer szeli át a pannóniai üledékeket?

A giant canyon system incised into the Late Neogene (Pannonian s.l.) post-rift sediments?

JUHÁSZ Györgyi¹, POGÁCSÁS György², MAGYAR Imre³

(10 ábra)

Tárgyszavak: Alföld, pannóniai s.l., kanyonrendszer, tektonika
Keywords: Hungarian Plain, Pannonian s.l., canyon system, tectonics

Abstract

Giant canyons incised into the Pannonian s.l. post-rift sediments have been recognized in the central part of the Hungarian Plain along several seismic lines. The canyon system has a surprisingly large size for a lacustrine setting. The incision surface is connected to sequence boundary (SB) SB Pa-4 (6.8 Ma by VAKARCS 1997), similarly to other incised valleys in the region. This SB surface was considered to have been associated with a significant base-level fall in some areas of the basin due to tectonics (CSATÓ 1993, VAKARCS et al. 1994, SACCHI et al. 1999, JUHÁSZ et al. 2006, 2007). Accordingly, the canyon development is presumably also connected to these structural changes. The study area documents the deepest part of the canyon system, it is incised several hundred metres in the preexisting substrate, into an extremely thick aggrading deltaic complex. The canyon fills are overlain by fluvial sediments. The respective width of the individual canyon valleys range from 5 to 10 km but 1 to 2 km wide tributaries can also be seen. At least two or even more canyons can be seen next to each other. This could be either the representation of a meandering feature, or this is the area of a major trunk valley where the confluences can be seen on the seismic profiles. The depth of the valley is greatest at and around this confluence area (it can reach 600–700 m) and in the deepest part it has almost entirely eroded the Late Miocene (Pannonian s.l.) sedimentary succession. The canyons are filled mostly with clayey deposits, and in a few rare instances intercalated with some silty-sandy succession of gravity sediments. In a definite time interval would have served as feeder channels for the turbidites of the Makó-trough.

Conventional and modern models and examples of deep-water canyons were all worked out for deep-marine settings, and these cannot be readily applied to the relatively small, restricted basin of Lake Balaton. What could have caused such large-scale phenomena in a lake? The major valleys of the canyons have a multiphase history based on their dimensions and shape in connection with the fact that they are embedded in a lacustrine succession. On the other hand their size is several times larger than the height of active feeder channels of large deep sea fans.

According to structural analysis, the canyon system occurs at a large releasing bend and/or extensional duplex of the Paks-Szolnok strike-slip system, which was active as sinistral during the Late Miocene. Therefore, the formation of the deep canyons was presumably generated by the interaction of a relative base-level fall, the reactivation and bending/duplexing of a strike-slip system precisely in the same area, and the large sediment supply carried by overfed rivers.

Összefoglalás

Az Alföld középső részén, a Pannon-tavat ÉNy-i irányból feltöltő deltarendszer útvonalán hatalmas bevágódott kanyonrendszer észlelhető a szeizmikus szelvényeken. A kanyon méretei elgondolkodtatóak, a bevágódások mélysége a tengelyvonalba 200–700 m között mozog, szélességük egyes helyeken 5–10 km. Egy szűk területen szinte a pannóniai képződmények talpáig leér a bevágódás. Felmerül a kérdés, lehetségesek-e ezek a méretek egy tóban, és mi hozhatta létre őket?

¹Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14., juhasz@mafi.hu

²ELTE Alkalmazott Földtani Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C

³Mol Rt., H–1117 Budapest, Október 23-a utca 18.

A másik szál a vizsgálatok elindításában az volt, hogy néhány fúrás az adott területen érdekes, a hagyományos pannóniai üledéksorba nem illő képződményeket harántolt a rétegsor felső részében. Ezek közül elsőnek a helyenként több száz méter vastag, tavi üledékekre utaló, szinte homogén agyagtestek említhetők.

A harmadik szál a mederkitöltések fedőképződményeit alkotó, igen jól reflektáló, nagy területre kiterjedő szeizmikus reflexió vizsgálata volt, amely kavicsos kifejlődésű, „pliocén” faunát tartalmazó, transzgresszív előntési szintet képvisel.

Az eddig elvégzett vizsgálatok alapján a kanyonrendszer kialakulása több tényező időben és térben történő véletlen egybeesését, együttes hatását tükrözi. A kanyonok a dőlésirányú szeizmikus szelvények vizsgálata alapján egyértelműen a medencében eddig azonosított egyik legjellegzetesebb felülethez, a Pa-4 (6,8 Ma sensu VAKARCS 1997) szekvenciahatárhoz kötődnek. A kanyonrendszer legmarkánsabb része a fő Duna-Tisza közti oldaleltolódási zóna irányváltásához köthető és az ott kialakuló duplex szerkezettel mutat térbeli egyezést (POGÁCSÁS et al. 1989a). A kanyonok falát több helyen a virágszerkezetek helikoidális nyírási zónái alkotják, jelezve, hogy kialakulásukban a relatív vízszintsökkenésen túl az oldaleltolódásos tektonika is nagy szerepet játszott. A legmélyebb bevágódás több kanyon összefolyásával, az oldaleltolódási zóna duplexénél alakult ki.

A kanyonrendszer léte három eddig nem tisztázott jelenségre nyújt magyarázatot, ill. bizonyítékot:

1. A Pa-4 (6,8 M év sensu VAKARCS 1997) szekvenciahatár megléte az elmúlt időszakban megkérdőjeleződött, a kanyonrendszer rétegtani helyzete erős érveként szól amellett, hogy ez a markáns felület létezik, és szekvenciahatár volt.

2. A Duna-Tisza közén valamikor a 6–8 M év közötti időintervallumban oldaleltolódások mehettek végbe, amelyek aztán a későbbiekben a pliocén során újra reaktiválódhattak. Tektonikai deformációk létrejöttére ebben az időintervallumban a Derecskei-árokban végzett szekvenciasztratigráfiai-szedimentológiai vizsgálatok is egyértelműen rámutattak (JUHÁSZ et al. 2006).

3. Az agyagos kanyonkitöltés magyarázattal szolgálhat az oly sokat vitatott Nagyalföldi Formáció fáciesére és leülepedési körülményeire.

Bevezetés

Az Alföld középső részén, a Pannon-tavat ÉNy-i irányból feltöltő deltarendszer útvonalán, Kecskemét–Nagykörös–Nyárlőrinc térségében (az 1. ábrán jelölt terület) jelentős méretű, a pannóniai üledékképződés során keletkezett kanyonrendszer észlelhető a szeizmikus szelvényeken. A kanyonok mérete akkora (200–700 ms, azaz 200–700 m mély), hogy egy ideig elgondolkodtak a szerzők, vajon mi okozza ezt a jelenséget a szelvényeken, pusztán tektonika, vagy eróziós mederbevéágódás, kialakulhattak-e ekkora kanyonok a Pannon-medencében. Lehetségesek-e ezek a méretek egy tóban, és mi hozhatta létre őket?

A vizsgálati terület környezetében több bevágódott meder nyomozható a Pa-4 (6,8 M éves) harmadrendű szekvenciahatárhoz kötődően (JUHÁSZ et al. 2006). Egy jól körvonalazható területen azonban a medrek bevágódása olyan méretűvé válik, hogy valódi kanyonoknak tekinthetők. Egy szűk területen — a Duna-Tisza közti pliocén-kvarter transzform vető zóna (POGÁCSÁS et al. 1989a) kanyarulatánál létrejött oldaltolódásos duplex virágszerkezeteihez kötődően, ill. azzal interferálva — szinte a pannóniai képződmények talpáig leér a bevágódás, szélessége pedig több kilométer. Teljes és részletes feltérképezésükhöz 3D szeizmikára lenne szükség. A múlt század hetvenes és nyolcvanas éveiben mért alacsonyabb fedésszámú, gyengébb felbontású szeizmikus szelvényeken a kanyonok jelenléte alig, vagy egyáltalán nem látszik. A viszonylag új 2D szeizmika azonban jól adja a kanyonkitöltések körvonalait, amelyek többfázisú kanyonbevágódásokra utalnak.

