

A Szentendrei-sziget környéki folyóvízi szeizmikus szelvényezések földtani eredményei

OLÁH Péter¹, FODOR László², TÓTH Tamás³, DEÁK Attila⁴, Guy DRIJKONINGEN⁵, HORVÁTH Ferenc¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C. olah.peter88@gmail.com

²MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.

³Geometa Kft, 1095 Budapest, Mester utca 4.

⁴NovaSeis Sp. z o. o., Poland, 00-64 Warszawa, ul. Mokotowska 1

⁵Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Department of Geotechnology, Nederland 2628 CN Delft

Geological results of the seismic surveys around Szentendre Island, Danube River, North Hungary

Abstract

Despite previous exploration projects and geological, geophysical maps, knowledge about the structural conditions of the region of the Visegrád and Börzsöny Mountains and the and the east side of the Danube region is uncertain. In recent years several seismic surveys were carried out by the geophysicists of the Eötvös University, Geometa Ltd. and the Technological University of Delft on that section of the River Danube between Budapest and Esztergom. Multi-channel seismic surveys were carried out in both branches of the river around the Szentendre Island, and in two selected areas of the main Danube branch; single-channel data acquisition was performed over a dense network. This led to a good correlation of the data and tectonic features and, furthermore proper projection of well-data became available in the vicinity of the river. On the two test areas, a pseudo-3D interpretation was performed.

Integrated interpretation shows that the Triassic basement is unconformably overlain by Oligocene strata (Hárshegy Sandstone, Kiscell Clay, Törökbálint Sandstone Formations) to the north of Budapest. In front of the Börzsöny Mountains, Middle Miocene volcanic rocks, are situated just below the fluvial sediments, while in the Pilismarót Basin Middle Miocene marls are present. These formations were deformed by well-identifiable faults, which generally have a NW-SE strike direction. According to our interpretation, most of them were activated in the stress field of the late Early to Middle Miocene (ca. 15–18 Ma), due to NW-SE extension. E-W trending dextral strike-slip faults belong to this phase, while the stress field was, locally, of a strike-slip type, with the same NE-SW extensional axis. Neotectonic reactivation of some faults is possible although this can not be proved unequivocally. The interpretation of the present study suggests a higher level of deformation in the region than previously thought, indicating that the subsurface of the Szentendre Island is densely faulted. The water seismic measurements offer a more detailed image about the structure of the area than the surface observations.

Keywords: Danube, Szentendre Island, river seismic sections, tectonics, Oligocene, Pilismarót Basin

Összefoglalás

A Visegrádi-hegység, a Börzsöny, és a Dunától keletre fekvő dombvidék szerkezeti viszonyairól a korábbi kutatások és földtani, geofizikai térképek ellenére bizonytalan elképzeléseink vannak. A Duna Esztergom és Budapest közötti szakaszán az utóbbi években számos vízi szeizmikus mérést végeztek az ELTE geofizikusai a Geometa Kft. és a Delfti Technológiai Egyetem szakértőivel együttműködésben. Ezek során a Szentendrei-sziget körül mindkét folyóágban többszörös szelvények, továbbá a Duna főágában két mintaterületen sűrű egyszörös szelvényhálózat készült. A folyóágakban mért szelvények alapján lehetővé vált a vetőzónák és más szerkezeti elemek térbeli korrelációja, emellett nagyobb biztonsággal lehetett megvalósítani a Duna környéki fúrások bevetítését a szelvényekre. A mintaterületeken lehetőség nyílt „háromdimenziós” szerkezeti értelmezés elkészítésére is.

Az integrált értelmezés eredményeképpen triász képződmények felett diszkordánsan települő oligocén képződményeket (Hárshegyi Homokkő, Kiscelli Agyag, Törökbálinti Homokkő formációk) térképeztünk a Budapest feletti Duna-szakaszon. Északabbra a Börzsöny előterében miocén vulkáni képződmények, a Pilismaróti-medencében pedig középső-miocén agyagmárga található közvetlenül a folyami üledékek alatt. Mindezen képződményeket jól azonosítható és térképezhető vetők metszik, amelyek csapása általában ÉNy-DK. Értelmezésünk szerint a vetők jórészt a középső-miocén (kb. 15–18 M évvel ezelőtt) regionális feszültségmezőben jöttek létre, ÉK-DNy-i extenzió hatására. Ehhez a fázishoz K-Ny irányú jobbos eltolódások is tartoznak, amikor a lokális feszültségmező eltolódásos jellegű volt, az általános, tisztán széthúzásos mezővel megegyező ÉK-DNy-i extenziós feszültség tengellyel. A vetők jelenkori aktivizálódása lehetséges, bár még nem bizonyított egyértelműen. A folyami szelvények alapján kapott vetőket a rendelkezésre álló geológiai térképekkel összehasonlítva megállapítható, hogy a deformáció mértéke jóval nagyobb a korábbi elkép-

zeléseknél, a Szentendrei-sziget alatti rétegek vetővel sűrűn szabdaltak. A vízi szeizmikus mérések tehát a felszíni adatrendszerrel részletesebb képet adtak a terület szerkezetéről.

Kulcsszavak: vízi szeizmika, Duna, Szentendrei-sziget, tektonika, oligocén, Pilismaróti-medence

Bevezetés

A Budapesttől északra fekvő vidék természeti szépsége a földtudományi kutatók érdeklődését is felkeltette. Számos vizsgálat és kutatás területeként több jelentés, publikáció is készült a régióról őslénytani (DULAI 1996), rétegtani, (BÁLDI, KÓKAY 1970, HÁMOR 1974) kőzettani (BALLA & KÖRPÁS 1980; KARÁTSÓN et al. 2000, 2007) és szerkezetföldtani (BENCE et al. 1991, DUDKO et al. 2000, ELEČKO et al. 1998) témakörökben. Ezek következtetései azonban, főleg a terület szerkezeti jellemvonásai tekintetében jelentős különbségeket mutatnak.

A terület szerkezeti felépítésének megbízhatóbb meghatározásához a geofizikai mérések, a térségben átfolyó Dunán és mellékágakon mért egy- és többcsatornás vízi szeizmikus szelvények segíthetnek hozzá. A felszíni adatokból csak közvetve értelmezett mélyszerkezetről a szeizmika közvetlen, részletes leképezést ad, és lényegileg hozzájárul a korábbi szerkezeti térképek pontosításához. Ezt a célt tűztük ki a Duna Budapesttől északra eső szakaszán mért szeizmikus reflexiók szelvények vizsgálatával. A szelvények értelmezése előtt bemutatjuk a terület földtani felépítését, amelyet szakirodalom és kútdatok áttekintésével hajtunk végre.

A terület földtani felépítése

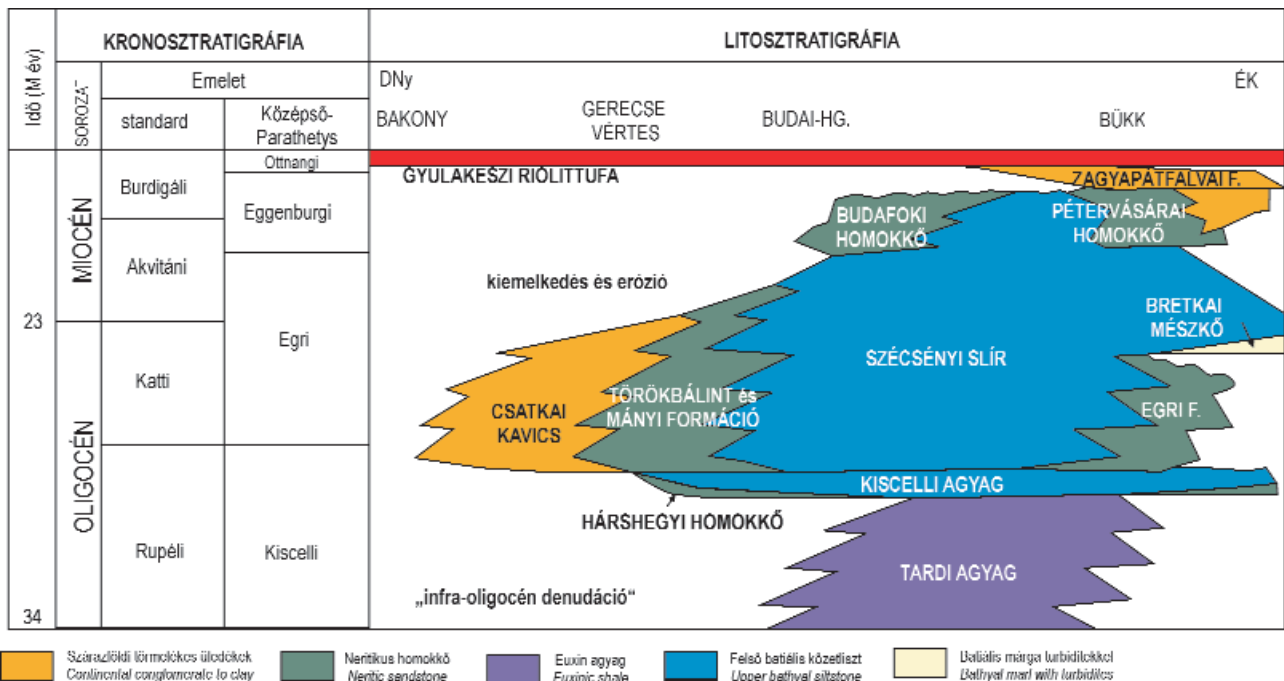
A vizsgált terület több tájegységet is magában foglal. A Duna jobb partján a Visegrádi-hegység, a Pilis, majd a Budai-

hegység vonulatai húzódnak, a bal parton pedig a Börzsöny, a Naszály és a Cserhát lankás vidéke sorakozik, majd ezektől délre a Gödöllői-dombság és a Pesti-síkság következik. A terület földtani felépítését nagyszámú szakirodalom, mélyfúrás adat és földtani térkép alapján állíthatjuk össze (SZENTES 1949, BENCE et al. 1991, KÖRPÁS et al. 1998, CSÁSZÁR et al. 1998, DUDKO et al. 2000, CSILLAG & MÜLLER 2006).

A vizsgált térség az Észak-magyarországi paleogén medence nyugati szélén fekszik (BÁLDI 1986), ezért a medencebeli oligocén képződményekkel jelentős vastagságban találkozunk a szelvényeken. A medence elvi rétegsorát az 1. ábrán láthatjuk, a képződmények üledékképződési környezetük szerint vannak színezve. Nagyrészt ezek a formációk jelennek meg a Dunához közeli fúrások felhasznált rétegsorában (2. ábra) is. A formációk színezése megegyezik a földtani térképen (3. ábra) használt színskálával, amelyen a fúrások helyét is feltüntették.

A térségben előforduló legidősebb ismert képződmények a felső-triász karbonátos kőzetek, főleg Földolomit és Dachsteini Mész, melyek a kainozoos üledékösszet mezozoos aljzatát alkotják (HAAS et al. 2010). Mélységük a Duna völgyében a fúrások alapján akár 1400 méter is lehet, a folyótól nem messze azonban felszíni kibukkanásuk is előfordul, nevezetesen a Pilis és a Naszály területén.

A triász kőzeteket jura mészkő és radiolarit, majd kréta márga és homokkő fedik, de ezek csak a Pilisben ismertek (GIDAI et al. 1981). A mezozoos kőzetekre a vizsgált terület egy részén felső-eocén, míg máshol közvetlenül oligocén



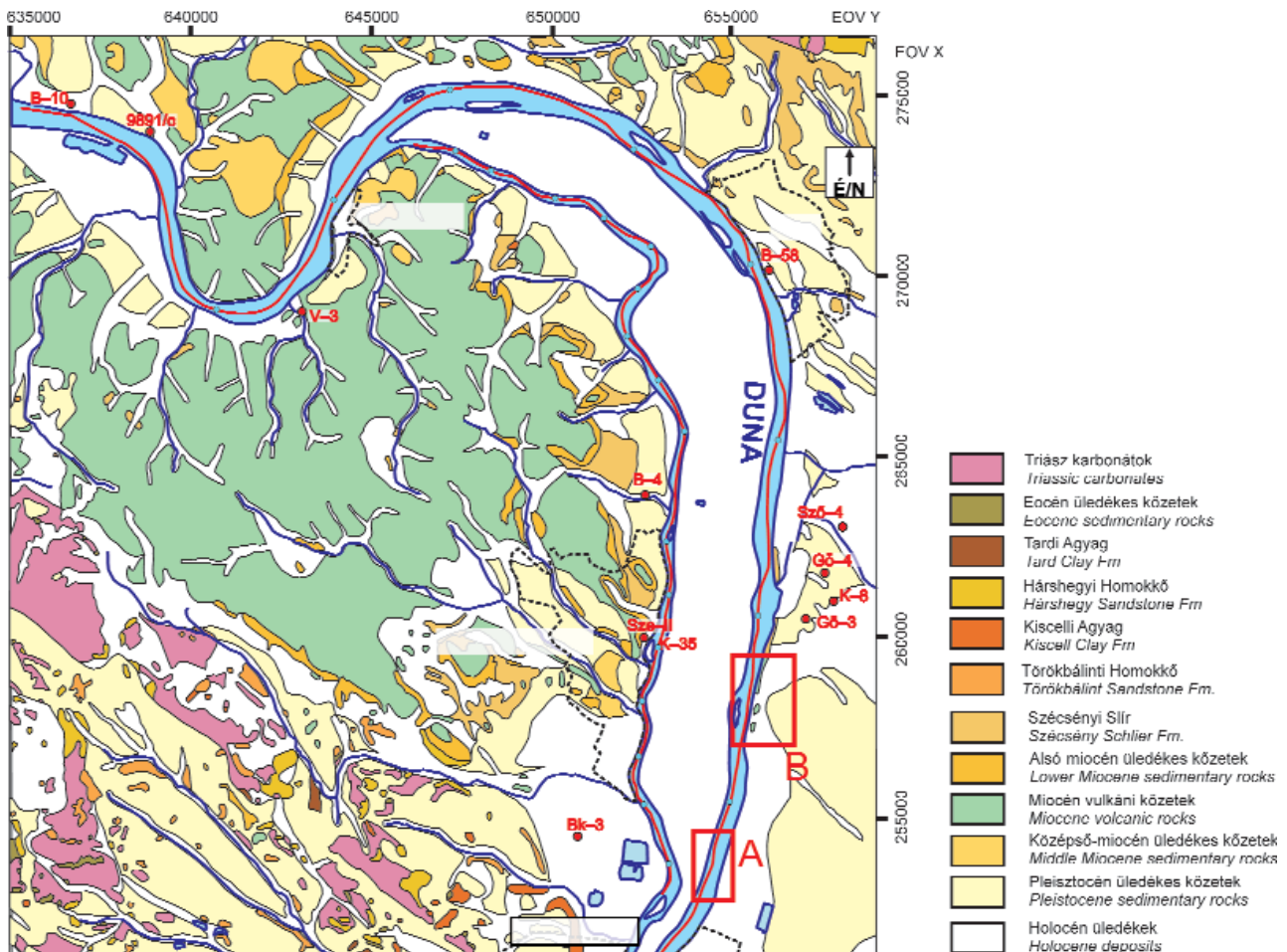
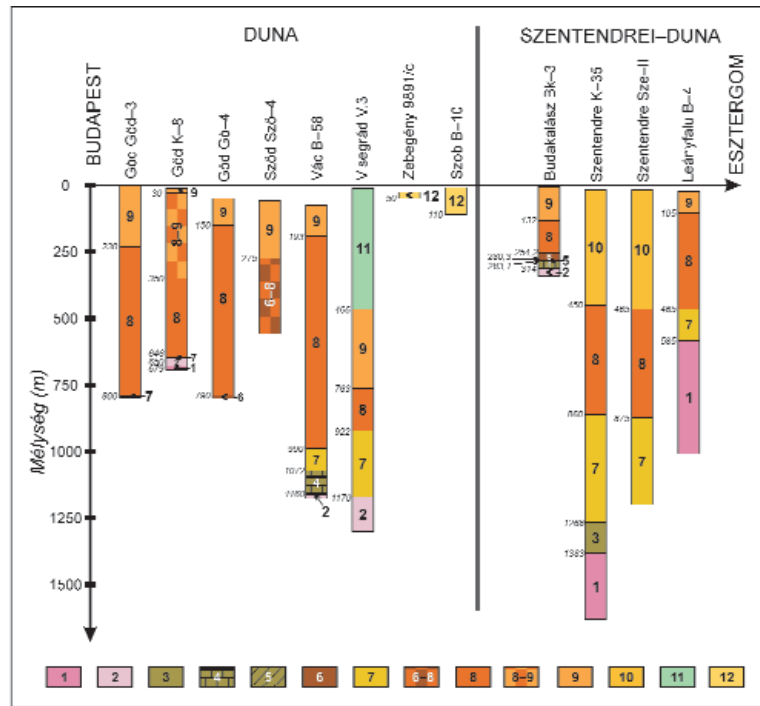
1. ábra. Az Észak-Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk elvi rétegsora (TARI et al. 1993 nyomán módosítva HAAS et al. 2012)

Figure 1. Simplified lithostratigraphic chart of Oligocene and Lower Miocene formations in North Hungary (modified after TARI et al. 1993 in HAAS et al. 2012)

2. ábra. A területen található legfontosabb fúrások rétegsora. A formációk színezése megegyezik a 3. ábra jelmagyarázatával. A fúrások helyszínrajza a 3. ábrán látható
 Triász karbonátok: 1 – Földolomit F., 2 – Dachsteini Mészko, *Eocén üledékes kőzetek*: 3 – Dorogi F., 4 – Szépvölgyi Mészko, 5 – Budai Márga, *Oligocén üledékes kőzetek*: 6 – Tardi Agyag, 7 – Hárshgyi Homokkő, 6-8 – Tardi és Kiscelli Agyag, 8 – Kiscelli Agyag, 8-9 – Kiscelli Agyag és Törökbálinti Homokkő, 9 – Törökbálinti Homokkő, *Alsó-miocén üledékes kőzetek*: 10 – Budafoki Homokkő, *Miocén vulkanit*: 11 – Mátrai Andezit Formáció, *Középső-miocén üledékes kőzetek*: 12 – Szilágyi F.

