

ZÁRÓJELENTÉS

Szakmai beszámoló a

TECTOP-Magyarország

Jelenkori deformáció és tektonikus topográfia Magyarország területén: aktív szerkezetek, szeizmotektonikus viszonyok, vízhálózat fejlődés és medenceinverzió dinamikája

című, NK 60445 ny. számú OTKA projekt
keretében elvégzett kutató munkáról

Vezető kutató:

Dr. Horváth Ferenc
ELTE TTK FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

1. BEVEZETÉS: CÉLKITŰZÉSEK, MÓDSZERTAN ÉS ELVÉGZETT VIZSGÁLATOK

A projekt fő célkitűzéseként Magyarország aktív tektonikájának és neotektonikai folyamatainak elemzését és rekonstrukcióját kívántuk elvégezni, kitekintéssel az invertálódó Pannon-medence szerkezeti viszonyaira is. Ennek keretében a pliocén, negyedidőszaki és jelenkori 3D deformációs kép részletes tanulmányozása, térképezése és kvantifikálása céljából egy folyamat orientált kutatási programot dolgoztunk ki. A kutatómunkát több tudományos téma és feladatcsoport köré szerveztük, melyekkel a litoszféra mélybeli és felszínközeli deformációs folyamatainak, valamint azok kapcsolatának és visszacsatolási mechanizmusainak feltárását céloztuk meg:

1) *Neotektonikus szerkezetek rekonstruálása: módszertani fejlesztés és eredmények.* Szerkezeti térképezés céljából nemzetközi szinten is újszerű módszereket együttesen alkalmaztunk abból a célból, hogy felszínközeli, lehetőleg aktív tektonikai jelenségeket azonosítsunk és geometriai sajátosságaikat meghatározzuk; valamint a felszínfejlődés és a neotektonika – igen gyakran közvetett – kapcsolatát tisztázzuk. Számos nagyfelbontású geofizikai és geológiai vizsgálati módszer került alkalmazásra, részben nemzetközi együttműködés keretében. Ezek közé tartoztak a nagyfelbontású szeizmikus mérések alapvetően vízi környezetben és a felszínközeli geoelektromos vizsgálatok is, kiegészítve hagyományos geofizikai, szerkezetföldtani és geomorfológiai adatokkal. A projektet gondosan kiválasztott területeken valósítottuk meg, melyek hazánk legaktívabban deformálódó vidékeit reprezentálják aktívan emelkedő (Dunántúl) és aktívan süllyedő (alföldi területek) térszíneken. Munkánk egyik eredményképpen GIS-alapú szerkezeti katalógust hoztunk létre, amely a rekonstruált szerkezeti és morfortektonikai elemeket tartalmazza.

2) *Tektonikai stabilitás: feszültségi viszonyok és deformációs tér elemzése.* A tektonikai stabilitás elemzésénél kiemelt fontosságú a jelenkori feszültségtér minél pontosabb ismerete. Építve a korábbi, két évtizede zajló vizsgálatok eredményeire, a kőzetfeszültségi adatbázis további fészekmechanizmus meghatározásokkal bővült, köszönhetően az ország központi területeit lefedő mikroszeizmikus monitorozó hálózat működésének. Szeizmotektonikai vizsgálataink segítségével tovább pontosítottuk a Pannon-medence jelenkori deformációs teréről kialakított képünket, főképp földrengések fészekmechanizmusának és ezen keresztül a tektonikai stílus elemzése segítségével, valamint a földrengések és a térképezett neotektonikai szerkezeti elemek geometriai és kinematikai összefüggéseinek rekonstruálásával.

3) *Aktív tektonika és hidrográfia kapcsolata.* Ennek keretében vizsgáltuk a vízhálózat fejlődés szerkezeti kontrollját süllyedő (Alföldi) és emelkedő (Erdélyi-medence) területeken egyaránt. Az alföldi területek (Körösök, Tisza) vízhálózatának és az aktív szerkezetek kapcsolatának vizsgálatában jelentős előrelépést tettünk. Az elemzés során a Habsburg-monarchia második katonai felmérésének térképszelvényeit, nagyfelbontású digitális terepmodelleket és szeizmikus szelvényeket használtunk. Nagyléptékű morfológiai vizsgálatok keretében, hazánkban úttörő jelleggel elvégeztük az Erdélyi-medence folyóhálózatának fraktál-analízisét. A térségben ez idáig egyedüli vizsgálat alapján világossá vált, hogy a jelenkori függőleges kéregmozgások területi különbségei alapvetően befolyásolják a vízfolyások elrendeződését, geometriai viszonyait.

4) *Függőleges és horizontális deformációs folyamatok sebessége.* Az aktív szerkezetek és mozgások korolását, a függőleges és vízszintes kéregmozgások mértékének és sebességének, valamint a felszíni stabilitás becslését korszerű vizsgálatokkal végeztük el. Izotópmérések (kozmosz kitétség kora, termokronológia vizsgálatok, barlangok korának meghatározása), valamint műholdas (GPS) kéregmozgás vizsgálatok továbbfejlesztésének segítségével sikerült hozzávetőleges képet nyernünk a deformációs folyamatok időbeli jellemzőiről. Ennek alapján megállapítható, hogy Magyarország területén mind a vízszintes, mind pedig a függőleges kéregmozgás sebessége mm/év nagyságrendű.

5) *Medence inverzió analóg modellezése.* A Pannon-medence inverzióját kísérő litoszféra-léptékű deformációt és annak topográfiai megjelenését (aktívan emelkedő és süllyedő területek) analóg módon, laboratóriumi körülmények között modelleztük. A kísérleteket a geodinamikai határfeltételek és a GPS-es módszerrel becsült inverziós ütem figyelembe vételével, realiztikus reológiai peremfeltételek mellett végeztük el. Összefoglalásképpen megállapítható, hogy a litoszféra nagyléptékű (kb. 200-250 km-es hullámhosszú) gyűrődése és ezen keresztül a Pannon-medence elsőrendű geomorfológiai stílusa jól rekonstruálható volt.

A hároméves futamidejű projektben a feladatok ütemezése logikus sorrendet követett a rendelkezésre álló adatok begyűjtésétől és rendszerezésétől kezdve a terepi mérések és mintagyűjtésen keresztül a laborméréseken át az értelmezésig, az adatok és eredmények szintéziséig. A (rész)eredmények publikálásával nem vártuk meg a projekt végét, hanem – ahogy azt a közlemények jegyzéke is mutatja – már a projekt kezdetétől fontosnak tartottuk a kutatásaink nemzetközi szintű „láthatóságát”, azaz a konferenciákon történő megjelenést és a különböző fórumokon való publikálást.

2. KUTATÁSI EREDMÉNYEK

A projekt keretében Magyarország és a Pannon-medence aktív deformációs folyamatait és fiatal morfostrukturális fejlődését tanulmányoztuk. Az egymásra épülő feladatcsoportokból álló kutatási program a szerkezeti és felszíni folyamatok különböző aspektusait ölelte fel. A pályázati munkaterv szerkezetét követve az alábbiakban számba vesszük a projekt keretében elvégzett geofizikai, szerkezetföldtani, kronológiai és geomorfológiai vizsgálatokat és adatokat, valamint az azokból levonható fontosabb következtetéseket. Általános érvényű megfigyelésünk szerint hazánkban jelenleg aktív tektonikai folyamatok zajlanak, amelyek megértése és kvantitatív jellemzése nem csak tudományos feladat, hanem a társadalmi kihatásokat tekintve is kiemelkedő fontossággal bír.

2.1. Neotektonikus és aktív szerkezetek rekonstruálása

Hazánkban számos neotektonikus eredetű, részben ma is aktív szerkezet azonosítható, melyek többsége korábbi törések felújulásával jött létre, a jelenkori kőzetfeszültségi viszonyoknak megfelelő kinematikával. Belső geometriájuk rekonstruálása nagyfelbontású geofizikai adatrendszerrel jól megoldható, aminek alapján megszerkeszthető Magyarország területének neotektonikus vetőtérképe. A topográfia és a szerkezetek korrelációjának vizsgálata tanulságos eredményt hozott: a magyar földtan és geomorfológia évszázados problémájában sikerült előrelépést tennünk. Dél-dunántúli szeizmikus szelvények (újra)értelmezése arra enged következtetni, hogy a Dunántúl legmarkánsabb morfológiai bélyege, a sugaras elrendezésű völgyek többsége szerkezetileg nem kontrollált. A „meridionális” (keresztirányú) völgyekkel szemben az ún. „longitudinális” (hosszanti) völgyek szerkezeti preformáltságát azonban számos geofizikai adat valószínűsíti. Ezek ÉK-DNy-i ill. KÉK-NyDNy-i iránya jól egybecseng az aljzat főbb szerkezeti elemeinek csapásával, ami kőzetmechanikai szempontból valószínűsíti ismételt reaktivációjukat. Neotektonikusnak kell minősíteni pl. a Mecsek-alja-, a Balaton-, a Kapos- és a Tamási-vonalakat, és ezen zónák keleti folytatását az Alföld területén.

2.1.1. Balaton környezetének neotektonikai viszonyai

A Dunántúl neotektonikus vizsgálatában kiemelt fontossággal bír a Balaton környezetének szerkezeti elemzése. A Balatonon mért kiváló minőségű, nagyfelbontású víziszeizmikus adatrendszer értelmezése és a tó emelkedő térszínű környezetének morfológiájának elemzése munkánk egyik fő feladata volt. Az eredmények publikálása folyamatban van, a jelentős mértékben OTKA támogatta vizsgálati eredmények egy Földtani Közlöny tematikus különszámában fognak megjelenni.

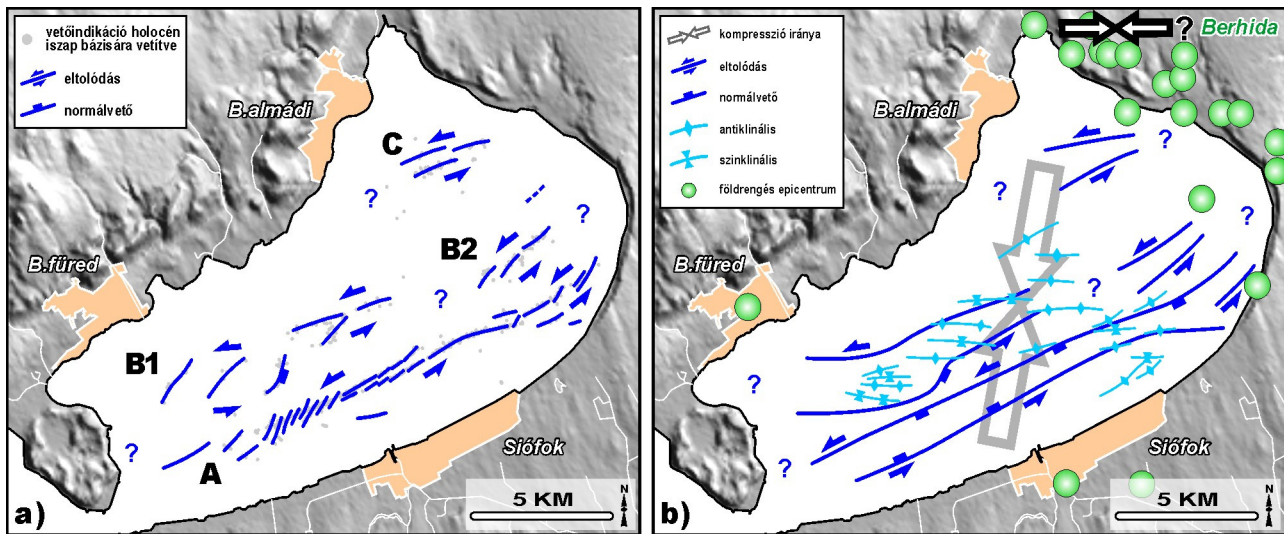
Munkánk szintézisét a Balaton keleti medencéje neotektonikai térképének megszerkesztése adja (1. ábra – Bada et al., 2009). A neotektonikai térképek kidolgozásához a teljes szeizmikus adatrendszer részletes szerkezeti értelmezését elvégeztük. Az adatsűrűség és a felbontás figyelembevételével megállapítható, hogy a szelvényekkel lefedett területeken sikerült a Pannon-tetőszintig felhatoló csaknem összes vetőt és redőt azonosítani. Először vetőindikáció térképet szerkesztettünk, amihez az értelmezett vetők és a tavi iszap bázisát adó diszkordancia felület metszéspontját használtuk fel. A térképen jól kirajzolódik a főbb vetőzónák domináns iránya, ami

jellemzően ÉK-DNy-i, azaz a Balatonnal párhuzamos. A vetőindikáció térkép segítségével lehetőség nyílt a szerkezetek korrelációjára és egységes kinematikai rendszerbe helyezésére (1/a ábra). A munka során kísérletet tettünk a szerkezetek szelvényről szelvényre történő korrelációjára, amihez figyelembe vettük: i) a törések geometriai jellemzőit (látszólagos dőlésirány és -szög); ii) a vetők egymáshoz képesti elhelyezkedését; iii) az egyes törések mentén látható elvetés jellegét és mértékét; iv) a törések két oldalán látható reflexió együttesek geometriai sajátosságait; valamint v) alapvető kőzetmechanikai megfontolásokat. Utóbbi alatt értjük az eltolódási zónákban létrejött vagy reaktiválódott törések általános geometriai és kinematikai szabályszerűségeit. Ezek közé tartozik pl. az extenziós és kompressziós szerkezetek egymáshoz képesti viszonya, a másodlagos deformációs bélyegek elrendeződése, a gyakori Riedel-törések kulisszaszerű geometriája. A szerkezeteket – bizonyítottan 8 millió évnél fiatalabb működésük alapján – neotektonikus eredetűnek minősítettük. Dunántúli és alföldi szerkezeti analógiák, valamint a berhidai földrengés tevékenység alapján feltételezhető, hogy a törések zöme a negyedidőszakban, vagy akár a jelenkorban is aktív lehet.