A szeizmikus szelvényképen túl másik szál a vizsgálatok elindításában az volt, hogy néhány fúrás az adott területen az átlagos pannóniai rétegsortól eltérő képződményeket harántolt a pannóniai összlet felső részében. Ezek közül elsőnek a helyenként több száz méter vastag, tavi üledékekre utaló, szinte homogén agyagttestek említhetők, amely valószínűleg a sokszor megkérdőjelezett és a medencében vitatott helyzetű és fáciesű Nagyalföldi Formációba sorolható (Jámbor Á. személyes közlése).

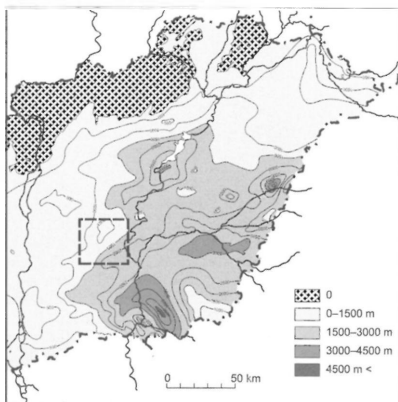
A harmadik szál a mederkitöltések fedőképződményeit alkotó, nagy területre kiterjedő, erős szeizmikus reflexió vizsgálata volt, amely kavicsos kifejlődésű, pliocén faunát tartalmazó, erózióval települő folyóvízi képződményeket reprezentál.

A feldolgozás során szakirodalmi analógiákat kerestünk, de a leírt mélyvízi kanyonok többnyire mélytengeri körülmények között képződtek (CLARK & PICKERING 1996, POSAMENTIER 2001, POSAMENTIER & KOLLA 2003, CRONIN et al. 2005, BAZTAN et al. 2005, MITCHELL 2006), ezért óvatossá kellett lennünk az átültetésükkor.

Jelen tanulmány célja e jelenség leírása, egyelőre a jelenség szűkebb környezetében. A kanyonbevágódások tágabb területen történő vizsgálata és térképezése az Alföld ÉNy-i behordási területén, ill. a hozzá kötődő fejlődéstörténeti összefüggések vizsgálata még folyamatban van.

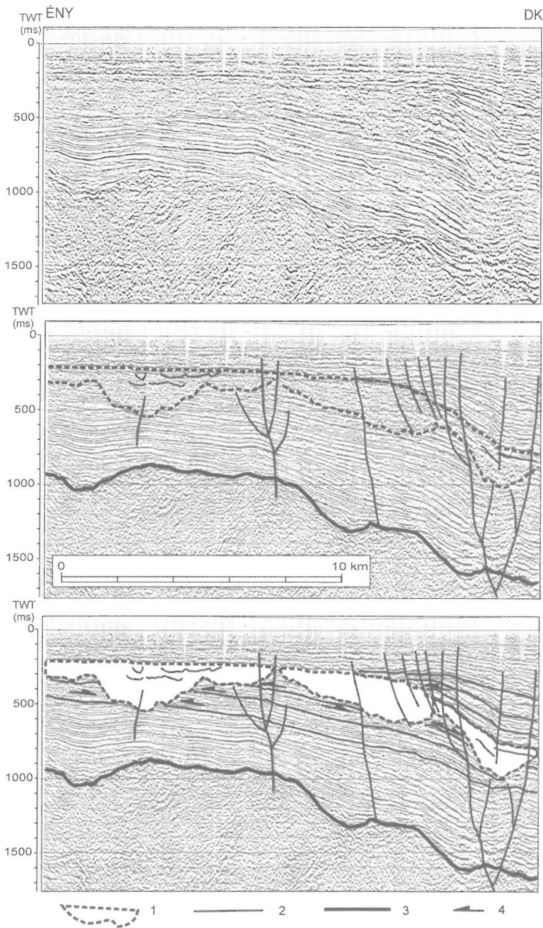
A kanyonrendszer morfológiai jellemzői

Nagykőrös–Kecskemét térségében nagy léptékű bevágódások észlelhetők a szeizmikus szelvényeken (2–4. ábra). A bevágódások mélysége a tengelyvonalban 200–700 m között mozog (amely ebben a mélységzónában nagyjából megfelel 200–700 m-nek), szélességük átlagosan 5–10 km, de akadnak csupán 1–2 km széles mellékvölgyek is. Az egyes szelvényeken egymáshoz közel több mély völgy látható, amelyek azonban egyenként is több egymást követő eseménysorról tanúskodnak. A völgyek mérete, különösen a vizsgált terület középső zónájában, kanyonrendszer jelenlétére utal. Elsősorban a dőlésirányú szelvényeken látható jól (2–3. ábra), hogy a korábbi, aggradáló rétegsor egyenletes rétegei, ill. reflexiói megszakadnak,



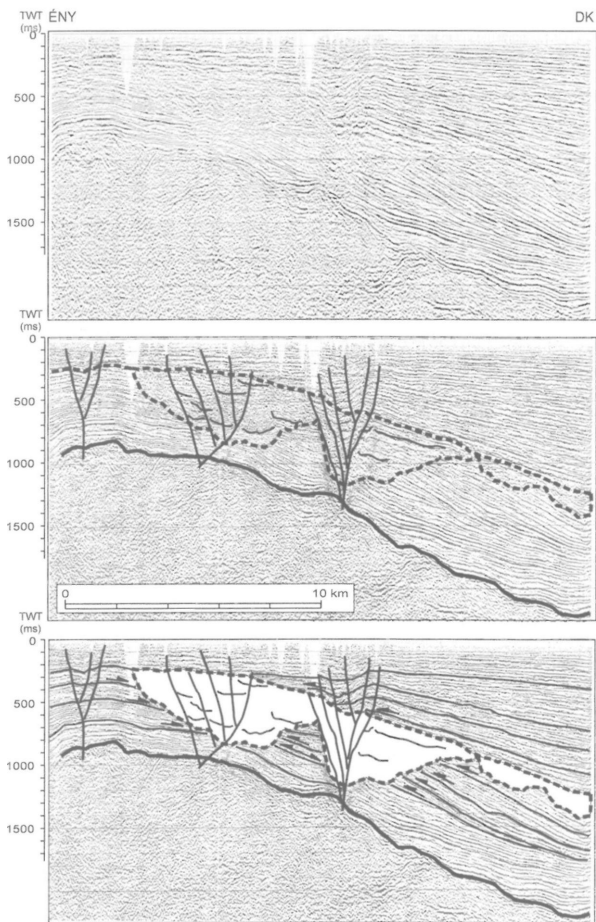
1. ábra. A vizsgált terület elhelyezkedése az Alföldön, a pannóniai s.l. képződmények talpmélység térképével

Fig. 1. Location of the study area in the Hungarian Plain with the contour map of the Late Neogene basement



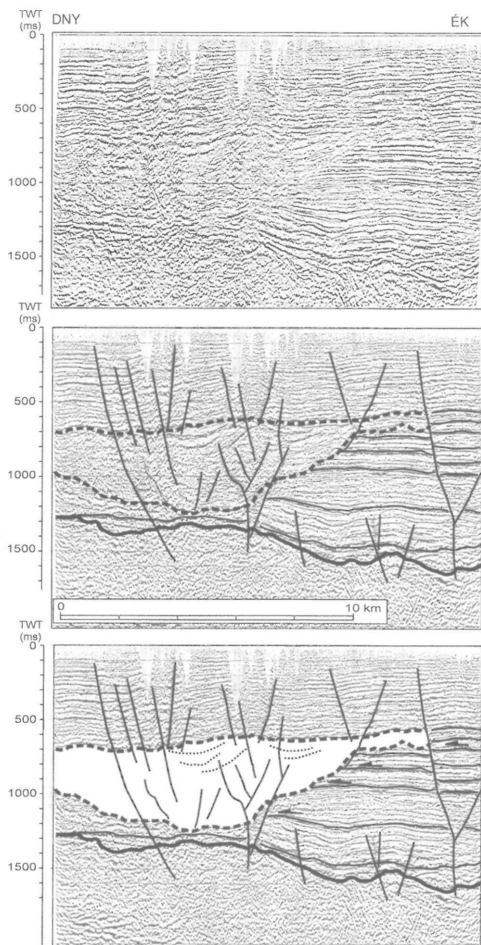
2. ábra. Dőlésirányú szeizmikus szelvény és a bevágódások metszete a gyökérvölgytől távolabb eső területen (1. szelvény). Helyét l. az 5. ábrán. 1. völgybevágódás, 2. időszintek, 3. aljzat, 4. eróziós rétegfekje