Figure 2. The sequence of the most important boreholes from the area of interest. The colours and the key of the formations are the same as on Figure 3. For borehole locations, see Figure 3.

Triassic carbonates: 1 – Hauptdolomit Fm, 2 – Dachstein Limestone Fm, Eocene sedimentary rocks: 3 – Dorog Fm, 4 – Szépvölgy Limestone Fm, 5 – Buda Marl Fm., Oligocene sedimentary rocks: 6 – Tard Clay Fm, 7 – Hárshgy Sandstone Fm, 6-8 – Tard and Kiscell Clay Fm, 8 – Kiscell Clay Fm, 8-9 – Kiscell Clay Fm and Törökbálint Sandstone Fm, 9 – Törökbálint Sandstone Fm, Lower Miocene sedimentary rocks: 10 – Budafok Sandstone Fm, Miocene volcanic rocks: 11 – Mátra Andesite Fm., Middle Miocene sedimentary rocks: 12 – Szilágyi Fm



3. ábra. A térség egyszerűsített földtani térképe (DANREG Surface Geological Map, 1:100 000, CSÁSZÁR et al. 1998 alapján) a felhasznált fúrások (piros kör), a többszatornás szelvények (piros vonal) és az egyszatornás szelvények teszterületeinek (piros négyzög) helyszínével

Figure 3. The schematic surface geological map of the area (based on DANREG Surface Geological Map, 1:100 000, CSÁSZÁR et al. 1998) and the locations of boreholes (red circles), seismic sections (red lines) and the test areas for single-channel seismic sections (red rectangles)

rétegek települnek. Az eocén rétegsor alapvetően a talpi szenes törmelékes összletből (Kosdi F.), a sekélytengeri Szépvölgyi Mészaköböl és a Budai Márgából áll (BÁLDI 1986), vastagságuk 150–400 méter körüli.

Az oligocén során tengeri üledék-felhalmozódás zajlott az egész régióban. A rétegsort főleg a Hárshégyi Homokkő, a Kiscelli Agyag és a Szécsényi Slír Formációk építik fel (BÁLDI 1986, KÖRPÁS et al. 1998). Az alapjában véve agyagos-aleuritos Kiscelli Agyag alsó részén homokbetelepülések ismertek a Duna keleti oldalán (BÁLDI 1986). A felső-oligocént változatosabb, aleuritos, homokos, néhol kavicsos üledékek építik fel (BÁLDI 1986, KÖRPÁS et al. 1998). Az oligocén korú rétegek vastagsága az 1 km-t is meghaladhatja (Szob, Vác, és Szentendre környéki részmedencék), amint arra például a Szentendre Sze-II fúrás 1200 méteres vastagsága is utal (2. ábra, JÁMBORNÉ KNESS 1966).

Az oligocén törmelékes rétegsorra alsó-miocén homok és homokkő települ, melyet a hasonló litológiájú oligocén homokkőtől BÁLDI (1986) molluszkák segítségével különített el. A homokos képződményekre jelentős üledékhézaggal következnek a kárpátiba sorolható képződmények: homok, homokkő, meszes homokkő, meszes konglomerátum, mészkő. Az összlet a vulkáni képződmények alatt, rossz feltárással nyomozható (HÁMOR 1974, CSILLAG & MÜLLER 2006). A képződmények vastagsága általában 50–100 m, maximum 350 m lehet (KÖRPÁS et al. 1998), az Egyházasgergei és Fóti Formációkat képviselik (HÁMOR 1997, KÖRPÁS et al. 1998).

A tengeri üledékképződés a vulkanizmus kezdetéig biztosan folytatódott, hiszen a legkorábbi vulkanoklasztitok tengeri alsó-badeni rétegekbe települnek (BÁLDI & KÓKAY 1970, DULAI 1996). A badeniben jöttek létre a terület legmarkánsabb képződményei, a Börzsöny és a Visegrádi-hegység vulkanitjai és szubvulkáni intrúziói, melyeket főleg andezites-dácitos kőzetek alkotnak. Az összetett vulkánok felépítését több tanulmány is bemutatja (BALLA 1977, BALLA & KÖRPÁS 1980, KÖRPÁS et al. 1998, KARÁTSÓN et al. 2000, 2007). Részben a vulkanizmussal egyidőben, részben azt követően jöttek létre a fiatalabb badeni Rákosi Mészakő és a Szilágyi Agyagmárga (BÁLDI & KÓKAY 1970, KÖRPÁS et al. 1998), melyek gazdag tengeri faunaegyüttest tartalmaznak (DULAI 1996). Ezek a területen a Pilismaróti-medencében, illetve a vulkanitok felett fordulnak elő. A szarvatába csak Szentendre környéki törmelékes képződményeket sorolták a területen (ELEČKO et al. 1998), a pannóniai üledékek szintén jórészt lepusztultak.

A területen az oligocén és a miocén rétegeket csak vékony negyedidőszaki üledékek borítják, legtöbb helyen legfeljebb 20 m vastagságban. Ezen üledékek legtöbbször a pleisztocén végén a Duna, illetve a környező vízfolyások által lerakott hordalék, de helyenként lösszel és forrásvízi mészkővel is találkozhatunk. A vulkáni hegységek meredek oldalait jelentős csuszamlások alakítják (CSILLAG & MÜLLER 2006).

A terület szerkezetét töréses fázisok alakították ki, melyek összefüggésbe hozhatók a Pannon-medence kialakulásával és fejlődésével (CSONTOS 1995, FODOR et al. 1999, DUDKO et al. 2000).

A terület vetőinek többsége a Pannon-medencének a miocénben lezajlott riftesedéséhez kapcsolódik, mely az

Alcapa-lemez óramutató járásával ellenkező irányú forgása miatt két részre osztható. Az első szakaszban (15–18 M év között) az ÉK–DNy irányú húzásos feszültségmező volt a jellemző, melyet helyenként ÉNy–DK kompressziós tengelyű eltolódásos feszültségmező váltott fel (FODOR et al. 1999). E feszültségmezőben főleg ÉNy–DK és ÉÉNy–DDK közötti csapásirányú normálvetőket okoztak, mellettük K–Ny-i irányú jobbos és É–D-i balos vetők is kialakultak. Jobbos eltolódást pl. a nagymarosi gát építésekor azonosítottak (BENCE et al. 1991). A Dunazug-hegység és a Börzsöny vulkanizmusának kezdete a riftesedésnek ezzel a fázisával hozható kapcsolatba (CSONTOS 1995).

Ezután a lemez forgása miatt a kőzetekre ható feszültségi főtengelyek is megváltoztak, K–Ny és DK–ÉNy irányok közötti húzásos feszültségmező lett a jellemző a középső-miocén második felében. Új vetők kialakulása mellett sokszor korábbi törések reaktiválódtak az elmozdulás irányának megváltozásával. A korábbi ÉNy–DK-i irányú normálvetők jobbos eltolódássá változtak, vagy új, É–D és ÉÉK–DDNy irányú normál vetők vágták át őket (FODOR et al. 1999).

A késő-miocén végén, illetve a pliocénben medenceinverzió kezdődött, a korábban jellemző extenziós helyzet kompressziós feszültségmezővé vált uralkodóvá (HORVÁTH & CLOETINGH 1996). Megkezdődött a középhegységi területek, így a Dunakanyar és a Szentendrei-sziget környezetének emelkedése, amely a mai napig tart. A kiemelkedésre utal a középső-miocénnél fiatalabb üledékek hiánya vagy kis vastagsága, továbbá ezt bizonyítják a Duna középhegységi szakaszán a posztmiocén geomorfológiai szintek (KAISER 1997) és folyóteraszok jelenléte (PÉCSI 1959) is. A folyóteraszok kitettségi koros vizsgálata alapján a kiemelkedés sebességére maximum 1.6 mm/éves érték adható meg a Dunakanyar térségében az utolsó 170 ezer évben (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005).

A szeizmikus szelvények értelmezése során a következő térképeket használtuk:

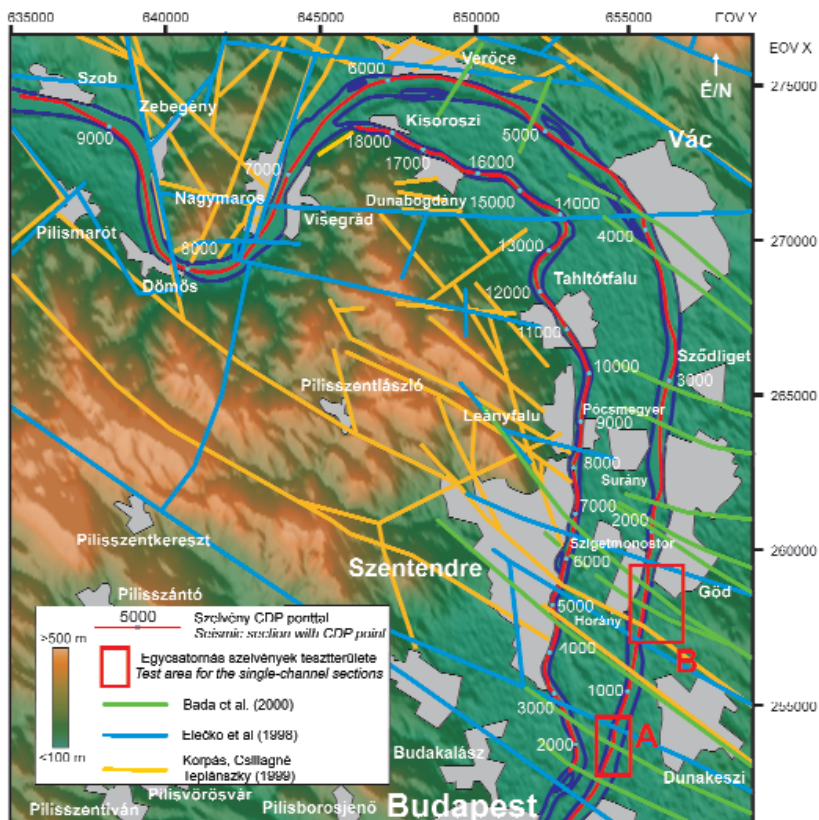
— BALLA & CZAKÓ (1978) által összeállított vulkanit-fekü-térkép, mely BALLA & KÖRPÁS (1980) munkájában jelent meg nyomtatásban.

— A MÁFI által készített Börzsöny és Visegrádi-hegység 1:50 000 földtani térképe (KÖRPÁS & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999),

— A DANREG projekt keretében készült 1:200 000-es felszíni és tektonikai térképek (CSASZÁR et al. 1998, ELEČKO et al. 1998), illetve a projekt keretein belül szintén publikált Bouguer-anomália térkép (SZABÓ et al. 1998)

— BADA et al. (2000) kutatási jelentésében megrajzolt tektonikai térkép, amely egyéb geofizikai adatok mellett már a főági többcsatornás szelvény felhasználásával készült.

A 4. ábra jól mutatja, hogy a területen a vetők jellemző irányja ÉNy–DK-i, NyÉNy–KDK-i, illetve Ny–K-i, ahogy ezt a Pannon-medence előzőekben ismertetett tektonikai fejlődése alapján várható (FODOR et al. 1999). Az irány megegyezik a geomorfológiai elemek, így a völgyek és a hegygerincek irányával, a Duna jobb és bal partján egyaránt. A térképek között azonban a vetők helyszínét illetően kevés egyezés van. Pontosabb meghatározásukhoz a két Duna-ág többcsatornás szeizmikus szelvényének értelmezése nyújt segítséget.



4. ábra. Korábbi tektonikai térképeken jelölt vetők összevetése, háttérben a térség digitális terepmodellje (SRM) és a többszatornás szeizmikus szelvények helyszínrajza.

Figure 4. Comparison of the faults of the previous tectonic maps and the multi-channel seismic sections with the area's digital elevation model (SRM) in the background

Vízi szeizmikus mérések és adatfeldolgozás

Vizsgálatainkhoz egy-egy Dunakeszi és Göd mellett mért egycsatornás szelvényhálózatot, valamint két többszatornás szelvényt használtunk fel, melyek a Dunán és a Szentendrei-Dunán készültek (4. ábra). Utóbbiak különböző projektek során készültek és a mérési paramétereik is eltérők.

Az egycsatornás szelvények többéves, 1996-tól 2001-ig tartó mérésorozat eredményeképpen születtek. Ennek során a használt jelforrás elektromechanikus volt (boomer, Tóth 2003). A Duna főági többszatornás szelvényét 1996 októberében tartó mérésorozat alkalmával a Geomega Kft. mérte le, amikor is a folyó déli országhatártól Esztergomig tartó szakaszról készült 6 nap alatt 12 többszatornás szelvény. A területünkön a Duna 11/96 és 12/96 húzódik. A Szentendrei-Dunában 29 km hosszúságú többszatornás szeizmikus szelvényt mért az Eötvös Loránd Tudományegyetem és a Delfti Technológiai Egyetem közös csapata a Geomega Kft. és a Holland Királyi Tengerkutató Intézet segítségével 2008. június 18-án, mérés technikai okok miatt 11 részletben (5000_1-11 final). A mérés során az intézet által biztosított nagy felbontású tengeri felszerelést használták. A többszatornás esetekben a hullámforrás fajtája megegyezett, mindkét mérés során az ún. „légpuska” (airgun) egy-egy változatát használták.