A fenti elméleti és gyakorlati megfontolások alapján a Balaton keleti medencéjében három fő eltolódási zónát sikerült azonosítani és geometriai viszonyait rekonstruálni (1/a ábra). Ezek közül a legdélebbi, „A” jelű zóna látszik a legjobban kifejtettnek és leghosszabban követhetőnek. Értelmezésünk szerint ez megfelel a Balatonfői-vonalnak, legalábbis annak legfiatalabb szerkezeti megnyilvánulásának. A zóna nyugati felén a szeizmikus háló rendkívül sűrű, így a belső geometriája jól ismert. A területet itt néhányszor 10 méteres szelvényközzel tapogattuk le, így az egyes Riedel-törések jól követhetők. A korreláció során egy igen sűrű, egymással párhuzamos, nagyjából ÉK-DNy-i csapású vetőrendszer képe rajzolódik ki. Ezt egy nagyobb léptékű, balos értelmű oldaleltolódási zóna Riedel-rendszerének tekintjük, ahol a fő deformáció nem egy nagy törés mentén zajlott, hanem kisebb méretű, szegmentáltan megjelenő, kulisszás elrendeződésű vetők mentén összegződött. Természetesen egy szeizmikus szelvény alapján nem lehet az oldaleltolódások értelmét (balos vagy jobbos) meghatározni. Több tucatnyi, optimálisan elrendezett szelvény esetén azonban van erre jó lehetőség. A többi, „B” és „C” jelű vetőzónák esetén az értelmezés kevésbé megbízható, azonban a korrelációt elvégezve, hasonló geometriai megfontolások alapján ezeket is balos értelmű oldaleltolódásnak tekintjük. A „B” jelű zóna erősen szegmentált, a nyugati („B1”) és keleti („B2”) vége között a közvetlen szerkezeti kapcsolat bizonytalan. A „C” jelű zónát csak viszonylag rövid távolságon sikerült követni, a szerkezeti öv csapásirányú folytatása ezért kérdéses. Az „A” és „B” jelű eltolódások nyugat felé, csapásirányban a Tihanyi-félsziget felé látszanak folytatódni, ahol indokoltnak tartjuk a vetők felszíni térképezését. Mindhárom eltolódási zónáról elmondható, hogy kelet felé a Balatonfő, azaz közvetlenül a Berhida szeizmogén terület felé haladnak, utalva a földrengések és a térképezett vetők genetikai kapcsolatára.

Az 1/a ábrán szembevetve a tó hossz tengelyére merőleges szerkezeti irányok szinte teljes hiánya: a tektonikai kép meglepően egyveretű, amit csak kisebb léptékű, lokális zavar-zónák tarkítanak. Méréseink szerint tehát a Balatontól délre kirajzolódó, meridionális értelmű völgyekhez és hátakhoz a Balaton alatt nem rendelhetők törések, vagyis ezen morfológiai elemek szerkezetileg nem preformáltak. Ezt a parton mért geoelektromos mérések eredményei (Dombrádi et al., 2009) is megerősítik. Ezzel szemben az adataink, mint analógia, arra utalnak, hogy a longitudinális vagy hosszanti morfológiai elemek – melyek csapásiránya jó egyezést mutat a Balaton alatt térképezett eltolódási zónákkal – jó eséllyel tektonikus eredetűek. Neotektonikai elemzésünk főbb eredményei

közelebb visznek a Dunántúl egyik legrégebbi morfotektonikai problémájának, a völgyhálózat tektonikus vagy denudációs eredetének tisztázásához. Adataink az utóbbi eredetet támogatják, ami egybeesik a völgyek tisztán deflációs eredetét valló kutatók véleményével (Pávai Vajna, 1923, 1925; Fodor et al. 2005; Csillag et al. 2008 – ld. még alább).

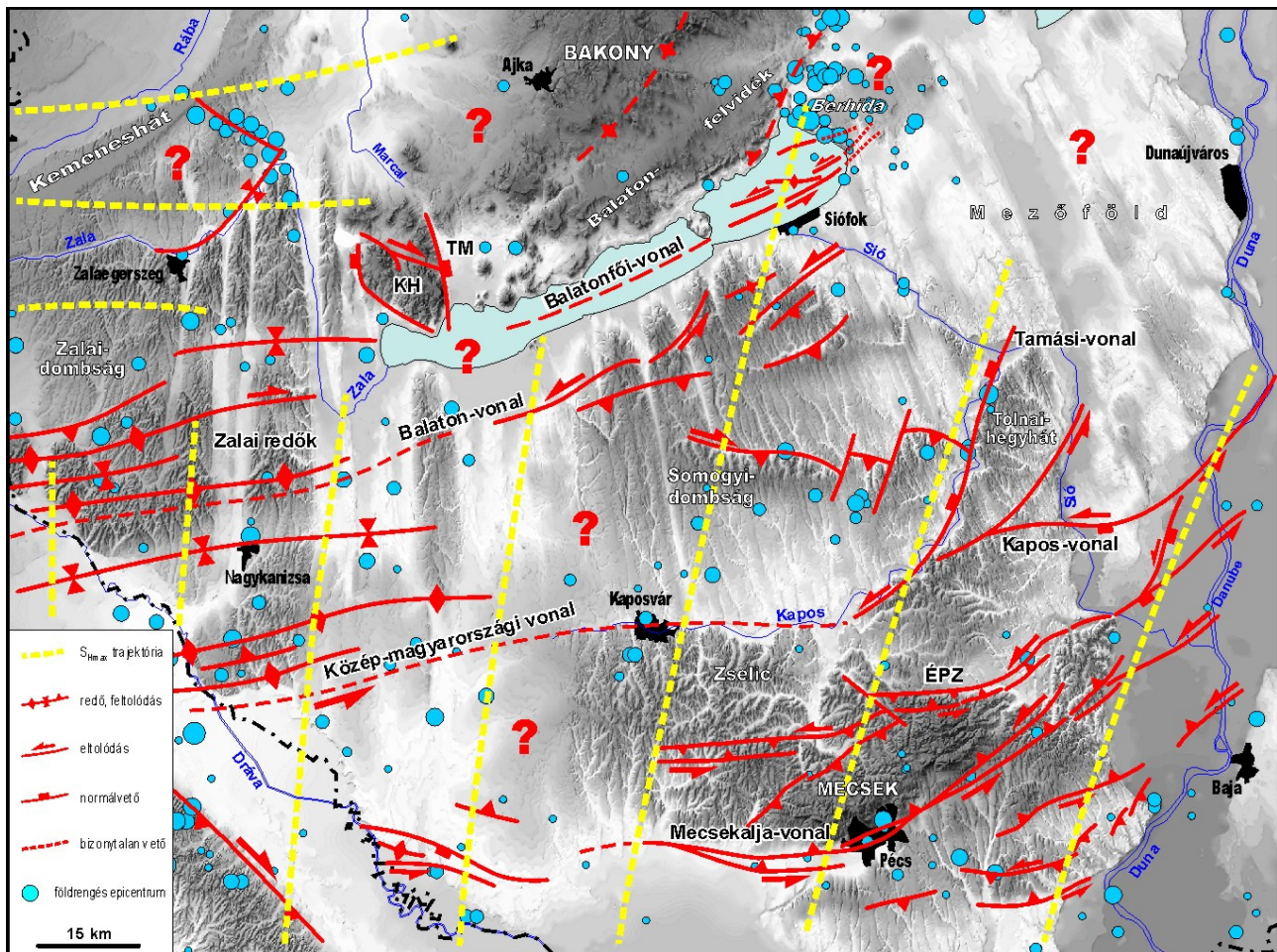


1. ábra A Balaton keleti medencéjében végzett neotektonikai vizsgálat eredménye (Bada et al., 2009). a) Vetőindikáció szerkezeti értelmezése. b) Generalizált neotektonikai térkép a fontosabb vetőkkel és redőkkel.

A részletes vetőtérkép felhasználásával és a redők feltüntetésével elkészítettük a Balaton keleti medencéjének neotektonikai vázlatát (1/b ábra). Ezen a fő eltolódási zónákat generalizálva mutatjuk, a rekonstruált redőgeometriával kiegészítve. A Dél-Dunántúl területére rekonstruált jelenkori feszültségtér (Bada et al., 2007a,b,c) fontos határfeltételt ad a szerkezetek értelmezéséhez. Eszerint a Balaton déli-délkeleti környezetét ÉÉK-DDNy-i irányú maximális horizontális feszültség (S_{Hmax}) jellemzi. Ilyen irányú kompresszió mellett az ÉK-DNy-i csapású vetők balos eltolódásként működnek, ami összhangban van a szerkezeti értelmezésünkkel. A vetőkön túlmenően a redőgeometriát is rekonstruáltuk. Ez jól illeszkedik a Somogyi-dombságban a harmadkori összletekben kimutatott antiklinálisok és köztük lévő szinklinálisok nagyjából párhuzamos, K-Ny-i irányú tengelyvonalaival (Pávai Vajna, 1925). Szerkezeti elemzésünk két fő redőzördési irányt (K-Ny-i és ÉK-DNy-i redőtengelyek) mutatott ki, fokozatos laterális átmenettel. Értelmezésünk szerint a kétféle irány egy kinematikai rendszerbe illeszthető. A redők jórészt a főbb eltolódási zónák környezetében jelentkeznek, azok körül általában kulisszaszerűen (*en echelon*) elrendeződve. Ezek a balos eltolódáshoz kapcsolódó „kényszer-redők”. Az eltolódások ismételt felújulása miatt a redők utólag is deformálódhatnak, ami a redőtengelyek további változékonyságát okozhatja.

2.1.2. Dél-Dunántúl regionális neotektonikai modellje

A balatoni szeizmikus adatrendszer alapján kidolgozott neotektonikai képet egy Dél-Dunántúl léptékű szerkezeti modellbe illesztettük (2. ábra – Bada et al., 2009). Ennek kivágatát északon a Balaton, nyugaton a Zalai-dombság, keleten a Duna vonala, délen pedig a Mecsek déli előtere határolja. A modell készítésekor hasonló elvet tartottunk szem előtt, mint a balatoni térkép szerkesztésénél: azon neotektonikus szerkezeteket tüntettük fel, melyeknél igazolható a pannon (pontusi) utáni, pliocén időszerű működés is. A munkánál felhasználtuk a területre vonatkozó korábbi szerkezeti elemzések eredményeit (Tóth és Horváth, 1997; Wórum, 1999; Csontos et al., 2002, 2005; Bada et al., 2005, 2006; Síkhegyi, 2002; Wórum és Hámori, 2004; Fodor et al., 2005).



2. ábra Dél-Dunántúl neotektonikai vázlata a domborzati viszonyokkal, fontosabb szerkezeti elemekkel, földrengés epicentrumokkal és a maximális horizontális feszültség (S_{Hmax}) trajektóriákkal. ÉPZ: Északi-pikkely-zóna, KH: Keszthelyi-hegység, TM: Tapolcai-medence (Bada et al., 2009).

A Balaton alatt rekonstruált vetőzónák zöme jól illeszkedik a Dél-Dunántúlon húzódó, nagyjából KÉK-NyDNy-i csapású szerkezeti pásztákhöz. Ide tartozik pl. a Közép-magyarországi nyírás öv északi peremét alkotó Balaton-vonal és a déli határát adó Tamási-vonal, ill. annak keleti leágazása, a Kapos-vonal is, valamint délebbre a Mecsek-alja-vonal. Ez a szerkezeti trend nyugati irányban is folytatódik, bár Zalában a főbb tektonikai elemek csapása inkább K-Ny-i, ill. KÉK-NyDNy-i. A térképen látszik az is, hogy a Közép-magyarországi nyírás öv jelentése neotektonikus értelemben felülvizsgálatra szorul. A Balaton alatt – tehát még az ALCAPA-terrénum részét képező Dunántúli-középhegységi egységben – azonosított eltolódások neotektonikailag igen

szoros rokonságot mutatnak a Balaton-vonal és az attól délre elhelyezkedő fiatal szerkezetek működésével. Ezért ezeket a vetőket egy széles nyírózónába tartozónak minősítjük.

Míg a főbb szerkezetek iránya meglehetősen egyveretű, a kinematikai képük nyugatról keleti irányban jellegzetes módon megváltozik, jó összhangban a jelenkori feszültségtérrel (Bada et al., 2007a,b,c – ld. 2.2. alfejezetben). Az átöröklött szerkezetek az uralkodó jelenkori feszültségtér függvényében másképp reaktiválódnak (2. ábra). Zalában az É-D-i irányú kompresszió a közel K-Ny-i csapású aljzatszerkezeteket feltolódásként reaktiválja, ami a fedőüledékekben redőződéssel jár együtt (zalai boltozatok, pl. Budafa, Liszó, Lovászi), a domborzaton is jól követhető módon. Keleti irányban a kompresszió iránya az óra járásával megegyezően elfordul, ami a fokozatosan ÉK-DNy-i csapásúvá váló szerkezeteket balos eltolódásként reaktiválja. A kompresszió és a felújuló szerkezetek által bezárt szög függvényében az eltolódásokat lokális térrövidülés (feltolódások – transzpresszió) vagy tágulás (normálvetők – transztenzió) kísérheti. Előbbi eset inkább a Dél-Dunántúl központi, utóbbi pedig keleti részére jellemző. A reaktiválódó szerkezetek a földkéreg felső, kb. 15 km vastag, ridegen viselkedő szeizmogén részében földrengéseket, a fiatal fedőüledékekben jellegzetesen szétágazó virágszerkezetet hoznak létre.

A zalai és somogyi, valamint a mezőföldi területek legszembetűnőbb domborzati jelensége a markáns morfológiai arculattal bíró meridionális völgyrendszer. Ezek a lokális értelemben párhuzamos, regionális értelemben sugaras elrendeződésű völgyek akár 50 km hosszúságúak, néhányszor tíz méter mélyek és kb. 0,5-5 km szélesek. A folyóvizek és a szél felszínformáló hatását a völgyek oldalában azonosított teraszmaradványok és jellegzetes morfológiai bélyegek, széleróziós jelenségek jól mutatják (pl. Bulla, 1943; Erdélyi, 1961; Marosi, 1969; Jámbor, 1992, 2002). A lineáris lefutású völgyek között hosszan elnyúló löszhátak általában enyhén aszimmetrikusak: ÉNy-i szegélyük meredekebb, mint a délkeleti elvégződésük; utóbbi irányban a kvarter fedő (általában lösz) is vastagodik. Fő érvként a völgyrendszer szerkezeti preformáltsága általában a völgyek feltűnő linearitását hozzák fel (pl. Jámbor, 1993; Síkhegyi, 2002), ami nem mutat túl Lóczy és Cholnoky egykori feltételezésein (Lóczy, 1913; Cholnoky, 1918, 1936; Horváth és Dombrádi, 2009). A regionális értelemben sugaras elrendeződést azonban igen nehéz bármilyen közetmechanikai modellel összehangolni. Erre kísérlet ugyan történt (Gerner, 1994), azonban a kidolgozott modell – léptéke és geometriája miatt – nem meggyőző. Másfelől pedig a megfigyelt szeizmicitással – legyen a rengések helymeghatározása bármekkora hibával is terhelt – a völgyek lefutása nem korrelál. A völgyek uralkodó iránya sem az aljzat idősebb, alpi szerkezeteivel, sem pedig a fiatalabb, neogén törésrendszerrel nem állnak semmilyen koherens geometriai és kinematikai kapcsolatban.

