

ZÁRÓJELENTÉS

Szakmai beszámoló a

Neotektonikai szerepe a Magyar Középhegység morfostrukturális fejlődésében

című, F 043715 ny. számú
ifjúsági OTKA projekt keretében elvégzett kutató munkáról

Projekt résztvevők

Dr. Bada Gábor (témavezető)	ELTE TTK Geofizikai Tanszék
Ruszkiczay-Rüdiger Zsófia (doktorandusz)	ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék
Windhoffer Gábor [†] (doktorandusz)	ELTE TTK Geofizikai Tanszék

1. CÉLKITŰZÉSEK

A projekt keretében a Magyar Középhegység főképp dunántúli részének fiatal szerkezet- és felszínfejlődését vizsgáltuk korszerű földtani, geofizikai és geomorfológiai vizsgálati módszerek segítségével. A fő cél a terület negyedidőszaki ill. jelenkori 3D deformációs történetének kvantitatív elemzése, valamint a kéregmozgások kinematikai és dinamikai jellemzése volt a neotektonikai és felszínfejlődési folyamatok jellegének és azok kapcsolatának elemzésén keresztül. Ezen belül meg kívántuk határozni a Magyar Középhegység központi területein tapasztalt differenciált vertikális mozgások mértékét, a tektonikai és eróziós folyamatok sebességét. A negyedidőszaki morfostrukturális fejlődés rekonstruálása során vizsgáltuk a fiatal (poszt-pannon) szerkezeti elemek geometriáját és kinematikai jellemzőit a völgyhálózat alakulásának és a differenciális eróziós folyamatok jellemzőinek fényében. A felszínfejlődés alakulásának kvantitatív meghatározása során fontosnak tartottuk többféle vizsgálati módszer együttes alkalmazását. Izotópgeokémiai módszerekkel a Pannon-medence régről ismert negyedidőszaki geokronológiai problémáinak megoldásában kívántunk előre lépni felszíni kitérési korok kozmogén eredetű izotópok segítségével történő mérésével és U/Th sorozatos kormeghatározási módszerrel. A terület legfiatalabb, részben napjainkban is aktív szerkezeteit (törések, nyírási zónák, boltozatok) főleg geofizikai (szeizmikus) módszerekkel térképeztük, a jelenkori feszültségtér jellemzőit – újabb adatok és elemzési módszerek segítségével –

[†] Windhoffer G. 2005. július 21-én elhunyt

nagy laterális felbontással meghatároztuk. A rekonstruált jelenkori kőzetfeszültség állapot és a térképezett törési geometriák fényében, numerikus és analóg tektonikai modellezés segítségével kísérletet tettünk a meghatározott szerkezetek kinematikai és dinamikai viselkedésének, az uralkodó tektonikai stílus regionális jellemzésére. A hazánkban eddig még nem alkalmazott, nemzetközi tekintetben is újszerű vizsgálati módszerek segítségével egyúttal vizsgálni ill. becsülni kívántuk a felszíni és tektonikai stabilitás viszonyait hazánk különböző területein.

2. FELADATOK ÜTEMEZÉSE, ELVÉGZETT VIZSGÁLATOK

A négyéves 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.

A projekt első évében (2003) a fellelhető tektonikai információk, a földtani, geofizikai és geomorfológiai adatok összegyűjtését végeztük el. A legelső munkafázis különösen fontosnak bizonyult: egységes adatbázis segítségével a különböző típusú adatsorok azonos térképeken, tetszőleges kombinációban jeleníthetők meg ami a korrekt morfológiák elemzés egyik alapja. A kronológiai vizsgálatokhoz a már eddig publikált (irodalmi) adatok kritikai elemzését is elvégeztük. A meglevő adatok összegyűjtése mellett a terepi méréseket és a mintagyűjtést is megkezdjük fiatal szélcsiszolta felszínek, kavicssteraszok, kipreparálódott miocén andezit- és paleozóos gránittek, fiatal barlangi ásvány együttesek, valamint a Dunakanyar számos sziklateraszára vonatkozóan. Az adat- és mintagyűjtésen túlmenően a morfológiai és a szerkezeti elemző munka is megkezdődött. A digitális terepmodell segítségével a főbb folyóvízi terasz és édesvízi mészkőszintek 3D elterjedés térképét, valamint több morfológiai szelvényt szerkesztettünk meg.

A projekt második évében (2004) folytatódott a mintagyűjtés a kronológiai vizsgálatokhoz: a Dunakanyar térségében a morfológiai szintek mintázása lezárult. Kitettségi korok meghatározása céljából a Dunántúli Középhegység központi részein (Balaton-felvidék, Bakony) is mintagyűjtést végeztünk szélcsiszolta felszíneken. A kutató munka egy újabb fontos fázisaként laboratóriumi kormeghatározási méréseket végeztünk. Ennek keretében a Dunakanyarban gyűjtött andezit minták kitettségi korának meghatározása sikeresen befejeződött. A Dunakanyarban jelentősen lepusztult, roncsolt terasz maradványokkal részben egykorú, azokkal esetleg genetikailag rokonságban álló kavicsos-homokos összetételű üledékek (Bábolna) kronosztratigráfiai helyzetének pontosítására is kísérletet tettünk szintén kitettségi korvizsgálat segítségével. Ezen túlmenően a Budai-hegység és a Pilis barlangjaiban mintagyűjtést végeztünk U/Th sorozatos kormeghatározás céljából. Ennek segítségével a karsztvízszint geológiai időskálán vett ingadozását, így - közvetve, a klimatikus hatásokat is figyelembe véve - a függőleges kéregmozgások sebességét

kívántuk becsülni. Az ilyen módon kalibrált kiemelkedés történetet és a Dunakanyarban rekonstruált eróziós folyamatok sebességének összevetése érdekes eredményeket jósolt. A mérések mellett nemzetközi együttműködés keretében numerikus és analóg modellezés kezdődött meg a Pannon-medencében található fontosabb aktívnak tartott törési öv tanulmányozásának céljából. Ezen fiatal (neotektonikus) nyírási zónák szinte mindegyike idősebb szerkezetek felújulásával keletkezett, így a reaktivációs potenciáljuk kvalitatív és kvantitatív meghatározását kiemelten fontosnak tartottuk.

A projekt harmadik évében (2005) újabb kitétségi kor méréseket és izotópgeokémiai elemzéseket végeztünk el. Ennek keretében a Középhegység több részén (Balaton-felvidék, Velencei-hegység) 2004-ben begyűjtött minták kormeghatározása megtörtént. A süllyedő és emelkedő területek határzónájában található bábolnai kavicsos-homokos terasz összlet előzetes korolása is megtörtént kitétségi kor-meghatározási módszer segítségével. A Budai-hegység (Szemlő- ill. József-hegy) és a Pilis (Sátorkőpuszta) területén vett meszes összetételű barlangi ásványminták U/Th sorozatos korvizsgálatának első eredményei az ELTE Geofizikai Tanszékének laborjában megszülettek: az koreredmények meglehetősen szórást mutattak. Emiatt újabb mintavételre volt szükség a karsztvíz jelenlegi szintjének közelében (tsz. f. kb. 120-160 m), azaz várhatóan a legfiatalabb ásványkiválás zónájában (Gellért-, Szemlő-hegy és Pál-völgy). Ez részben 2005-ben, részben pedig 2006-ban történt meg. A korvizsgálatokon mellett elvégeztük a Dunántúl és a Pannon-medence jelenkori feszültségtere jellegzetes térbeli változásainak térképezését és értelmezését – a feszültségi adatbázis folyamatos bővítése mellett. Ez a Pannon-medence inverziója idő- és térbeli lefolyásának pontosítását tette lehetővé. A feszültségi adatok fényében a szerkezeti folyamatok és a tektonikai stabilitás numerikus és analóg modellezése is befejeződött.