A szelvények feldolgozása előtt szükséges volt a mérés geometriájának, azaz a források és az érzékelők koordinátáinak meghatározása a rögzített GPS adatok alapján. Ezt a

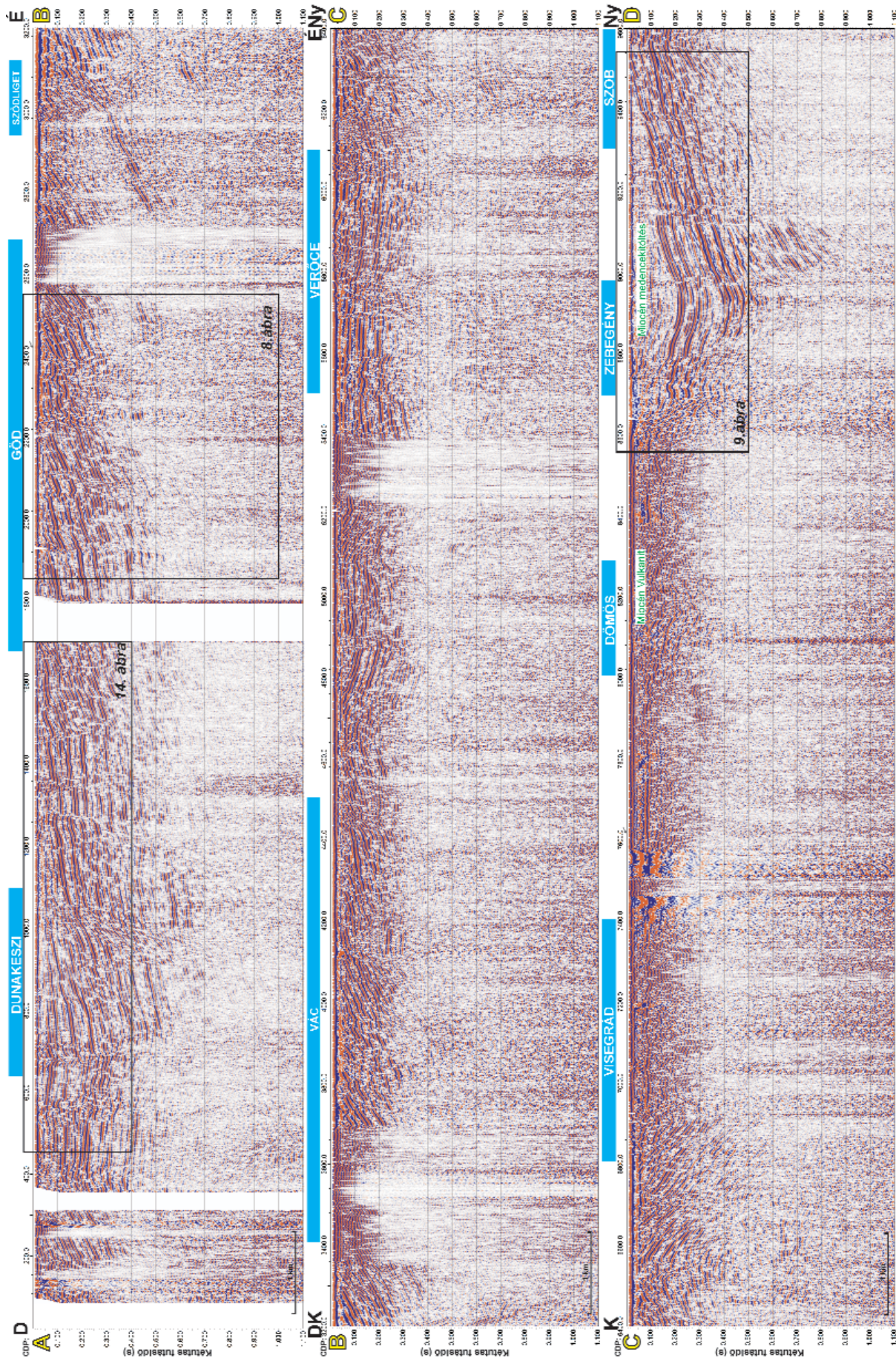
Geomega Kft. saját fejlesztésű Rivertail programjával hajtottuk végre. Ezután a ProMAX 2D programmal megtörtént a szeizmikus adatok importálása, majd a mérési geometria hozzárendelése a csatornákhöz. Ezután feldolgoztuk a szelvényeket az alkalmasan megválasztott geofizikai eljárások segítségével (Tóth 2003).

A szelvények értelmezése

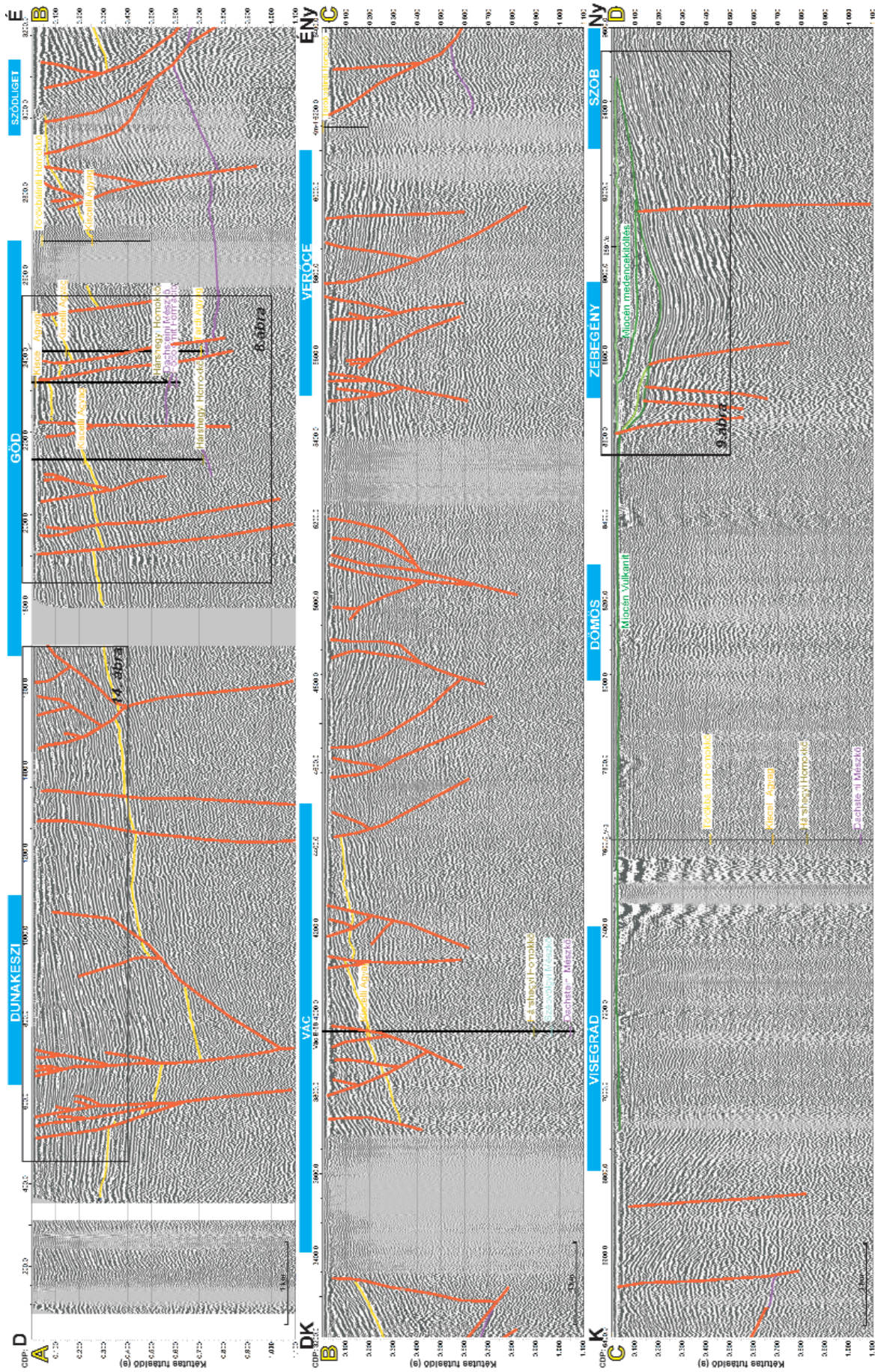
Főági többszatornás szelvény

Az 1996-os főági többszatornás szelvény (5. ábra) a mérési paramétereknek köszönhetően viszonylag mély behatolással rendelkezik, néhol akár 1000 m-es mélységig követhetőek a szerkezeti elemek. A szelvény minősége sajnos nem egyenletes, néhol technikai okok miatt adathiánnyal találkozunk, máshol jelentősen romlik a jel/zaj arány. Ezt felszíni hatások is okozhatják, de több esetben a mederalfzat reflexivitása nő meg olyan mértékben, hogy a hullámforrás által kibocsátott energia csaknem teljes mértékben visszaverődik, így csak mederfenék által keltett többszörösöket észlelünk. Ezt láthatjuk a Dunakanyar miocén vulkánitjai esetében is a 7000–8400 CDP pontok között.

A szelvény értelmezéséhez (6. ábra) felhasználtuk a Dunához közel fekvő kutak adatait, valamint a HORVÁTH et al. (1997) kutatási jelentése eredményeinek egy részét is. A terü-



5. ábra. A 1996-os többsatormás szelvény
 Figure 5. The multi-channel seismic section measured in 1996



6 ábra. Az 1996-os többszörös szelvény az értelmezett horizontokkal és vetőkkel
 Lila = mezozoos ajzat; Citromsárga = Kiscelli Agyag teteje; Sötétzöld = vulkanit; Világosabb zöld színűek = Pilsmarót-medence miocén medencekitöltésének szakaszai; Piros = vetők
Figure 6. Multi-channel seismic section (measured in 1996) with the interpreted faults and horizons
 Purple = Mesozoic rocks; yellow = top of Kiscell Clay; dark green = igneous rocks; bright green horizons = sequence of the Miocene basin filling rocks of the Pilsmarót Basin; red = faults

letről sajnos nem rendelkezünk pontos sebességértékekkel, így egy átlagosnak tekinthető terjedési sebesség-kétutas futásidő függvényével dolgoztunk (0–0,1 s: 1850 m/s; 0,1–0,2 s: 1950 m/s; 0,2–0,3 s: 2050 m/s; 0,3–0,4 s: 2150 m/s; 0,4 s: 2200 m/s). A sebességtér használatával a Duna partja mentén elhelyezkedő fúrásokat merőlegesen, a távolabbi gödi és szödi fúrásokat pedig ÉNy felé vetítettük rá a szelvényekre.

A szelvényről megállapítható, hogy a vertikális felbontása kb. 10–12 méteres, ami bár kisebb, mint a mellékági szelvény esetében, de a szárazföldi ipari szeizmika felbontásánál jóval nagyobb. A szelvények által leképezett rétegek oligocén korúak, mivel a szelvények legfeljebb 1 km mélységig mutatják a szerkezeti elemeket. Kivételt csupán a Visegrád környékén található középső-miocén vulkanitok, a Pilismaróti-medence ugyancsak miocén üledékei, néhol a szelvény alján feltűnő triász mészkő és dolomit aljzat és a szelvény legtetőjén csekély vastagságban megjelenő negyedidőszaki folyami üledékek jelentik. A kutak többségében az oligocén rétegsorban csak egy markáns szint van jelölve a felső 1000 méterben, a fiatalabb Törökbálinti Homokkő és az idősebb Kiscelli Agyag közötti határ (ráadásul a gödi K–8 fúrás esetében még ez sem egyértelmű). Ezért ez volt az a horizont, amit a szelvény nagy részén követni próbáltunk, annak ellenére, hogy látszólag nem jelenik meg markáns reflexióként. Emellett számos vetőzónát azonosítottunk, melyek helyszínrajza a 7. ábrán látható.

Már a sziget déli részén (500–700-as CDP) egy igen kiterjedt vetőrendszerrel találkozunk, amelyek a folyami üledékekig felhatolnak (5. és 7. ábra). Ezek mentén a Kiscelli Agyag észak felé a mélybe süllyedt, és Dunakeszi

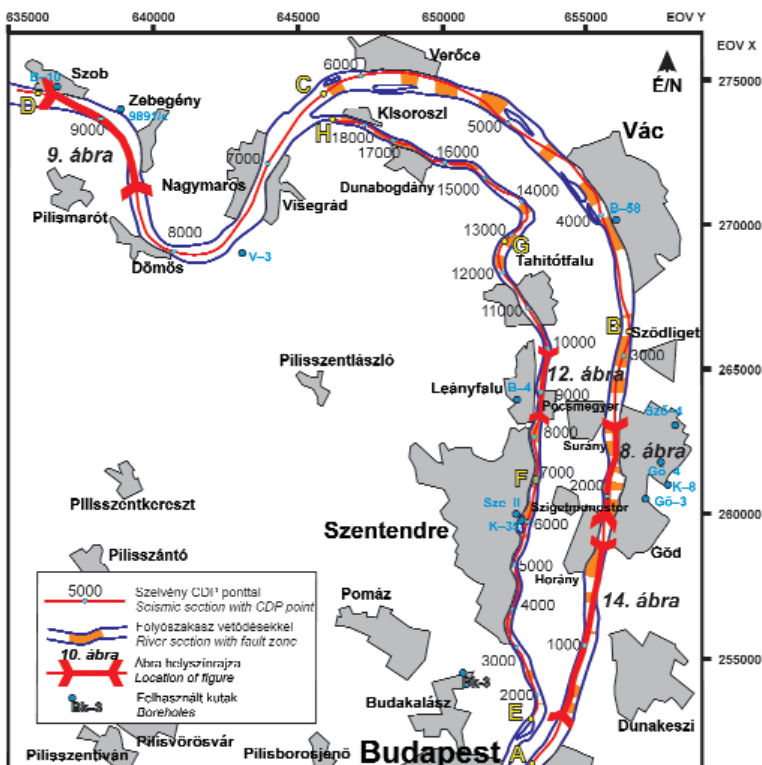
alatt egy kisebb medencét tölt ki. Az 1000 CDP alatt egy markáns vető látszik, ami azonban a felső rétegeket már nem metszi át. Az 1200–1400 CDP között csak két vetőt találunk, majd egy virágszerkezet lép fel az 1450–1700-as CDP pont között (sajnos a jobb széle adathiány miatt nem látszik). Az 1900-as CDP pont és a 3400-as CDP pont közötti szakaszon 4 fúrás segíti az értelmezést. Ezek segítségével határoztuk meg a Kiscelli Agyag, valamint a mezozoos kőzetek (Dachsteini Mészkő és Földolomit) tetejének horizontját. Ez utóbbit csak a K–8-as fúrás metszi, azonban valószínűleg a Göd Gö–3 és Gö–4 fúrások talpa is közel van hozzá, tekintve hogy a Hárshegyi Homokkő és a Tardi Agyag a térségben csak kis vastagságban fordul elő (BÁLDI 1986). A horizontok kirajzolják a gödi (8. ábra) és szödi aljzatmagaslatot, valamint az ezeket határoló, többségükben normál vetőket. Közöttük billentett blokkokat látunk, amelyek a szelvényben látszólag dél felé dőlnek. A 2200-as CDP-nél egy meredek vetőt, valószínűleg eltolódást találunk.

A Vác és Verőce közötti szakaszon sajnos csak egy kút, a Vác B–58 az, ami számottevő mélységgel rendelkezik, így felhasználható az értelmezéshez. Ráadásul a szakasz újabb több helyen zavart zónák szakítják meg, ezért a Kiscelli Agyag tetejének horizontját csak a kút közelében tudtuk kijelölni. A fúrás több formációhatárt is jelez, ezek azonban olyan mélyen találhatóak, hogy ott a szelvény reflexiói már nem követhetőek jól. Vetőzónákat azonban ezen a szakaszon is meg tudtuk állapítani a felső 600 ms alapján.

Érdeemes megfigyelni a képződmények dőlésszögének változását. Dunakeszi és Vác között a blokkok egy-két kivétellel délies látszólagos dőléssel rendelkeznek, majd Vác után a többnyire közel vízszintes vagy ÉNy-ias dőlésű rétegek után Visegrád előtt meredek, mintegy 14°-os látszólagos dőlésszögű DNy-ias dőlésű rétegek futnak be a vulkanitok alá. Ugyanakkor a számított dőlésirányok és szögek a valós irányoknak és szögeknek csak egyik komponensét adják meg, azaz áldőlések, mivel a többszörös szelvény csak a folyóval párhuzamosan mérhető. Erre a problémára jelent megoldást, ha méréseinket egycsatornás szelvényekkel kombináljuk, erre cikkünk későbbi részében mutatunk példát.