A neotektonikai modellek kritikai elemzésén túlmenően nagyszámú dél-dunántúli szeizmikus szelvény értelmezése arra enged következtetni, hogy – legalábbis a szeizmikus felbontás határain belül – a meridionális völgyek szerkezetileg nem kontrolláltak. A szeizmikus felbontás hagyományos ipari szeizmikus adatok esetén néhányszor tíz méter; nagyfelbontású, vízen kivitelezett szeizmikus szelvények esetén pedig 1-2 méterre, optimális esetben a deciméteres tartományra csökkenthető. A kérdés szempontjából kulcsfontosságúak voltak a Balatonon mért egycsatornás szeizmikus szelvények, amelyek messze a legjobb felbontással bírnak a területen. Megállapítható, hogy a tanulmányunkban bemutatott szeizmikus adatrendszer – hasonlóan az ipari profilokhoz – nem mutatja a meridionális völgyek tektonikai meghatározottságát. Véleményünk szerint ehelyett inkább a külső felszínformáló erők, elsősorban is eolikus folyamatok dominanciájával számolhatunk. A szélerózió döntő fontosságát már Lóczy (1913) és Cholnoky

(1918, 1936) felismerte, igaz ezek a szerzők a szerkezeti preformáltságot – ellentétben pl. Pávai Vajnával (1923, 1925) – is lényegesnek tartották (ld. még Gerner, 1994; Horváth és Dombrádi, 2009). A völgyek eszerint szélcsatornaként értelmezhetők, melyeket az interglaciális időszakokban a folyóvizek tovább alakítottak. A folyók részben az emelkedő, dombvidéki térszint kivájva az eolikus eredetű üledékleplet (löss, futóhomok) roncsolták – gyakran teraszokat maguk mögött hagyván –, hogy aztán az erodált anyagot a laposabb, süllyedő területeken hordalékkúp formában szétterítsék. Másrészt pedig a hordalékanyagot készítették elő a következő arid időszak eolikus üledéktranszportjához. A negyedidőszak nagy részén a felszínformáló erők ilyen értelmű ciklikus váltakozását valószínűsíthetjük. A szélérozóció nyomait és időbeli lefolyását a projekt keretében megvizsgáltuk, az eredményeket a 2.4. alfejezetben mutatjuk be.

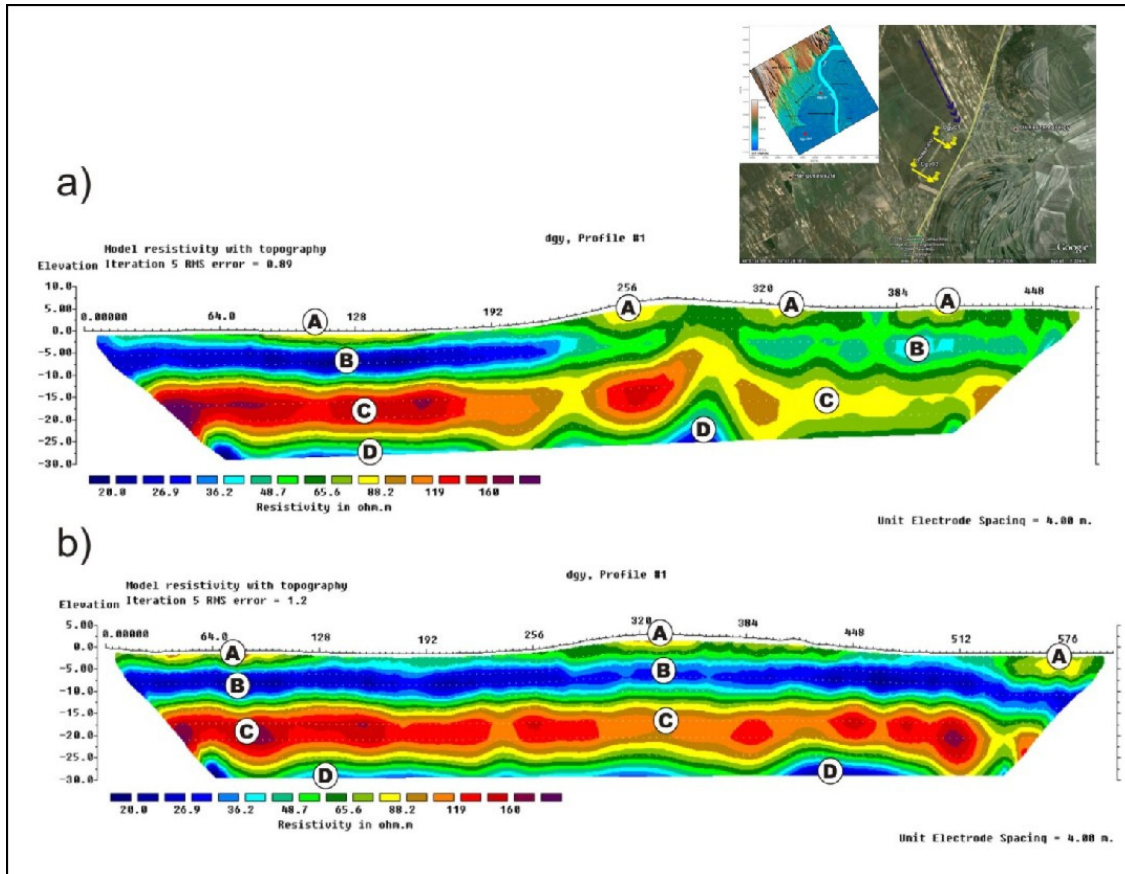
A meridionális (keresztirányú) völgyekkel szemben a longitudinális (hosszanti) völgyek szerkezeti preformáltságát számos adat valószínűsíti. Elsősorban szeizmikus szelvények regionális tektonikai kiértékelése (Bada et al., 2003, 2005; Wórum és Hámori, 2004; Csontos et al., 2005; Fodor et al., 2005), de morfortektonikai vizsgálatok (Síkhegyi, 2002) és fúrások (Némedi Varga, 1977) is fontos adatokkal szolgáltak. Az ÉK-DNy, ill. KÉK-NyDNy-i tektonikai irány jól egybecseng az aljzat főbb (kréta és miocén) szerkezeti elemeivel, ami kőzetmechanikai szempontból is valószínűsíti azok ismételt reaktivációját. A fontosabb szerkezetek közül neotektonikusnak kell minősíteni a Balatonfői-, a Balaton-, a Kapos-, a Tamási és a Mecsek-alja-vonalakat, valamint több hasonló csapású, de kisebb léptékű vetőt is. Több szerző a Duna medrének néhány kanyarulatát, így pl. a paksi kanyart is fiatal vetőkhöz köti (pl. Jaskó és Kroll 1991; Bada et al., 2005).

2.1.3. Kísérleti geoelektromos mérés Paks környezetében

Geoelektromos tomográfia módszerével vizsgáltunk meg egy érdekes morfortektonikai elem felépítését Paks környezetében, a Dunaszentgyörgytől északra elhelyezkedésű, ÉK-DNy csapású Országút-dűlő elnevezésű gerincet (Szántó, 2009). Az Országút-dűlő egy több mint 1 km hosszú, enyhén kiemelt hát, amely közel merőlegesen helyezkedik a Mezőföld ÉNy-DK irányítottágú völgyeihez képest. Elhelyezkedése és felépítése (fiatal üledékek) alkalmassá teszi arra, hogy a Paks környékén húzódó neotektonikus szerkezeti elemek korát és geometriáját pontosítsuk. A vizsgált gerinc csapása párhuzamosan fut a Kapos-vonalként ismert, részletesen térképezett, neotektonikus vetőzónával (Bada et al., 2005). Ily módon tehát a kiemelkedés tektonikai eredete, valamely fiatal törés felszíni megjelenése sem volt teljességgel kizárható.

Az Országút-dűlő gerincét két egymástól 900 m távolságban lévő szelvényrel, a 476 m hosszú (Dgy01 jelű), valamint a 600 m hosszú (Dgy02 jelű) geoelektromos szelvényrel kereszteltük (3. ábra). A mért látszólagos fajlagos ellenállásértékek inverziója során a topográfiai különbségeket is figyelembe vettük és a megjelenített invertált szelvényeken is megjelenítésre kerültek (3. ábra). A Dgy02 jelű szelvényen a folyóvízi üledékek szinte tökéletes síkrétegzettséget tükröznek (3/b ábra). A Dgy01-es profil ezzel ellentétben, a kiemelkedő gerinc alatt változatosabb geometriát mutat (3/a ábra). A felső-pannon réteg (D) és a kvarter üledékek (A-C) réteghatáraiban egyaránt deformáció hatása fedezhető fel: a rétegek az Országút-dűlő gerince alatt felboltozódni látszanak, esetleg egy fiatal vetőhöz kötődően, kényszerredőként. A mért adatok vizsgálata azonban inkább azt valószínűsíti, hogy a gerinc alatt húzódó nagyobb látszólagos fajlagos ellenállású tartomány a felszíntől indul ki. Az inverziós modellen látható nagy fajlagos ellenállású réteg (C) zavart alakját az inverziós szelvényen, a felette lévő, hasonló ellenállással bíró lencse (A) és a két oldalt

elhelyezkedő kis fajlagos ellenállású B jelű réteg együttesen hozhatta létre. A bemutatott két szelvény igazolja, hogy a geoelektromos módszer segítségével a tanulmányozott domborzati elem üledékei és keletkezésének körülményei pontosíthatók voltak. A felszínközeli törések pontos kimutatása ezen a területen kiemelkedően fontos, mivel a fiatal üledékeket esetlegesen harántoló vetők a paksi atomerőmű szeizmotektonikai kockázatát növelhetik. Vizsgálatunk egyúttal jól példázza a nagyfelbontású, sekélygeofizikai mérések értékét földtani és neotektonikai problémák megoldásában.



3. ábra Az Országút-dűlő Dunaszentgyörgy közelében, a geoelektromos szelvények elhelyezkedésével és az inverziós szelvények ellenállás képe.

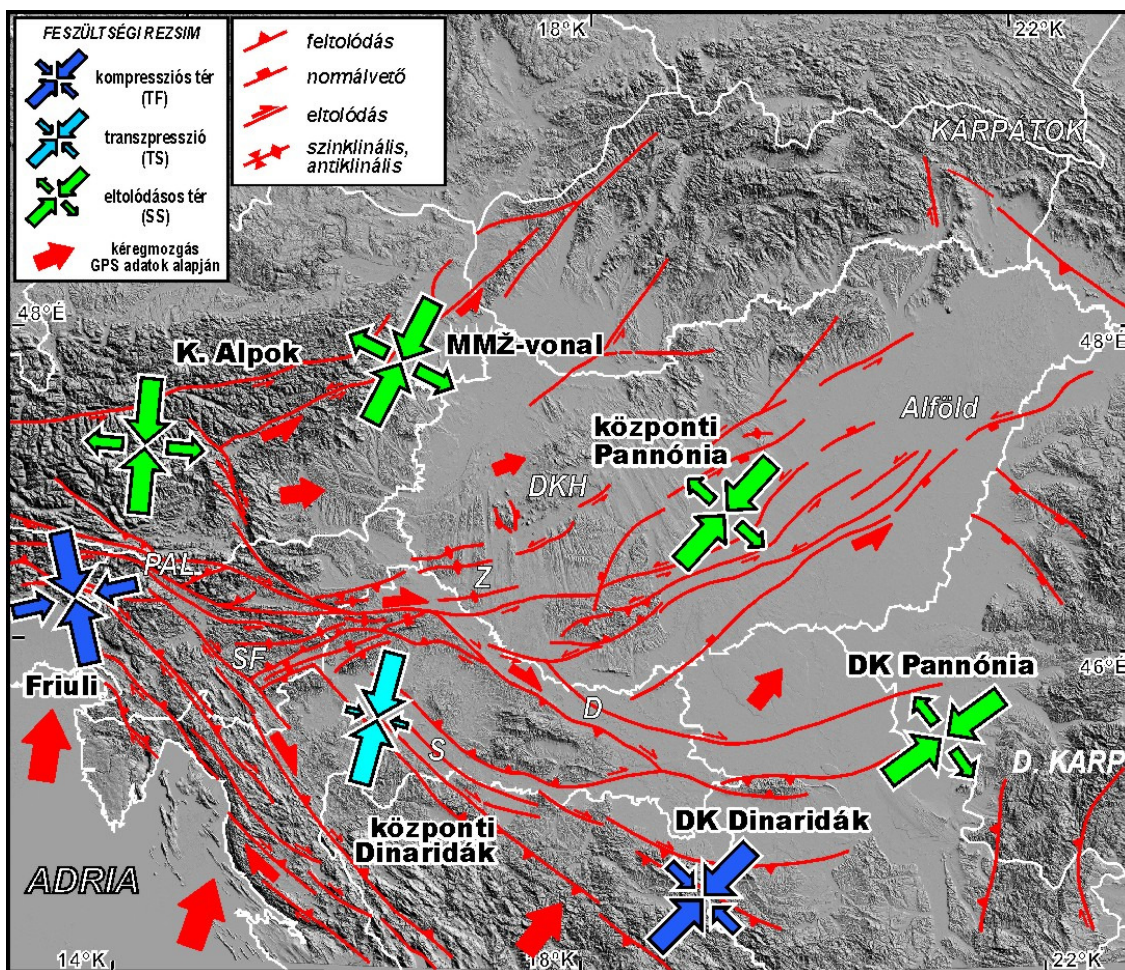
Nagyfelbontású víziszeizmikus szelvényezés a Dunán

2008-ban, a projekt keretében, nemzetközi kooperációban, a delfti műszaki egyetem részvételével és társfinanszírozásával nagyfelbontású víziszeizmikus méréseket hajtottunk végre a Dunán. A mérésekkel – melyek segítségével a folyó alatti mintegy 3-500 m vastag fiatal összlet földtani felépítését és neotektonikai viszonyait – két területet céloztunk meg. Kulcs közelében a Középmagyarországi nyírás öv egyik, korábbi mérések alapján neotektonikusnak mutatkozó ágát kívántuk feltérképezni egy rövid (1,5-2 km) folyószakasz 3D-s felmérésével. A másik mérés a Duna Esztergomtól nyugatra eső szakaszát vizsgálta, különös tekintettel a Komárom környeztében feltételezett szeizmogén szerkezeti zóna feltérképezésére. A mérési eredmények feldolgozása és értelmezése jelenleg zajlik. Előzetes megfigyeléseink szerint a kiváló minőségű szeizmikus anyag több jelentős eltolódási zónát (virágszerkezetet) mutat mindkét mérési területen, melyek mindegyike egészen a Duna folyómedrének aljáig felhatol. Ennek alapján ezen szerkezetek neotektonikusnak minősítendők.