A projekt negyedik, utolsó évében (2006) a megszerzett adatok, a kronológiai és geofizikai mérési eredmények, valamint a feszültségi adatbázis szintézis jellegű értelmezését végeztük el. Az utolsó két évben került sor a kutatási eredményeink publikálására is – ezúttal már nem (csak) konferencia kiadványokban, hanem referált nemzetközi tudományos folyóiratokban. Az év végére elkészült az egyik doktorandusz résztvevő doktori dolgozata is, melynek jelentős részét a projekt keretében nyert kutatási eredmények alkotják.

A kutatási tervben kijelölt vizsgálati területek (Berhida-Komárom szeizmoaktív zóna, Dunakanyar és Gödöllői-dombság) száma, így a projekt által „lefedett” terület nagysága a tervezetthez képest bővült (Dél-Dunántúl és Derecske-medence). Ezt a projekt gyors előrehaladása tette lehetővé; az ígéretes kezdeti vizsgálati eredmények regionális korrelálásának és az adatok mélyebb megértésének igénye tette szükségessé. A Pannon-medence nagyobb területeinek elemzésén keresztül így lehetségesnek tűnt, hogy átfogóbb képet nyerjünk a Középhegység és környezetének neotektonikai és morfostrukturális viszonyairól, fiatal fejlődéstörténetéről.

3. KUTATÁSI EREDMÉNYEK

Kutatási tevékenységünk három fő téma köré szerveződött: (1) geokronológiai vizsgálatok, (2) jelenkori feszültségi és neotektonikus eredetű deformációs tér elemzése, (3) aktív tektonikai folyamatok numerikus és analóg modellezése. Az alábbiakban ezt a tematikus felosztást követve a legfontosabb eredményeinket mutatjuk be. Vizsgálatainkat a munkatervben bemutatotthoz képest nagyobb térbeli skálán végeztük, így a Pannon-medence csaknem teljes nyugati és központi területéről szerezhettünk adatokat és dolgozhattunk ki neotektonikai, felszínfejlődési modelleket. A fejezetek címénél feltüntettünk néhány, a projekt kapcsán készült *fontosabb* publikációt, a közleményjegyzék számozása szerint. A szövegben néhány a témához illő releváns hivatkozás is szerepel.

3.1. Geokronológiai eredmények [6, 21, 39, 40, 41, 55, 66 sz. közlemények]

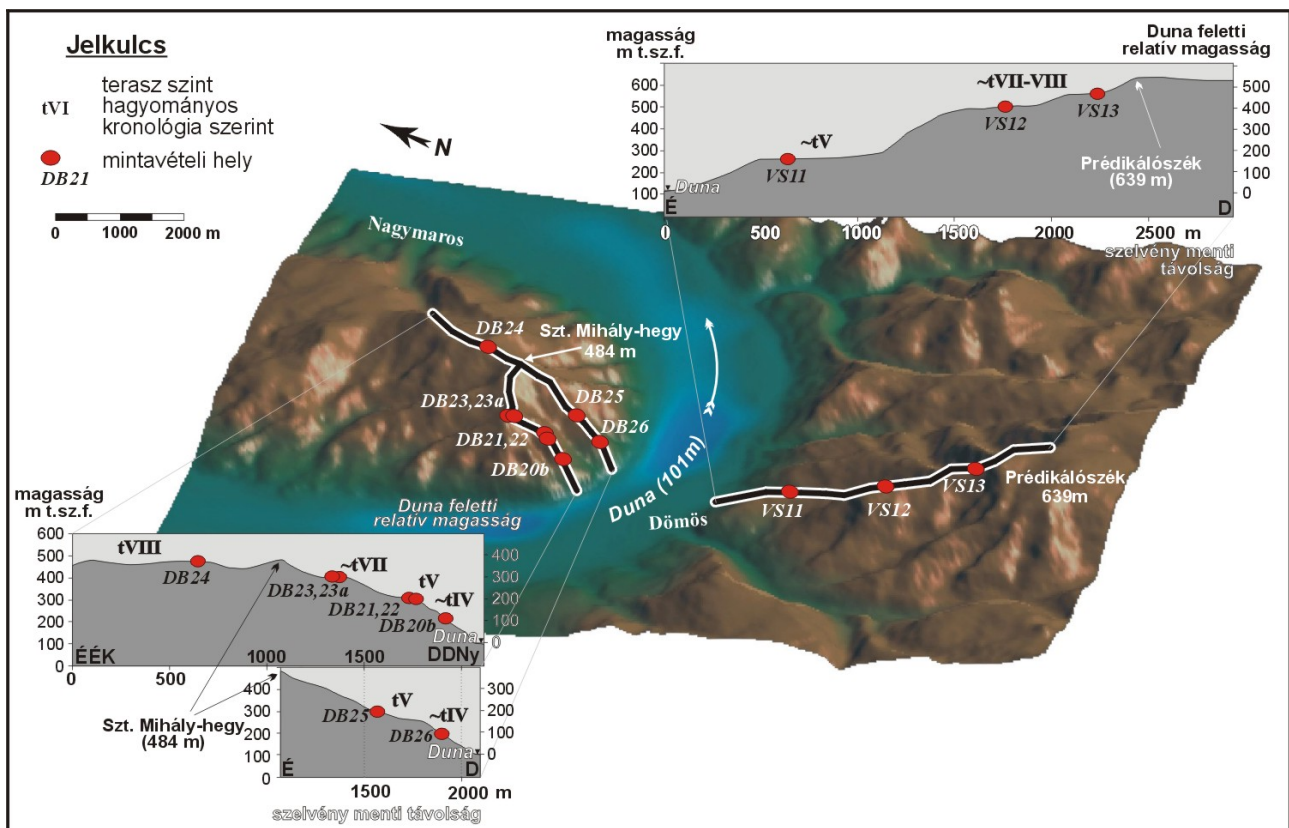
Dunakanyar kialakulása kozmogén izotópos kitettségi korok alapján

A Dunakanyar antecedens völgyének kialakulása, a Duna bevágódásának korolása régi probléma a hazai földtudományi irodalomban (pl. Pécsi, 1959; Gábris, 1994). A Duna teraszok hossz-szelvény mentén változó relatív magassága arra utal, hogy a negyedidőszak során a Duna bevágódása lépést tartott a Középhegység kiemelkedésével. A teraszkrónológiai tanulmányok eddigi eredményeit összehasonlítva világossá vált, hogy: 1) a terasz szintek a folyó mentén nem követhetők megszakítás nélkül, ami az egyidős horizontok korrelálását megnehezíti, esetenként lehetetlenné teszi; 2) a relatív krónológiai adatok lokális értékűek és nagy bizonytalansággal adják meg az egyes szintek korát; 3) kevés abszolút krónológiai adat áll rendelkezésre, ezek pontszerűek és gyakran ellentmondásosak; 4) a Duna-völgy egyes szakaszain meglévő, eltérő jellegű terasz szintek korának kiterjeszthetősége kérdéses. A Duna-teraszok kora tehát rendkívül bizonytalan.