Fig. 2. Dip-oriented seismic profile and the canyon incisions in the more marginal areas of the canyon system, further from the trunk valley (Profile 1, location see on Fig. 5). 1 incised valley or canyon, 2 time-lines, 3 basement, 4 truncation



3. ábra. Dőlésirányú szeizmikus szelvény és a bevágódások metszete a kanyon legmélyebb részén, a gyökérvölgy zónájában. Jól látható, hogy a kanyonok teteje egy markáns szekvenciahatárhoz (SB Pa-4, 6,8 M év) köthető (2. szelvény). A szelvény helyét l. az 5. ábrán

Fig. 3. Dip-oriented seismic profile and the incised canyons in the deeper part of the canyon system in the zone of the trunk valley (Profile 2, location see on Fig. 5)



4. ábra. Csapásirányú szeizmikus szelvény a kanyon legmélyebb részén át, az előző szelvényekre merőlegesen (3. szelvény). Helyét l. az 5. ábrán

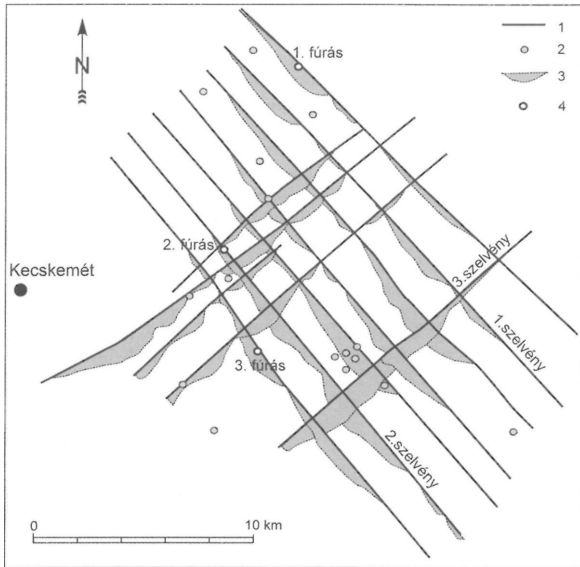
Fig. 4. Strike-oriented seismic profile and the deepest canyon incision in the zone of the trunk valley (Profile 3, location see on Fig. 5)

lenyíródtak az itt kialakult eróziós diszkordancia következtében. A kanyonok a korábbi selfperemen a legmélyebbek, míg a mélymedence, illetőleg a deltaháttér (partvonallal) irányában ellaposodnak. Az erős reflexiókötegekkel jellemzett alaprétegsortól erőteljesen elkülönül a transzparens, „rizsás” képpel jellemezhető kanyonkitöltés, amelyben csak igen kevés rendezett reflexiódarab jelentkezik, az is elsősorban a hagyományos fekete-fehér papírszelvényeken és leginkább a völgyek legfelső részében. A színes digitális szelvényeken a kitöltés az esetek többségében teljesen reflexiómentes, még sokkal jobban elválik környezetétől, bár néhány esetben itt is látszanak rendezettebb szakaszok.

A dőlésirányú szelvényeken jól kivehető, hogy a bevágódások szintje a regionális hálóval korrelálva a Pa-4 (6,8 M év sensu — VAKARCS 1997) szekvenciahatárnak adódik. A lejtő aljához közeledve már kisebb mélységű medrek látszanak a szelvényeken. A vizsgált terület nagy részén és ettől ÉNy-ra azonban a medrek a selfen „feksznek fel”, mindössze 200-300 ms mélységben, ami 200-300 m mélységnek felel meg. Ez a szint itt már egybeesik több sokkal fiatalabb szekvenciahatárral is. A Pa-4-et követő szekvenciahatárok, ill. időszintek láthatóan szinte egy pontban futnak össze minden dőlésirányú szelvényen, innen nyílik ki a medence (hinge point?). Egyes szelvényeken kisebb-nagyobb mértékben lelapolódások (offlaps) jelennek meg abban a szintben, amely a selfen a medrek fedőjét alkotja (Pa-5 SB?, 4,2-4,4 M éves szint), vagyis a rétegek legfelső részei lenyíródtak. Ez a szint igen erős reflexióval jellemezhető a szeizmikus szelvényeken, nagyon jellegzetes és jól követhető. A fölötté települő folyóvízi rétegsor kavicsot és pliocén faunát tartalmaz, tehát ez még nem a pleisztocén feké, bár közel áll hozzá, kora 4,2-4,4 M évnek (?) adódik. A korábbi széles selfterület fölött, vagyis az előzőekben említett „hinge point”-tól ÉNy-ra, csak ezt követően kezdődött meg a süllyedés és az üledékképződés. A köztes időintervallumban ezt a területet erózió jellemezte, illetve üledékképződés csak a kanyonokban folyt.

A csapásirányú szelvényeken a self, illetve a part irányában szintén több mély völgy nyomozható egymás mellett. Dél felé haladva azonban, az egykori selfperem környékén a völgyek egybeolvadnak, és egy hatalmas méretű gyökérvölgy (trunk valley — fővölgy?) körvonalai jelennek meg (4. ábra, 3. szelvény). Úgy tűnik, a többi völgy minden irányból ebbe fut össze. A kanyonrendszer legnagyobb elemeit erős tektonika jellemzi, mind pozitív, mind negatív virágszerkezetek felismerhetők bennük (részletes jellemzésüket l. később). Méreteinél és erős tektonizáltságánál fogva ez a gyökérvölgy — amelynek talpa egy kisebb területen leér szinte a pannóniai fekéig, tehát itt szinte az egész korábbi pannóniai rétegsor erodálódott (!), — eleddig értelmezhetetlen volt, ránézve senki nem állíthatta, hogy egy hatalmas bevágódásról van szó, ugyanakkor a szeizmikus szintek követhetetlenek voltak ebben a zónában.

A vizsgált Nagykőrös-Kecskemét kutatási területen hálódigram formájában ábrázoltuk a kanyonrendszer egyes elemeinek térbeli elhelyezkedését (5. ábra). 3D szeizmika hiányában csak következtetni tudunk az egykori morfológiára. Látható azonban, hogy a terület középső részén, a 2. és 3. szelvény találkozásánál legmélyebbek a kanyonok. Határozottan kirajzolódik egy É-i ág, és egy K-ÉK-i ág. Ny-i irányból szintén nagy bevágódások láthatók, itt azonban a szelvények hiánya, ill. rossz minősége nehezíti a térbeli követhetőséget. A völgy sor tehát itt egy többfelé ágazást-szakadást mutat, ami egyrészt a többirányból történő egybefolyást jelenti,



5. ábra. A kanyonrendszer hálódigramja a vizsgált terület szeizmikus szelvényei mentén. 1. szeizmikus szelvény, 2. fúrás, 3. bevágódott kanyon, 4. bemutatott fúrás

Fig. 5. Fence diagram of the canyon system in the seismic network of the study area. 1. seismic line, 2. well, 3. incised canyon, 4. exposed wells

és/vagy a korábbi völgyek esetleges meanderezésére is utal. Ez okozhatja azt is, hogy a szelvényeken egymás mellett több medersor látszik, különösen a kanyonrendszer felső részében.

A kanyont kitöltő rétegsorok

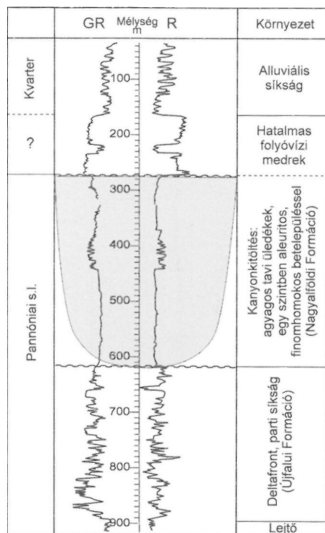
A vizsgált területen, és általában a Duna–Tisza között az Újfalvi Formáció deltafront, deltasíkság és parti síkság üledékei igen nagy vastagságot érhetnek el (JUHÁSZ 1992; JUHÁSZ et al. 2006, 2007), ugyanakkor a fölötté települő Zagvyai Formáció folyóvízi–ártéri–mocsári (fluviolakusztis) képződményei elvékonyodnak, ill. kiékelődnek Ny-i, ÉNy-i irányban. A kanyonok az Újfalvi Formáció delta fáciesű képződményeibe, az aggradáló deltakomplexumba vágódnak bele, több-kevesebb részét erodálva annak.