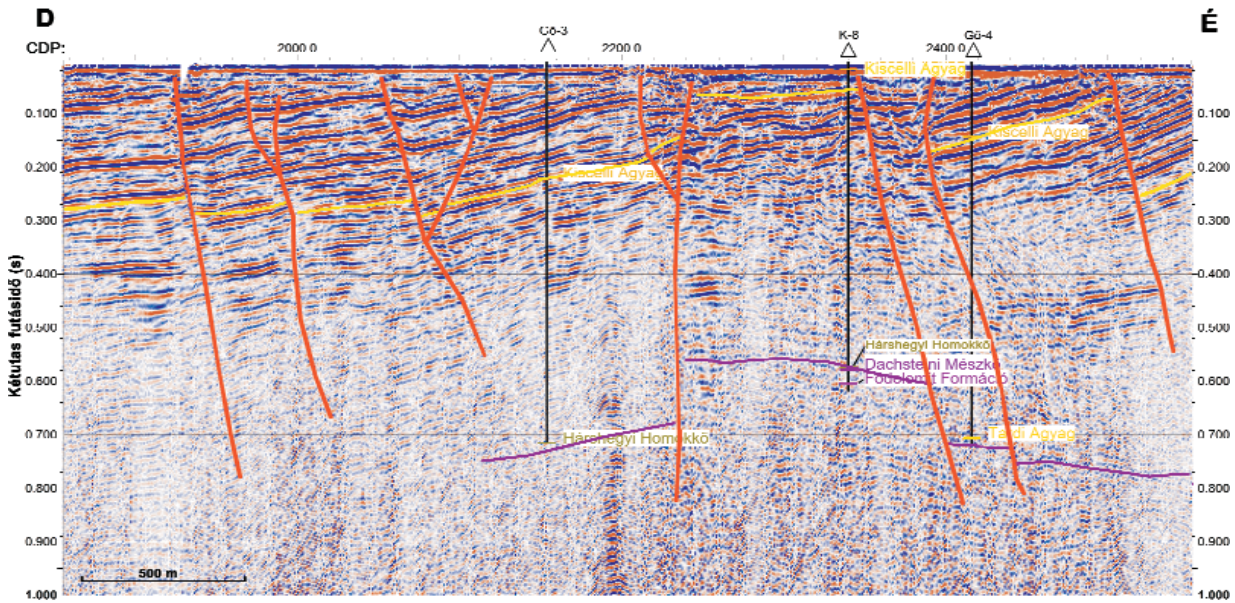
A mérés Visegrád és Dömös közötti szakaszán a szelvény képe zavart, így az nem értelmezhető. Ennek oka a mederfenék reflexivitásának megugrása, melyet az azt képező alsó-badeni andezit okoz. A zavart zóna után viszont nagyon markáns reflexiókkal egy kis üledékgyűjtő medence, a Pilismaróti-medence jelenik meg (9. ábra).

A medence aljzatát valószínűleg oligocén és miocén korú üledékes és vulkanikus kőzetek alkotják, melyek markáns reflexiókkal jelennek meg. Sajnos a környező fúrások ezeket a rétegeket már nem érintették, így pontos összetételüket nem tudjuk. A középső-miocén során normálvetők vagy ferdecsúsású vetők mentén



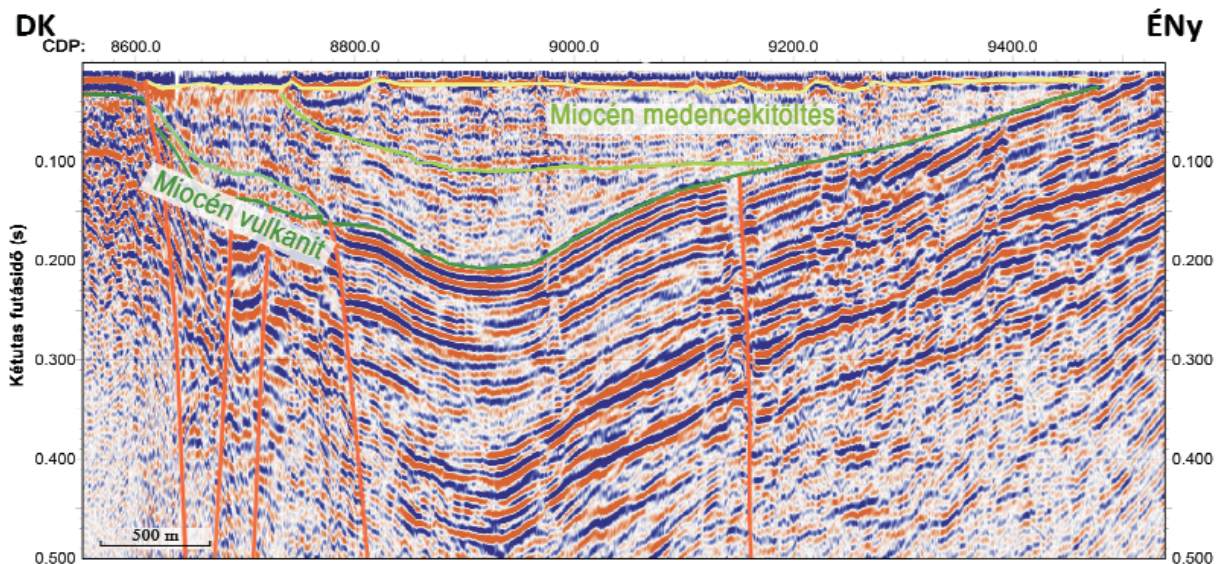
7. ábra. Az értelmezett vetőzónák és az ábrázolt szelvények helyszínrajza

Figure 7. The interpreted fault zones (orange) and the location of the enlarged sections (red)



8. ábra. A gödi aljzatmagaslat szeizmikus képe (Duna 11/96 szelvény részlete)
 lila = triász korú kőzetek teteje, citromsárga = Kiscelli Agyag teteje, piros = vetők

Figure 8. Seismic profile of the Göd horst
 purple = top of Triassic, Yellow = top of Kiscell Clay Fm, red = faults



9. ábra. A Pilismaróti-medence szeizmikus szelvénye (Duna 12/96 szelvény részlete)
 zöld-világoszöld-citromsárga = miocén medencekitöltés szakaszai, sötétzöld = miocén vulkanitok teteje, piros = vetők

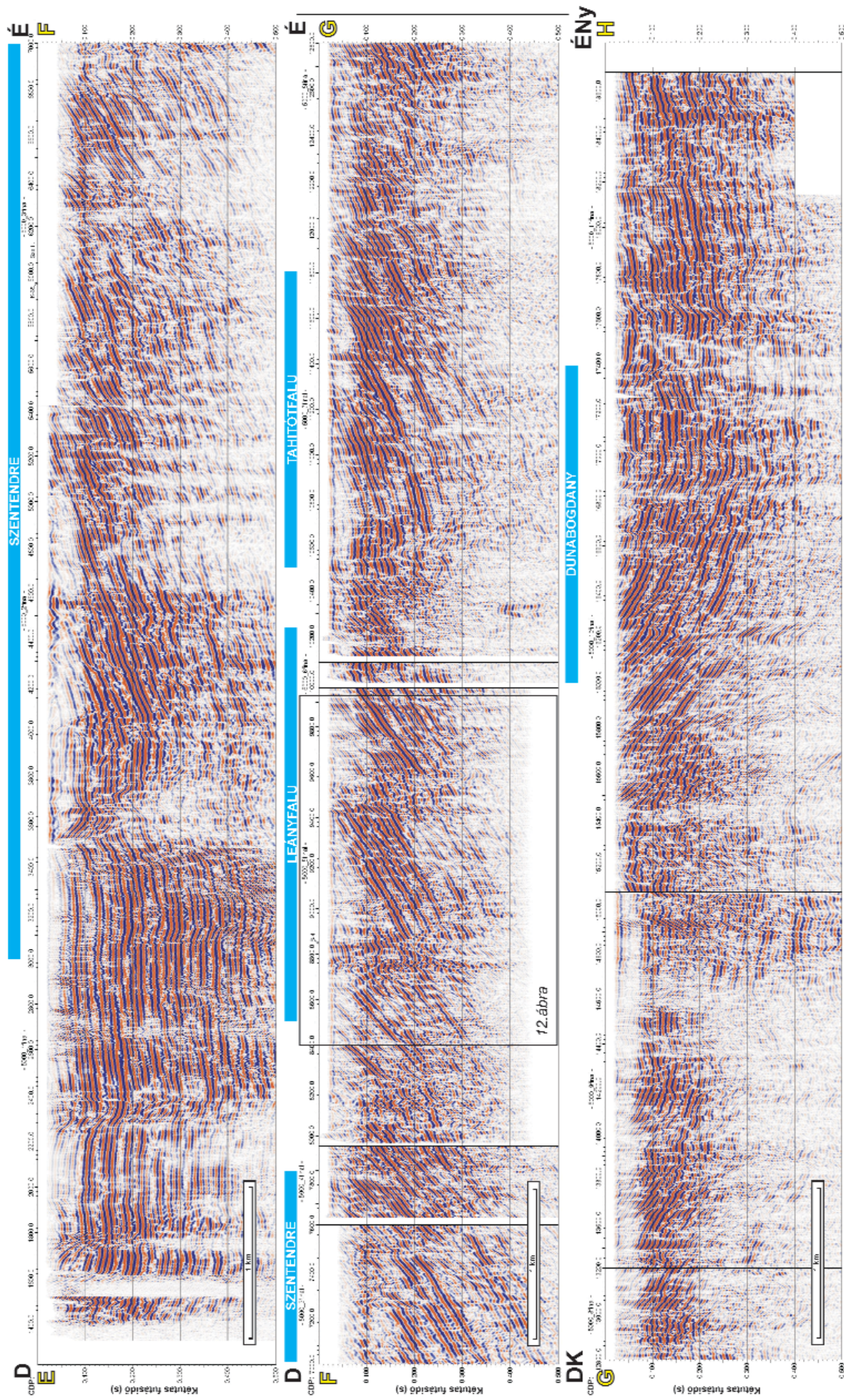
Figure 9. The seismic section of the Pilismarót Basin (section of the Duna 12/96)
 green-light green-yellow = sequence of the Miocene basin filling rocks, dark green = top of Miocene igneous rocks, red = faults

történő süllyedés alakította ki a medencét (FODOR et al. 1999). Valószínű, hogy a deformációval egy időben ezt a süllyedéket középső-miocén üledékek töltötték fel, mélyfúrás adatok alapján főleg agyag, márga és homok; ezeket alacsonyabb amplitúdójú reflexiók és kisebb rétegdőlések jellemzik. A medence a 8900-as CDP pontnál tűnik a legmélyebbnek, ami éppen egybeesik a Duna itt lévő kanyarjának csúcspontjával. Így a szelvények alapján megállapítható, hogy a medence ÉK-i része süllyedt le a legjobban, itt a legvastagabbak a miocén üledékek. Ezek belső szerkezete alapján úgy tűnik, hogy a feltöltődés több ciklusban zajlott le (az alsó reflexiók a medence aljzatával párhuzamosak, a felsők viszont vízszin-

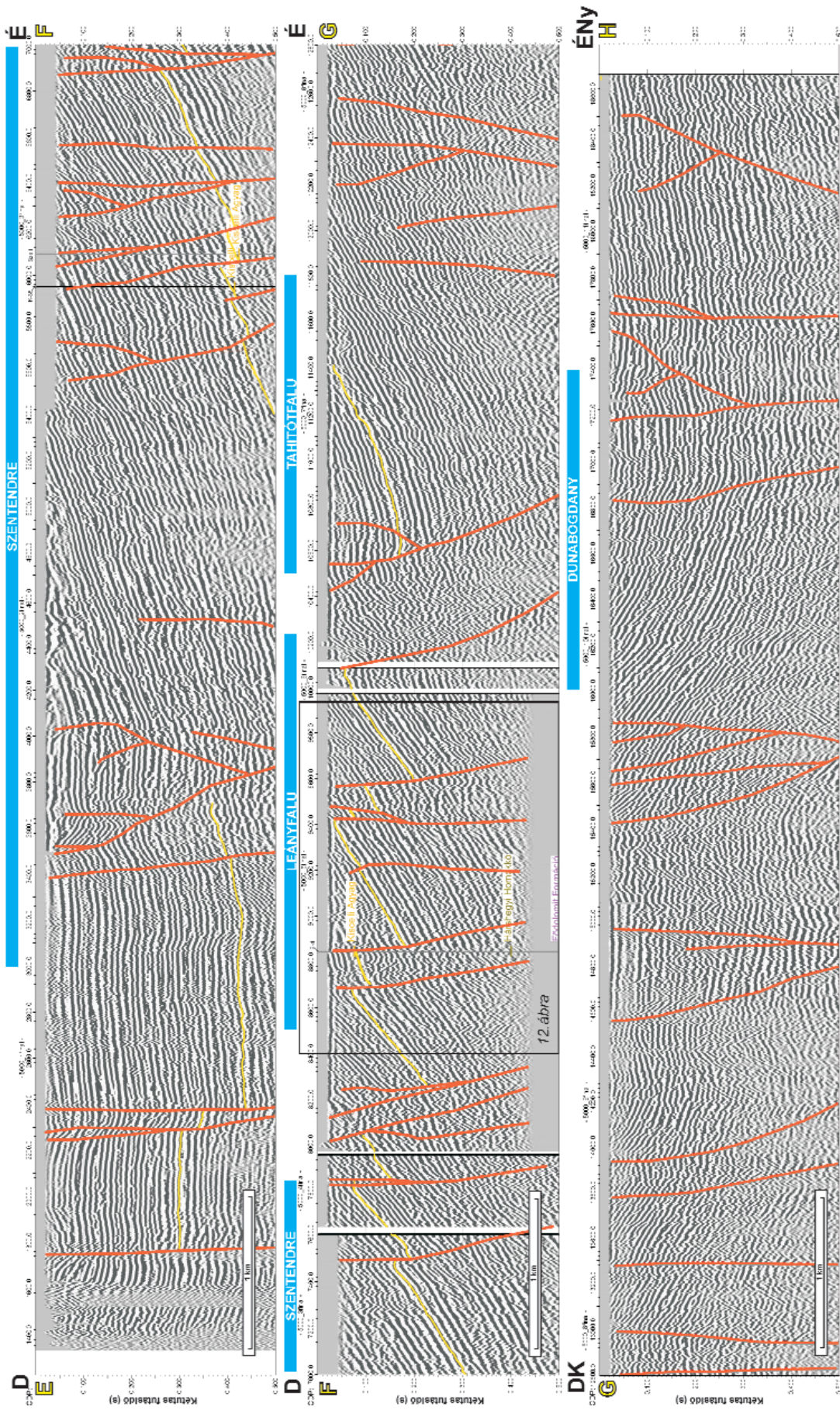
tesnek látszanak), azonban mivel a szelvény itt kanyarodik, az értelmezés bizonytalansággal terhelt. Ha a feltételezés igazolódna, az az üledékképződés és medencesüllyedés közbeni deformáció egyértelmű bizonyítéka lenne.

Mellékági többcsatornás szelvény

A mellékági többcsatornás szelvény (10. ábra) 2008-ban készült el. A szelvényt a 1996-osnál kevésbé jellemzik a zavart és adathiányos zónák (ennek oka például az, hogy a Duna itt nem metsz vulkanitos területet), így az értelmezés egyszerűbb (11. ábra). A korábbi sebességtérrel számolva a vertikális



10. ábra. A Szentendrei-Dunán 2008-ban mért többsatormás szelvények
 Figure 10. Multi-channel seismic sections measured on the Szentendre-Danube in 2008



11. ábra. Az értelmezett Szentendrei-Dunán 2008-ban mért többszatornás szelvény Citromsárga = Kiscelli Aggtelek teteje; Piros = Értelmezett vetők

Figure 11. Interpreted multi-channel section measured on the Szentendrei-Danube in 2008
Yellow = Top of Kiscelli Clay Fm.; Red = Interpreted faults

felbontás is kedvezőbb, 6–7 méteres, ugyanakkor csak a felső 500 ms-ról van adatunk. Sajnos csak három használható fúrás van a szakaszon (ezekből is kettő egymás mellett), ezek és a geológia ismerete alapján itt is elmondható, hogy a szelvényen a vékony folyóvízi üledékek alatt csupán az oligocén üledékes rétegsor reflexiói látszanak. A kutatást itt is a korábban ismerttetett idő-mélység függvényvel illesztettük a szeizmikához. Az értelmezett horizont itt is a Kiscelli Agyag teteje.

Az értelmezésünk a 11. ábrán látható. Az Szentendrei-Duna Budapest felőli végén a vízszintesnek látszó rétegeket számos normál vető metszi. A Bk-3 fúrás, bár közel van, mégsem vetíthetjük be a szelvényre, hiszen a rétegsora alapján megállapítható, hogy ez még a Pilis-vető DNY-i oldalán található (ahol nem túl mélyen már triász kőzetekkel találkozhatunk), szemben a szelvényünkkel, ahol csak üledékes oligocén rétegek látszanak. Ezen a szakaszon a Kiscelli Agyag tetőhorizontjának mélységét a másik szelvény segítségével határoztuk meg, hiszen a Szentendrei-sziget itt nem túl széles, a két Duna-ág egymáshoz közel található. A 3500–4100 CDP pont között egy virágszerkezetet találunk, értelmezésünk szerint a Kiscelli Agyag rétegei itt a mélybe süllyedtek, kialakítva a Dunakeszi-süllyedék nyugati részét.