2.2. Feszültségi viszonyok és deformációs tér kapcsolata

Az ELTE Geofizikai Tanszéke által létrehozott jelenkori feszültségi adatbázis újabb adatokkal (földrengés fészekmechanizmus megoldás) bővült. Az adatokat a projekt keretében ismételtelen felülvizsgáltuk, a regionális feszültségi és deformációs térre vonatkozó modellünket tovább pontosítottuk. Mindez megbízható háttérrel ad a neotektonikus és fiatal felszínfejlődési vizsgálatokhoz egyaránt.

Az Afrika-Eurázsia kollíziós öv szerves részét képező Pannon-medencében és a környező Alpi-Dinári-Kárpáti orogének vidékén a jelenkori feszültségtér laterálisan és vertikálisan is változó, de tektonikailag plauzibilis képet mutat (Bada et al., 2007a,b,c). A területen jelenleg is jelentős tektonikus feszültségek halmozódnak fel, melyek részben a litosféra nagyléptékű meghajlásával (vertikális mozgások) ill. képlékeny deformációval, részben pedig törések létrejöttével és ismételt felújulásával (földrengések) szabadulnak fel. Az extenziós eredetű Pannon-medence jelenkori feszültségállapotát elsősorban Afrika és Európa konvergenciája határozza meg. A késő-miocéntől kezdődően, a kárpáti szubdukció befejeződése miatt a Pannon-medence merev kontinentális környezetbe került, a területet több irányból kompressziós erőhatások érik. Ezek közül a legfontosabb az Adriai-mikrolemez északias mozgásából és óramutató járásával ellentétes irányú forgásából fakadó nyomás („Adria-nyomás”), amely elsősorban felelős a Pannon-térség recens, főképp eltolódásos ill. kompressziós jellegű feszültségterének létrejöttéért és a medencerendszer napjainkban is zajló szerkezeti inverziójáért (Bada et al., 2001).



4. ábra Feszültségi rezsimek és neotektonikus szerkezetek a Pannon-medencében (Bada et al., 2007b).

A feszültségirányok regionális eloszlása jellegzetes legyezőszerű képet mutat, ami jól magyarázható az Adriai-mikrolemez északias irányú előrehaladásával és óramutató járásával ellentétes forgásával (4. ábra). A maximális horizontális feszültség (S_{Hmax}) Déli- és Keleti-Alpokban tapasztalt északias iránya a Dinaridák és a medenceterületek belseje felé fokozatosan elfordul és jellemzően ÉK-i orientációt vesz fel. A Pannon-medence nyugati vidékein azonban lokálisan gravitációs eredetű feszültségek dominálnak: a Keleti-Alpok kiemelt hegyláncai K-ÉK-i irányú nyomóerőt fejtenek ki a Dunántúl nyugati vidékeire. A mozdulatlan Cseh-masszívum és az észak felé mozgó Adriai-mikrolemez közé ékelt ALCAPA egység még napjainkban is K-ÉK-i irányban, a reológiaiilag gyenge Pannon-medence felé préselődik ki (laterális extrúzió).

Az aktív térrövidülést jól mutatják a földrengések fészekmechanizmus megoldásai ill. az ebből levezetett feszültségrezsimek (4. ábra). A Pannon-térségben uralkodó feszültségrezsime az adriai peremtől a medencerendszer irányában fokozatosan változik tisztán feltolódásból (Déli-Alpok) transzpressziós karakterűvé (Dinaridák, Dunántúl nyugati és déli részei), ami a medence belsejében (Dunántúl keleti része, Nagyalföld) és a Keleti-Alpokban eltolódásos, néhol transztenziós (Derecske-medence) jelleget ölt. Ez arra utal, hogy az Adria-nyomás hatása Adriától távolodva egyre kevésbé hangsúlyos, azaz a kompressziós erőhatások a medencében kelet felé haladva fokozatosan csillapítva érvényesülnek.

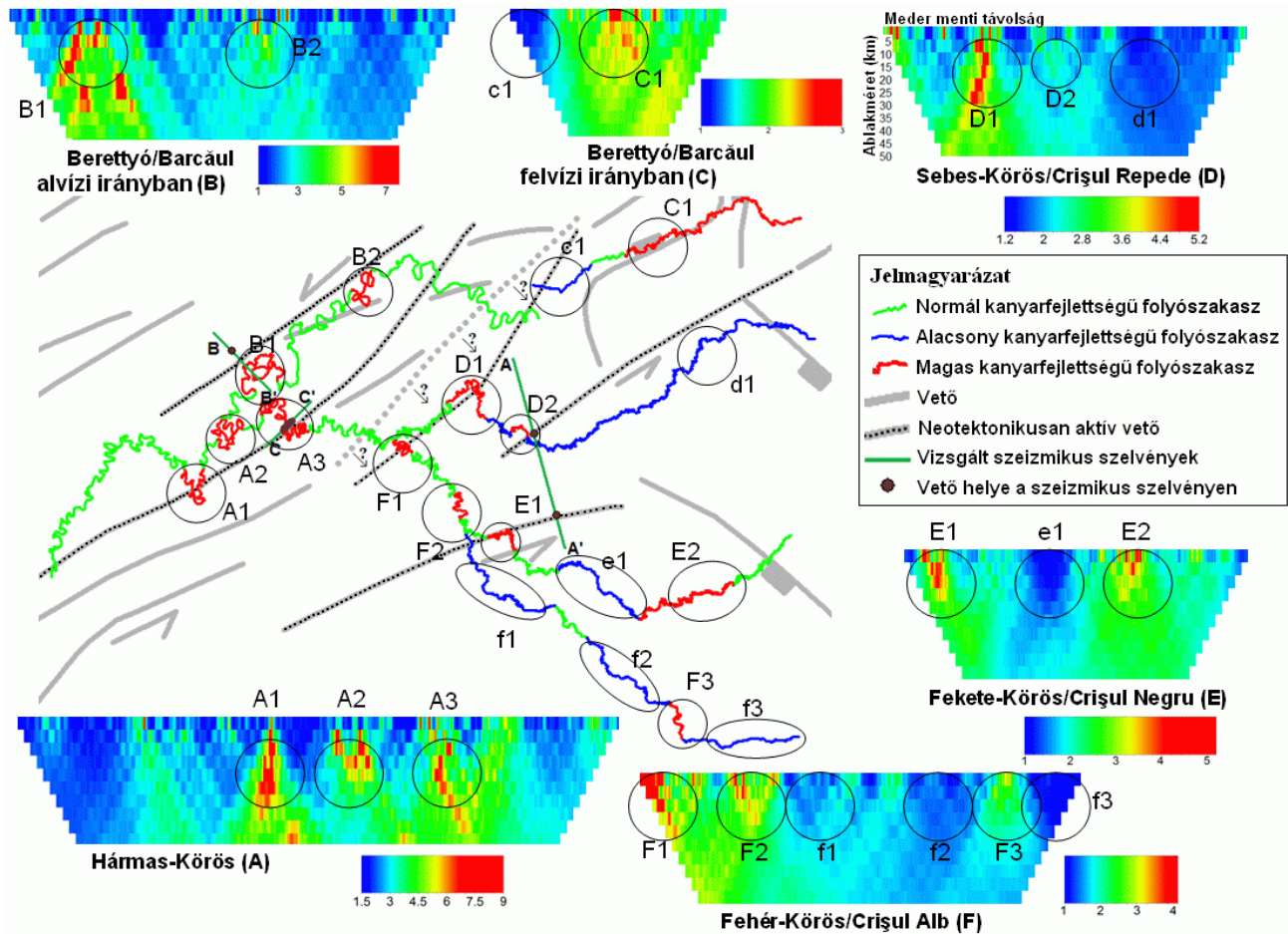
2.3. Aktív tektonika és hidrográfia kapcsolata

2.3.1. Síkvidéki folyók alakjának kvantitatív jellemzői és a neotektonika kapcsolatának vizsgálata

A Kárpát-medence vastag fiatal üledékekkel fedett alföldi részein (Kis- és Nagyalföld) a szerkezeti vonalak neotektonikai aktivitásának bizonyítása nem egyszerű. Az ipari szeizmikus szelvényeken a legfelső néhány tíz (gyakran száz) méteres rétegsor (tehát több tízezer év üledéke) nem látható, így a törésvonalak menti függőleges elmozdulás hatása ezen időszak alatt nem igazolható. A problémára megoldást kínál folyóvizeken elvégzett szeizmikus módszer (ld. 2.1. alfejezet). A folyók azonban más módon is hozzájárulhatnak az alföldi területek neotektonikus aktivitására vonatkozó ismereteink bővítéséhez. A rendkívül lapos alföldi területek folyói ugyanis különösen érzékenyen reagálnak – illetve reagáltak a folyószabályozások előtt – a nyomvonalukat metsző szerkezeti vonalak mentén fellépő függőleges felszínmozgásokra. Alföldjeink nagy részén a függőleges elmozdulások által helyileg megnövekedő lejtés a folyó kanyarfejltségének növekedésében, a csökkenő lejtés pedig a kanyarfejltség visszaesésében mutatkozik meg. E jelenség világszerte ismert, hazai kutatása a Közép-Tisza vonatkozásában a jelen pályázat egyik közvetlen szakmai előzményét jelentette.

A kutatás során elvégeztük a Körös-vízrendszer folyóinak vizsgálatát azok alföldi szakaszán (Timár és Petrovszki, 2008; Petrovszki, 2009a; 2009b; Petrovszki és Timár, 2009). Az elemzés első lépésében a folyók szabályozás előtti medervonalát digitalizáltuk a második katonai felmérés georeferált és az EOV-koordinátarendszerbe transzformált szelvényein. Majd többféle hosszablakot felvéve elkészítettük az egyes folyószakaszok kanyarfejltségi spektrumát. Az eredményeket összefoglaló 5. ábrán az egyes folyókat az ábécé betűi, az azokon fellépő, kiugró kanyarfejltségű szakaszokat pedig a számok azonosítják (a kisbetűk az alacsony, a nagybetűk pedig a magas kanyarfejltségű szakaszokat jelzik). Az eredményeket egybevetettük a kutatás keretében elkészült szerkezeti térképpel és a területet érintő ipari szeizmikus szelvényekkel

(nyomvonalukat a térképen sötétzöld szín jelöli). A neotektonikai térkép szürke színnel jelölt vonalai közül fekete pöttyözéssel jelöltük azokat, amelyek recens aktivitását a folyóalakok kvantitatív elemzése is igazolta. A kutatás eredménye még a Nagy-Sárrét aktív süllyedésének (Petrovszki és Timár, 2009), illetve a Sebes-Körösnek, Berekböszörménytől délkeletre levő szakasza mentén egy másik süllyedő zónának a kimutatása volt (Petrovszki, 2009c; 2009d).



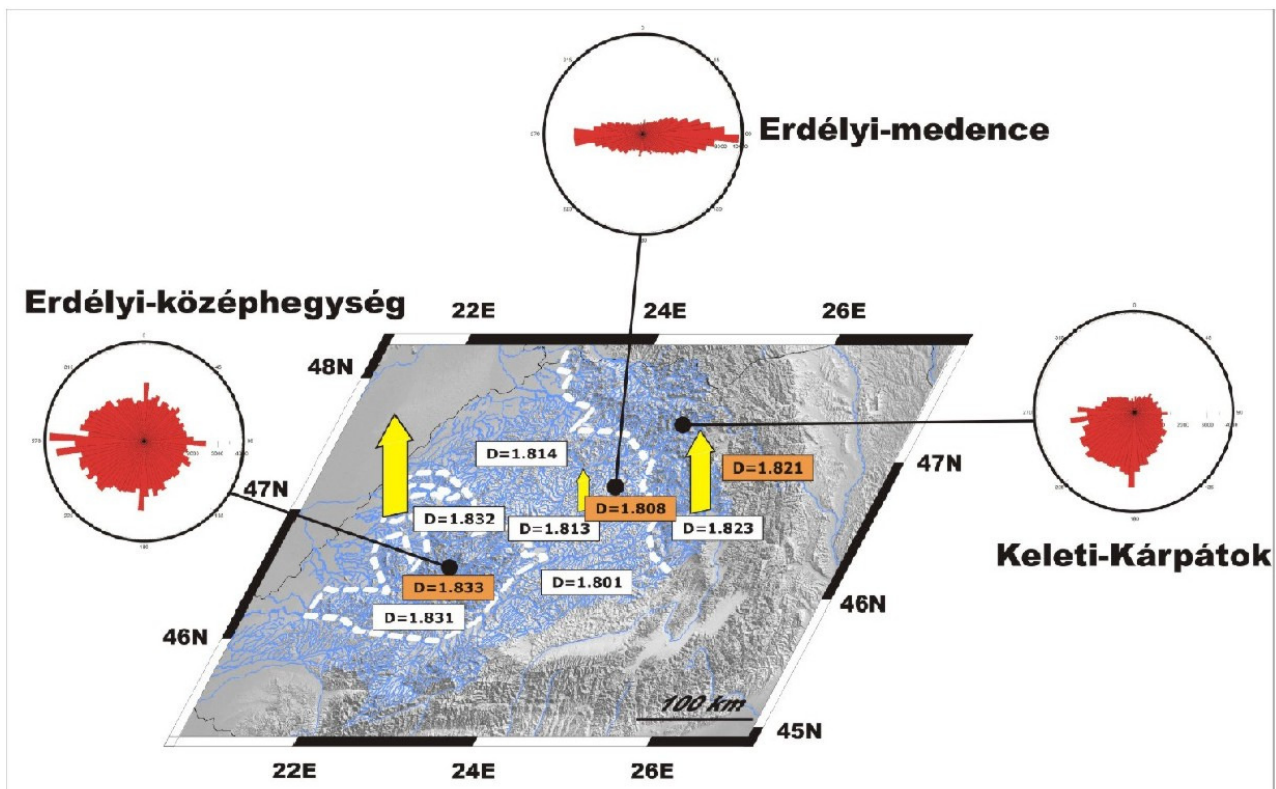
5. ábra Folyók kanyarfejltsége és aktív tektonika kapcsolata a Körösök vidékén.

A kutatás folytatódik a Pannon-medence más folyóira, így a Felső-Tisza vízrendszerére, a Garam és a Vág folyókra, illetve a nyugati részekén a Kisalföld vízfolyásaira (Zámolyi et al., 2009) és a Morva (March/Morava) folyóra vonatkozóan (Timár és Pišút, 2008). A kutatás további, a fentiekén túlmutató eredménye a folyók szabályozás előtti állapotának felmérése (Timár és Mészáros, 2009), az ősi medernyomok mai árvízvédelmi célú alkalmazhatóságának számszerűsítése (Timár és Gábris, 2008), és a szabályozások előtt rendszeresen vagy időszakosan vízzel borított területek és a mai árvízi elöntések közötti kapcsolat bemutatása (Timár et al., 2008; Székely, 2009).