A meglévő teraszkrónológiai, valamint az édesvízi mészkövek és a barlangi ásványok kormeghatározásából származó adatok (Pécsi, 1959; Kretzoi & Pécsi, 1982; Scheuer & Schweitzer, 1988; Leél-Össy, 1997; Leél-Össy & Surányi, 2003) számszerűsítésével a Duna-völgy három szakaszára, a Gerecse, a Dunakanyar és a Budai-hegység területére becsültük a folyó bevágódási rátáját. A Duna a Visegrádi-szoros antecedens völgyszakaszának kivésésekor lépést tartott a Középhegység kiemelkedésével, így a folyó bevágódási rátája és a hegység kiemelkedési üteme több éghajlati ciklust felölelő időtávon azonosnak tekinthető. Számításaink arra utalnak, hogy a Duna bevágódása két eltérő sebességű időszakra osztható: (9000-)2400 ka és 360 ka között mindhárom területen igen lassú, 0,02-0,06 mm/éves bevágódási sebesség volt tapasztalható. 360 ezer év és napjaink között azonban egy nagyságrenddel gyorsabb ütemben mélyítette a Duna a völgyét: bevágódási rátája 0,14-0,23 mm/év volt a Budai-hegység és a Gerecse területén, 0,41 mm/év a Dunakanyar területén. A 360 ezer éves határ azonban egybeesik a U/Th módszer alkalmazhatóságának időbeli alsó határával, így az idősebb és a fiatalabb időszakok éles elkülönülése inkább magyarázható az adatsor hiányosságával, mint egy valós fejlődéstörténeti eseménnyel, hirtelen szerkezeti vagy éghajlati változással. Annak eldöntésére, hogy a mozgás üteme valóban változott-e, és ha igen, e változás mikorra tehető, jelenleg nem adható pontos válasz. A Középhegység tengelyében fekvő

Dunakanyar térségében régen felismert nagyobb sebességű kiemelkedés a „hagyományos” terasz-kronológia alapján végzett számításaink szerint 2-3-szorosa a hegységperemi területek kiemelkedési rátájának.

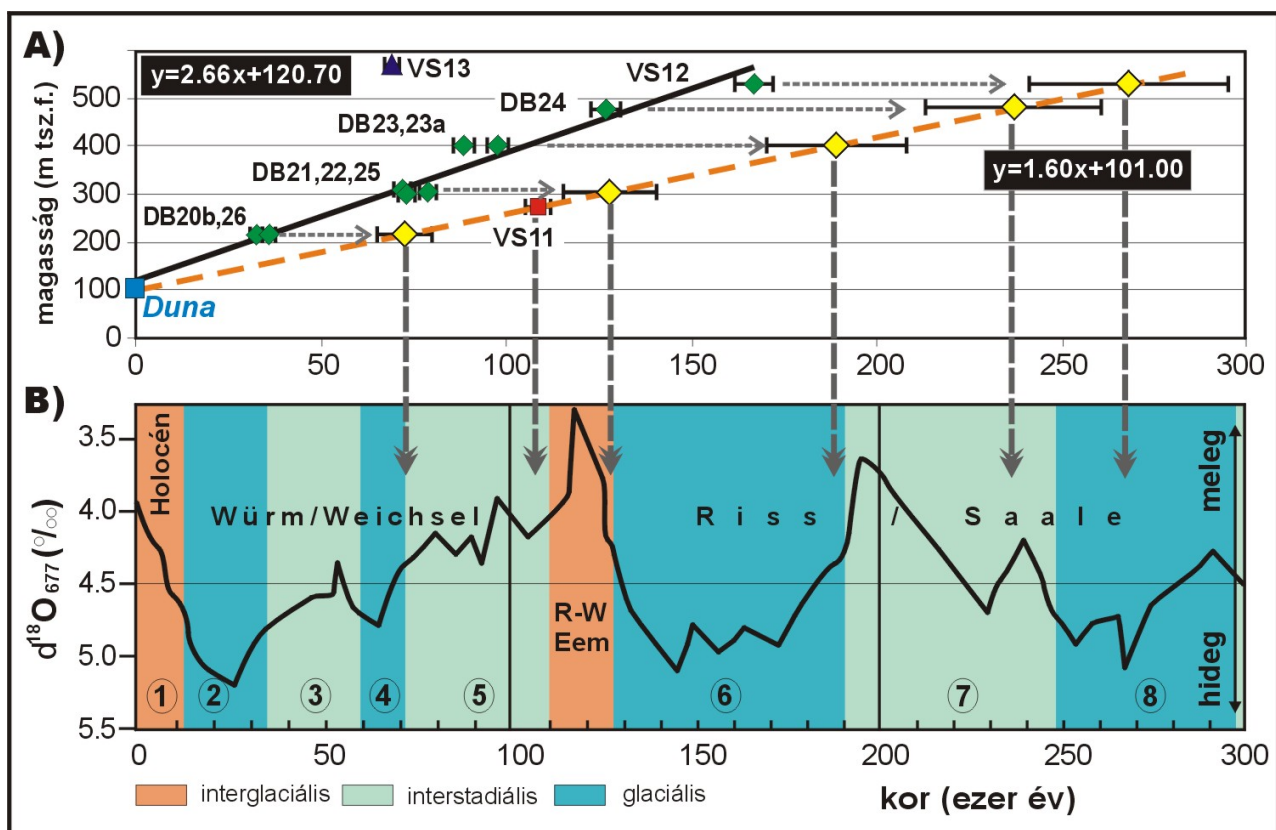
A kőzettestben *in situ* keletkező kozmogén izotópokkal lehetséges kőzetfelszín kialakulási és betemetődési korának, valamint lepusztulási sebességének meghatározása. A kitétségi kor a kőzettest felszínre kerülési idejét jelenti, ami megadja, hogy a vizsgált kőzetminta hány éve van kitéve a kozmikus sugárzásnak. A módszer alapja, hogy a korábban nagyobb felszín alatti mélységben elhelyezkedő kőzetet nem érte kozmikus sugárzás, így a kozmogén izotópok is hiányoztak belőle. A felszín közelébe (< 1 m) ill. a felszínre kerülve a kozmogén izotópok felhalmozódása megkezdődik. A vizsgált kőzetben mérhető kozmogénizotóp-koncentráció tehát arányos a kőzettest felszínre kerülése óta eltelt idővel, vagyis a kőzet kitétségi korával. Helyben keletkező kozmogén izotópok segítségével folyóteraszok kitétségi kora kiszámítható, ami jó közelítéssel megadja a Dunakanyar fedetlen sziklateraszainak korát. A teraszok kora és magassága segítségével a Duna bevágódásának sebessége és közvetve a Középhegység kiemelkedési rátája is kiszámíthatónak ígérkezett. Ezért e vizsgálati módszert – hazánkban és Közép-Európában is elsőként – a Dunakanyar sziklateraszainak kormeghatározására alkalmaztuk (1. ábra).



1. ábra Mintavételi helyek ^3He izotópos kitétségi kormeghatározás céljából a Dunakanyar terasz szintjein.