Ettől a szakasztól északra egy kevésbé tektonizált zóna következik, emellett — ahogy a Duna É felé fordul — a rétegek áldőlése is megváltozik, a korábbi közel vízszintesről délies irányúvá. Az 5600-as CDP-től azonban ismét megjelennek a többségében normál vetők. A Kiscelli Agyag horizontja itt újra előtűnik a mélyből, melyet a Szentendrén mélyített fúrások is mutatnak (JÁMBORNÉ 1966). A Szentendre és Leányfalu menti Duna-szakaszon normál vetőkkel határolt, kibillentett blokkok láthatóak (12. ábra), melyek tetején a Törökbálinti Homokkő rétegei sorra lefejeződnek a negyedidőszaki Duna-üledékek alatt. A blokkok látszólagos dőlésszöge néhol a 14°-ot is eléri.

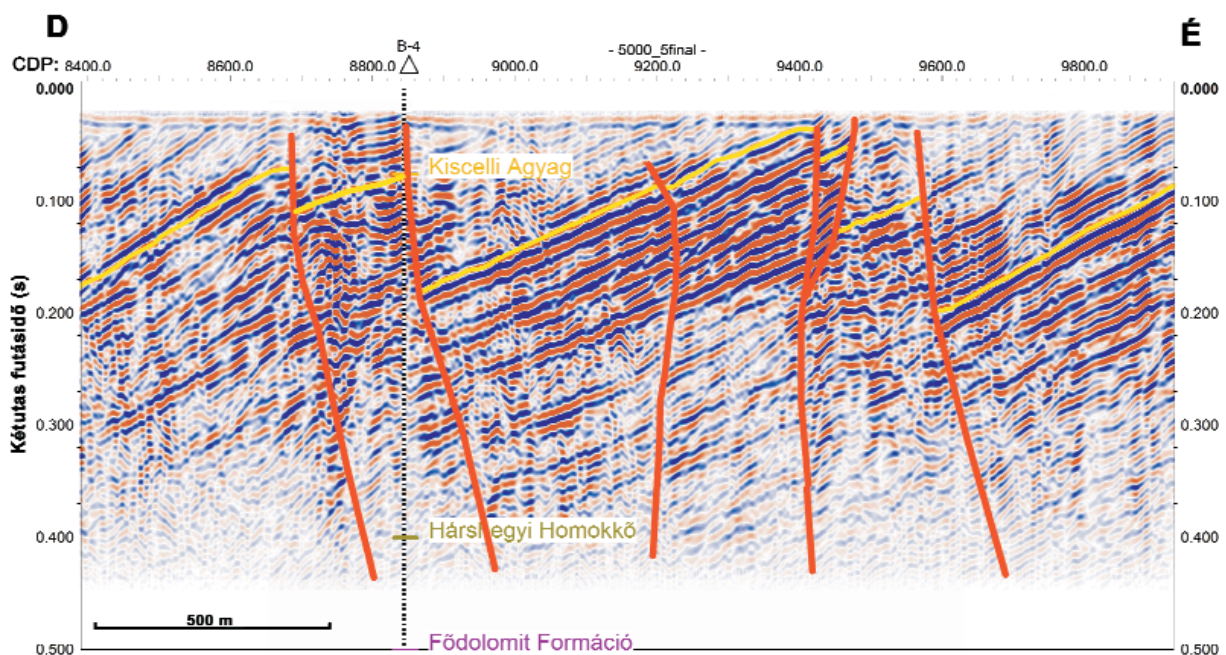
A sűrűn tektonizált szakaszt a 10 600-as CDP pontnál egy markáns normál vető zárja, ezután egy hosszabb, vető nélküli szakasz. Itt értelmezésünk szerint a Kiscelli Agyag teteje eléri egészen a folyami üledékek bázisát, azaz a Törökbálinti Homokkő rétegei lepusztultak.

Tahitótfalutól északra a Szentendrei-Dunában egy kettős kanyar található, emellett a folyásirány is megváltozik É-D-ről ÉNy-DK-ire. Ezt a szakaszt láthatóan számos vető szabdalja, melyek között a blokkok áldőlése is változatos. Dunabogdánynál már ÉNy-ias áldőlést látunk a korábbi délies helyett. Az itt levő nyugodtabb zóna után a szelvény hátralévő szakaszán még négy kisebb vetőzónát értelmeztünk, melyek csekély áldőléssű DK-ies irányú blokkokat határolnak.

Egycsatornás mérések Dunakeszi és Göd térségében

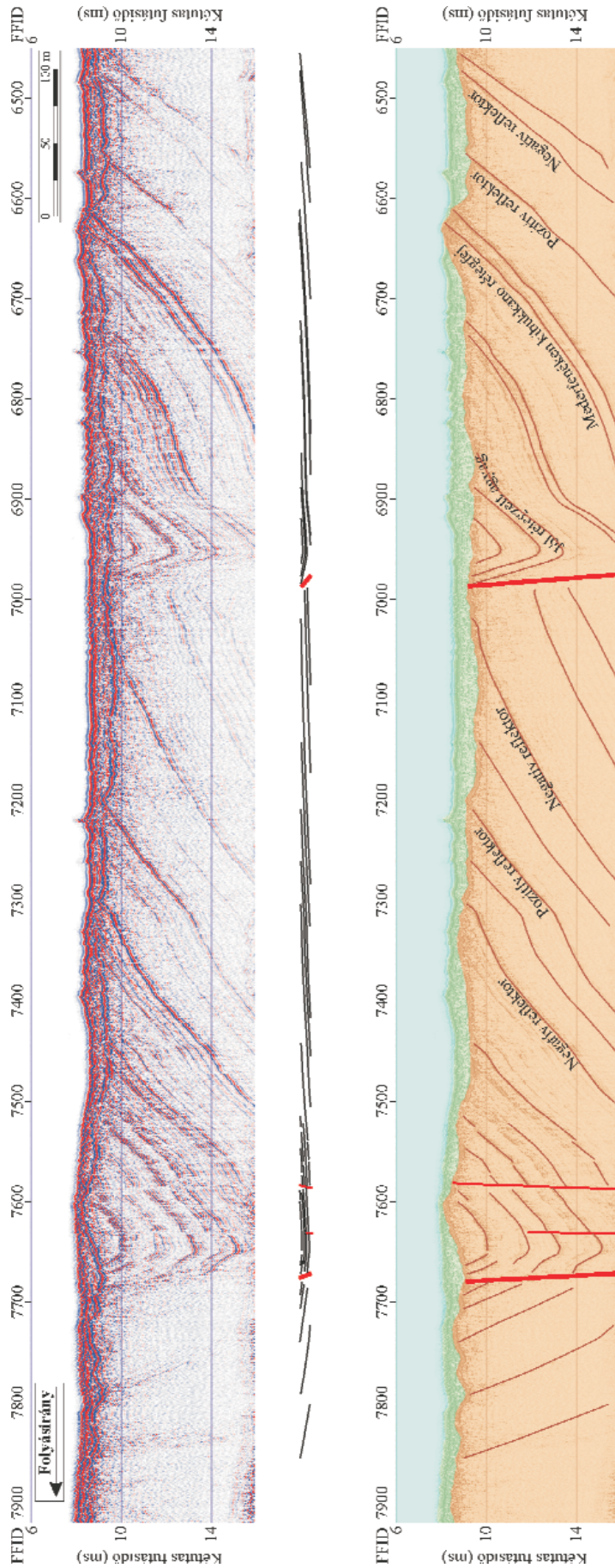
A többszatornás szelvények legnagyobb problémája az, hogy a hosszú hidrofonkábel miatt csak a folyó által megszabott nyomvonalon, a folyásiránnyal párhuzamosan lehetséges a mérés, ezért a térbeli elemeknek csak egy 2D-s képét kaphatjuk meg. Erre a problémára jelenthet megoldást, ha többszatornás méréseinket egycsatornás szelvényekkel kombináljuk. A módszer részletes leírása TÓTH 2003-as doktori dolgozatában található, az alábbiakban ennek egy rövidített összefoglalóját közöljük.

Egy értelmezett egycsatornás szelvényre láthatunk példát a területünkről a 13. ábrán. Az egycsatornás szeizmikus mérések előnye, hogy nem csak folyásirányú, hanem arra merőleges, keresztirányú szelvények is készíthetők, így a 3D-s térképezés is megvalósítható. Emellett az sem elhanyagolható tény, hogy a mérés olcsóbb és egyszerűbben kivitelezhető, mint a többszatornás esetben.



12. ábra. Kibillentett blokkok Leányfalu közelében. A citromsárga horizont a Kiscelli Agyag teteje, a vetőket pirossal jelöltük

Figure 12. Tilted blocks near Leányfalu. The yellow horizon is the top of Kiscelli Clay Fm., the faults are marked by red lines



13. ábra. A Gázló 02/99-es egysatornás szelvény értelmezetlen (felül) és értelmezett változata (alsó ábra) (Tóth 2003)

A szelvény nyomvonalát a 16. ábrán látható. Az alsó ábrán kék szín jelzi a Duna vizét, zöld a recens folyami üledékeket, világosbarna pedig az oligocén rétegsort. A jelzett horizontális méter skála hozzávetőleges, a szelvény mentén kissé torzulhat, a fővén ugyanis időre, és nem távolságra történt. A hajó ugyanakkor folyásirányban lefelé közel egyenesen és egyenletes sebességgel haladt, így jelentős torzulás nem lépett fel. A megjelentett szeizmikus szelvény túlmagyasztása mintegy 15-szörös, a vertikális torzulás nélküli értelmezés a két szelvény között, közepesen látható. Az amplitúdó szerint színezett felső szelvényen jól azonosíthatóak a fordított polaritású reflexiók, amelyek olyan réteghatárokat jeleznek, ahol a felső réteg az alatta levőnél nagyobb akusztikus impedanciával rendelkezik. Ez az eset áll fent például akkor, amikor agyagrétegre keményebb homokkő települ, ahogy az az oligocén rétegsorra több helyen jellemző

Figure 13. The raw (above) and the interpreted (below) Gázló 02/99 single-channel seismic section (Tóth 2003)

The location of the section is shown on Figure 16 a). In the figure below, blue shows the recent fluvial deposit and light brown shows the Oligocene sequence. The horizontal metre scale is approximate; it can be distorted since the shooting was according to time, not distance. However, the boat went straight and with an almost constant speed downstream, thus considerable distortion did not happen. The vertical exaggeration of the section is fifteen fold; the interpretation without the vertical distortion can be seen in the middle. The reflections having reverse polarity can be identified easily on the section above, which is coloured by the amplitude. They show us boundaries where the upper layer has higher acoustic impedance than the layer below. This is the case when stiffer sandstone is deposited onto a clay layer, which is not unusual in the Oligocene sequence

Amennyiben a térképezni kívánt tektonikai vagy rétegtani elemek mind a többszatornás, mind pedig az egyszatornás szeizmikus mérésekkel leképezhetők, ott elegendő egy hosszanti irányú többszatornás szelvényvel leképezni a mélyebb rétegeket, majd ezt követően a felszínközeli tartományt egyszatornás mérésekkel vizsgálva elvégezhető a térbeli kiterjesztés. Fontos, hogy az egyszatornás szelvények kereszt- és hosszirányú szelvényhálózata kellően sűrű legyen ahhoz, hogy a jellemző szerkezeti elemeket az egyes szelvények között is korrelálni tudjuk, így a kiértékelés során elvégezhető nemcsak a réteghatárok, de a vetők térbeli térképezése is. A térképezett réteghatárok alapján számítható a dőltségi rétegek csapás és dőlésiránya is, melyek kiszámításához a következő lépéseket végeztük el:

1. A mederfenék, a folyami üledékek bázisának, valamint a vizsgált réteghatárnak a kijelölése a szeizmikus szelvényeken

2. Az egyes réteghatárok mentén a kétutas futásidő mélységgé történő konvertálása (A felhasznált sebességek víz esetén 1500 m/s, folyami üledékek esetén 1700 m/s, idősebb rétegekre pedig 2000 m/s)

3. A számított réteghatárra dőlési sík illesztése és ennek a síknak a paramétereiből dőlés- és csapásértékek számítása.

A módszer alkalmazásának legfontosabb feltétele, hogy az egyszatornás szelvények behatolása elegendően nagy legyen ahhoz, hogy a többszatornás szelvényvel leképezett geológiai elemeket vizsgálni tudjuk vele. Ez folyami környezetben praktikus azt jelenti, hogy a recens folyami üledék vastagságánál nagyobb legyen a szelvények behatolása. Ez a feltétel a tektonikus emelkedő térszínnek felett szinte majdnem minden esetben teljesül.

Ilyen terület Budapesttől É-ra, Dunakeszi térsége, valamint ugyancsak fiatal vetőkkel tagolt terület a Göd menti Duna-szakasz, mely vetőkről korábban már többen is említést tettek (PÁVAI VAJNA 1941, PÉCSI 1959). (A teszterületek helyszínrajza 4. ábrán található). Továbbá e területek vizsgálata mellett szól, hogy más geofizikai adatokból, így a térség Bouguer-anomália térképéből DK-ÉNy-i irányítottság vehető észre, így a vetők irányára is lehetnek sejtéseink.

A területen mért, amplitúdó szerinti színezett többszatornás szelvény (az 1996-os főági szelvény) látható a 14. ábra alsó részén, míg az ábra felső részén a három téglalapban a jelzett szakasz felett mért egyszatornás ultra-nagy felbontású szelvényrészletek láthatóak.

A Duna recens üledéke mindhárom esetben elég vékony ahhoz, hogy lehetséges a fekéjében található idősebb rétegek leképezése is. A bal oldali részlet egy vetőzóna felett készült, a középső egy kibillentett, de nyugodt szakasz felett mérődött, a jobb oldali részlet pedig egy markáns vető felső részét képezi le.

Az első teszterület a Duna 1661,5 és 1663 folyamkilométere között található. Ez a folyószakasz a Bouguer-anomália térképen (SZABÓ et al. 1998) jelentkező ÉNy-DK irányú negatív anomália, PÁVAI VAJNA (1941) által dunakeszi gravitációs depresszióknak hívott terület déli peremén található. A gravitációs adatokon túl a felszín morfológiájá-

ban, vízálózatában is észlelhető ez a csapásirány. A szakasz 1996-os többszatornás szelvényén (14. ábra alsó szelvény, 440–780 CDP pontok között) is jól látható, hogy a recens üledékek alatti rétegsor erősen tektonizált, sejthető, hogy a törések irányítottsága is ezzel az iránnyal korrelál. Ezt kívántuk ellenőrizni a 2000-ben lemerített egyszatornás szelvényhálózattal. A szelvények helyszínrajza a 15. ábra a részén látható. A többszatornás szelvény helyét a lila vonal jelzi, az egyszatornás szelvényhálózat pedig a piros vonalak mutatják.

A területen mért egyszatornás szelvényhálózaton több szelvényen is sikerült azonosítani a többszatornás szelvényen értelmezett vetőket, így meghatározhatóvá vált ezek Duna alatti szerkezete és csapásiránya. A 15. ábra b részén látszik az egyes szegmensek korrelációjának eredménye. A vastag lila vonal jelöli a fővetőket, míg a vékonyabb vonal az általunk másodrendű szerkezeti elemként azonosított ágakat.