A kanyont agyagos rétegsor tölti ki, amelynek megjelenése, litofációs- és karotázsképe eltér a Zagvyai Formáció sűrűn fogazott, aleuritos, agyagos ártéri

képződményeinek elektrofácies képétől (6–7. ábra). A kanyonkitöltés karotázsképe sokkal egyöntetűbb, egyes fúrásokban szinte egyenes vonalat ad, zavartalan „tavi” üledékképződést tükrözve, mint például sokszor az Algyői Formáció képződményei. Ez a jellegzetes rétegsor jól megkülönböztethető a többi, általánosan elterjedt és jól ismert pannóniai képződménytől, ezért is írták le gyakran „levanteinek” a vízföldtani dokumentációkban. Az agyagos rétegsorban azonban több helyen megfigyelhető egy 10–50 m vastag aleuritos–homokos szint (6. ábra).

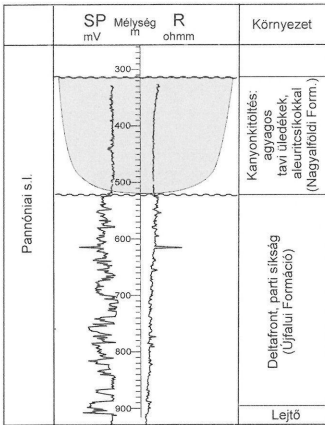
A medrek ÉNy-ról DK felé haladva egyre mélyebb szerkezeti helyzetben nyomozhatók. Amíg Kecskeméten és tőle közvetlenül keletre a mélyfúrásokban a kanyonkitöltő agyagos rétegsor kb. 250–500 m közötti mélységben helyezkedik el, addig tőle DK-re a Kecs K-861 fúrásban már csak 430 m mélységben érték el az agyagösszlet tetejét. E fúrás és még több más, köztük a nyárlőrinci mélyebb vizkutató fúrások a kanyonkitöltésben fejeződtek be. A kitöltő agyagos rétegsor vastagsága az egyes fúrásokban természetesen attól függ, hogy a kanyont egyáltalán harántolta-e a fúrás, és ha igen, annak mely részén. Az 5. ábrán látható fúrást, amely a kanyonövbe esik, látszólag végig agyagos-aleuritos rétegsor jellemzi. Ez az egyetlen olyan fúrás, amelyben úgy tűnik, a Újfalui Formáció nagy részét erodálta a kanyonbevágódás. Ez azonban a görbe rossz minősége miatt nehezen értékelhető. Az bizonyos, hogy itt nem teljesen agyagos a rétegsor. Maganyag hiányában, pusztán a gyenge karotázfácieskép alapján is valószínűsíthető azonban, hogy gravitációs üledékszállítás finomszemcsés termékeit is tartalmazza, amire a görbe enyhén hordó alakú lefutása utal.

Az összes többi fúrásban, amely a kanyonzónába esik, a kanyonkitöltő képződmények alatt több-kevesebb töredéke megtalálható a homokban gazdag deltafront, parti síksági rétegsornak. A vizkutató fúrások sekély mélységük miatt



6. ábra. A kanyonkitöltés megjelenése az 1. fúrás rétegsorában. A kitöltést agyagos rétegsor jellemzi, alatta az Újfalui Formáció deltafront, parti síkság fáciesű rétegsora látható, fölötté hatalmas folyóvízi mederkitöltés sorozatok települnek. Ebben a szintben jelennek meg általában a kavicsos rétegsorok, amelynek pliocén, ill. kvarter volta vita tárgya. Jelen tanulmányban a szerzők a gyér biosztratigráfiai adatok alapján a pliocén kor mellett döntöttek. A fúrás helyét l. az 5. ábrán

Fig. 6. The canyon fill in the sedimentary succession of Borehole 1. The canyon fill is characterized by argillaceous marls, with a thicker silty-sandy intercalation in the midst. It is underlain by the sandy succession of the Újfalui Formation deposited in delta front and coastal plain environments while it is overlain by huge channel complexes of uncertain age. These are debated to be Pliocene or Quaternary in age by different experts but on the basis of the rare biostratigraphic evidences this study discuss them as of Pliocene age. For location see Fig. 5



7. ábra. A kanyonkitöltés megjelenése a 2. fúrás rétegsorában. A kitöltést szintén tavi fáciesű agyagos rétegsor jellemzi, karotázis szelvényképe szinte egy egyenes vonalat ad. Alatta az Újfalui Formáció deltafront, parti síkság fáciesű rétegsora látható. A fúrás helyét l. az 5. ábrán

Fig. 7. The canyon fill in the sedimentary succession of Borehole 2. It is also characterized by argillaceous marls of possible lacustrine facies. It is underlain by the sandy succession of the Újfalui Formation deposited in delta front and coastal plain environments. For location see Fig. 5

többnyire nem, vagy csak épphogy elérték a kanyont kitöltő agyagos rétegsort. A nagyobb mélységűekben ezt az agyagos rétegsort „levanteinek” nevezték (pl. Kec K-783: 245–510 m, Kec K-860: 237–508 m). A dolgozatunkban tárgyalt mostani szűkebb vizsgálati területünktől északra és nyugatra kis

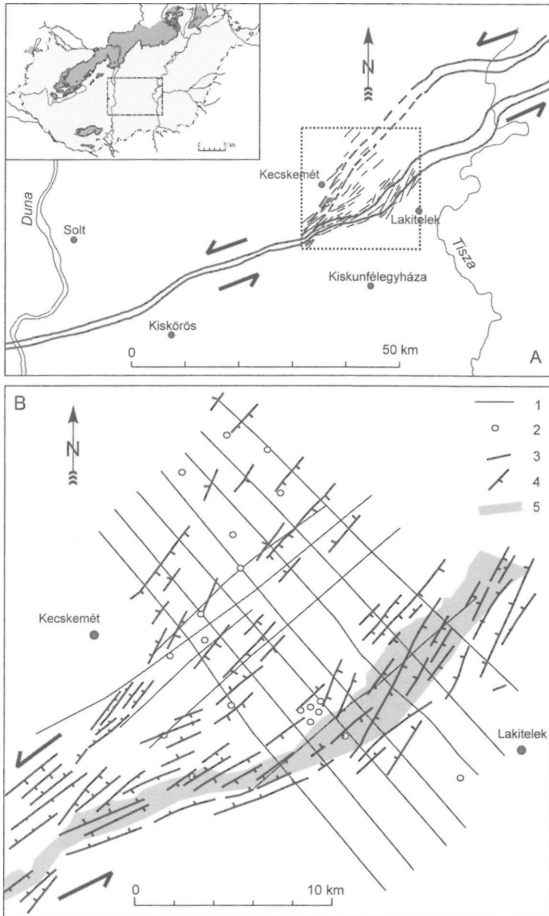
mélységben szintén megtalálhatók ezek a tavi üledékképződésre utaló agyagos szakaszok, és egészen a Duna vonaláig követhetők. Feltérképezésüket folytatjuk.

Bár az irodalmi példák alapján a kanyonkitöltések általában agyagosak, a szeizmikus szelvényekben a kanyonok legfelső részein erős kontúrú „kisebb” mederbevágódások is találhatóak, amelyek már feltehetően homokos folyóvízi üledékeket tartalmaznak. A kanyonok legalján, a tengelyzónában finomszemcsés áthalmazott üledékeket találunk. A vizsgált fúrásokban azonban elsősorban agyagos, tavi fáciesű a domináns kanyonkitöltő üledék.

Pannóniai-kvarter oldaleltolódások

A Kecskemét–Nagykörös térségében térképezett kanyonrendszer a Paks–Kisújszállás vonalában húzódó, nagyjából ÉK–DNY irányú, balos oldaleltolódási zónára esik. E transzform vetőzóna kimutatását és feltérképezését (POGÁCSÁS et al. 1989a, 1989b) szeizmikus szelvényeken azonosított virágszerkezet struktúrák tették lehetővé. A transzform törés Duna–Tisza közti szakasza (8. ábra, A) a zóna csapásirányával majdnem párhuzamos, közel egyenes szegmensekből és a zóna fő csapásirányával kisebb-nagyobb szöget bezáró kanyarulatokból, ill. ívekből áll. Az oldaleltolódás során létrejött szintetikus és antitetikus nyírási felületek az egyenes szegmensek mentén viszonylag keskeny sávra lokalizálódtak, míg az ívelt szakaszokon jóval szélesebb zónát érintve kompressziós és extenziós (duplázódások) duplexek alakultak ki. Az oldalelmozdulások súlypontjának áthelyeződése, az egyik közel egyenes szegmensről a másikra ezeken a szélesebb, deformált sávokban történt.