A begyűjtött mintákon mért ^3He izotóp koncentrációjából a kitétségi korok meghatározhatók voltak, amiből az utolsó ~170 ezer évre számított maximális bevágódási (kiemelkedési) ráta ~2,7 mm/évnek adódott (2. ábra). Az erózió valószínűsíthető hatását is figyelembe azonban egy mérsékelt érték: ~1,6 mm/év becsülhető. Ez az érték négyszerese a hagyományos terasz-kronológia alapján a Dunakanyar térségére vonatkozó 0,41 mm/éves bevágódási ill. kiemelkedési ütemnek, azonban nagyságrendileg

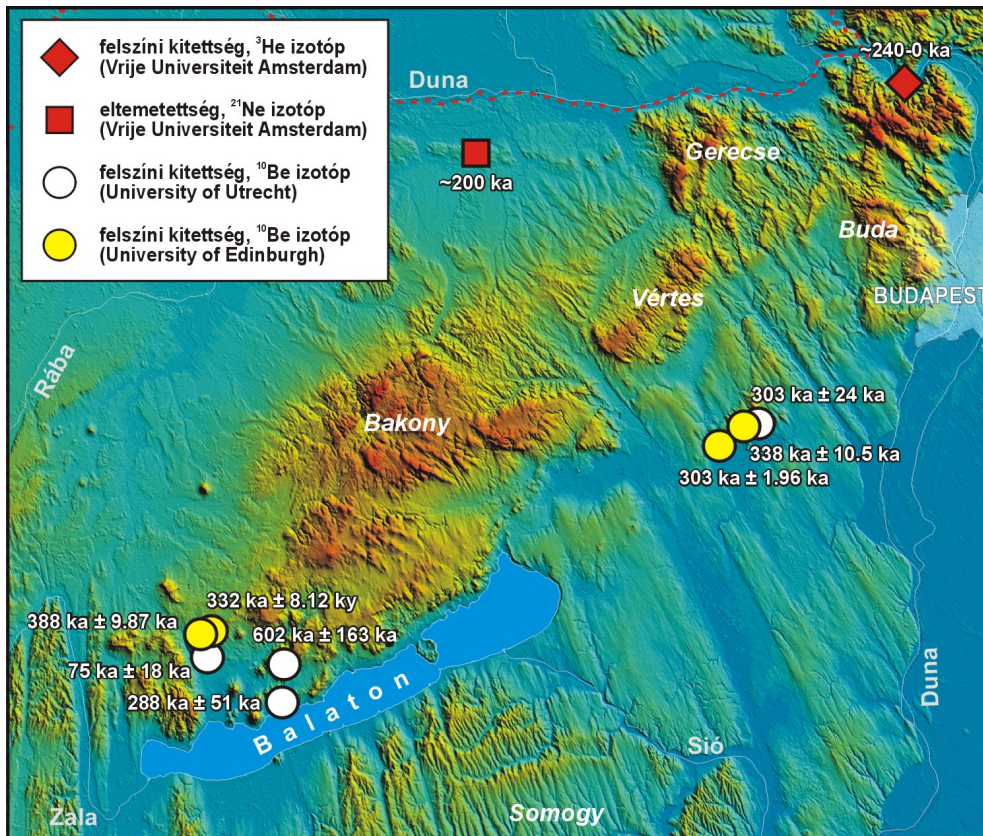
megegyezik a geodéziai adatok által sugallt 1 mm/év feletti értéknek. A ~1,6 mm/éves bevágódási ráta kiterjesztésével a Duna visegrádi áttörésének kialakulása az elmúlt ~250-300 ezer évre tehető. Eszerint a Dunakanyar antecedens völgyének kialakulása legkésőbb az utolsó előtti glaciális során kezdődött meg. Ez a korábbi feltételezéseknél lényegesen fiatalabb kor arra utal, hogy a terasz szintek korábbi tagolása – mely szerint egy glaciálisban egy terasz alakult ki – a továbbiakban nem tartható. Méréseink alapján a Dunakanyarban megfigyelhető 7-8 geomorfológiai szint az utolsó 2 glaciális ciklusban jött létre (2. ábra). A teraszok kivésésében inkább az éghajlatváltozás instabil periódusainak van jelentős szerepe, így ez nem köthető kizárólagosan az interglaciális időszakokhoz, ahogy azt korábban feltételezték. Ugyanígy a felkavicsolódás és völgyésítés sem köthető kizárólag a glaciálisokhoz ill. interglaciálisokhoz. Megállapítható tehát, hogy a Duna völgye kialakulásának főbb stádiumai, azaz a terasz szintek kialakulása a Visegrádi-szorosban nem korrelálható határozott klímacyklusokkal. Ezzel szemben a bevágódás a terület kiemelkedésével szorosan összefügg: az antecedens völgyszakasz környezetében a kiemelkedési és a bevágódási rátát megközelítőleg azonosnak véljük. A gyors függőleges kéregmozgásokat az ALCAPA egység (dél)nyugati és (észak)keleti része közötti folyamatos, napjainkban is tartó belső térrövidüléshez (Grenerczy et al., 2000), végső soron a medencerendszer jelenleg is zajló inverziójához kötjük.



2. ábra A) ^3He kitétségi korok és a Duna teraszok magasságának kapcsolata. A Duna jelenlegi szintjét kék négyzet jelöli. A valószínűleg erózió által megfiatalított korokra illesztett fekete trendvonal lejtése ~2,7 mm/év maximális bevágódási rátát ad az utolsó ~170 ka időtartamra. Utólagos eróziót is figyelembe vévő, konzervatívabb becslés ~1,6 mm/éves bevágódási rátát eredményez az utolsó ~270 ka során. Minták származási helye az 1. ábrán látható a mintaneveknek megfelelően.

B) Tengeri oxigénizotóp görbe által jelzett éghajlatváltozások (ODP 677 fúrás - Shackleton et al., 1990) és a terasz szintek kapcsolata. Az alpi és a nyugat-európai eljegesedések elnevezéseit szintén feltüntettük.

A Dunakanyar kialakulásának korolásához kötődően, a Duna-völgy Kisalföld felé kivezető szakaszán elhelyezkedő bábolnai teraszorozat kavicsos-homokos összetételű üledékeinek datálására is kísérletet tettünk. A hagyományosan az alsó és középső pleisztocénbe (Pécsi, 1959; Kretzoi & Pécsi, 1982) sorolt üledékek korát a felszíni kiettség meghatározásával analóg módon, ^{10}Be és ^{21}Ne izotópok segítségével becsültük. A mérések előzetes eredményei kb. 200 ka kort adtak (3. ábra), ami lényegesen fiatalabb az eddig javasolt koroknál, de igen jó összhangban van a Duna bevágódásának kezdetével a Visegrádi-szorosban. A kapott koradatok azonban csak előzetes eredménynek tekintendők, a mért ^{10}Be és ^{21}Ne izotóp koncentrációk ugyanis jelentős szórást mutattak.



3. ábra A Dunántúli-középhegységben elvégzett kozmogén izotópos geokronológiai vizsgálatok eredményei. A korok és a hibahatárok ezer évben (ka) értendők. A szimbólumok alakja a mért izotópok típusát, színezése a labormérések helyszínét mutatja.