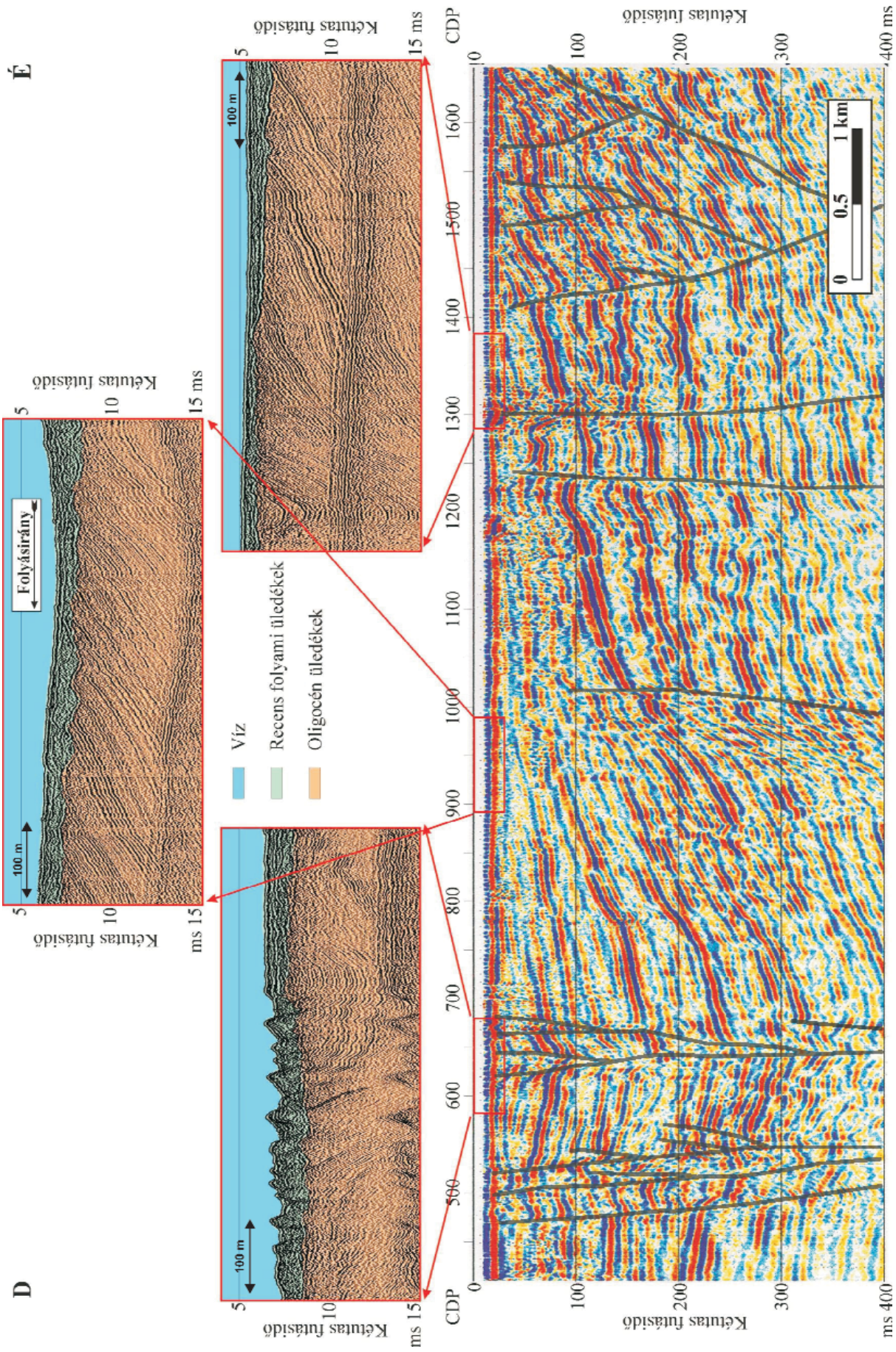
A törésrendszer mellett olyan jellegzetes reflexiókat is kijelöltünk, melyek több egymást keresztező szelvényen is azonosíthatók voltak. 6 ilyen réteget térképeztünk, melyek együttesen közel lefedik a kutatási területet. Térképi megjelenítésük a 15. ábra b részén látható.

A térkép alapján a csapásirány és a dőlés változásai is ránézésre megállapíthatók, emellett azonban három réteghatárnál, melyek jól közelíthetőek voltak egy síkfelülettel, elvégeztük a sík illesztését is, mely egyenletének paramétereiből kiszámítottuk a rétegdőlés irányát és a dőlés mértékét. Fontos megjegyezni, hogy a számított dőlés mértékét nagyban befolyásolja a feltételezett akusztikus sebesség mértéke. Azt recens folyami üledékek esetén 1700 m/s-nak, idősebb rétegekben pedig 2000 m/s-nak választottuk, azonban ezek egyes rétegek esetén alulbecsültek lehetnek, így a valódinál kisebb kapott dőlésértékeket számíthattunk.

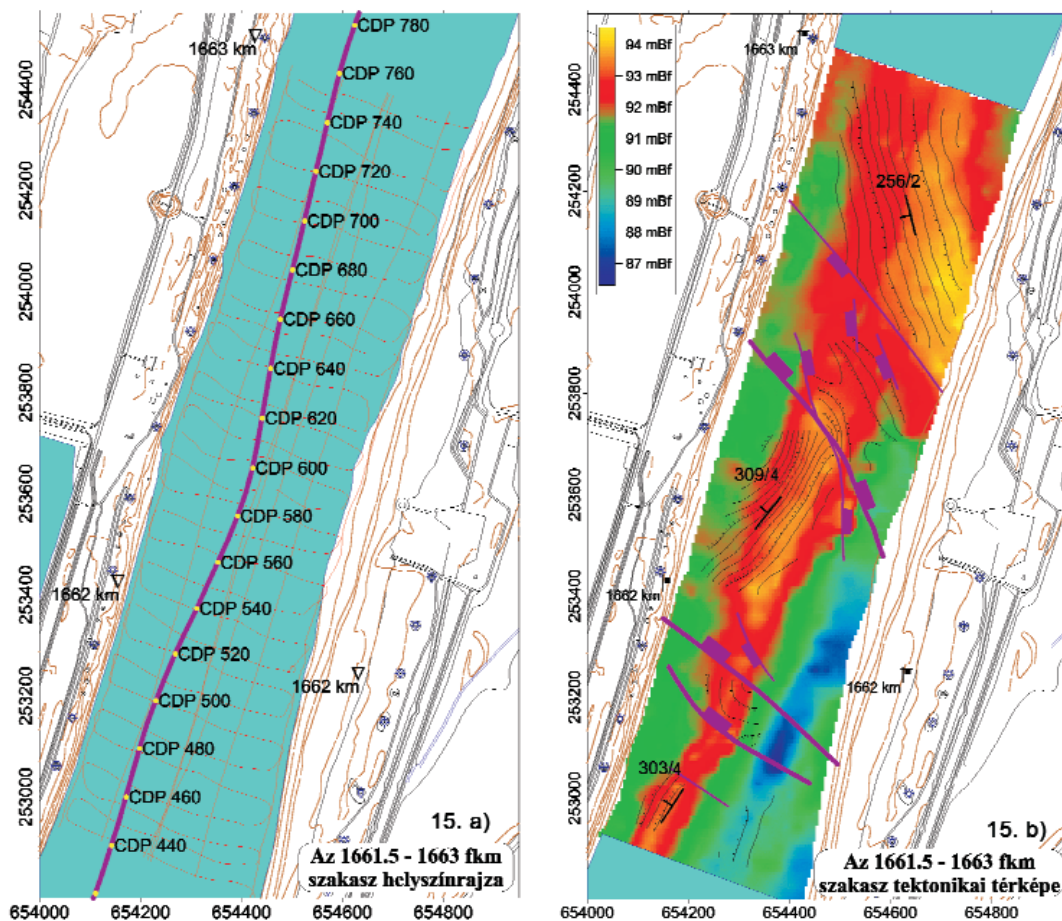
A térkép északi részén egy NyDNy-ias, szinte teljesen sík felület vehető észre, melyet délről egy vető választ el egy ÉNy-DK tengelyirányú szinklinális szerkezettől. Ez a szinklinális valószínűleg a közrefogó, ellentétes dőlésű vetőkkel kapcsolatos és vetőkapcsolt redőnek (fault-related fold) tekinthető (FAULDS et al. 2002). Dél felé továbbhaladva a rétegek dőlése Ny-ÉNy-ias irányúra fordul és meredekebbé is válik (4°). Ez a dőlésszög a terület déli végén számított értékkel is megegyezik, annak ellenére, hogy attól több vetőzóna is elválasztja.

A térképen a korábban említettek túl ábrázoltuk még a folyami üledékek bázisát is. Figyelemre méltó, hogy a területen 7 méteres szintkülönbség van a két szélsőérték között, ami meglepően nagy relief, különösen azt tekintve véve, hogy a Duna az általa erodált felszínre rakja le az üledékét. A talpfelület morfológiája a középső vetőnél változik meg jellegzetesen, ugyanott, ahol a rétegdőlés szöge is különbözött a két oldalon. Ettől D-re a folyásiránnyal párhuzamos kiemelt gerinc látható, valószínűleg egy ellenállóbb rétegcsoport. Ebben a morfológiában a déli vetőzóna sem okoz változást, mint ahogy a dőlésszög is megegyező volt annak két oldalán.

Érdemes összevetni a déli és az északi vetőzónát. Az északon látványosan megváltozik a morfológia és a blokkok dőlése, így a vizsgált szerkezet tektonikai eredetűnek



14. ábra. A Duna-II/1996 jelű többsatornás (alsó ábra, a fekete vonalak az értelmezett vetőket jelölik) és egysatornás (felső kis ábrák) szeizmikus szelvény részletei (Tóth 2003 nyomán)
 Figure 14. Sections of the Duna II/1996 multi-channel (below, the black lines show the interpreted faults) and some single-channel seismic profiles (above) (modified after Tóth 2003)



15. ábra. Az A teszterület helyszínrajza és eredményei

a) A Duna 1661,5 és 1663 folyamkilométer közötti szakaszán végzett szeizmikus mérések helyszínrajza (Tóth 2003). A lila vastag vonal jelzi az 1996-os többcsatornás szelvény nyomvonalát, sárga pontokkal megjelölve minden huszadik CDP helyét. A vékony piros vonal pedig a 2000-ben lemért egycsatornás hálózat. b) A kutatási területen észlelt vetők korrelációja (lila), valamint a térképezett reflexiók felszíne (méterenkénti szintvonalakkal és eséstűskékkel jelölve) és a belőlük számított rétegdőlések (dőlésirány/dőlésszög formájában). A színes megjelenítésű térkép a folyami üledékek bázisát mutatja

Figure 15. Map of the surveys and the results of Test area A

a) Measured seismic sections between the 1661.5 and 1663 river kilometre (Tóth 2003). The thick purple line shows the multi-channel section measured in 1996, with yellow dots marking every 20th CDP. The thin red line shows the one channel seismic section net measured in 2000. b) Correlation of the observed faults (purple lines), the mapped horizons (marked with 1 m interval contour lines) and the calculated direction/angle of the dip on the research area. The coloured map shows the base of the fluvial deposit in metre above the level of the Baltic Sea. Both maps are in the Hungarian EOVS coordinate system

tekinthető. Délen ugyanakkor a folyásiránnyal párhuzamos ellenálló rétegcsoporthoz találhatunk. Ez szerkezeti irányt egyértelműen nem jelöl, így következképpen a kialakult morfológia a Duna eróziójának következménye.

A többcsatornás szelvény és az egycsatornás szelvényháló korrelációjából egyértelműen levonható az a következtetés, hogy a vetők számított dőlés- és csapásirányai jó egyezést mutatnak a korábbi vizsgálatokból (ELEČKO et al (1998), BADA et al. 2000) valamint a felszíni morfológiai elemekből szembetűnő ÉNy–DK-i irányval.

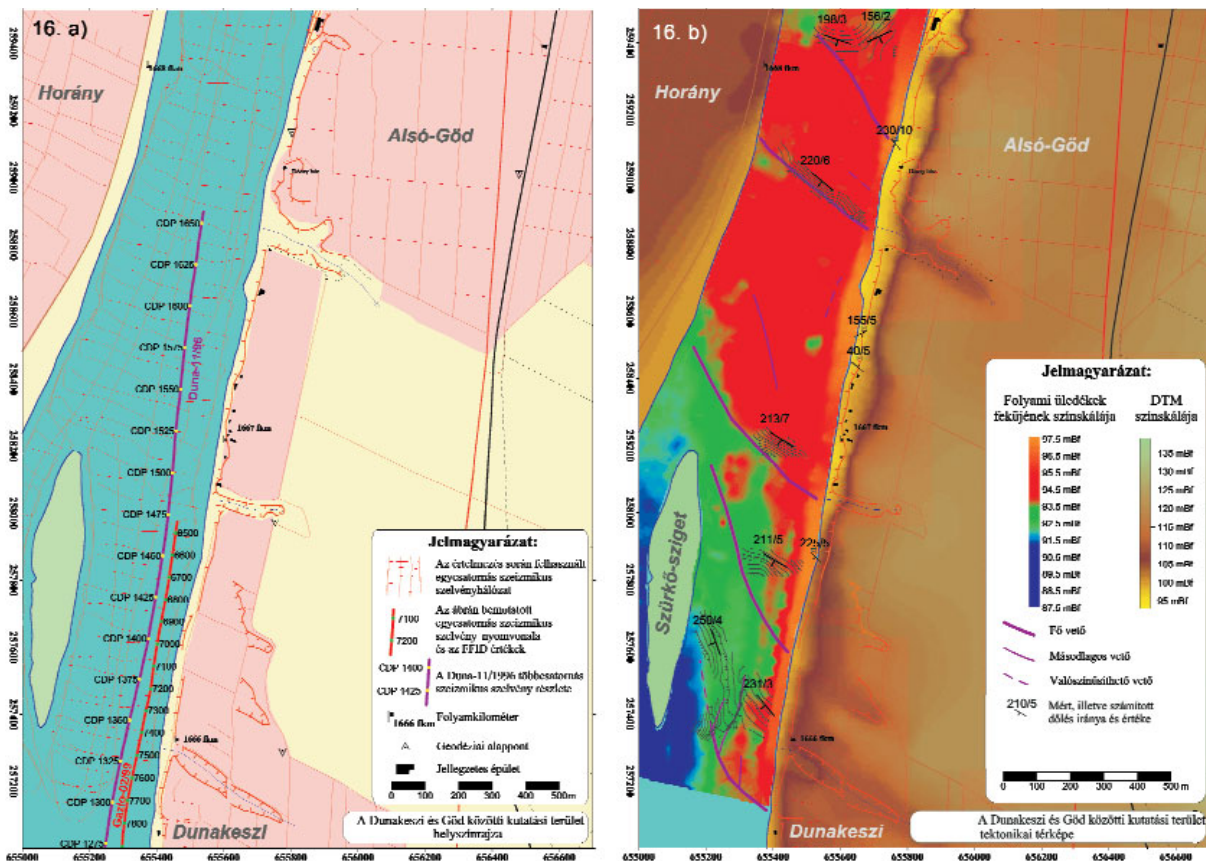
A másik teszterület (16. ábra, a) a korábban említett ÉNy–DK-i negatív Bouguer-anomália északi peremén található, Dunakeszi és Göd között. A terület érdekessége, hogy a Duna bal partján alacsony vízállásnál több helyen felszíni kibúvásokban figyelhető meg a recens folyami üledék bázisa, így a mérést terepi megfigyelésekkel és dőlés-mérésekkel is ki tudtuk egészíteni.

A többcsatornás szelvény itt is a már korábban bemutatott

Duna-11/96-os, egycsatornás szelvényháló pedig a helyszínen folytatott többéves mérésorozat eredménye. Már 1996-ban, a többcsatornás méréssel együtt egy egycsatornás felvétel is készült, majd 1998 októberében két, a bal parthoz közel eső szelvényt mértünk. Az ELTE Geofizikai Tanszékének 1999 nyarán itt zajlott terepgyakorlata újabb szelvényekkel gazdagította az adatbázist, végül az egész terület szisztematikusan, mind kereszt- mind folyásirányú szelvények mentén történő felmérése 2001-ben történt meg.

A Duna-11/96-os szelvénynek a CDP 1275–1655 közötti szakasza esik a területre (sajnos az 1655 utáni szakasz hiányzik a felvételből), amit a 14. ábra alsó felén láthatunk. Itt több olyan vető is látszik, amelyek az egycsatornás felvételeken is azonosíthatóak. A szelvények alapján készült tektonikai térképet a 16. ábra b része mutatja.