A pannóniai-kvarter során több fázisban mentek végbe balos (sinistral) oldaleltolódások a zóna két ellentétes oldalán lévő kéreg- (és/vagy litoszféra-)



8. ábra. A vizsgált terület tektonikai térképe. A — a Duna-Tisza köze fő oldaleltolódási zónája, B — a vizsgált terület szerkezeti térképe. 1. szeizmikus szelvény, 2. fúrás, 3. normál vető, 4. Riedel-vető, 5. gyökérszóna

Fig. 8. Tectonic map in the vicinity of the study area. A — the main strike-slip fault zone of the Danube-Tisza interfluvium. B — Structural map of the study area. 1. seismic line, 2. well, 3. normal fault, 4. Riedel-fault, 5. root zone

blokkok között (POGÁCSÁS et al. 1989a, DETZKY-LŐRINCZ & SZABÓ 1993, DETZKYNÉ LŐRINCZ 1997a, b; LŐRINCZ 2002; NEMCOK et al. 2006). TÓTH & HORVÁTH (1997, 1999) valamint TÓTH (2003) részletesen elemezve az ELTE Geofizika Tanszékének Paks környékén a Dunán végzett nagyfelbontású vízi szeizmikus méréseit, megállapította, hogy az oldaleltolódáshoz kapcsolódó deformációk a fiatal mederüledékekben is kimutathatók. Az oldaleltolódások horizontális amplitudójára Kiskőrös–Orgovány térségében 7-8 km (POGÁCSÁS et al. 1989a), Szolnok térségében pedig 5-10 km (DETKYNÉ LŐRINCZ 1997a, b) adódott.

A dolgozatban bemutatott kanyonrendszer ott jött létre, ahol a Csenőd–Orgovány vonalában többé-kevésbé egyenes szegmense az oldaleltolódási zónának, Kecskeméttől délre ÉÉK-i irányba fordulva és ketté ágazva duplexet formál. Az egyenes szegmens keleti végén ÉÉK-i irányban szélesedő, legyezőszerűen szétálló, egymáshoz zsindeyszerűen illeszkedő („imbricated”) meredek dőlésű, kulisszás „en-echelon” vetőkből álló struktúra jött létre. A kulisszás nyírási felületek közel 20 kilométer széles zónára terjednek ki (8. ábra, B).

A zsindeyszerűen egymáshoz illeszkedő vetőknek, esetenként van valamekkora dőlésirányú komponense is, a fő oldaleltolódás csapásirányával megegyező (strike-slip) komponensük mellett. A dőlésirányú komponens a szeizmikus szelvényeken (3. és 4. ábra) normál vetőre utaló szelvényképet is eredményezhet. Az oldaleltolódásos zóna transzpresszív íveiben viszont a kulisszás „en-echelon” nyírási felületek dőlésirányú komponensei „reverz” vetők, ill. feltolódások formájában nyilvánulhatnak meg (POGÁCSÁS et al. 1989a, DETZKYNÉ LŐRINCZ 1997a, b). Megfigyelhető, hogy a transztenzió hatására halványult az en-echelon jelleg, a transzpresszió viszont növelte a kulisszás vetők és az aljzati vetők közti szöveget.

A fő oldaleltolódási zóna balos volta miatt a Kecskemét–Nagykőrös térségében kialakuló duplex zónát transztenziós feszültségtér uralta. Emiatt a kulisszás en-echelon elválási felületek mentén felhasadtak, kisebb nagyobb mértékben zsindeyszerűen szétcsúsztak és megsüllyedtek az egykori külső selfperemet, illetve lejtőt alkotó (egyébként is erősen víztelített és instabilitásra hajlamos) pannóniai üledéktömegek. A zsindeyszerűen illeszkedő en-echelon nyírási felületek által közbezárt többé-kevésbé „intact” blokkok elkülönítése, térképezése és a kanyon fejlődésében játszott szerepének elemzése a jövő feladata.

A Kecskemét–Nagykőrös térségében létrejött oldaleltolódásos duplexet két, többé-kevésbé folytonos, nagy repedezettség sűrűséggel jellemezhető, fő vetőzóna határolja (8. ábra, B). Ezek mentén relatíve nagy horizontális elmozdulás történt. A duplex zóna kiszélesedését elsősorban az egymáshoz képest elcsúszó kéreg (és/vagy litoszféra)-blokkok laterális deformációja tette lehetővé. A szeizmikus szelvényeken jelentkező negatív virágszerkezetek (2-4. ábra) szerint a duplex térségében kisebb-nagyobb vertikális besüllyedések is végbementek az oldaleltolódás(ok) során. E besüllyedések kanyonbevégyódást determináló hatása lehetséges.

Az oldaleltolódás keresztül metszette a pannóniai, a miocén, a mezozoos és a metamorf aljzat erősen anizotróp képződményeit. Szolnok környéki részletes vizsgálatai során DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997a, b) úgy találta, hogy az egyes Riedel-féle nyírási felületek általában helikoidális alakúak és a mélybe egyetlen meredek törészónában (HARDING 1983, 1985, WOODCOCK & FISCHER 1986) egyesülhetnek. DETZKYNÉ LŐRINCZ (1997a, b) Szolnok térségében alkalmazott modelljét

alátámasztja, hogy a kanyonokat metsző szeizmikus szelvényeken (3–4. ábra) a kecskeméti duplex nyírási zónái befelé dőlő geometriával bírnak. Ami arra utal, hogy a prepannóniai képződményekben az oldaleltolódáshoz tartozó nyírási felületek lefelé haladva gyökérszóná(k)ban egyesülhetnek. Úgy tűnik a nagyobb mélységben lévő, relatíve plasztikusabb képződmények (miocén és mezozoos agyagok, márgák) érdemben nem játszottak szerepet a fő transzform töréshez kapcsolódó elválási felület mélységi orientációjában. Az oldaleltolódás elsősorban a kevésbé konsolidált pannóniai képződményekben hozott létre, esetenként 3-5 kilométeres szélességet is elérő (2–4. ábra), nyírási deformációs struktúrákat.

A pannóniai litofaciesek eloszlásának és a pannóniai képződményeket érintő deformációs virágszerkezetek kapcsolatának vizsgálata, a kanyonfejlődés pontosabb rekonstrukciója szempontjából rendkívül érdekes lehetne. Erre azonban a kecskeméti duplex térségében 3D szeizmikus mérések híján egyelőre nincs lehetőség. A miocén és mezozoos rétegzettségi viszonyok koordináló szerepének hiánya kétségkívül szerepet játszhat a Duna-Tisza közi és Tiszántúli (Paks-Kisújszállás, Derecske, Tura-Tóalmás, Mélykút stb.) oldaleltolódási zónák (KÓKAI & POGÁCSÁS 1991a, b) kesze-kusza, zezugos lefutásában.

A Kárpát-Pannon térséget érintő oldaleltolódási zónák mélybeli szakaszának geometriájára és kinematikájára vonatkozóan érdekes modellt vázolt fel ROYDEN (1988) a Bécsi-medence példáján. Úgy vélte, hogy a felső kéregben kimutatott közel függőleges strike-slip vetők kis dőlésszögű vetőkhöz, ill. nyírási zónákhoz kapcsolódhatnak, vagy azokban gyökerezhetnek a mélyben. Ez a vetőelrendezés lehetővé tenné, hogy az oldaleltolódási rendszer vertikálisan különböző szintekre tagolódva működjön és az egyes szintek egymás fölött elmozdulhassanak, ill. rotációs mozgást végezzenek.