Szélfújta felszínek korolása

A Magyar Középhegység területén számos helyről ismertek szélfújta képződmények ill. felszínek (Cholnoky, 1918; Jámbor, 2002) és negyedidőszaki eolikus eredetű üledékek (löss, futóhomok). Képződésüket általában glaciális fázisokhoz kötik, a koruk azonban ez idáig ismeretlen volt. Az kvarter (areális) eróziós folyamatok sebességének becslése céljából viszont kardinális fontosságú kérdésről van szó, emiatt kísérletet tettünk néhány középhegységi terület szélerózióval érintett felszíne kiettségi korának meghatározására (3. ábra). A módszer analóg a Dunakanyarban alkalmazott technikával. Ebben az esetben ^{10}Be izotópokat használtunk kvarc tartalmú képződményekből származó mintákon (pannoniai korú konglomerátumok a Tapolcai-medencéből, kvarcit telérek a Velencei-hegységből). A minták száma nem ad módot regionális következtetések levonására, a kapott eredmények (3. ábra) segítségével azonban fontos következtetések vonhatók le.

Néhány minta kivételével a korok 300-350 ezer év környékén szórnak, ami – figyelembe véve a két mintázott terület közötti távolságot – egy nagyobb léptékű denudációs eseményt valószínűsít. Ez akár klimatikusan kontrollált (glaciális környéki?) deflációs fázis is lehetne, a kapott korok azonban Mindel-Riss interglaciális, tehát egy melegebb időszak környékén szóródnak. Elképzelhető, hogy kevert korokat kaptunk, azaz időben elhúzódó erózió történt. Az mindenesetre számszerűleg igazolást nyert, hogy a vizsgált felszínnek jóval idősebbek a Dunakanyar folyóteraszainál, azaz a területen a lineáris erózió (folyóbeágódás) sebessége nagyságrendekkel meghaladja az areális jellegű denudációs folyamatok (pl. szélerózió) sebességét. Bár viszonylag fiatalnak tekinthetők, a megvizsgált középhegységi felszínformák zöme stabilnak mutatkozik. Ha a kapott korokat eróziós eredetűnek tekintjük, a kapott értékek a területi erózió sebességére vonatkozóan helyenként igen alacsony értéket szolgáltatottak (0,001-0,06 mm/év).

U/Th sorozatos kormeghatározások a Budai-hegységben

Az U/Th sorozatos módszer karbonátos kőzetek ill. karbonát ásványok kialakulásának kormeghatározását teszi lehetővé. A módszer kb. 350 ezer évre visszamenőleg igazán megbízható, ami szerencsés esetben 400-450 ezer évre növelhető. A Budai-hegység számos hidrotermális barlangjában gazdag ásványkiválások találhatóak, melyek – bizonyos feltételek mellett – alkalmasak kormeghatározásra. A barlangi ásványkiválások a karsztvíz szintjéhez igazodnak követve a helyi erózióbázis, esetünkben a Duna szintjét. Ennek megfelelően a mindenkor karsztvíz szintjéhez köthető képződmények, azaz az egyes barlangi szinteken kivált legutolsó ásvány együttes alkalmasnak tűnt a karsztvízszint esésének és ezen keresztül a barlangrendszer befogadó Középhegység kiemelkedés történetének rekonstruálására is. A folyamatot természetesen klimatikus hatások is befolyásolhatták. A vizsgálatok már korábban megindultak (Leél-Össy, 1997; Leél-Össy & Surányi, 2003), az eredmények a fenti modell helyességét megerősítették. Édesvízi mészkövek kormeghatározása a gyakoribb szennyezettség miatt jóval problémásabb, ezért inkább a barlangi minták elemzése mellett döntöttünk.

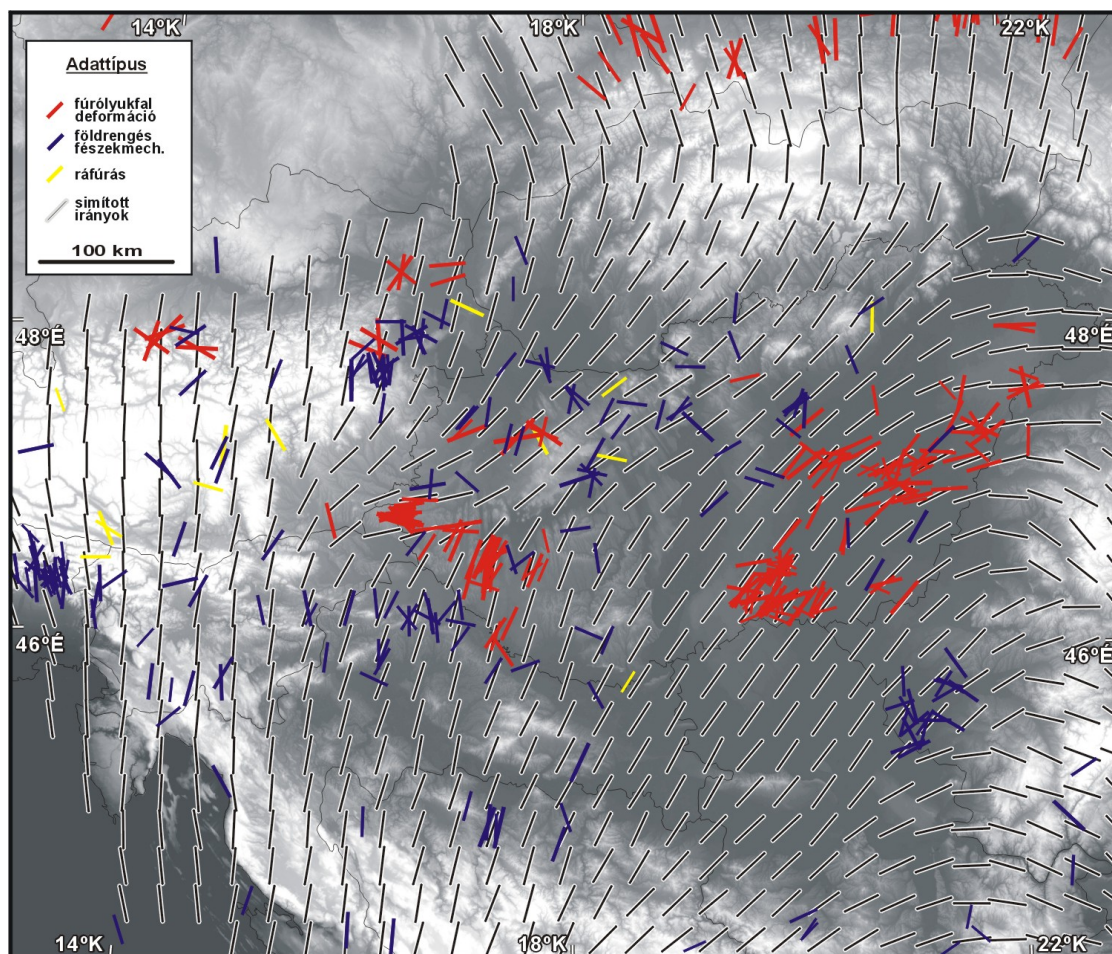
A minták a Budai-hegység peremi barlangjaiból származnak, javarészt Budapest területéről: 21-23 minta a Pál-völgyi, 5 a Szemlő-hegyi, 1 a Ferenc-hegyi, 1 a József-hegyi-, 1 pedig a Citadellánál lévő barlangból lett begyűjtve. Ezek közül több kora már most ismert: az eredmények megerősítik a feltételezést, hogy a tengerszint feletti magasságot tekintve alsóbb helyzetű barlangok utolsó ásványkiválásai fiatalabbak a felsőbb mintáknál. A Budai-hegységnek az előzetes koradatokból számított kiemelkedési ütemére kétféle forgatókönyvet állíthatunk fel. Az egyik szerint az utóbbi mintegy 400 ezer évben egyenletes, összesen mintegy 70-75 m-nyi emelkedés történt. Ez kb. 0,15-0,2 mm/év vertikális deformációs rátát ad, azaz a folyamat igen lassú. A másik lehetséges megközelítés szerint 400 és 200 ezer év között a térszín alig változott, azután viszont gyorsabb (kb. 0,5 mm/év sebességű) kiemelkedés történt. Ez a forgatókönyv a Dunakanyarban tapasztaltakkal inkább összevethető, bár a rekonstruált deformációs ráta itt alacsonyabbnak adódik. Ezt magyarázhatja a Budai-hegység peremi helyzete az emelkedő Középhegység tengelyi vonalához képest. A vizsgálatok – szakdolgozat keretében – jelenleg befejezés előtt állnak: reményeink szerint 2007. tavaszára további koradatok segítségével a fenti modellek pontosíthatóvá válnak.