2.3.2. Folyók fraktáldimenziójának kapcsolata recens felszínmozgásokkal

A Pannon-Kárpát térség felszínfejlődését jelentősen befolyásolja a kompressziós feszültségtérhez kapcsolódó, litoszféra-léptékű deformáció. A deformáció eredményeként jelentős vertikális kéregmozgások zajlanak a negyedidőszak óta (Horváth és Cloetingh, 1996; Cloetingh et al., 2006; Horváth et al., 2006). A komplex tektonikai folyamatok közül, a differenciált mértékű függőleges kéregmozgások a vízhálózat fejlődésére kifejtett hatását vizsgáltuk meg, ismét abból a

tapasztalatból kiindulva, hogy a folyók érzékenyen reagálnak a felszín eltérő irányú vagy ütemű mozgásra. Vizsgálatainkat a Tisza bal parti mellékfolyó-hálózatának egy kiválasztott részén végeztük, amelynek vízgyűjtő területe az Erdélyi-középhegység, az Erdélyi-medence és a Keleti-Kárpátok nyugati lejtőire terjedt ki (6. ábra). A gyors kiemelkedéssel jellemezhető hegyláncok által közbezárt Erdélyi-medence is emelkedik, de a hegységekhez képest sokkal kisebb ütemben, azaz azokhoz viszonyítva süllyedő medenceterületnek tekinthető. Ily módon várható volt, hogy a topográfia eltérő fejlődése a kialakult vízhalózat térbeli elrendeződésén is tükröződik. A vízfolyások jellemzésére klasszikus és újszerű fraktálméleti módszereket használtunk fel (Dombrádi et al., 2007). A térség vízhalózatának térbeli konfigurációjának elemzésében nemzetközi szinten elsőként alkalmaztuk ezt a módszert.



6. ábra A vizsgált vízhalózatok fraktáldimenziói. A differenciált kiemelkedést a sárga nyilak mutatják. A térkép körül ábrázolt rózsadiagramok a folyószakaszok iránystatisztikáját mutatják. Az Erdélyi-medencében tapasztalható domináns K-Ny-i irányítottság magyarázatot szolgáltat a jellemzően nem-térkitöltő folyószerveződésre (Dombrádi et al., 2007).

A folyók topológiájának fraktáldimenziókkal való leírására jól ismert módszer, azonban az egyes fraktáltulajdonságokhoz gyakran nehéz hozzárendelni az azokat kialakító fizikai vagy földtani folyamatokat. Mivel a szóban forgó folyó-rendszeren korábban nem került sor ilyen jellegű vizsgálatra, számos algoritmus tesztelését elvégeztük. A kezdeti, főleg a vízhalózat elágazási tulajdonságaira alapozott technikák is világosan kimutatták a geológiai folyamatok hosszú távú hatását (Dombrádi et al., 2006). A multifraktál spektrum, amely egy geometriai alakzat részhalmazainak dimenzióját adja meg, alkalmas arra, hogy a folyóhálózat térkitöltő viselkedését jellemezze, a felszíni vízfolyásokkal ritkábban ill. sűrűbben hálózott területek fraktáltulajdonságait is reprezentálja. A fejlettebb multifraktál algoritmusok közül az ún. *sandbox* módszer (De Bartolo et al., 2004) bizonyult a legmegbízhatóbbnak.

Mindhárom említett nagy földtani-földrajzi egységre és azokon belül számos kisebb területre is előállítottuk a vízhálózat a multifraktál spektrumokat (6. ábra). Az egyes fraktáldimenziók és multifraktál spektrumok összehasonlítása során az Erdélyi-medencéhez tartozó vízfolyásokat leíró értékek szoros egyezést mutattak, míg az azt határoló Erdélyi-középhegység és a Keleti-Kárpátok vízfolyásaira számított értékek ettől kis mértékben, de szisztematikusan eltértek. A kapott fraktáldimenziókat összevetettük a területen tapasztalható jelenkori felszínmozgásokkal. Ez utóbbira becslést numerikus modellszámítások (Sanders et al., 2002), terepi megfigyelések (Necea et al., 2005) és GPS mérések (van der Hoeven et al., 2005) szolgáltatottak. Az egyes területeken számított fraktáldimenziók és a kiemelkedés üteme között pozitív korrelációt tapasztaltunk. Következésképpen, az eróziós folyamatok sztochasztikus jellegén túl, a recens kéregdeformációhoz köthető változások kimutatható mértékben befolyásolják a vízhálózat fejlődését. Valószínűsíthető, hogy a három terület emelkedési ütemében mutatkozó eltérések olyan topográfiai határfeltételeket szabnak, melyek meggátolják egy ún. térkitöltő vízhálózat létrejöttét a medencében (Dombrádi et al., 2007). Ezt támasztja alá a folyószakaszok iránystatisztikája is, amely a kiemelt hegységekben homogén eloszlást mutat, az Erdélyi-medence esetében viszont K-Ny-i elrendeződés rajzolódik ki (6. ábra). Fontos kiemelni, hogy a fraktáldimenziók és spektrumok az egész vízhálózat térbeli szerveződését és nagyléptékű struktúrájának fejlődését tükrözik. Az egyedi folyóalak típusokra vonatkozó információ ezekből a mérőszámokból nem nyerhetők ki, így az azt befolyásoló klimatikus és tektonikus hatásokra sem vonhatunk le következtetéseket. Ezek vizsgálatához más módszerekhez kell folyamodnunk (ld. 2.2. és 2.3.1. alfejezetek).

Összegzésként megállapítható, hogy az Erdélyi-középhegység vízhálózata fraktáltulajdonságait illetően egységes képet mutat, az eltérő típusú kőzetek hatása alárendelt. Ily módon, a multifraktál dimenziók területi változásai, a jelenleg is zajló, eltérő sebességű kiemelkedést tükrözik, a felszíni kőzetek típusától független módon (Dombrádi et al., 2007). A fenti eredmények tükrében kijelenthető, hogy az ismertett módszer kibővítette a geomorfológiai eszközök tárházát és sikeresen használható aktív tektonikai folyamatok folyóvíz-rendszerek térbeli fejlődését befolyásoló hatásának kimutatására.

2.4. Horizontális és függőleges mozgások sebessége

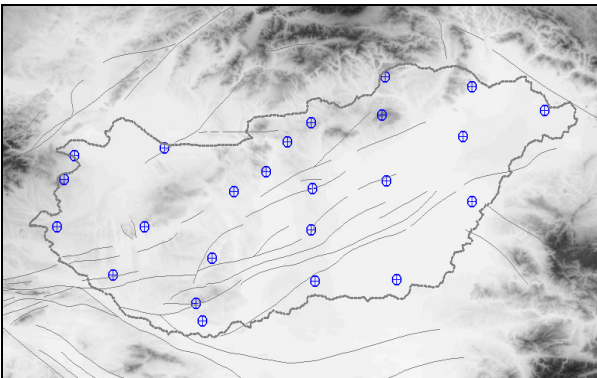
2.4.1. Horizontális kéregmozgás monitorozása

Részben a projekt támogatásával előkészítettünk és létrehoztunk egy részletes kéregmozgás mérésre alkalmas ürgéodéziai hálózatot. Ehhez a jelenlegi létező konfigurációhoz képest a pontsűrűséget és az időbázist növelni kellett. Ennek megfelelően a Pannon-medence jelenkori kéregmozgásának, deformációjának monitorozásába további kiegészítő pontokat vontunk be. A konkrét feladat ezen GPS pontokon a végzendő mérési kampány előkészítése, a pontok szemléje, a szélső pontosságú mérésekhez szükséges minőségellenőrzése volt. A munka keretében többek között spektrumanalizátorral megvizsgáltuk a GPS, a Glonass és a leendő Galileo frekvenciák és környezetét zavaró jelek felderítése céljából. A szélső pontosság és hosszú távú geodinamikai monitorozó méréseknél elengedhetetlen a tiszta, zavarmentes spektrum a műholdjelek környékén. Egy másik jelentős minőségvizsgálat a műholdjelek legalább 15 fok magassági szög feletti észlelésének biztosítása, amihez horizontfotót készítettünk és méréseket végeztünk. Így mind optikailag észlelhető az égbolt, mind pedig a GPS holdak észlelései és az égbolton való

áthaladásai láthatók. A pontszemle során megállapított fent említett és egyéb vizsgált szempontok (multipath, perselyátmerő és menet, zárófedelek, a zavaró növényzet eltávolítása, adapter illesztés, stb.) során felmerült problémákat megoldottuk, és alkalmassá tettük a pontokat nagy pontosságú GPS mérésre.

A fenti vizsgálatokat követően 2007-ben meg is történt a laza üledékes területek bevonásával a HGRN és GPS Kerethálózat szélső pontosságú mérési kampányának megszervezése és végrehajtása. Ezt az egységes országos lefedettségű geodinamikai hálózatot, amely így létrejött Magyar GPS Geodinamika Alaphálózatnak (MGGA) hívjuk (7. ábra). A méréseket a szélső pontosság kívánalmainak megfelelően hajtottuk végre. 3x24 órás észleléseket végeztünk 2 frekvenciás geodéziai GPS vevőkkel szimultán az ország MGGA pontjain, egy időben a közép-európai mérésekkel, amit szintén mi koordináltunk.

A következő GPS geodinamikai mérési kampányt 2009 júniusában tervezzük. A 2007-es adatfeldolgozás tudományos igényvel viszont már megtörtént a Bernese V50 programcsomaggal, és a szükséges analíziseket is elvégeztük. A relatív pozíciók meghatározása átlagosan 1-3 mm hibával terheltek vízszintesen, és 2-4 mm függőlegesen. A geodinamika szempontjából érdekes eredmények 2009-2010-ben várhatók, hisz csak az új méréseket követően válik lehetővé a sebességszámítás.



7. ábra Az új, teljes országos lefedettségű GPS geodinamikai hálózat, az MGGA pontjai. Az első méréseket 2007-ben hajtottuk végre, a következő mérési kampány 2009-ben lesz. A laza üledékes területek (pl. Kis- és Nagyalföld) is lefedésre kerültek.

Várakozásaink szerint a nagyobb szerkezeti elemek és a főbb vetőzónák vizsgálhatóvá válnak a következő mérések után. Első közelítésben az ALCAPA és Tisza egységek jelenkori helyzetét, deformációját vizsgáljuk, majd a közép-magyarországi nyírózóna menti aktuális elmozdulást és deformációs energia felhalmozódását próbáljuk meghatározni. Mindemellett megpróbáljuk kisebb szerkezeti elemek aktivitását feltérképezni Bükk, Északi-középhegység-Alföld, Mecsek-Villányi-hegység, Alpokalja-Dunántúli-középhegység, Mecsek-Bakony viszonylatban. A közép-európai GPS geodinamikai együttműködésben való részvételünket és vezető szerepünket fenntartottuk és fenntartjuk, és a környező országok adatait az értelmezésbe bevonjuk. A pályázat ideje alatt folytattuk a közép-európai méréseket és adatfeldolgozásukat is. Ezzel nagyobb kitekintésben és összefüggéseiben vizsgálhatjuk a medence jelenkori tektonikáját.

Kiemelten fontos, hogy az új mérések mellett korábbi adatokat is előkészítünk és bevonunk az értelmezésbe. A 2009-es mérések után újra feldolgozva és bevonva a részleges korábbi méréseket, melyeket ezen pontokon 1991-ben és 2003-ban más célból hajtottunk végre, 18 év időbázissal közel egységes országos lefedettségű GPS sebességtérképet fogunk tudni megalkotni. Ez az, ami biztosítani fogja, hogy a nagyobb szerkezeti egységek és főbb törésvonalak is ténylegesen vizsgálhatóvá váljanak, hisz a jóval korábbi észlelések sokkal pontosabb sebességszámítást tesznek lehetővé.

2.4.2. Vertikális kéregmozgás sebességének becslése geokronológiai módszerrel

A kiemelkedő, így folyamatosan erodálódó területekre (pl. a Dunántúl nagy része) vonatkozóan a vertikális mozgások rátájára nehéz becslést adni. Még nem áll rendelkezésünkre elegendő hosszú időn át végzett (úr)geodéziai mérési adatsor ahhoz, hogy a kis sebességű recens vertikális kéregmozgások mértékét megbízhatóan becsülhessük. A kiemelkedés történet megismerésére közvetetten alkalmasak geomorfológiai és őslénytani (Pécsi, 1959; Scheuer és Schweitzer, 1988), valamint izotópos vizsgálatok (Scheuer és Schweitzer, 1988; Ruzsáczay-Rüdiger et al., 2005a,b).

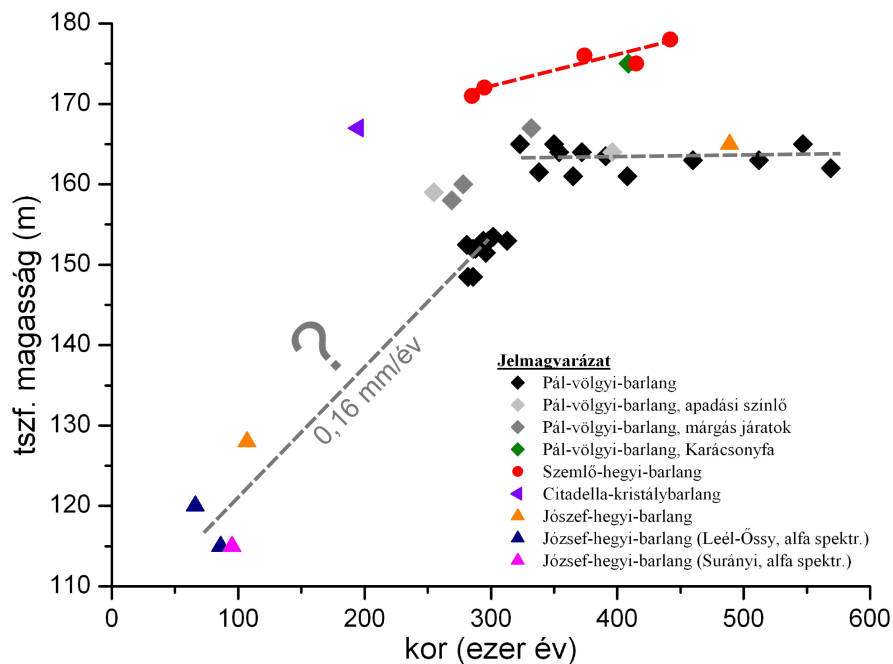
Budapesten, a Rózsadomb környezetében található a budai termálkarsztos barlangok túlnyomó többsége, köztük a vizsgálataink tárgyát képező Pál-völgyi-, Szemlő-hegyi- és József-hegyi-barlang is. Ezek mindegyikében található lemezes kalcit kiválás, melyek képződése a mindenkori erózióbázissal összefüggő karsztvízszinthez köthető. A Budai-hegység kiemelkedésével egy időben a Duna bevágódása zajlik, így feltevésünk szerint a lemezes kalcitok képződési kora és mai tengerszint feletti magassága között összefüggés áll fenn. Munkánk során elsősorban a Pál-völgyi-barlangban gyűjtött lemezes kalcitok uránsoros korhatározását végeztük el, kiegészítve a többi rózsadombi barlangban fellelhető lemezes kalcit vizsgálatával. A kapott korok alapján a Budai-hegység függőleges deformációtörténetének pontosítását kíséreltük meg.