Az oldaleltolódási rendszer vertikálisan különböző szintekre történő tagolásának lehetőségét a Derecskei-árok térségében végzett kéregkutató szeizmikus mérések is alátámasztják. POZSGAY et al. (1981) szeizmikus mérések alapján kimutatta, hogy a Derecskei oldaleltolódási zóna alatt a Moho rétegzett lamellás struktúrával jelentkezik. A derecskei-árokbeli transzform törészónát numerikus és analóg módszerekkel modellezve WINDHOFFER et al. (2005), ill. WINDHOFFER & BADA (2005) arra a következtetésre jutottak, hogy a neogén medencealjzatban lévő, viszonylag lapos szögű (flat-ramp-flat típusú) feltolódások reaktiválódhattak a pannóniai-kvarter oldaleltolódást létrehozó transztenziós feszültségtér hatására. Mezozoos feltolódások a Paks-Kisújszállási oldaleltolódási zóna térségében is ismertek (KÓKAI & POGÁCSÁS 1990, CSONTOS & NAGYMAROSY 1998), nem kizárt ezek reaktiválódása sem a pannóniai-kvarter oldaleltolódás(ok) során.

Biosztratigráfiai vonatkozások

A Nagykőrös-Kecskemét környéki kanyonok a Pannon-tó *Prosoadacnomya vutskitsi* zónába tartozó tavi és delta faciesű üledékeibe vágódtak be. Ezeknek a rétegeknek a puhatestű- és kagylósrákfaunáját SZÉLES (1977), flóráját MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ (1979) ismertette a Kecskemét-1 (irodalmi hivatkozásban KE-3) fúrás magjainak részletes vizsgálata alapján. A fúrásból származó mintaanyag rendkívül gazdag faunát tartal-

mazott a 695,8 m-es talptól a tavi és delta fáciesű rétegek tetejéig, 195 m-ig. Ettől a mélységtől felfelé ősmaradványokban szegény, durvább törmelékenes folyóvízi rétegeket harántoltak. A fúrás 13 km-re északnyugatra esik Kecskemét központjától. A szeizmikus szelvényeken jól követhető, hogy a fúrástól délkelet, azaz a város felé enyhén lejt a durvatörmelékenes sorozat bázisát jelző eróziós felület, a városban már 270 m körüli mélységben van.

A kecskeméti, Gyenes téri artézikut fúrásból HALAVÁTS (1914) említett először „levantei” (pliocén korú) ősmaradványt, mégpedig „*Vivipara Dezmaniana*”-t. A Földtani Intézet gyűjteményében megőrzött anyagot KROLOPP (1976) revidálta, és a 211,62 és 212,12 m közötti, továbbá a 239,27 m-es mélységekből megerősítette a *Viviparus dezmannianus* Brusina faj jelenlétét. Az eróziós felszín feletti rétegek kora ezek szerint tehát nem pleisztocén, hanem pliocén. A vizsgálati terület környékén legközelebb egy abonyi fúrásból ismert hasonló, pliocén fauna; innen a *Viviparus pauli* fajt említi TANÁCS & BARABÁS (1981). (A minta mélysége 262 m, fölötté pleisztocén üledékek következnek. 248 és 267 m között folyamatos maggal harántolták a pliocén–pleisztocén határt.)

KROLOPP (1976) megemlíti, hogy a kecskeméti fúrásban talált *V. dezmannianus* faj Halaváts által történő említése óta több fúrásból is előkerült. Ilyen fúrások a Szarvas–1 és a Mindszenti alapfúrás. Valószínűleg ugyanezt a fajt írta le BARTHA (1962) egy gyulai vízkutató fúrás 1440–1850 m-es mélységközéből, *Viviparus stricturatus* Neumayr néven. Az őslénytani megfigyelésektől függetlenül kivitelezett szeizmikus korreláció szerint a kecskeméti és a gyulai *Viviparus dezmannianus*-os rétegek egymásnak időrétegtanilag pontosan megfelelnek. A BARTHA (1962) által egy gyulai fúrásban azonosított intervallumot (1440–1850 m) szeizmikus szelvényeken követve a dévaványai (D–2) és a vésztfői (V–1) paleomágneses alapfúrásokig megállapítható, hogy az intervallum felső határa kb. 4,2, az alsó határa pedig kb. 4,8 millió éves lehet (a két alapfúrásban feltárt legidősebb réteg kora 4,65 millió év; ELSTON et al. 1994).

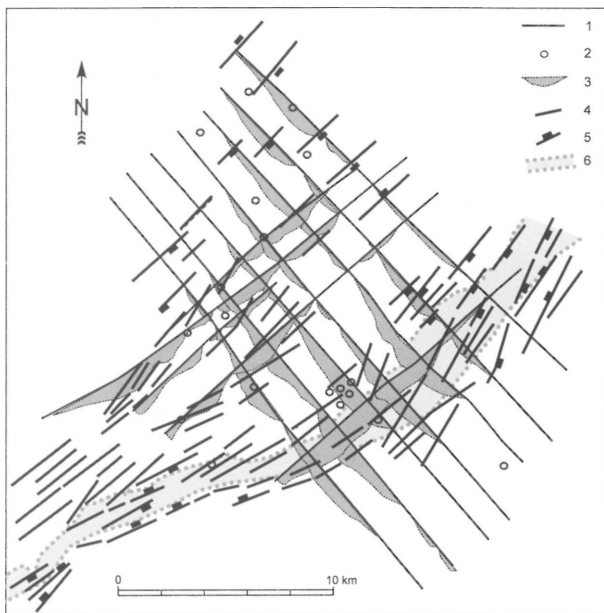
A biosztratigráfiai értelmezés szempontjából fontos lehet a Nagykőrös–II fúrás is, amelynek 238–560 m közötti mélységéből, vékonyabb-vastagabb homokszintekkel tagolt agyagból SÜMEGHY (1927) az alábbi puhatestű fajokat említette: *Prosodacnomya vutskitsi*, *Lymnocardium* sp. ind., *Dreissena serbica*, *Melanopsis pygmaea*, *Melanopsis decollata*, *Micromelania korosiensis* n. sp. Ennek a fúrásnak a helyét sajnos nem ismerjük pontosan, ezért nem tudjuk, hogy az alaprtegeket harántolta-e, vagy esetleg éppen egy kanyonkitöltésben mélyült.

Diskusszió

A Kecskemét–Nagykőrös térségében most feltérképezett jelentős méretű kanyonok korábbi felismerését méretük és a korábbi szeizmikus mérésanyagok gyengébb felbontása akadályozta meg. A kanyonrendszer a Pa–4 (6,8 M év sensu VAKARCS 1997) 3. rendű szekvenciahatárhoz kapcsolódik, amit a behordási, ill. dőlésirányú szeizmikus szelvények egyértelműen bizonyítanak. A kutatási terület túlnyomó (ÉNy-i) részén a kanyonrendszer ma kiemelt szerkezeti helyzetben van. E térségben a kanyonkitöltés fedőjét 6,8 millió évnél jóval fiatalabb képződmények alkotják, itt a fedő kora 4,2–4,8 M évre tehető. A részletes térképezés előtt magunk

is úgy véltük, hogy a kanyonok jóval fiatalabb korúak. A dőlésirányú szelvények azonban egyértelműen bizonyítják, hogy a medrek/kanyonok kitöltéseinek teteje DK-i irányban egyre mélyebb szerkezeti helyzetbe kerül és fedőjét is egyre idősebb képződmények alkotják (2–3. ábra).

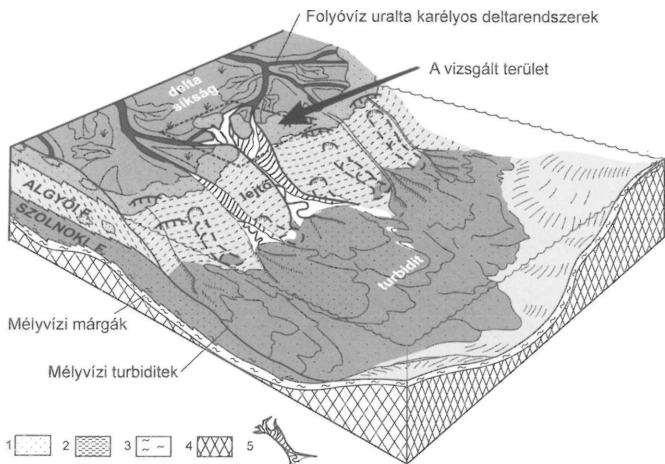
A kanyonrendszer kialakulása több tényező együttes hatásának eredménye. A medrek térbeli eloszlását ábrázoló hálódigramot és a tektonikai térképet összevetve megállapítható, hogy a vizsgált területen tanulmányozott kanyonok egyértelműen a Paks–Kisújszállási-zóna irányváltásához kapcsolódó duplex (duplázódásos) szerkezethez köthetők (9. ábra). A szeizmikus szelvényeken a balos oldaleltolódási zóna görbületéhez kapcsolódó transztenziós negatív virágszerkezetek jól felismerhetők (2–4. ábra). A kanyonok a szintetikus Riedel-vetőк preformálta zónákban húzódnak, sőt a kanyon falát is több helyen maguk a helikoidális nyírási felületek alkotják.