3.2. Neotektonikai viszonyok: feszültségi és deformációs tér elemzése

[32, 33, 35, 47, 48, 50, 59 sz. közlemények]

A Középhegység környezetének jelenkori feszültségtere

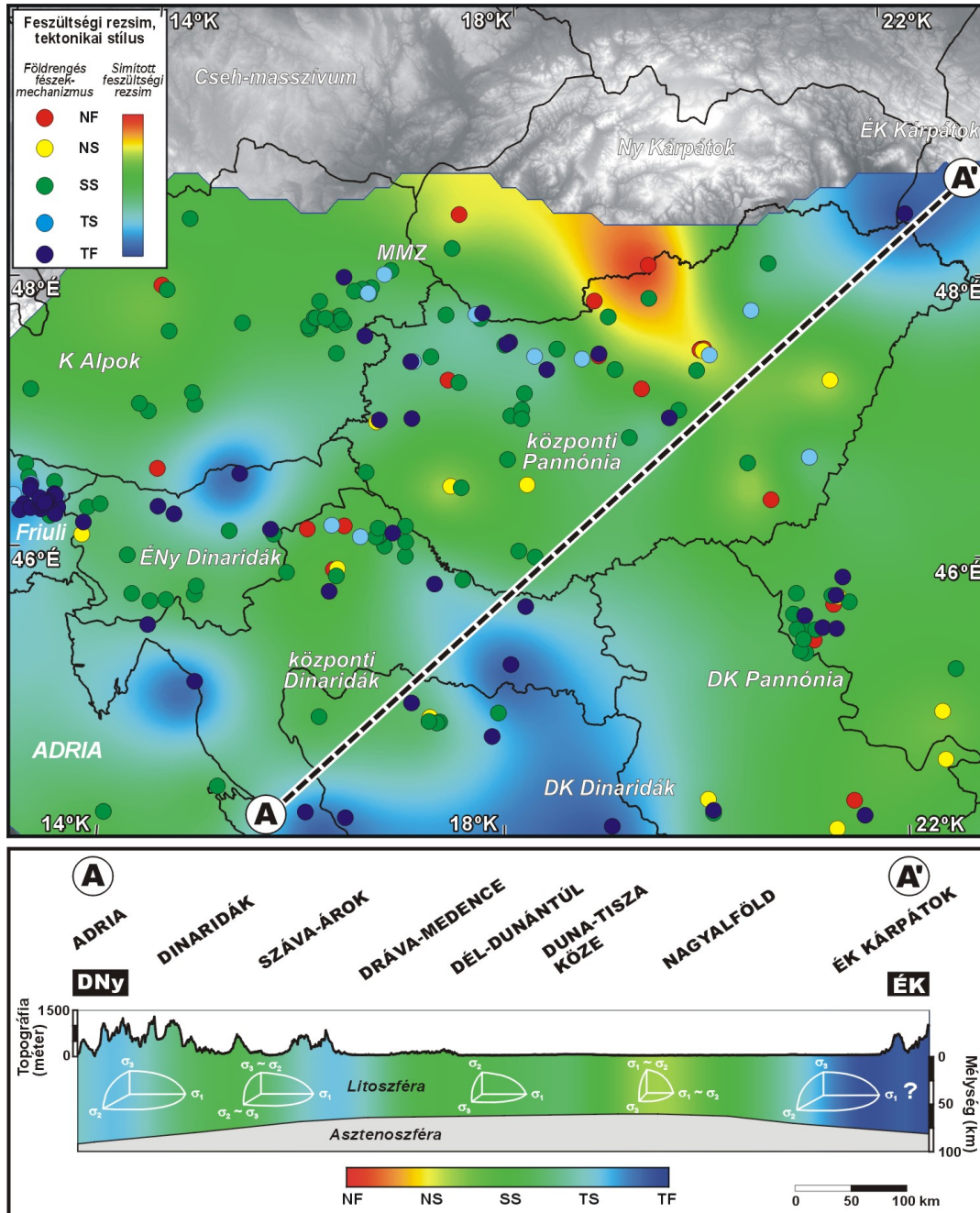
Mivel a feszültségi adatbázis folyamatos bővülése ellenére a középhegységi területekről kevés adat áll rendelkezésre, indokolt volt megvizsgálni a tágabb tektonikai környezet, a Pannon-térség jelenkori feszültségtérét, mind az irányokat (4. ábra), mind pedig a tektonikai rezsimeket illetően (5. ábra). Az elemzés eredményeként megszerkesztettük a térség legújabb recens feszültségi térképét, ami szolid alapot biztosít az aktív ill. neotektonikai folyamatok megértéséhez és kvantifikációjához, hiszen kőzettestekben fellépő feszültségtér alapvetően meghatározza a litoszféra deformációs folyamatait.



4. ábra A legnagyobb horizontális kőzefeszültség (S_H) iránya a Pannon-medencében és tektonikus környezetében. A mért adatok színezése a mérési módszerre utal. A feszültségi adatok simítása és extrapolációja Hansen & Mount (1990) algoritmusára alapján történt.

A Magyar Középhegység tágabb tektonikai környezetében a feszültségirányok regionális eloszlása jellegzetes legyezőszerű képet mutat (4. ábra). A maximális horizontális feszültség (S_H) 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 napjainkban is K-ÉK-i irányban, a reológiai

gyengébb Pannon-medence felé préselődik ki (laterális extrúzió). A Keleti-Alpok gravitációs eredetű kompressziós hatása miatt Középhegység déli pereme mentén a feszültségtér rövid távon megváltozik. Az Alpok és az Északnyugati-Dinaridák területén tapasztalt északias kompresszió mintegy 60-90°-ot fordulva északkeleties irányt vesz fel ami alapvetően jellemző a Középhegység területére a Keszthelyi-hegységtől a Gödöllői-dombságon keresztül a Kárpátok ívéig. A horizontális feszültségi deviáció a Középmagyarországi nyírás zóna északi pereme ill. Balaton tengelye mentén következik be.