Az urán és a tórium vízben történő eltérő kémiai viselkedése miatt a barlangi járatok karsztvízeiben csak az urán van jelen. Az általunk vizsgált lemezes kalcit meleg állóvízből, kalcium-karbonátra nézve túltelített oldatból, annak felszínén válik ki, tehát jó vízszintjelző és képződésekor csak uránt tartalmaz, tóriumot nem. Amennyiben a rendszer mindvégig zárt marad, a bomlási állandók ismeretében, a jelenlegi izotóparányok mérésével, a bomlási törvény alapján megadható a minta kora. $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ izotóparány mérésen alapuló uránsoros kormeghatározási módszert alkalmaztunk, ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) mérések felhasználásával. Mivel hazánkban a barlangok védettséget élveznek, az eljárás nagy előnye, hogy 2-3 g minta is elegendő, ugyanakkor alkalmas 400-450 ezer éves ásványok korolására is. Idős vagy alacsony uránkoncentrációjú minták esetén a kormeghatározás pontossága természetesen csökken.

Munkánkat megelőzően is végeztek már a rózsadombi barlangok egyes képződményein kormeghatározást (Ford és Takácsné Bolner, 1992; Leél-Őssy, 1997), így ezen adatok figyelembe vételével jelöltük ki a mintagyűjtési helyeket. A Pál-völgyi-barlangban 148 m és 214 m tszf. magasság között fordul elő lemezes kalcit. A mintákat a legalsó előfordulástól felfelé haladva gyűjtöttük. A korhatározás időbeli felső korlátját is mindvégig szem előtt tartottuk, így a mintagyűjtés két éven keresztül, számos alkalommal történt, a már meghatározott korok ismeretében. Ez szükség esetén lehetővé tette az ismételt mintavételt és korhatározást is. Lehetőségünk nyílt a 2007 januárjában felfedezett Citadella-kristálybarlangban talált lemezes kalcitok kormeghatározására is, így ezt is elvégeztük, hozzájárulva ezzel a barlang keletkezési körülményeinek feltárásához.

A fentiek értelmében, a lemezes kalcit előfordulások radiometrikus korai alapján, a klimatikus hatások figyelmen kívül hagyásával a Budai-hegység szakaszos kiemelkedése valószínűsíthető az elmúlt közel félmillió év során (8. ábra). 320 ezer évvel ezelőttig stagnáló karsztvízszint, azaz legfeljebb lassú emelkedés jellemezte a területet. Kb. 320 ezer éve felgyorsult a kiemelkedés üteme. Az irodalmi adatokat is felhasználva (Leél-Őssy, 1997 és Surányi szóbeli közlés) a 280–70 ezer éves intervallumra átlagosan 0,16 mm/év-es emelkedés a jellemző.

Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2005c) az irodalomban fellelhető koradatok felhasználásával tettek becslést a Budai-hegység emelkedési rátájára. 360 ezer évtől napjainkig az édesvízi mészkő szintek alapján 0,18 mm/év-es, a Duna-teraszok alapján pedig 0,14 mm/év-es kiemelkedési rátát számítottak, ami jól egyezik a 280–70 ezer évre vonatkozó 0,16 mm/év-es becslésünkkel. Ugyanakkor adatainkból az is kiderül, hogy Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2005b) feltevésével összhangban, de talán valamivel később, kb. 320–310 ezer éve gyorsulhatott fel a Budai-hegység kiemelkedése. Eredményeink jó egyezést mutatnak Leél-Őssy (1997) következtetéseivel is, melyek 0,15-0,3 mm/év közötti kiemelkedési sebességet valószínűsítene.



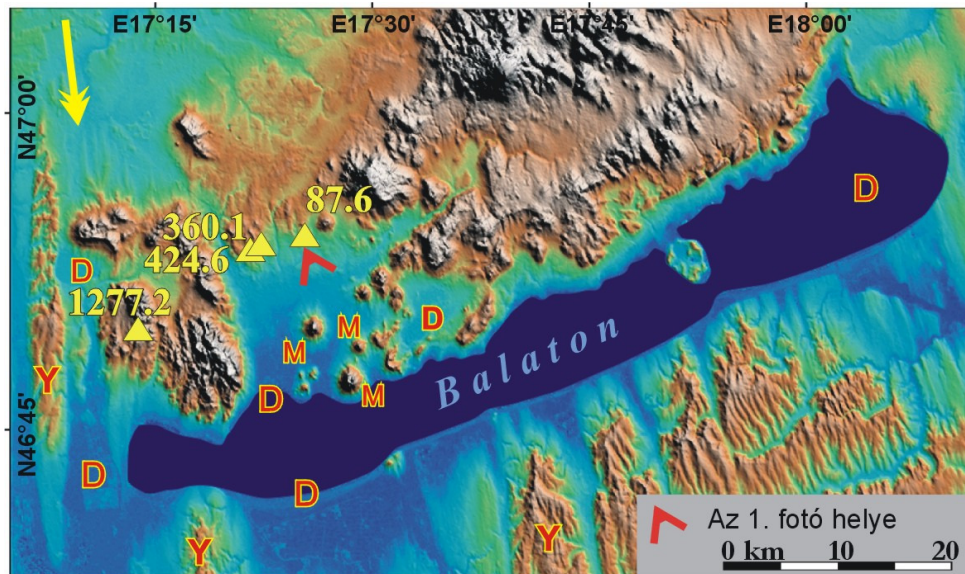
8. ábra A kutatás keretein belül vizsgált lemezes kalcitok kor-magasság diagramja. Az ábra áttekinthetősége érdekében a korhatározás hibáit nem tüntettük fel (Szanyi et al., 2008).

2.4.3. Felszíntabilitás és denudációs sebességek becslése deflációs formák kormeghatározásával

A negyedidőszak során lezajlott éghajlatváltozások következtében az eljegesedési periódusok során a Pannon-medence területén száraz, hideg éghajlati viszonyok uralkodtak. Ezen időszakokban a szélrozió jelentősége megnőtt, azonban a felszínalakításban játszott jelentősége már több mint egy évszázada vitatott kérdés a hazai földtudományban. Ugyanakkor a szél által lepusztított felszínek, deflációs felszínformák kormeghatározására mindeztidáig nem állt rendelkezésre megfelelő módszer. Az 1990-es évektől egyre szélesebb körben elterjedő helyben keletkező kozmogén izotópos módszer lehetőséget teremtett a csupasz kőzetfelszínek kitétségi korának (*exposure age*), vagyis a felszín kialakulási idejének számszerű meghatározására. E módszert egyre több földtani és geomorfológiai kérdés megoldásához, kronológiai elhelyezéséhez használják világszerte. Hazánkban elsőként a Dunakanyar sziklateralaszainak sikeres datálását végeztük el kozmogén ^3He izotóppal (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005a,b).

A szélcsiszolta felszínek kialakulási korának kozmogén izotópos datálásával számszerű információt kaphatunk a negyedidőszaki szélrozió periódusainak koráról, felszínfejlődésben játszott szerepéről. Munkánk több szempontból is úttörő jellegű. A kormeghatározást helyben

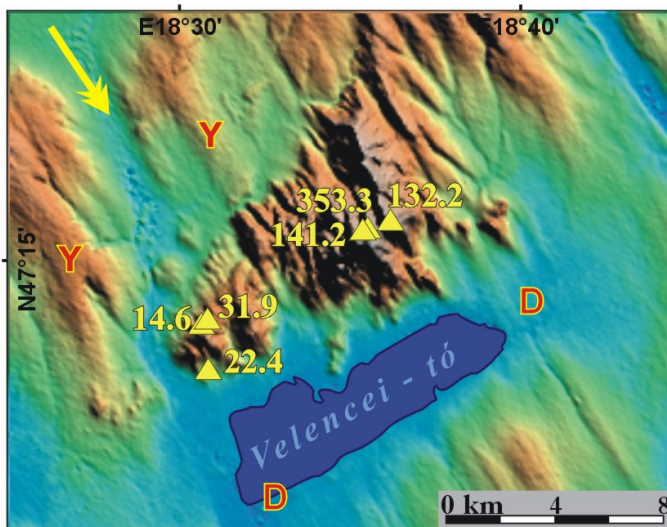
keletkező kozmogén ^{10}Be izotóppal végeztük, mely alkalmas a kvarcit anyagú fedetlen felszínek datálására és hosszú felezési idejének (1,36 Ma) köszönhetően alkalmazhatósági tartománya a teljes negyedidőszakot és a késő-pliocént is lefedi. A jelenlegi felszínformák létrehozása szempontjából ezen időszak szél általi felszínformálása a legnagyobb jelentőségű, így a kozmogén ^{10}Be izotóp minden szempontból megfelelőnek tűnt a deflációs folyamatok datálására. A mintavétel a Dunántúli-középhegységben (Keszthelyi-hgy., Tapolcai-medence, Velencei-hgy.) történt. A mérések az Edinburghi Egyetemen (SUERC) történtek 2006 és 2007 évek során. A mintavételi helyeket és a mért korokat az 9. és 10. ábra mutatja be.



9. ábra A Balaton-felvidék SRTM domborzatmodellje a mintavételi helyekkel (sárga háromszögek) és a mért kitérési korokkal (ezer év). Y: yardang, D: deflációs mélyedés, M: bazalt tanúhegy. A sárga nyíl a legjellemzőbb szélirányt mutatja (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2009).

Eredmények szerint (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2009) a kvarcitra létrejött deflációs formák datálására a kozmogén ^{10}Be izotóp megfelelőnek bizonyult. Méréseink alapján a Dunántúli középhegységben akár 1,25 millió évesnél idősebb felszínek húzódnak (Keszthelyi-hgy.), ami a felszínformáink meglepő stabilitására utal (9. ábra). Másrészt a Balaton felvidéken 360 és 420 ezer év környékén egy 220 m tszf. magasságú szint jöhetett létre, ezt követően további deflációs alacsonyodás ment végbe amit egy 180 m-es magasságú szint 90 ezer éves kitérési korával sikerült megfognunk. Ez 200 m/millió éves regionális lepusztulási rátát jelent a térségben, aminek jelentős részéért a szélrózsa tehető felelőssé, ahogy ez a sivatagi tájakra jellemző tanúhegyek jelenléte is alátámasztja. A Velencei-hegységben a gerinc-helyzetű minták (320-340 m tszf) minimum kitérési kora 140 ezer év körüli, ill. egy lepusztulásnak ellenálló, 3 m magas sziklaforma felső része legalább 350 ezer évesnek bizonyult (10. ábra). A lepusztulásnak erősen kitért helyzetük miatt e minták ^{10}Be koncentrációi azonban inkább lepusztulási rátaként értelmezendők, ami 5 m/millió év lokális alacsonyodást jelent. A hegylábi pedimentek kialakításában szerepet játszó utolsó deflációs periódusok datálásával igen fiatal felszínalakulást sikerült bizonyítanunk: 15-30 ezer éves minimum kitérési korokat mértünk. Ezek alapján igazolást nyert, hogy több deflációs periódussal és számottevő szél általi lepusztulással számolhatunk hazánkban a középső- és késő-

pleisztocén során. Mindezidáig Közép-Európában ilyen jelentős és számszerű adatokkal alátámasztott szélérozíóról korábbi tanulmányok nem számoltak be.



10. ábra A Velencei-hegység SRTM domborzat-modellje a mintavételi helyekkel (sárga háromszögek) és a mért kitérési korokkal (ezer év). Y: yardang, D: deflációs mélyedés. A sárga nyíl a legjellemzőbb szélirányt mutatja (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2009).

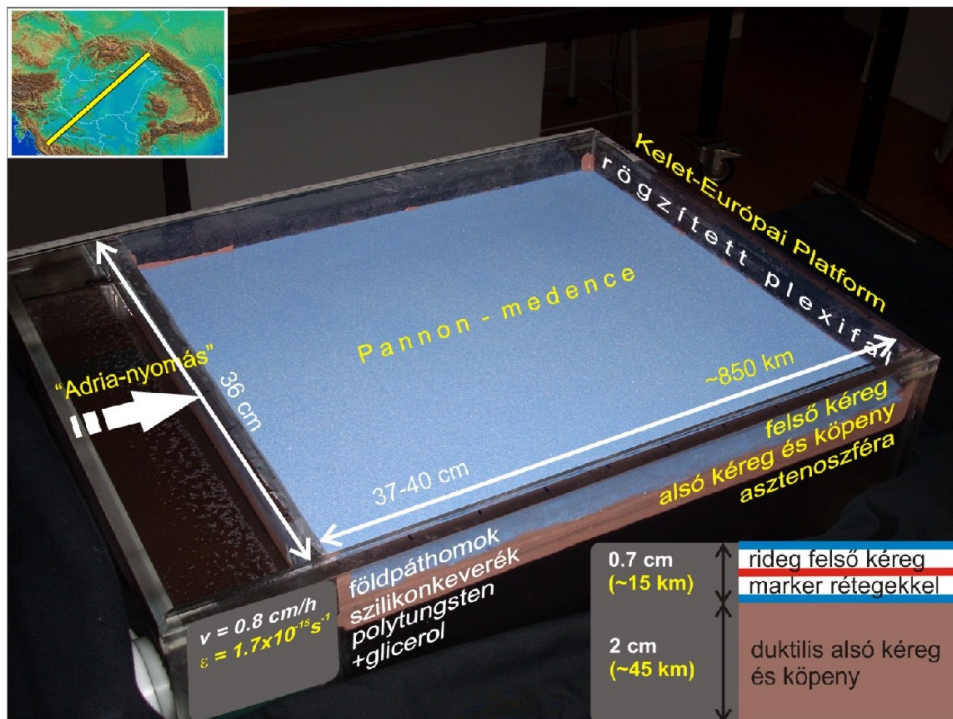
2.5. Medenceinverzió és tektonikus topográfia kapcsolatának analóg modellezése

A Pannon-medencét a litoszféra-léptékű folyamatok és a neotektonika, valamint a felszínfejlődés közötti kölcsönhatást vizsgáló kutatások egyik természetes laboratóriumaként tartják számon (Horváth et al., 2006). A Pannon-medence inverzióját eredményező kompressziós erőter, a korábban kivékonyodott és felfűtött, ezért gyenge reológiával jellemezhető litoszférát hatékonyan képes deformálni. Az inverzió során tapasztalt függőleges kéregmozgások jellegzetes eloszlására, a recens süllyedés- és kiemelkedéstörténet magyarázatára kézenfekvő megoldást nyújt a litoszféragyűrődés mechanizmusa (Cloetingh et al., 1999). A földtani és geofizikai adatok szintézise mellett (Cloetingh et al., 2006; Horváth et al., 2006; Bada et al., 2007b) numerikus szimulációk eredményei is alátámasztják ennek a modellnek a lehetőségét (Horváth és Cloetingh, 1996). Ezeket a megfigyeléseket kívántuk kiegészíteni analóg fizikai modellekkel, amelyekben laborkörülmények között állítottuk elő a Pannon-medence kicsinyített mását. A modellekben a kérget és a köpenyt analóg anyagok használatával, az egyes kőzetlemezek elhelyezkedésével megegyező geometriával és az azokat érő erőhatások megfelelő skálázásával vizsgálhatjuk a litoszféra deformációját és a kapcsolódó felszínmozgásokat (Dombrádi et al., 2008 a,b).