9. ábra. A tektonikai térkép és a kanyoneloszlás hálódigramjának illeszkedése. Jelmagyarázat: 1. szeizmikus szelvény, 2. fúrás, 3. bevágódott kanyon, 4. normál vető, 5. Riedel-vető, 6. gyökérszóna

Fig. 9. The matching of the tectonic map and the aerial distribution of the canyons in the seismic network. Legend: 1. seismic line, 2. well, 3. incised canyon, 4. normal fault, 5. Riedel-fault, 6. root zone

A mély kanyonok bevágódását, kialakulását nagyban elősegítette a Pa-4 szekvenciahatárhoz köthető, egyes vélemények szerint igen jelentős relatív vízszintcsökkenés, amely a Pannon-tó egykori partvidékén számos helyen kimutatható (CSATÓ 1993, VAKARCS et al. 1994, SACCHI 1999, JUHÁSZ et al. 2006). Mértékével és jelentőségével kapcsolatban azonban a korábbiaktól igen eltérő nézetek is léteznek (pl. SZTANÓ et al. 2007). Jelentős kanyonbevágódás elsősorban ott jöhetett létre, ahol a Paks–Kisújszállás irányú oldaleltolódás hatására fellazult pannóniai selfperem morfológiája is kedvezett a nagy tömegű üledékanyagot szállító túltáplált lowstand deltarendszer szárazulati és/vagy víz alatti eróziós bevágódásának. A legerőteljesebb bevágódás ott alakult ki, ahol több irányból, több deltaág egybefolyt, egy közös fővölgyet (gyökérvölgyet) létrehozva, így egymás hatását felerősítve, az erőteljes turbulencia hatékonyan formálta a kanyonokat, amelyet a térbeli eloszlástérképen kívül egy 3D szedimentológiai modellben is megpróbáltunk ábrázolni (9–10. ábra). DK felé a mélymedence-részek irányában a bevágódás mértéke hirtelen csökken a szeizmikus szelvényeken. A bevágódási mélység csökkenése lehet látszólagos, utalva a későbbi erózióra, de valószínűbb, hogy a mai állapot jórészt az egykori morfológiát tükrözi, a kanyonrendszer legmélyebbre bevágódó részén volt a selfperem, és a kanyon a lejtőlábi medencesíksági részek, valamint a partvonal irányában hirtelen ellaposodott, mélysége lecsökkent.



10. ábra. A kanyonbevágódások és a vizsgált terület lehetséges elhelyezkedése egy elvi üledékföldtani modellben. 1. uralkodóan homokos, 2. uralkodóan aleuritos, 3. uralkodóan agyagos képződmények, 4. pannon aljzat, 5. kanyon

Fig. 10. The canyon system and the possible position of the study area in a theoretical depositional model. 1. mostly sandy, 2. silty, 3. clayey formations, 4. pannon aljzat, 5. canyons

A mély kanyonrendszer vastag homokos aggradáló deltafront, ill. partközeli (shoreface — „parthomlok”) és parti síkság üledéksorba vágódott be, míg fölötte DK-en pannóniai, ÉNy felé haladva már kvarter korú folyóvízi képződmények települnek. Az agyagos, tavi kitöltés a kanyonokban arra enged következtetni, hogy a kanyonképződés és -kitöltődés során először erős relatív vízszintcsökkenés, majd azt követően jelentős transzgresszió történt. A részletes fejlődéstörténeti eseménysor rekonstruálása folyamatban van.

Bizonyos, hogy a kanyonrendszer kialakulása során jelentős tömegű üledék került áthalmozásra és a létrejött kanyonrendszer is feltehetően hatalmas mennyiségű üledékanyagot szállított a mélymedence irányába, amelyet ma a Makó–Hódmezővásárhelyi-árok vastag turbiditösszlete is bizonyít.

Habár a jelenleg elfogadott tektonikai elméletek alapján a Pannon-medencében konvencionálisan az oldaleltolódásos mozgást a pliocén alatti és utáni időszakra tették (<5,3 M év), hiszen a virágszerkezetek és egyéb tektonikai elemek a kvarter képződményekig felfutnak, a Pa–4 szekvenciahatárhoz (6,8 M év) kötődő mély kanyonöv határozottan az oldaleltolódási zónához látszik igazodni a most vizsgált területen. Mindez arra is enged következtetni, hogy a szerkezeti mozgásoknak ez idő tájt is aktívnak kellett lennie, és a későbbiekben aztán újra aktivizálódhattak. Korábbi szedimentológiai vizsgálatok szintén alátámasztották ezt a feltételezést, elsősorban a Derecskei-árok rétegsorában, de az üledékes fáciesek elterjedése medenceszintű jelenségre engedett következtetni (JUHÁSZ et al. 2006, 2007).

Az agyagos kanyonkitöltés magyarázattal szolgálhat arra a rétegtani problémára is, amely a mélymedencében a Zagyvai és a Nagyalföldi Formáció kérdésköre körül alakult ki. Ez a rétegsor megfelel az eredetileg leírt Nagyalföldi Formációnak, és kindulópontul szolgálhat a továbbiakban az értelmezéshez.

A most feltárt kanyonrendszer, alapkutatósi jelentőségén túl gyakorlati szempontból is igen fontos, különösen ott, ahol nagy mélységben erodálta a korábban lerakódott pannóniai rétegsort. Ilyen nagyléptékű jelenség rendkívüli mértékben befolyásolja a felszín alatti vizek áramlását, és a későbbiekben feltehetően magyarázattal szolgál sok, máig nem tisztázott problémára, mind a nagyléptékű áramlási rendszereket, mind a vízminőség alakulását illetően.

Konklúziók

1. Kecskemét–Nagykőrös térségében jelentős méretű kanyonbevágódások nyomára bukkantunk. A fővölgyben a kanyon mélysége a 700 m-t is eléri, szélessége több mint 10 km. A kanyonok kitöltése agyagos, fedőjét ÉNy felé egyre fiatalabb folyóvízi képződmények alkotják.

2. Az igen mély kanyonrendszer kialakulása több tényező időben és térben történő együttes hatását tükrözi:

— A kanyonok bevágódási szintje a Pa–4 (6,8 M év) szekvenciahatárhoz kötődik, ezzel is bizonyítva, hogy jelentős relatív vízszintcsökkenésnek (a tó vízszintcsökkenésének és/vagy erőteljesebb tektonikus csökkenésnek) kellett történnie ebben az időben.

— Feltöltődésük azonban azt követően történt meg.

— A kanyonrendszer legmarkánsabb része a fő Duna–Tisza közi oldaleltolódási zóna irányváltásához köthető és az ott kialakuló duplex szerkezettel mutat térbeli egyezést. A kanyonok falát több helyen a virágszerkezetek helikoidális nyírásai zónái alkotják, jelezve, hogy kialakulásukban a relatív vízszintcsökkenésen túl az oldaleltolódásos tektonika is nagy szerepet játszott. A legmélyebb bevágódás több kanyon összefolyásával, az oldaleltolódási zóna duplexénél alakult ki.

— A partvonal és a deltatorokolat ezen események során éppen a tektonika által meggyengített zónában húzódott, míg a túltáplált deltarendszer hatalmas tömegű üledékanyagot szállított.

3. A kanyonrendszer léte azt bizonyítja, hogy az oldaleltolódásos mozgásoknak már valamikor a 6–8 M év közötti időintervallumban is aktívoknak kellett lenniük, majd a későbbiekben a pliocén során újra reaktiválódhattak.