A folyó ezen szakaszán több ÉNy–DK csapásirányú vetőt azonosítottunk. Az értelmezés során térképezett vetőket 3 részre osztottuk, vastag lila vonallal a több szelvényen azo-



16. ábra. Az B teszterület helyszínrajza és eredményei

a) A második teszterület helyszínrajza (Tóth 2003). A lila vastag vonal jelzi az 1996-os többszaloms szelvény nyomvonalát, sárga pontokkal megjelölve minden huszadik CDP helyét. A vékony piros vonal pedig a 2000-ben lemért egyszaloms szelvény hálózata. b) A kutatási területen észlelt vetők korrelációja (lila), valamint a térképezett réteghatárok és a belőlük számított rétegdőlések dőlésirány/dőlésszög formájában. A színes megjelenítésű térkép a folyami üledékek bázisát mutatja a Balti-tenger szintje feletti értékben megadva és színezve. Eltérő színskálával a felszíni domborzat tengerszint feletti magasságát is ábrázoltuk 10 méteres DTM adatok alapján)

Figure 16. Map of the surveys and the results of Test area B

a) The map of the second research area (Tóth 2003). The thick purple line shows the multi-channel section measured in 1996, with yellow dots marking every 20th CDP. The thin red line shows the single-channel seismic section net measured in 2000. The map is in EOV coordinate system. b) Correlation of the observed faults (purple lines) and the mapped horizons with the calculated direction/angle of the dip on the research area. The coloured map shows the base of the fluvial deposit in metres above the level of the Baltic Sea. The map is in the EOV coordinate system

nosított, jelentős (méteres vagy többméteres) elvetést mutató vetőket, vékonyon a szerkezeti szempontból másodrendű vetőket jelöltük, a szaggatott vonalak pedig a bizonytalan, esetleg csak egy szelvényen azonosítható vetőket jelölik.

A terület déli részén (a Szürkő-szigettől keletre) a vetők egy jól rétegzett, puha agyagos képződményben, illetve annak határán haladnak. Valószínűleg ennek az agyagnak a kisebb ellenállása eredményezte azt, hogy a Duna itt korábban mélyebb medret tudott magának kivájni, ma ugyanis a dunai üledékek bázisa ezen a szakaszon több méterrel mélyebben található, mint a terület középső és északi részén.

1667-es folyamkilométerhez közeledve egy kiemelt helyzetű blokk jelenik meg, melynek határa szerkezeti kontrollált. Ettől északra a recens folyami üledékek vastagsága elhanyagolhatóvá válik, helyettük közvetlenül az oligocén rétegek alkotják a meder fenekét. Ez a kiemelt helyzetű rétegsor — amelyet a Duna is csak nehezen tud erodálni — jelentheti a hajózást is megnehezítő gödi gázló magyarázatát.

A felszíni geomorfológia jellegzetes irányai jól korrelálnak a mélyebben azonosított szerkezetekkel, ahogy erre

már ROZLOZSNIK (1936) utalt. Jól látható, hogy a Dunaparra lefutó völgyek iránya jól egyezik a törésszerű szerkezetek és a megfigyelt dőlések irányával, emellett sok esetben a konkrét korreláció is felfedezhető. Ilyen például az 1667 fkm-től délre a Dunába folyó patak folytatásában jelentkező vető és reflexió, mely markáns változást jelent a területen. Másik hasonló példa az 1667.5 fkm-nél levő patak.

A vetők kora a folyami üledékek és az oligocén rétegsor közötti nagy üledékhézag miatt bizonytalan, azonban a PÁVAI-VAJNA (1941) által említett vető (mely térképvázlatai alapján a 1667 fkm-től délre fekvő vetővel azonos) megfigyelései szerint a felső-pleisztocén városi dunakavics rétegeit is érinti. Valószínű tehát, hogy a vetőnek lehetett kvarter aktivitása is, hiszen a dunai kavicsrétegeket és felszíni geomorfológiai elemeket is befolyásol. Ugyanakkor az is valószínű, hogy a vetők már a miocénben aktívak voltak, és elvetésük egy része már akkor létrejött. A vetők iránya alapján a fő szinrift fázisra gondolhatunk, amely FODOR et al. (1999) szerint a kárpáti-kora badeniben (15–18 M éve) mehetett végbe.

Diszkusszió

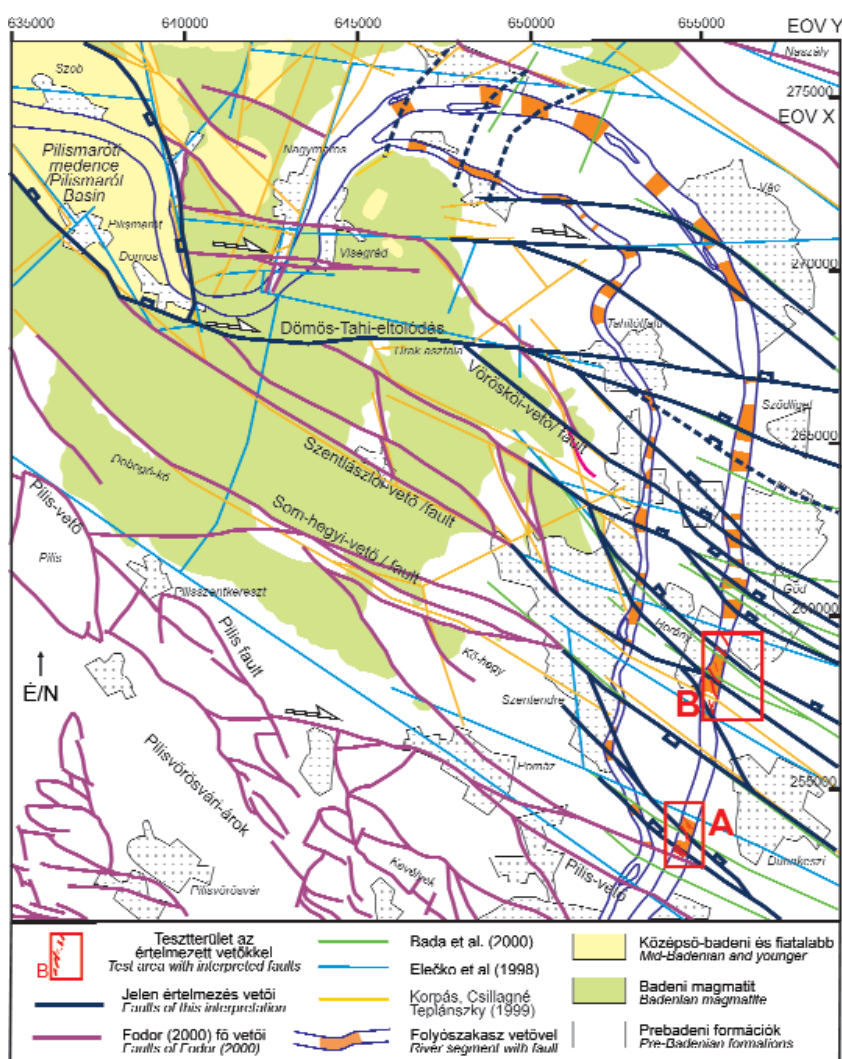
A többszörös szelvények alapján a Duna alatt számos szakaszon határoztunk meg vetőkkel szabdaltságot. A Duna alatti vetőket korreláltuk a korábban készült földtani vagy speciális térképekkel (BALLA & CZAKÓ 1978, ELEČKO et al. 1988, KÖRPAŠ & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999) és FODOR (2000) kéziratban nem publikált térképével. Az értelmezett vetős folyószakaszok, a korábbi eredmények, valamint az egyszörös szelvényekből meghatározott vetőzónák alapján pontosítottuk a Duna alatt haladó vetők helyét, valamint új töréseket is berajzoltunk, ezeket sötétkék szaggatott vonallal láthatjuk. A felszíni vetők esetében a morfológiát, illetve BALLA & CZAKÓ (1978) térképezési elvét, a vulkanitok talpfelületét követtük. Ezen munka után állt elő a vetőminták, amely a Duna alatti szerkezeteket összeköti felszínen nyomon követhető vetőkkel és így egy az eddigieknél teljesebb szerkezeti képet ad (17. ábra).

A korábban készült földtani vagy speciális tektonikai térképekkel összevetve (17. ábra) több helyen találunk egyezést, ugyanakkor eltérések is észrevehetőek: ezek nem mindegyike adódhat a területi rendszerek közötti váltásból, illetve a térképek torzításából, hanem eltérő szerkezeti értelmezést mutatnak. Világos azonban, hogy a Duna alatti szerkezetek megítélésében a szeizmikus szelvények szerepe elsődleges, így a korrelációt ezek alapján végeztük el.

Az új térképet érdemes összevetni a terület Bouguer-anomália térképével (SZABÓ et al. 1998, 18. ábra), amellyel együtt több megfigyelés is tehető. A terület DNy-i részén pozitív anomália jelenik meg, melynek markáns pereme a Pilis-vetővel esik egybe. Az anomáliaváltozást a nagy sűrűségű triász kőzetek okozzák, amelyek a vonal mentén északra felül emelkednek a mélybe. A vizsgált dunai szelvények a Pilis-vetőtől csak északra kezdődnek, így azt nem képezik le. Bár nagy vonalakban a vető lefutása megegyezik mind ELEČKO et al. (1998), mind BADA et al. (2000) térképéről ismert vetőkkel, de a felszíni térképek (BALLA & CZAKÓ 1978, FODOR 2000) és a vízi szeizmikus szelvények részletesebb és pontosabb képet adnak (17. ábra). DUDKO et al. (2000) munkájában a Pilis-vető a paleogénben balos eltolódás lehetett, míg FODOR et al. (1999) feszültségadatai alapján a miocén szinrift fázisban normálvetőként működhetett.

Az A mintaterületen a Pilis-vetővel párhuzamos kisebb vetőket sikerült azonosítani. Ezek kapcsolódhatnak a BALLA & CZAKÓ (1978) térképén a pomázi Kő-hegy és a Dobogókő előtt hosszan húzódó Som-hegyi-vetőhöz, azonban a köztes terület adathiányos (17. ábra).

Az A és a B terület között, Dunakeszi térségében egy jelentős anomália látszik, környezetéhez képest kiemelkedően alacsony értékkel, melynek fő oka a mezozoos kőzetek nagy mélysége. Az anomália középpontjában egy markáns vető található, ami azonban a többi értelmezett vetővel ellentétben látszólag nem éri el a felszínt. A vető nyomon követhető a Szentendrei-Duna szelvényén is, iránya megegyezik az anomália ÉNy–DK-i irányítottágával. Ugyancsak ilyen irányítottágú a térképen a területtől északra kirajzolódó gödi aljzatmagaslat is. Ennek déli részén, Horány és Göd környékén több vetőzónát azonosítottunk (részben a B minta-

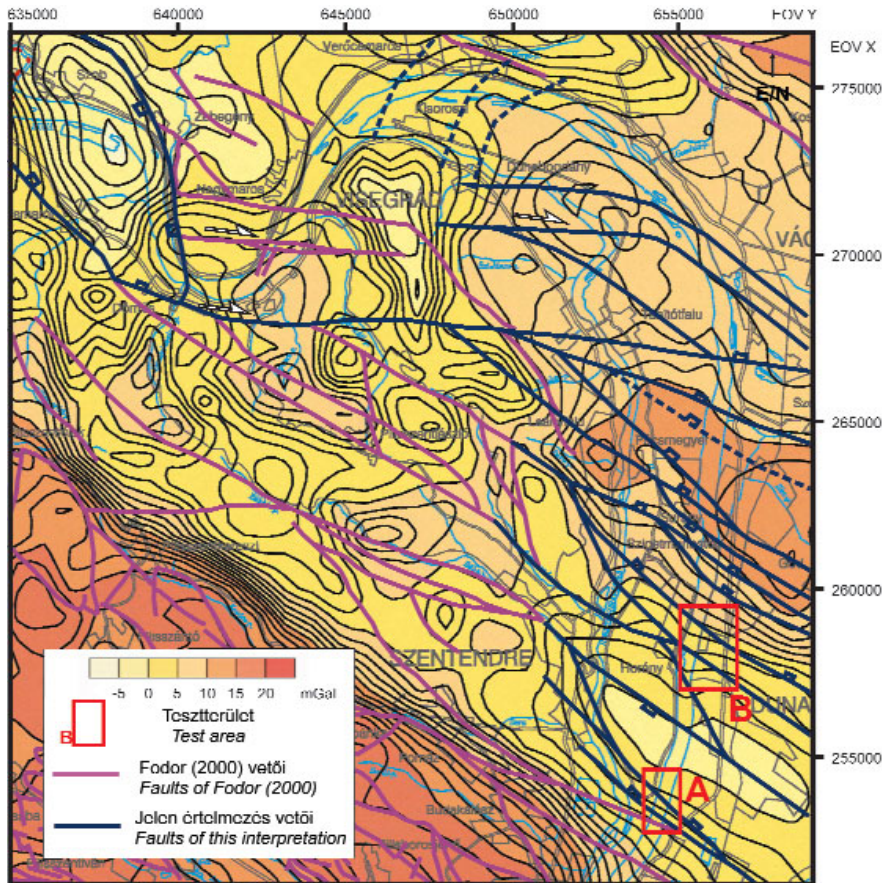


17. ábra. Új eredmények összehasonlítása a korábbi tektonikai térképekkel (KÖRPAŠ & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999, ELEČKO et al. 1998 [DANREG], BADA et al. 2000)

A Duna alatt általunk azonosított vetők, valamint FODOR (2000) vetőmintája (lila vonalak) együttesen alkotják az általunk javasolt szerkezeti mintázatot. Az eltolódás jellel nem jelölt vetők normál kinematikájúak

Figure 17. Comparison of our results and the previous tectonic maps (KÖRPAŠ & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999, ELEČKO et al. 1998 [DANREG], BADA et al. 2000)

The faults mapped below the Danube (blue lines) and the faults of FODOR (2000, purple lines) together constitute the complete fault pattern of the entire area. Faults not indicated by strike-slip signs are normal faults



18. ábra. A terület Bouguer anomália térképe (SZABÓ et al. 1998), sötétkék színnel az általunk meghatározott vetők, valamint a teszterületek helyszínrajza

Figure 18. The Bouguer Anomaly map of the area (SZABÓ et al. 1998), dark blue lines show the suggested faults and the red rectangles show the two test areas

terület részletes szerkezeti térképezésével), melyek egy részre megjelenik BADA et al. (2000) elemzésében is; munkánkban az eddigiekhez képest több vetőt sikerült azonosítani. Az is látható, hogy leképezésünk eltér ELEČKO et al. (1998) térképétől, amelyen egy NyÉNy–KDK-i csapású vető jelenik meg, mely a mi vető-korrelációnkban nem lép fel. Nyugat felé, a vetők kapcsolódnak a Visegrádi-hegység vulkanitjaiban megfigyelhető vetőkhöz (KORPÁS & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999), míg tovább nyugatra a Szentlászlói-vető vagy az Urakasztala vetői felé kereshető a kapcsolat (17. ábra), bár nem feltétlen kell teljesen folyamatos vetőkre gondolni.