Az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszéke és az amszterdami VU University között lévő együttműködésben, doktori kutatás keretében lehetőségünk nyílt az amszterdami tektonikai laborban (TecLab) elvégezni ezeket a kísérleteket. A Pannon-medence keletkezéséhez köthető (Windhoffer et al., 2005), ill. az inverzió során bekövetkező vetőfelújulások (Windhoffer és Bada, 2005) már korábban modellezésre kerültek ugyanitt. Az általunk végzett modellezések ebben az esetben a teljes litoszférára terjedtek ki, kimondottan az inverziós fázisban létrejövő litoszféragyűrődésre és az ahhoz kapcsolódó felszínfejlődésre koncentráltak (Dombrádi et al., 2008a,b). A vizsgált problémák az alábbi témaköröket ölelték fel:

- 1) Litoszféragyűrődés hullámhossza és amplitúdója, azaz a negyedidőszak folyamán süllyedő és emelkedő területek elhelyezkedése és a felszínmozgás nagysága.
- 2) Deformáció terjedésének üteme az „Adria-nyomás” hatására.

3) Adriai-lemez geometriájának és az inverzió előtti kéregvastagságok szerepe a medencék süllyedésében és a hegységek kiemelkedésében.



10. ábra A Pannon-térség homogén felépítésű kétréteges analóg modellje. Fehér színnel a modellbeli anyagokat és paramétereiket ábrázoltuk, sárgával pedig a természetben ezekkel ekvivalens képződményeket és mennyiségeket. A modell a Dinaridák és a Kárpátok ÉK-i vonulatai közötti medencerészre terjed ki, ezt az irányt jelöli a bal felső sarokban a domborzati modellre fektetett vastag sárga vonal (Dombrádi et al., 2008a).

A rendelkezésre álló reológiai és szeizmotektonikai ismeretek alapján a Pannon-medence litoszféráját egy vékony (15 km) és rideg felső kéreggel, valamint egy 45 km vastagságú képlékeny alsókéreg és köpeny anyagból álló réteggel modelleztük. A kérget alkotó kőzetekkel analóg anyagként szitált földpáthomokot, a litoszféra képlékeny részének megalkotásához pedig speciális szilikonkeveréket használtunk (10. ábra). A kompresszió révén létrejött rövidülést a legutóbbi GPS mérések alapján meghatározott horizontális kéregmozgások sebességéhez igazítottuk (Grenerczy et al., 2005), amely a modellbeli méretekre átszámítva 0,8 cm/h-s sebességnek adódott. Az Adriai-mikrolemez É-ÉK-ies mozgását egy mozgó plexifal modellezte, míg a szemben lévő rögzített fal a Kelet-Európai platform rideg, vastag blokkját reprezentálta. A kezdeti modellek felépítése egyszerű volt, csupán homogén rétegeket tartalmaztak. Ennek megfelelően az Erdélyi-medence területére nem terjesztettük ki a modellünket, mivel annak reológiája az alapvetően gyenge litoszférával jellemzett Pannon-medencéhez képest jelentősen eltérő. Később ezeket a modelleket továbbfejlesztettük, hogy további tektonikai tényezők vizsgálatára is alkalmasak legyenek. A modelleket a kísérlet befejezése után átnedvesítettük és fagyasztottuk, így módon, a végső deformációs állapotot rögzítettük. Miután a modell teljesen átfagyott, azt a sűrű és kis fagyáspontú modell-asztenoszféráról leemeltük és tetszőleges irányú metszeteket készíthettünk belőle. Ezáltal a kompresszió hatására létrejött gyűrődést közvetlenül vizsgálhattuk ezeken a szelvényeken. A modell futása közben a felszín változásairól szabályos időközönként felvételt készítettünk és nagyfelbontású lézerekkel is letapogattuk.

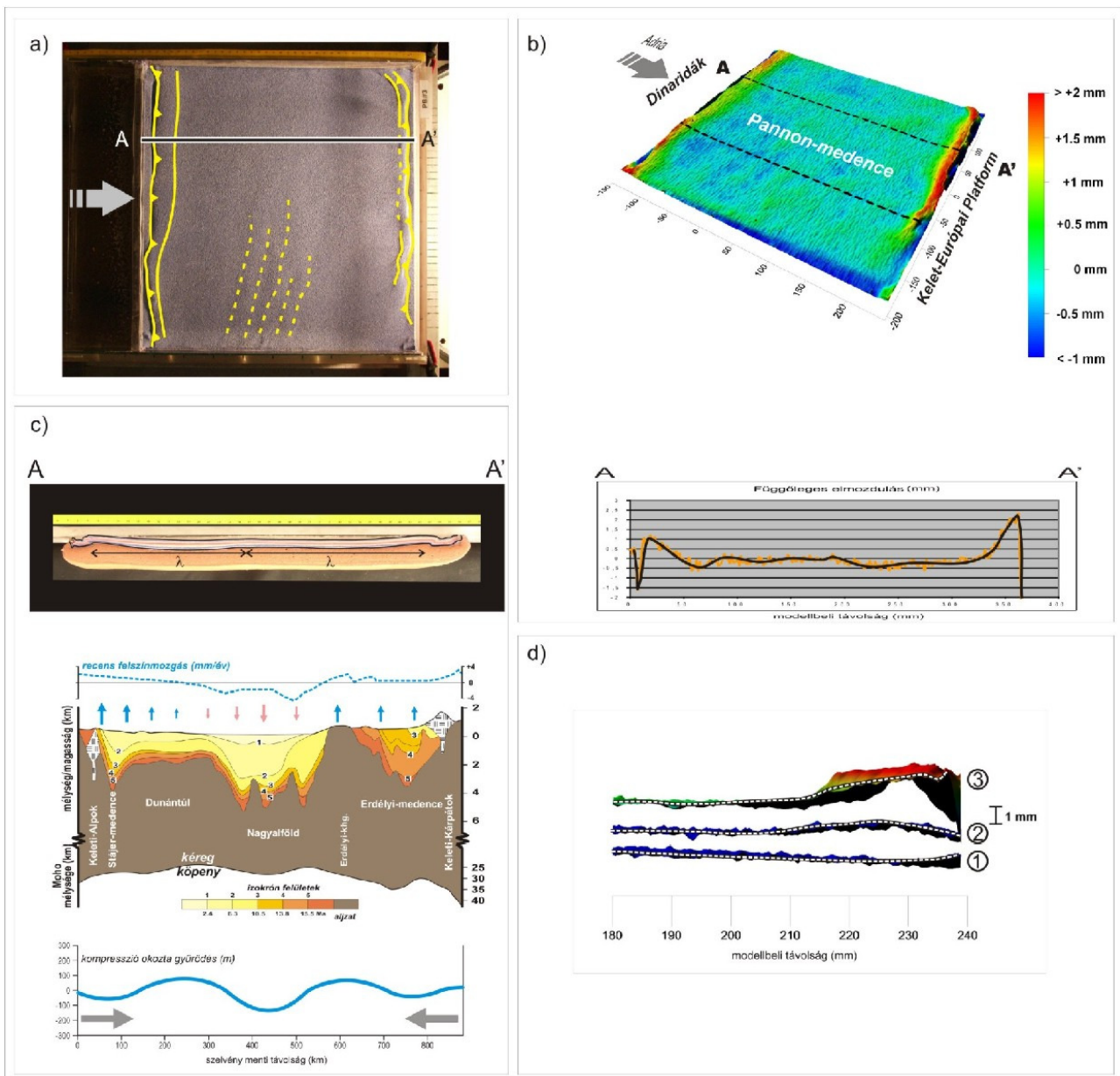
A homogén modellekből készített metszeteken minden esetben a litoszféra nagy hullámhosszú gyűrődését tapasztaltuk (11/c ábra). A modellértékek visszatranszformálása után a Pannon-medence léptékére számítva ez 350-400 km-es hullámhosszt jelent (Dombrádi et al., 2008a,b). A kapott érték megegyezik a recens kéregmozgásokból és a fiatal üledékek felhalmozódásából vagy eróziójából becsült gyűrődés mértékével (Cloetingh et al., 2005 – 11/c. ábra), valamint a numerikus modellekből számított értékekkel is jó egyezést mutat (Horváth és Cloetingh, 1996).

A vertikális kéregmozgások mértékét legpontosabban a lézerszkennelt felületek összehasonlításával lehetett meghatározni. A Dinaridák és a Keleti-Kárpátok területén a teljes kiemelkedés a negyedidőszak folyamán – az erózió hatásával nem számolva – 4-5,8 km-nek adódott. A medence belsejében a litoszféradeformáció a medencék 1,4-1,8 km-es süllyedését eredményezte, míg a középhegységi területeken 500-700 m kiemelkedést okozott (11/b ábra). A kapott értékek, a különböző módszerekkel megállapított, a recens süllyedések és kiemelkedések ütemére adott becslésekkel jó összhangban vannak. Összességében az analóg modellek alátámasztják, hogy a jelenkori felszínmozgások a képlékenyen viselkedő Pannon-litoszféra nagymértékű deformációjához köthetők.

A feszültségadatok elemzéséből és a medence belsejét jellemző tektonikai stílusokból levonható az a következtetés, hogy az Adriai-lemez nyomóhatását a puha Pannon-litoszféra képlékeny deformáció formájában hatékonyan közvetíti (Bada et al., 2007b). Az analóg modellek alapján, a modellben eltelt időt megfelelő módon átskálázva, a deformáció terjedésének üteme is becsülhető. A homogén összetételű modell rögzített falához közeli részt kinagyítva (11/d ábra), a felvételek készítésének idejéből számíthatóvá vált, hogy mikor tapasztalunk először kiemelkedést a Kelet-Európai Platform előterében. Az így becsült közel 3 millió éves időintervallum összemérhető a Pannon-medence inverziós fejlődéstörténetével (Dombrádi et al., 2008a).

A kísérletsorozat folyamán más tényezők hatását is vizsgáltuk. A változó mértékű kéregvastagság modellbe építése jelentősen befolyásolta a kialakult litoszféragyűrődés hullámhosszát és amplitúdóját. Az inverzió előtt meglévő kéreginhomogenitások kisebb, regionális- vagy lokális léptékű gyűrődések kialakulását okozhatják. A vastagabb kéregblokkok jelenléte emellett a kompressziós stílus megjelenését a medence belsejében késleltette.

A modellek háromdimenziós kiterjesztése is megkezdődött az Adriai-mikrokontinens határának realisztikusabb geometriájával, figyelembe véve a Keleti-Alpok területén zajló extrúziós folyamatot is (Horváth et al., 2006). Ehhez kapcsolódóan a Kárpát-Pannon térség részletesebb modellje is elkészült, amelyben már az Erdélyi-medence alatt található vastagabb és szilárdabb litoszféra és a Pannon-medence aljzatát alkotó kéregblokkok határán működő Közép-Magyarországi nyírási öv is szerepel. A nagy szerkezeti egységekkel megépített 3D modellek eredményei feldolgozás vagy publikálás alatt állnak, azoktól a negyedidőszaki kéregmozgások pontosabb térbeli és időbeli rekonstrukcióját várjuk.



11. ábra A Pannon-térség homogén felépítésű, kétréteges analóg modelljének eredményei. a) Az analóg modell felszíne felülről: a sárga folytonos vonalak a hegyláncokban kialakuló *pop-up* szerkezeteket, a modell közepén lévő szaggatott vonalak pedig a felszín enyhe undulációjára utaló formákat jelölik. b) Lézerszkennel felvétel alapján készült nagyfelbontású domborzati modell a deformálatlan állapothoz képesti süllyedéseket és kiemelkedéseket tükrözi. Az AA' szelvény menti függőleges felszínmozgás diagram a nagyhullámhosszú deformáció hatását mutatja. c) A modellmetszet mérsékelt amplitúdójú litoszféra gyűrődést mutat. A nyilak a hullámhosszat jelölik. d) A modell felszínének fejlődése a rögzített fal közelében. A számokkal jelölt felületek különböző időpillanatokban rögzítik az aktuális állapotot: 1) deformáció előtt, 2) a kiemelkedés első jele, 3) a végső állapot. Az 1) és 2) felvétel között eltelt időből becsülhető, hogy mennyi idő alatt épül fel a kompressziós feszültségtér az Adriai-lemeztől távoli részeken (Dombrádi et al., 2008a).

3. HAZAI ÉS NEMZETKÖZI EGYÜTTMŰKÖDÉS, OKTATÁSI ASPEKTUSOK

A szerteágazó kutató munkát csak együttműködés keretében, számos hazai és külföldi partnerintézmény és szakember bevonásával, társfinanszírozás segítségével sikerülhetett elvégezni. A projektben résztvevő intézmények között tudományos és ipari profilú is akadt, biztosítva egyrészt a kutatás magas színvonalát, másrészt pedig az eredmények későbbi hasznosulását. A projektben dolgozó szakdolgozók és doktoranduszok tudományos eredményei különösen örömteliek. Ezek az eredmények – melyek nagy része rangos nemzetközi folyóiratokban kerül publikálásra – igazolják a tudományos kutatás és az oktatási tevékenység egymást jól kiegészítő, erősítő szerepének fontosságát.

A projekt szorosan kötődött az ISES (= *Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science*) címet viselő, Hollandiában jelenleg is zajló tudományos programhoz, melynek kiszemelt teszt területei között található a Pannon-medence is. Ez kivételes lehetőséget nyújtott az élenjáró európai tudományos iskolák munkájához való kapcsolódáshoz. Ennek keretében a kutatómunka egy jelentős részét az amszterdami Vrije Universiteit-tel és a delfti Technical University-vel karöltve végeztük. A kormeghatározási vizsgálatokban részt vettek még az utrecht-i, az edinburgh-i és az aix en provence-i egyetemek izotópos laboratóriumai is.