5. ábra Feszültségi rezsim és tektonikai stílus alakulása a Pannon-medencében és alpi-dinári-kárpáti környezetében földrengés fészekmechanizmus megoldások (FMS) alapján. A körök színezése az egyes rengésekből nyert vetőkinematikát jelzi. A regionális trendeket az FMS adatok simított képe mutatja, azonos színezéssel. Adria peremvidékétől a medence belseje felé a feszültségi rezsim fokozatosan eltolódásos jellegű lesz. Ezt a feszültségi ellipszoidok térbeli orientációja is jelzi. NF: tisztán normálvetős (extenziós) feszültségtér (σ_1 függőleges); NS: kevert eltolódásos és normálvetős feszültségtér (transztenzió); SS: tisztán eltolódásos feszültségtér (σ_2 függőleges); TS: kevert fel- és eltolódásos feszültségtér (transzpresszió); TF: tisztán feltolódásos feszültségtér (σ_3 függőleges).

Az aktív térrövidülést jól mutatják a földrengések fészekmechanizmus megoldásai ill. az adatrendszer numerikus inverziója. A Pannon-térségben uralkodó feszültségrendszer (5. ábra) az adriai peremtől a medencerendszer irányában fokozatosan változik tisztán feltolódásosból (Déli-Alpok) transzpressziós karakterűvé (Dinaridák, Dunántúl nyugati és déli részei), ami a medence belsejében (Dél-Dunántúl keleti része, Nagyalföld) és a Keleti-Alpokban eltolódásos, néhol transztenziós (Derecske-medence) jellegű. Ez arra utal, hogy az Adria-nyomás hatása Adriától távolodva egyre kevésbé hangsúlyos, azaz a kompressziós erőhatások a medence belseje felé fokozatosan gyengülve érvényesülnek. Ebből a szempontból a Magyar Középhegység dunántúli területe köztes feszültség állapotot tükröz.

A feszültségadatok alapján megállapítható, hogy a medencefejlődés új szakasza kezdődött el: a tágulás és a kéregnyúlás befejeztével jelenleg a Pannon-medence szerkezeti inverziója zajlik. A medencerendszerre ez idő szerint több irányból is aktív nyomófeszültség, kompresszió hat; a jelenkori deformációnak és szerkezeti inverciónak a fő hajtóereje az Adriai-mikrolemez északias mozgása és forgása („Adria-nyomás”). A kompressziós erőhatások az adriai és alpi perem felől a medence belseje felé továbbítódnak, északkeleti irányban fokozatosan csillapítva. Ennek megfelelően a legintenzívebb deformáció a Déli-Alpokban és a Dinári-hegységben tapasztalható. Mindezt más adatrendszerek (szerkezeti elemzések, űrgeodéziai mérések) is messzemenően alátámasztják. A jelenkori feszültségtér laterális változásával összhangban a Dunántúl délnyugati részén a fiatal szerkezeti hatások markánsabban jelentkeznek, mint a Dunától keletre eső területeken, ahol helyi extenzió is megfigyelhető. Bár a paleofeszültségek meghatározása komoly bizonytalansággal terhelt, hasonló trend rekonstruálható a medenceinverzió kezdetére vonatkozóan. Az inverzió legkorábbi (késő miocén-pliocén) jelei délnyugaton jelentkeznek (pl. Száva-redők, Zala-medence, Mecsek hegység), ami kelet-északkelet felé fokozatosan fiatalodik.

A Középhegység környezetének neotektonikus deformációja

A kutatási tervben leírtakhoz képest a projekt által vizsgálat alá vont terület száma és nagysága a tervezetthez képest nőtt. A Pannon-medence nagyobb területeinek elemzésén keresztül így lehetségesnek tűnt, hogy átfogóbb képet nyerjünk a Középhegység és környezetének neotektonikai és morfostrukturális viszonyairól, a fiatal deformációs képről a rekonstruált jelenkori feszültségtér fényében.

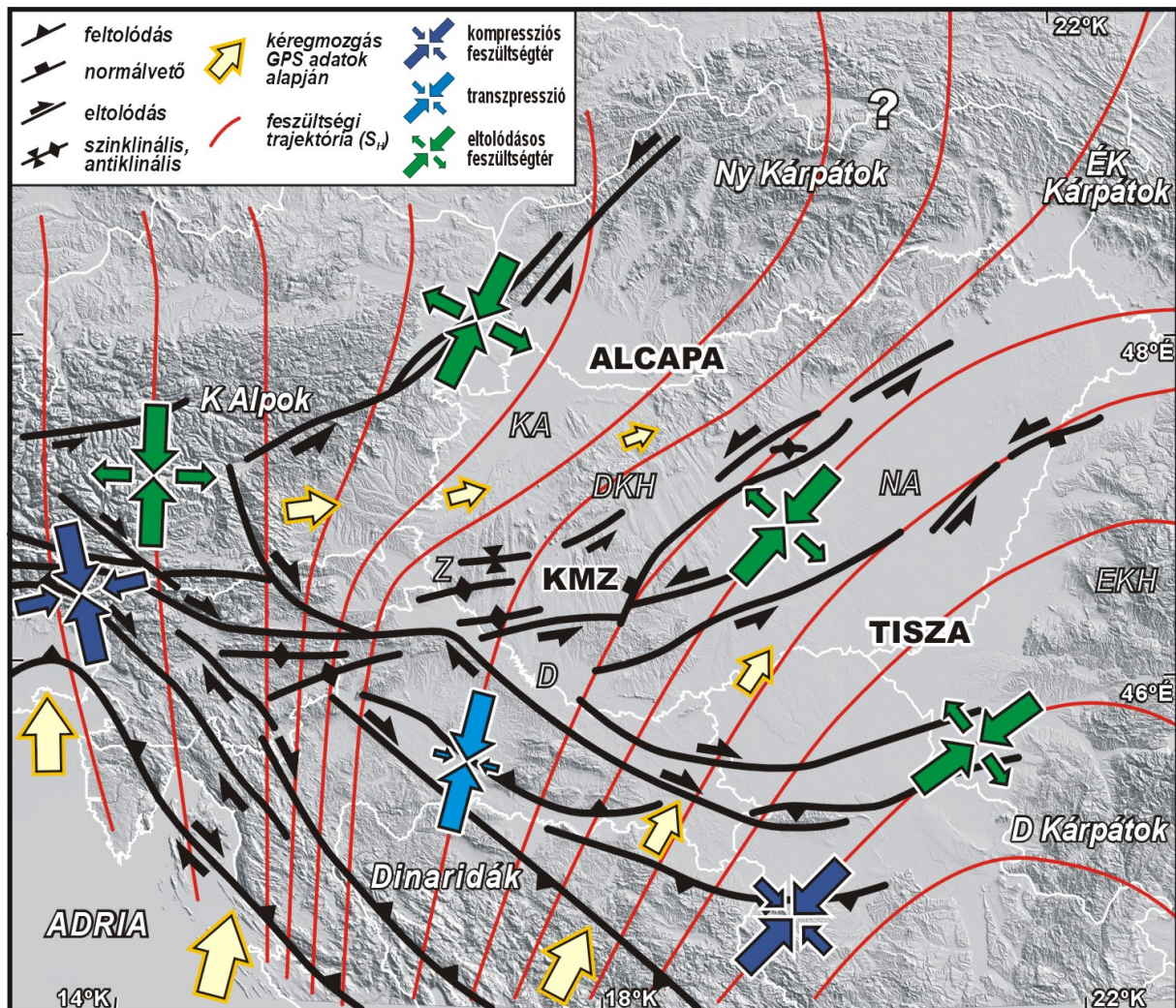
Aktív, de még a neotektonikus szerkezetek azonosításának is komoly elvi nehézségei vannak. A szerkezetföldtani gyakorlatban egy vető működésének korát a törés által még érintett és a már nem érintett rétegek korának meghatározásával és összevetésével szokás becsülni. A módszer sajnos több hibával is terhelt. Vakvető, azaz csak az aljzatot érintő, a felszínig fel nem hatoló törések esetén a szerkezet korolása komplikált lehet. Problémák adódhatnak akkor is, ha a rétegsor hiányos: ekkor a vető korát csak tág határok között adhatjuk meg. A Dunántúl, különösen a középhegységi területek neotektonikus elemzésénél pontosan ez a fő probléma: a kiemelkedő és ezért erodálódó területeken a negyedidőszaki üledékek hiányzanak vagy csak redukált vastagságban (eróziós roncsokban) települnek. Így a szerkezetek jelenkori, de még a neotektonikus aktivitásának egyértelmű meghatározása is alig vagy egyáltalán nem lehetséges. Emiatt