Gödön belül több vetőzónát azonosítottunk és korreláltunk a két Duna-ágon keresztül. Ezek a vetők feltehetőleg a Göd-magaslat déli oldalát határolják le. Göd északi részén halad át a Vöröskői-vető, amely a névadó csúcstól keletre húzódik: ezt BALLA & CZAKÓ (1978) a miocén vulkanitok feküszintjének elmozdulása alapján azonosította (17. ábra). Innen Sződligetig–Tahitótfaluig további 3 vetőág jelenik meg, amelyek feltételezésünk szerint egy K–Ny nagyobb vetőbe kapcsolódnak. A Duna főágában a vetőket BADA et al. (2000) is azonosította. A Szentendrei-ágban, közvetlenül Tahitótfalutól délre húzódó vetőágot BALLA & CZAKÓ (1978) az Urakasztaláig jelölte, de FODOR (2000 nem publikált térkép) nyugat felé egészen Dömösig húzta az ELEČKO et al. (1998) térképén jelölt

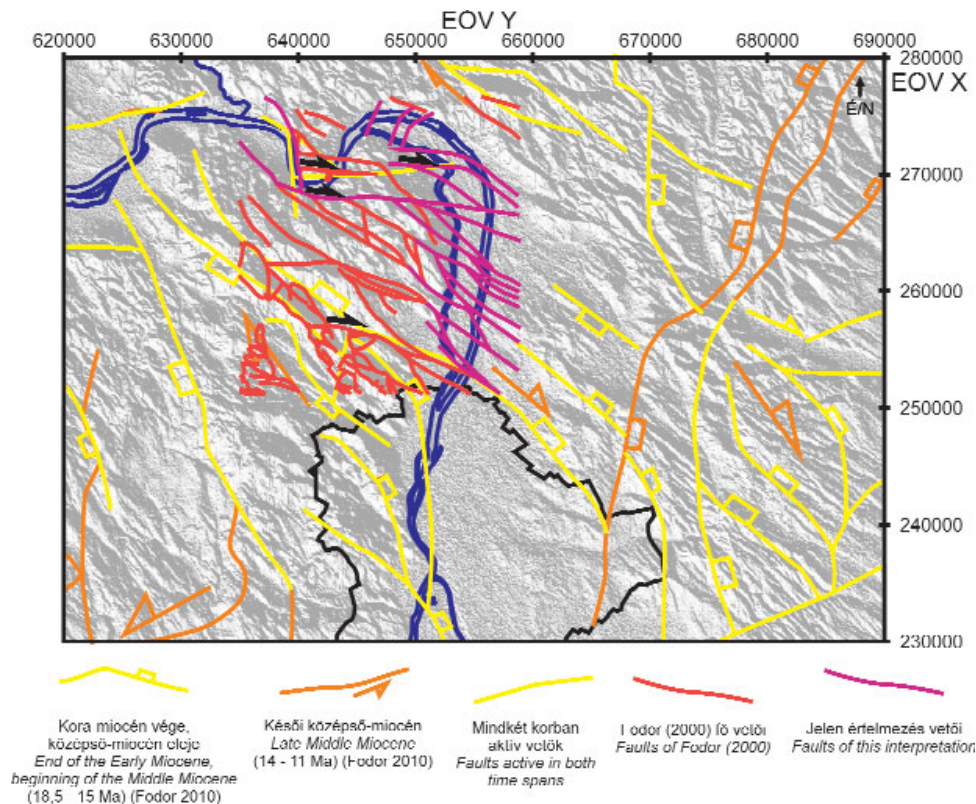
vetőtől kissé délre. A vető lefutását az Urakasztala vulkanit-tömbjének feküfelszíne jelöli ki. A térképen Dömös–Tahi-eltolódásként jelöltük (17. ábra). A feszültségadatok alapján jobbos eltolódással számolhatunk; hasonló irányú eltolódást kissé északabbra BENCE et al. (1991) is észlelt. Dömöstől nyugatra az eltolódás folytatása ÉNy-ra kanyarodik és a Pilismaróti-medence nyugati peremvetőjét adja (17. ábra).

A szeizmikus értelmezésünk további szakasza már jelentősebb bizonytalansággal rendelkezik. Vác környékén a környező vetők a korábban látott ÉNy–DK-i csapásiránnyal rendelkeznek (egy ilyen vető mentén emelkedik ki a közeli Naszály), így véleményünk szerint valószínűleg a Duna alatt értelmezett vetők is ilyen irányúak. ELEČKO et al. (1998) térképe itt egy hosszú, Ny–K-i vetőt jelöl, mely Nagymaros felől halad: lehetséges, hogy a Duna alatti vetők erre kapcsolódnak rá (17. ábra).

A Szentendrei-sziget északi része nem túl széles, a Duna két ága viszonylag közel helyezkedik el egymáshoz; ennek ellenére a két szeizmikus szelvény ezen a területen nehezen korrelálható egymással. A blokkok rétegdőlése, valamint a vetők alakja is változó mindkét ág alatt. Az értelmezett vetőzónákat bizonytalan lefutású ÉÉK–DDNy-i csapásirányú vetőkkel korreláltuk, mivel ilyen irányú törésekre utalhatnak a KORPÁS & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY (1999) által a Duna partján jelzett vetők, valamint a Bouguer-anomália térkép izovonalai is (17. ábra).

Nagymarostól délre húzódik az a K–Ny-i csapású jobbos eltolódás, amit BENCE et al. (1991) rögzített a Duna medrében. Ez a vető párhuzamos a Dömös–Tahi eltolódással és azzal megegyező szerepe van. A dömösi kanyarnál egy É–D-i vető alkotja a Pilismaróti-medence keleti peremvetőjét a vulkanitok és a kissé fiatalabb badeni üledékek között, ezt szeizmikus szelvényeink jól leképezték (9. ábra). A medence délnyugati peremvetőjét a Dömös–Tahi-eltolódás ÉNy-ra kanyarodó szegmense adja (17. ábra). A csapásváltás valószínűleg kinematikai változással is együtt járhat, azaz a jobbos eltolódás normálvetővel kombinálódik. A medence kinyílásában tehát normálvetők és eltolódások játszottak közre.

Az eredményeinket FODOR et al. (1999) és FODOR (2010) regionális elemzésével összehasonlítva (19. ábra) jól látszik, hogy a Duna alatt és annak környezetében javasolt



19. ábra. Az általunk javasolt vetők (piros) regionális tektonikai térképen (FODOR 2010 nyomán módosítva). A háttérben a térség digitális terepmmodellje (SRTM) látható

Figure 19. The suggested faults (red) on a regional tectonic map (modified after FODOR 2010). The background is the area's digital elevation model (SRTM)

vetők a környező jelentős vetőkkel összhangban vannak. Leginkább a szinrift, ÉNy–DK-i csapású regionális vetők azok, melyek a Duna alatt is megjelennek, illetve tükröződnek kisebb szerkezeti elemek formájában. A K–Ny csapású eltolódások is beleillenek e képbe, ha figyelembe vesszük, hogy a feszültségállapot helyileg vagy időlegesen extenzióból eltolódásos jellegűvé vált, miközben a széthúzás iránya ÉK–DNY-i maradt. Ilyen kinematikai változás a Dunántúli-középhegységben is ismert.

E vetők működése a kora-miocén végétől a késői középső-miocénig történt, vagyis egykorú a Pannon-medence riftesedésével. A Duna alatti szelvényeken nem, de a közvetlen felszíni szerkezeteknél látható, hogy azok metszik a kora-badeni vulkanitokat. A Pilismaróti-medencében pedig a medencekitöltő üledékek szinszediment badeni deformációt igazolnak, vagyis, a szinrift deformáció a badeni alatt működhetett. Pontosabb korolásra a medence üledékeinek pontos korának ismerete adhatna lehetőséget.

FODOR (2010) elemzésében elkülönít egy késő-badeni-szarmata fázist, melynek feszültségtengelyei csak kis mértékben térnek el a korai szinrift fázisától. Ekkor a széthúzás kb. K–Ny irányú volt, és az ÉNy–DK-i vetők kinematikája jobbos eltolódás lehetett (19. ábra). A Duna alatti adatsorral ezt a kis kinematikai változást nem tudtuk egyértelműen lekövetni, még ha eltolódásra utaló nyomokat fel is ismerünk. Lehetséges, hogy a közel É–D-i, a Szentendrei-sziget északi végén sejthető vetők már ehhez a fázisokhoz tartoz-

nak, azaz középső-badeni utániak (FODOR et al. 1999). Azonban ennek igazolása további vizsgálatokat igényel. A vetők néhány esetben valószínűleg ma is aktívak, ahogyan arra az egycsatornás mérésünk eredményei és a geomorfológia is utal Göd és Dunakeszi között (16. ábra). Az esetleges neotektonikai reaktiváció kinematikája azonban nem vált ismertté.

Következtetések

A cikk a Szentendrei-sziget és a Dunakanyar példáján keresztül bemutatta, hogy a folyóvízi szeizmikus szelvények olcsó és hatékony módszert jelentenek bizonyos területek földtudományos megismerésénél. A szeizmikus szelvények által a korábbi szerkezeti térképek pontosíthatókká váltak, mivel a Duna-mederből új földtani információhoz jutottunk hozzá. Mindazonáltal a vetők korrelációja még így is hordoz magában bizonytalanságot, mivel a Duna ágak messze vannak egymástól. A vetők valódi csapásirányát és dőlésszögét csupán többcsatornás szelvények alapján nem lehetséges meghatározni. Ehhez egy kombinált módszerre volt szükség: a többcsatornás, nagyobb behatolású szelvényeket sűrű hálóban mért egycsatornás mérésekkel kombináltuk. Így mind a vetőkre, mind a réteghatárookra valós csapásirányokat és utóbbiakra valós dőlésszögeket kaptunk. A Duna alatti szerkezeti adatokat a felszíni térképekkel kombináltuk

és egybeesést kaptunk a Bouguer-anomália térkép fő elemeivel. A vetőkinematikát a regionális ismeretek alapján vetítettük be. Így előállt egy olyan térkép, mely a terület szerkezeti képét egységesen, a korábbinál részletesebben mutatja. A fő szerkezeti elemek, az ÉNy–DK-i csapású vetők normál, a K–Ny csapásúak jobbos eltolódások lehettek, és a Pannon-medence színrift fázisában, 18–15 millió évek között jöhettek létre. A két vetőirány összekapcsolódik és egységes rendszert alkot. Lehetséges, hogy a középső-miocén végén, és a neotektonikai fázisban is felújultak egyes szerkezeti elemek, de ezek megállapítása további vizsgálatokat igényel.

Köszönetnyilvánítás

A kiterjedt vízi szeizmikus szelvényezést több mérési kampány során valósítottuk meg, amelyek pénzügyi kereteit akadémiai és ipari források biztosították. Ezek közül különösen jelentős volt a Delfti Technológiai Egyetem támogatása. A mérések kivitelezésében és feldolgozásában a Geomega Kft. játszott vezető szerepet. A térképi adatbázis egy része a Fővárosi Vízművek jóvoltából került hozzánk. Ezen cikk megírását az OTKA NK 83400 és K 109255 sz. pályázatok tették lehetővé.

Irodalom—References

- BADA G., DÖVÉNYI P., SZAFIÁN P. & TÓTH T. 2000: A Püspökszilágyi Radioaktív Hulladék Feldolgozó és Tároló (RHFT) telephelyének előzetes neotektonikai reambulációja. Kutatási jelentés az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet megbízásából. — *Kézirat*, Geomega Kft., Budapest.
- BALLA Z. 1977: A Börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. — *Általános Földtani Szemle* **10**, 45–87.
- BALLA Z. & CZAKÓ T. 1978: A Dunazug-hegység fedetlen földtani térképe. In: BALLA, Z. & KÖRÖSI, L.: A Dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. — *MÁFI Évi Jelentése 1978*, 233–238.
- BALLA Z. & KÖRÖSI L. 1980: A Dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. — *MÁFI Évi Jelentése 1978*, 233–238.
- BÁLDI T. 1986: *Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 201 p.
- BÁLDI T. & KÓKAY J. 1970: A kismarosi tufit faunája és a börzsönyi andezitvulkánosság kora. — *Földtani Közlemények* **100**, 274–284.
- BENCE, G., CSÁSZÁR, G., DARIDA-TICHY, M., DUDKO, A., GÁLOS, M., GANGL, G., KERTÉSZ, P., KÖRÖSI, L. & ZIER, C. 1991: Geologische und ingenieurgeologische Beschreibung der Donaustufe bei Nagymaros. — In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, Geologisches Bundesanstalt, Wien, 385–400.
- CSÁSZÁR, G., PISTOTNIK, J., SCHAREK, P., KAISER, M., DARIDA-TICHY, M., NAGY, E., PRISTAŠ, J., HORNIŠ, J., HALOUZKA, R., ELEČKO, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., NAGY, A., VASS, D. & VOZÁR, J. 1998: Surface geological map, 1:100 000 (Danube Region Environmental Geology Programme DANREG). — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CSILLAG G. & MÜLLER P. 2006: Vulkanizmus utáni felszínalakulás Leányfalu környékén (Visegrádi-hegység). — *MÁFI Évi Jelentése 2004-ről*, 261–272.
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. — *Acta Vulcanologica* **7**, 1–13.
- DUDKO, A., PISTOTNIK, J., ELEČKO, M., VASS, D., HÓK, J., VOZÁR, J., NAGY, A. & SEFARA J. 2000: Tectonic map. — In: CSÁSZÁR G. (ed): Danube Region Environmental Geology Programme DANREG — Explanatory Notes. — *Jarbuch der Geologische Bundesanstalt* **142/4**, 493–505.
- DULAI A. 1996: Taxonomic composition and palaeoecological features of the Early Badenian (Middle Miocene) bivalve fauna of Szob (Börzsöny Mts., Hungary). — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **88**, 31–56.
- ELEČKO, M., DUDKO, A., PISTOTNIK, J., VASS, D., HÓK, J., NAGY, A. & SEFARA, J. 1998: Tectonic map, 1:200 000. (Danube Region Environmental Geology Programme DANREG). — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FAULDS, J. E., OLSON, E. L., HARLAN, S. S. & MCINTOSH, W. C. 2002: Miocene extension and fault-related folding in the Highland Range, southern Nevada: a three-dimensional perspective. — *Journal of Structural Geology* **24**, 861–886.
- FODOR L. 2000: A Dunazug-hegység, a Budai-hegység és a Pesti-síkság fedetlen földtani térképe, 1:50 000. — *Kézirat*.
- FODOR L. 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén — módszertan és szerkezeti elemzés. — *Akadémiai doktori értekezés*, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 128 p.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.
- GIDAI L., NAGY G. & SIPOSS Z. 1981: A Dorogi-medence földtani térképe, 1:25 000 (Geological map of the Dorog Basin). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1:500 000 (Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500 000)*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS, J., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A. & SZEDERKÉNYI, T. (eds) 2012: *Geology of Hungary*. — Springer, 236 p.
- HÁMOR G. 1974: A Börzsönyi hegység D-i részének ősföldrajzi vázlata. — *MÁFI Évi Jelentése 1972. évről*, 23–32.
- HÁMOR G. 1997: Főti Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk): *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.

- HORVÁTH F., TÓTH T., MAGYARI O., SZAFIÁN P., BADA G. & DÖVÉNYI P. 1997: Folyóvízen kivitelezett, nagyfelbontású szeizmikus kísérleti mérések végzése a Duna országhatár és Esztergom közötti szakaszán. — *Kézirat*, Geomega Kft. Budapest, **oldal?**
- JÁMBORNÉ KNESS M. 1966: A Szentendre 2. Sz. mélyfúrás földtani eredményei. — *MÁFI Évi Jelentése 1964. évről*, 367–375.
- KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* **110**, Berlin-Stuttgart, 1–14.
- KARÁTSON, D., MÁRTON, E., HARANGI, SZ., JÓZSA, S., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z., KOVÁCSVÖLGYI, S., SZAKMÁNY, GY. & DULAI, A. 2000: Volcanic evolution and stratigraphy of the Miocene Börzsöny Mts., Hungary. An integrated study. — *Geologica Carpathica* **51**, 325–343.
- KARÁTSON, D., OLÁH, I., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E., HARANGI, SZ., DULAI, A., ZELENKA, T., & KÓSIK, SZ., 2007: Miocene volcanism in the Visegrád Mountains (Hungary): an integrated approach to regional volcanic stratigraphy. — *Geologica Carpathica* **58/6**, 541–563.
- KORPÁS L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., HÁMOR G., ÓDOR L., HORVÁTH I., FÜGEDI U. & HARANGI SZ. 1998: *Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez 1:50 000*. — A Magyar Állami Földtani intézet térképmagyarázói, Magyarország tájegységei térképsorozata, Budapest.
- KORPÁS L. & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1999: *A Börzsöny–Visegrádi-hegység és környezetének fedetlen földtani térképe, M=1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- PÁVAI VAJNA F. 1941: Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936–38. évről*, 399–439.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. — *Földrajzi Monográfiák* III. kötet. Akadémiai kiadó, Budapest, 345 p.
- ROZLOZSNIK P. 1936: Csomád, Fót és Váchartyán környékének földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1933–35. évről*, 851–870.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ. & HORVÁTH E. 2005: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ³He kitértességi kor mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **135/3**, 373–403.
- SZABÓ, Z., MEURERS, B., SÁRHIDAI, A., MIKUŠKA, J. & GRAND T. 1998: *Bouguer anomaly map, 1:200 000. (Danube Region Environmental Geology Programme DANREG)*. — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZENTES F. 1949: Összefoglaló jelentés az 1948–49 évi Pestkörnyéki felvételtől. — *MÁFI Évi Jelentése az 1949-es évről*, 11–16.
- TARI, G., BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* **226**, 433–455.
- TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. — *Doktori értekezés*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 135 p.
- Kézirat beérkezett: 2013. 09. 12.