A projekthez hatékony tudományos háttérrel nyújtott a TOPO-EUROPE címet viselő nemzetközi program, amely 2005-ben jött létre számos neves európai egyetem és kutatóintézet közreműködésével. A TOPO-EUROPE hálózat az európai kontinens topográfiájának, földfelszínének fejlődését tanulmányozza, interdiszciplináris tudományos megközelítést alkalmazva. A magyarországi tevékenységet az ELTE Geofizikai Tanszéke koordinálja. Jelen projekt résztvevői fontos szerepet játszottak a TOPO-EUROPE program létrejöttében és európai léptékű sikerében.

Kutatási eredményeinket számos publikációban és konferencián ismertettük. Ezek közül kiemelkedik a 2007. szeptemberben, Siófokon megrendezett, „*Collision and Extension in the Alpine - Carpathian - Pannonian System*” címet viselő nemzetközi workshop, amely a University of Leeds és a Royal Society társszervezésével került lebonyolításra. A rangos eseményt tudományos eredményeink első átfogó bemutatójának, egyfajta időközi beszámolóinak („*mid-term review*”) tekintettük, melyet nemzetközi szaktekintélyek meghívásával rendeztünk meg (Houseman et al., 2008).

HIVATKOZÁSOK

- Bada, G., Horváth, F., Cloetingh, S., Coblenz, D.D., Tóth, T., 2001. The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. *Tectonics* 20, 343-363.
- Bada, G., Fodor, L., Windhoffer, G., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Sacchi, M., Dunai, T., Tóth, L., Cloetingh, S., Horváth, F., 2003. Lithosphere dynamics and present-day deformation pattern in the Pannonian basin. *Geophysical Research Abstracts* 5, 05772.
- Bada, G., Bus, Z., Gribovszki, K., Horváth, F., Magyar, Á., Mónus, P., Szafián, P., Szeidovitz, Gy., Timár, G., Tóth, T., Wéber, Z., Wórum, G., 2005. A Paksi Atomerőmű tervezett üzemidő-hosszabbítására vonatkozó Részletes Környezeti Hatástanulmányt (RKHT) előkészítő földtani, szeizmotektonikai és geotechnikai értékelés. II. kötet: A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása. Kutatási jelentés az ETV-ERŐTERV Energetikai Tervező és Vállalkozó Rt. részére, GeoRisk Kft. és Geomega Kft., Budapest, 219 p.
- Bada, G., Horváth, F., Tóth, L., Fodor, L., Timár, G., Cloetingh, S., 2006 Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. In: Pinter, N., Grenerczy, Gy., Weber, J., Stein, S., Medak, D., (szerk.), *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer-Verlag 61, 385–402.
- Bada, G., Dövényi, P., Windhoffer, G., Szafián, P., Horváth, F., 2007a. Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi-dinári-kárpáti környezetében. *Földtani Közlöny* 137/3, 327-357.
- Bada, G., Grenerczy, Gy., Tóth, L., Horváth, F., Stein, S., Cloetingh, S., Windhoffer, G., Fodor, L., Pinter, N., Fejes, I., 2007b. Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian basin: Seismicity, GPS velocities and stress transfer. In: Stein, S., Mazzotti, S., (szerk.), *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. Geological Society of America Special Paper 425, p. 243–262.
- Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G., Cloetingh, S., 2007c. Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planetary Change* 58/1-4, 165-180.
- Bada, G., Szafián, P., Vincze, O., Tóth, T., Fodor, L., Spiess, V., Horváth, F., 2009. Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. *Földtani Közlöny*, közlésre előkészítve.
- Bulla, B., 1943. Geomorfológiai megfigyelések a Balaton felvidéken. *Földrajzi Közlemények* 71, 18–45.
- Cholnoky, J., 1918. A Balaton hidrológiája. I. kötet, 2. rész. Magyar Földrajzi Zársulat Balaton-Bizottsága, Kilián F. Bizománya, Budapest, 316 p.
- Cholnoky, J., 1936. Magyarország földrajza. A Föld és élete, VI. kötet. Franklin és Társa Kiadó, Budapest, 530 p.
- Cloetingh, S., Burov, E., Poliakov, A., 1999. Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). *Tectonics* 18, 1064-1083.
- Cloetingh, S., Matenco, L., Bada, G., Dinu, C., Mocanu, V., 2005. The evolution of the Carpathians-Pannonian system: Interaction between neotectonics, deep structure, polyphase orogeny and sedimentary basins in a source to sink natural laboratory. *Tectonophysics* 410, 1-14.
- Cloetingh, S., Bada, G., Maţenco, L., Lankreijer, A., Horváth, F., Dinu, C., 2006. Neotectonics of the Pannonian-Carpathian system: Inferences from thermo-mechanical modelling. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A., (szerk.), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs 32, 207-221.
- Csillag, G., Fodor, L., Sebe, K., Müller, P., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Thamóné Bozsó, E., Bada, G., 2008. Deflációs formák és folyamatok a Dunántúl hegységi területein és környezetükben. 4. Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen, Konferencia Különszám, pp. 84-90.
- Csontos, L., Benkovics, L., Bergerat, F., Mansy, J.-L., Wórum, G., 2002. Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). *Tectonophysics* 410, 63–80.
- Csontos, L., Magyar, Á., Van Vliet-Lanoë, B., Musitz, B., 2005. Neotectonics of the Somogy hills (Part II): Evidence from seismic sections. *Tectonophysics* 410, 63-80.
- De Bartolo, S.G., Gaudio, R., Gabriele, S., 2004. Multifractal analysis of river networks: sandbox approach. *Water Resource Research* 40, W02201.
- Dombrádi, E., Timár, G., Bada, G., Horváth, F., Cloetingh, S., 2006. Fractal characteristics of drainage network in the Pannonian and Transylvanian basins. *Geophysical Research Abstracts* 8, 06393.
- Dombrádi, E., Timár, G., Bada, G., Cloetingh, S., Horváth, F., 2007. Fractal dimension estimations of drainage network in the Carpathian-Pannonian system. *Global and Planetary Change* 58, 197-213.

- Dombrádi, E., Sokoutis, D., Bada, G., Cloetingh, S., Horváth, F., 2008a. Modelling deformation of the Pannonian lithosphere: lithospheric folding and tectonic topography. *Tectonophysics*, közlésre elküldve
- Dombrádi, E., Sokoutis, D., Bada, G., Cloetingh, S., Horváth, F., 2008b. Quaternary inversion of the Pannonian basin: large scale lithospheric folding controlling active deformation and topography development. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 49/2 Supplement, 38-42.
- Dombrádi, E., Dövényi, P., Horváth, F., 2009. Geoelektromos tomográfia lehetőségei a somogyi meridionális völgyek és háta vizsgálatában. *Földtani Közlöny*, közlésre előkészítve.
- Erdélyi, M., 1961. Külső-Somogy vízföldtana. *Hidrológiai Közlöny* 41, 445–528.
- Fodor, L., Bada, G., Csillag, G., Horváth, E., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Horváth, F., Cloetingh, S., Palotás, K., Síkhegyi, F., Timár, G., 2005. An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. *Tectonophysics* 410, 15-41.
- Ford, D.C., Takácsné Bolner, K., 1992. Abszolút kormeghatározás és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. *Karszt és Barlang* 1991/I-II, 11–18.
- Gerner, P., 1994. Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. *Földtani Közlöny* 124, 381-402.
- Grenerczy, Gy., Sella, G., Stein, S., Kenyeres, A., 2005. Tectonic Implications of the GPS Velocity Field in the Northern Adriatic Region. *Geophysical Research Letters* 32, L16311.
- Horváth, F., 2007. A Pannon-medence geodinamikája: eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. MTA doktori értekezés, Budapest, 1-238.
- Horváth, F., Cloetingh, S., 1996. Stress-induced late stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* 266, 287-300.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S., 2006. Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A., (szerk.), *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, London, Memoirs 32, 191-206.
- Horváth, F., Dombrádi, E., 2009. A magyar tektonika fejlődése a Balaton és környéke kutatásának tükrében. *Földtani Közlöny*, közlésre előkészítve.
- Houseman, G.A., Horváth, F., Bada, G., 2008. Continental tectonics in central and eastern Europe. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 89/9: p. 6.
- Jaskó, S., Krolopp, E., 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. *MÁFI Évi Jelentése 1989-ről*, pp. 65-84.
- Jámbor, Á., 1992. Pleistocene ventifact occurrences in Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 35, 407–436.
- Jámbor, Á., 1993. Rövid magyarázó a pleisztocénben aktív magyarországi törésvonalak 1:500.000-es térképéhez. *Kézirat, MÁFI adattár*, Budapest, 42 p.
- Jámbor, Á., 2002. A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. *Földtani Közlöny* 132/különszám, 101–116.
- Leél-Össy, Sz., 1997. A József-hegyi barlang geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. *Doktori értekezés, ELTE TTK*, Budapest, 114 p.
- Lóczy, L., 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. kötet, 1. rész, 1. szakasz. *Magyar Földrajzi Zászlal Balaton-Bizottsága*, Kilián F. Bizománya, Budapest, 617 p.
- Marosi, S., 1969. Adatok Belső-Somogy és a Balaton hidrogeográfiájához. *Földrajzi Értesítő* 18, 419–456.
- Necea, D., Fielitz, W., Mañenco, L., 2005. Late Pliocene-Quaternary tectonics in the frontal part of the SE Carpathians: Insights from tectonic geomorphology. *Tectonophysics* 410, 137-156.
- Némedi Varga, Z., 1977. A Kapos vonal. *Földtani Közlöny* 107, 313-328.
- Pávai Vajna, F., 1923. Válasz a magyar földgázkutatás kritikájára. *Földtani Közlöny* 51-52, 21–30.
- Pávai Vajna, F., 1925. A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. *Földtani Közlöny*, 55, 63-85.
- Petrovski, J., 2009a. Archív térképek használata a környezeti földtudományban: esettanulmány a Körösök vidékéről. *Geodézia és Kartográfia* 61(2), 28-31.
- Petrovski, J., 2009b. Morphometric analysis of the Koros drainage basin (Hungary/Romania) using historical topographic maps. *Geophysical Research Abstracts* 11, 02016.
- Petrovski, J., 2009c. River planform anomalies on the Sebes Körös/Crişul Repede River in the sheets of the Habsburg military surveys. *Geophysical Research Abstracts* 11, 02018.

- Petrovszki, J., 2009d. An anastomosed section of the Crişul Repede River in the old military survey maps. *Geographia Technica*, közlésre elfogadva.
- Petrovszki, J., Timár, G., 2009. Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity". *Geomorphology*, közlésre elküldve.
- Pécsi, M., 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Dunai, T., Bada, G., Fodor, L., Horváth, E., 2005a Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced ^3He . *Tectonophysics* 410, 173–187.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Dunai, T., Fodor, L., Bada, G., Leél-Őssy, Sz., Horváth, E., 2005b. A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ^3He kitettségi kor mérések alapján. *Földtani Közlöny* 135/3, 373–403.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Fodor, L., Bada, G., Leél-Őssy, Sz., Horváth, E., Dunai, T., 2005c. Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. *Tectonophysics* 410, 157–172.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Fodor, L., Dunai, T., Bada, G., Csillag, G., Braucher, R., Müller, P., 2009. Regional deflation rates constrained by ^{10}Be exposure ages of wind polished rock surfaces in the Pannonian basin, Hungary. *Geology*, közlésre elküldve.
- Sanders, C., Huismans, R., van Wees, J.D., Andriessen, P., 2002. The Neogene history of the Transylvanian basin in relation to its surrounding mountains. In: Cloetingh, S., Horváth, F., Bada, G., Lankreijer, A. (szerk.), *Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system*. EGU Stephan Mueller Special Publication Series 3, 29-40.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F., 1988. A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. *Földrajzi Tanulmányok* 20, 129 p.
- Síkhegyi, F., 2002. Active structural evolution of the western and central part of the Pannonian basin: A geomorphologic approach. In: Cloetingh, S., Horváth, F., Bada, G., Lankreijer, A., (szerk.), *Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system*. European Geosciences Union, St. Mueller Special Publication Series 3, 203–216.
- Szanyi, Gy., Bada, G., Surányi, G., Leél-Őssy, Sz., Varga, Zs., 2008. A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezés kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. *Földtani Közlöny*, közlésre elküldve.
- Szántó, É., 2009. Multielektrodás geoelektromos mérések Dunaszentgyörgy közelében, a dunai allúvium és kvarter lösz kontaktzónájában. *Tudományos Diákköri dolgozat*, ELTE Geofizikai Tsz, 30 p.
- Székely, B., 2009. Rediscovering the old treasures of cartography - What an almost 500-year-old map can tell to a geoscientist. *Acta Geod. Geophys. Hung.* 44/1, 3-16.
- Timár, G., Gábris, Gy., 2008. Estimation of the water conducting capacity of the natural flood conducting channels of the Tisza floodplain, the Great Hungarian Plain. *Geomorphology* 98/3-4, 250-261.
- Timár, G., Petrovszki, J., 2008. Pre-regulation planform of the Körös/Criş River system (Hungary/Romania) in the maps of the Second Military Survey of the Habsburg Empire (1857-61). *Geophysical Research Abstracts* 10, 01705.
- Timár, G., Pišút, P., 2008. Changes of the sinuosity of the Morava River (western Slovakia) and their neotectonic origin. *Geophysical Research Abstracts* 10, 00003.
- Timár, G., Székely, B., Molnár, G., Ferencz, Cs., Kern, A., Galambos, Cs., Gercsák, G., Zentai, L., 2008. Combination of historical maps and satellite images of the Banat region – re-appearance of an old wetland area. *Global and Planetary Change* 62/1-2, 29-38.
- Timár, G., Mészáros, J., 2009. High-resolution digital elevation model and historical topographic maps of the Tisza River floodplain, the Great Hungarian Plain. *Geophysical Research Abstracts* 11, 00008.
- Tóth, T., Horváth, F., 1997. Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. In: Marosi, S., Meskó, A., (szerk.), *A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 123-152.
- Van der Hoeven, A.G.A., Mocanu, V., Spakman, W., Nutto, M., Nuckelt, L., Matenco, L., Munteanu, L., Marcu, C., Ambrosius, B.A.C., 2005. Observation of present-day tectonic motions in the south-eastern Carpathians: geodetic results of the ISES/CRC-461GPS measurements. *Earth Planetary Science Letters* 239, 177-184.
- Wórum, G., 1999. A Mecsek-Villányi térség szerkezete és fejlődéstörténeti eseményei szeizmikus szelvények alapján. *Szakdolgozat*, ELTE Geofizikai Tsz., Budapest, 117 p.
- Wórum, G., Hámori, Z., 2004. A BAF kutatás szempontjából releváns a MOL Rt. által készített archív szeizmikus szelvények újrafeldolgozása. *Kézirat*, Mecsekérc Rt., Pécs, 39 p.
- Zámolyi, A., Székely, B., Draganits, E., Timár, G., 2009. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. *Geomorphology*, közlésre elküldve.