4. Az agyagos kanyonkitöltés magyarázattal szolgálhat az oly sokat vitatott Nagyalföldi Formáció fáciesére és leülepedési körülményeire.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az OTKA (T-060861, T-047159) biztosított számunkra. Köszönettel tartozunk a Mol Nyrt-nek és a Magyar Geológiai Szolgáltatnak a szükséges adatok rendelkezésre bocsátásáért. Köszönjük Jámbor Áron, Pap Sándor és Lőrincz Katalin gondos lektori munkáját és értékes tanácsait.

Irodalom — References

- BARTHA F 1962: A makói és gyulai vízkutató fúrások puhatestűinek őslénytani vizsgálata. — *A MÁFI Évi Jelentése az 1959. évről*, 271–295.
- BAZTAN J., S. BERNÉ, S. OLIVEI, J.-L., RABINEAU, M., ASLANIAN, D., GAUDIN, M., RÉHAULT, J.-P. & CANALS, M. 2005: Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). — *Marine and Petroleum Geology* **22**, 805–826.
- CLARK, J. D. & PICKERING, K. T. 1996: Submarine channels, processes and architecture. — Vallis Press, London, UK, 231 p.
- CRONIN, B. T., AKHMETZHANOV A. M., MAZZINI, A., AKHMANOV, G., IVANOV, M., KENYON, N. H. & TTR-10 Shipboard Scientists 2005: Morphology, evolution and fill: Implications for sand and mud distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. — *Sedimentary Geology* **179**, 71–97.
- CSATÓ, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian basin, Hungary. — *Tectonophysics* **226**, 377–400.
- Csontos, L. & Nagymarosy, A. 1998: The Mid-Hungarian Line: a zone of repeated tectonic inversion. — *Tectonophysics* **297**, 51–71.
- DETKYNE LŐRINCZ K. 1997a: Részletes tektonikai vizsgálatok a Szolnoki flis öv nyugati peremén szeizmikus és mélyfúrási adatok alapján. — Kandidátusi értekezés. Magyar Tudományos Akadémia. Budapest, p. 121.
- DETKYNE LŐRINCZ K. 1997b: Feszültség-történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. — *Magyar Geofizika* **37/4**, 228–246.
- DETKY-LŐRINCZ, K. & SZABÓ, P. 1993: Seismic analysis of multi phase tectonism in the central part of the Pannonian basin in Hungary. — In: SPENCER, A. M. (ed.): Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. Special publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, Springer-Verlag, 311–323.
- DETKYNE LŐRINCZ K. & SZABÓ P. 1992: Többfázisú oldaleltolódásos tektonizmus vizsgálata a Szolnok környéki szeizmikus szelvényeken. — *Magyar Geofizika* **33/2–3**, 85–108.

- ELSTON, D. P., LANTOS, M. & HÁMOR, T. 1994: High resolution polarity records and the stratigraphic and magnetostratigraphic correlation of Late Miocene and Pliocene (Pannonian s.l.) deposits of Hungary. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAY, J. (eds): *Basin Analysis in Petroleum Exploration. A case study from the Békés basin, Hungary*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 111–142.
- HALAVÁTS GY. 1914: A nagybecskereki fúróluk. Die Bohrung in Nagybecskerek. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 22, 171–202. (German: 187–222.)
- HARDING T. P. 1985: Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. — *Bulletin of American Association Petroleum Geologist* 69, 582–600.
- JUHÁSZ GY., POGÁCSÁS GY., MAGYAR I. & VAKARCS G. 2006: Integrált sztratiográfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlöny* 136/1, 51–86.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I. & VAKARCS G. 2007: Tectonic vs. climatic control in the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. — *Sedimentary Geology* doi:10.1016/j.sedgeo.2007.05.001
- KÓKAI, J. & POGÁCSÁS, GY. 1991a: Hydrocarbon plays of Mesozoic Nappes, Tertiary Wrench Basins and Interior Sags in the Pannonian Basin. — *First Break* 9/7, 315–334.
- KÓKAI, J. & POGÁCSÁS, GY. 1991b: Tectono-stratigraphic evolution and hydrocarbon potential of the Pannonian basin. — In: SPENCER A. M. (ed.): *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. European Association of Petroleum Geoscientists, Special Publications No. 1*. Oxford University Press, 307–316.
- KROLOPP E. 1976: Alföldi mélyfúrások Zsigmondy–Halaváts-féle mollusca anyagának revíziója. II. A hódmezővásárhelyi, szegedi, szarvasi és kecskeméti artézikut fúrás. — *A MÁFI Évi Jelentése az 1974. évről*, 133–156.
- LÓRINCZ, K. D., HORVÁTH, F. & DETZKY, G. 2002: Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, E., BADA, G. & LANKREIJER A. C. (eds): *Neotectonics and surface processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System S.A.P. European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series 3*, p. 247–266.
- MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1979: A kecskeméti Ke-3. sz. fúrás paleoflórája palinológiai vizsgálatok alapján. — *A MÁFI Évi Jelentése az 1977. évről*, 153–162.
- MITCHELL, N. C. 2006: Morphologies of knickpoints in submarine canyons. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 118/5–6, 589–605.
- NEMCOK, M. G., POGÁCSÁS, GY. & POSPISIL, L. 2005: Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian region in relation to the rollback destruction of the lithosphere. — In: GOLONKA, J. & PICHA, J. (eds): *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. AAPG Memoir* 84, 743–766.
- POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., BARVITZ, A., VAKARCS, G. & FARKAS, CS. 1989a: Pliocen–Quaternary strike-slip faults in the Great Hungarian Plain, Hungary. — *Általános Földtani Szemle* 24, 149–169.
- POGÁCSÁS, GY., VAKARCS, G., BARVITZ, A. & LAKATOS, L. 1989b: Post-rift strike-slip fault sin the Pannon Basin and their role in the hydrocarbon accumulation. — *Proceedings of the 34th International Geophysical Symposium, Budapest, September 1989*. II, 601–611.
- POSAMENTIER, H. W. 2001. Lowstand alluvial bypass systems: Incised vs. unincised. — *AAPG Bulletin* 85/10, 1771–1793.
- POSAMENTIER, H. W. & KOLLA, V. 2003: Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. — *Journal of Sedimentary Research* 73/3, 367–388.
- POZSGAY, K., ALBU, I., PETROVICS, I. & RÁNER, G. 1981: Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary. *Earth Evolution Sciences*. 1/3–4. 272–279.
- ROYDEN, L. H. 1998: Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. AAPG Memoir* 45, 27–48.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogene. Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 156, 357–390.
- SÚMEGHY J. 1927: Pannóniai-kori fauna az Alföldről. — *Földtani Közlöny* 57, 41–53.
- SZÉLES M. 1977: A kecskeméti KE-3. sz. mélyfúrás pannóniai korú faunája. — *A MÁFI Évi Jelentése az 1975. évről*, 163–186.

- SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 05425, European Geosciences Union.
- TANÁCS J. & BARABÁS I. 1981: Az Abony környéki pliocén–pleisztocén határ fácieselemzés és biosztratigráfiai értékelés alapján. — *Földtani Közlöny* **111**, 325–337.
- TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. — PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizika Tanszék, Budapest, 136 p.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1997: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. — In: MAROSI S. & MESKÓ A. (eds): A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest, 123–152.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1999: „Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén” — *Földtani Közlöny* **129/1**, 109–124.
- VARGA, I. & POGÁCSÁS, GY. 1981: Reflection Seismic Investigation in the Hungarian Part of the Pannonian Basin. — *Earth Evolution Sciences* **1/3–4**, 232–239.
- VAKARCS, G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basins, Hungary. — PhD thesis. Rice University, Houston, Texas, 514 p.
- VAKARCS G., VAIL P. R., TARI G., POGÁCSÁS GY., MATTICK R. E. & SZABÓ A. 1994: Third-order Middle Miocene–Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **240**, 81–106.
- WINDHOFFER, G. & BADA, G. 2005: Formation and deformation of the Derecske Trough, Pannonian Basin: Insights from analog modelling. — *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 351–369.
- WINDHOFFER, G., BADA, G., NIEUWLAND, D., WÖRUM, G., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2005: On the mechanics of basin formation in the Pannonian basin: inferences from analogue and numerical modelling. — *Tectonophysics* **410**, 389–415.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. 1986: Strike-slip duplexes. — *Journal of Structural Geology* **8/7**, 725–735.
- Kézirat beérkezett: 2007. 04. 03.