szükséges volt a középhegységi területek szerkezeti környezetének reambulációját és részletes vizsgálatát elvégezni. Mivel ezen a területen a pannóniai üledékek csaknem mindenütt jelen vannak, praktikus módon neotektonikus szerkezetnek tekintünk minden olyan törést és redőt, amely pannon *s.l.* (pannóniai *s.str.* és pontusi), pliocén és negyedidőszaki képződményeket deformál. Ezek között számos aktív és inaktív szerkezet is megtalálható, de mivel elkülönítésük gyakran nem lehetséges, együtt kell őket kezelni. A Pannon-medence központi és nyugati részén számos szerző végzett neotektonikus vizsgálatokat (Wórum, 1999; Síkhegyi, 2002; Wórum & Hámori, 2004; Csontos et al., 2005; Fodor et al., 2005), melyeket természetesen felhasználtunk, ahol lehetett pontosítva az eredményeket.

A Pannon-medence belső részein javarészt eltolódásos jellegű nyírási zónák térképezhetők, melyek közül számos jelenleg is aktív. Az egyes vetőkre jellemző relatív elmozdulások (*slip-rate*) mértéke azonban valószínűleg nem haladja meg az 1 mm/év mértéket. Gyengeközepes szeizmikus aktivitásukat ez az alacsony sebességű mozgás, valamint a Pannon-medence reológiai „puha” alsókérge és litoszférája magyarázza. A 6. ábrán látható, hogy a Pannon-medence DNy-i vidékéről a medence belseje felé, ÉK-i irányban számos neotektonikus eredetű vető ill. törési zóna fut, meglehetősen bonyolult geometriával. Az alapvetően balos, néhol transzteniós, másutt transzpressziós vetőkinematikát részben a feszültségtér, részben pedig a törési zónák geometriája, kulisszaszerű elrendeződése mutatja. Ez a meglehetősen széles, balos értelmű nyírási öv alkotja a Magyar Középhegység déli peremét a tisztán kompressziós szerkezetekkel jellemezhető nyírási öv a Zala-medencétől ill. a Közép-Magyarországi nagyszerkezeti zónától a Mecsek-alja-vonalig, északon a Gödöllői-dombságig ill. a Vatta-Maklár árokig, keleten pedig a Derecske-árok peremeit alkotó törésrendszerig követhető. Nyugati elvégződése a Zala-medencén és a Dráva-medence északi részén keresztül a Periadriai lineamens irányában kereshető. A zóna egyaránt jelentősen befolyásolja a Pannon-medence neotektonikus (aktív) deformáció történetét és negyedidőszaki felszínalakulását.

A neotektonikai elemzés során sikerült komoly előrelépést tenni az ún. „meridionális” völgyek esetleges szerkezeti kontrolljának ellenőrzésében. A probléma évszázados a hazai szakirodalomban (ld. Gerner, 1994): ezek a lokális értelemben párhuzamos, regionális értelemben inkább sugaras elrendeződésű völgyek akár 50 km hosszúságúak, pár tíz méter mélyek és általában 0,5-5 km szélesek is lehetnek és ilyen módon dominálják a Dunántúli morfológiai képét. Nagyszámú dunántúli (Zala, Somogy, Tolna) szeizmikus szelvény értelmezése arra enged következtetni, hogy – legalábbis a szeizmikus felbontás határain belül – a meridionális völgyek szerkezetileg nem kontrolláltak. A kérdés szempontjából kulcsfontosságúak a Balatonon és a Dunán mért vízi szeizmikus szelvények, amelyek messze a legjobb felbontással bírnak a területen. Megállapítható, hogy az eddig mért adatok – hasonlóan az ipari profilokhoz – nem mutatják a meridionális völgyek tektonikai meghatározottságát. Véleményünk szerint ehelyett inkább a külső felszínformáló erők, elsősorban is eolikus folyamatok dominanciájával számolhatunk (Fodor et al. 2005). A szélrózsió döntő fontosságát már Lóczy (1913) és Cholnoky (1918) felismerte, igaz ezek a szerzők a szerkezeti preformáltságot is lényegesnek tartották. A völgyek eszerint szélcsatornaként értelmezhetők, melyeket a szélcsendesebb (interglaciális) időszakokban a folyóvizek tovább alakítottak. A folyók részben az emelkedő, dombvidéki térszint kivájva az eolikus eredetű üledékplett (löss, futóhomok) roncsolták – olykor teraszokat maguk

mögött hagyva –, hogy aztán az erodált anyagot a laposabb, süllyedő területeken hordalékkúp formában szétterítsék. Részben pedig a hordalékanyagot készítették elő a következő arid időszak eolikus üledéktranszportjához. A negyedidőszak nagy részén a felszínformáló erők ilyen értelmű ciklikus váltakozását valószínűsíthetjük.



6. ábra A Pannon-medence és környezetének neotektonikai vázlata. A szerkezeti modell a fontosabb szerkezeteket, a jelenkori feszültségi trajektóriákat, a horizontális kéregdeformáció jellemző irányait és sebességét (utóbbiak Grenczy et al., 2005 nyomán) ábrázolja. D: Dráva-árok, DKH: Dunántúli-középhegység, Ka: Kisalföld, KMZ: Közép-magyarországi nyírási zóna, Na: Nagyalföld, Z: Zala-medence.

A „meridionális” (v. keresztirányú) völgyekkel szemben az ún. „longitudinális”, vagy hosszanti völgyek szerkezeti preformáltságát számos adat valószínűsíti (6. ábra). Elsősorban természetesen szeizmikus szelvények regionális tektonikai kiértékelése (Wórum & Hámori, 2004, Csontos et al., 2005), de morfolotektonikai vizsgálatok (Síkhegyi, 2002) és fúrások vizsgálata (Némedi Varga, 1977) is fontos adatokkal szolgált. Az ÉK-DNy ill. KÉK-Ny-DNy-i tektonikai irány jól egybeesik az aljzat főbb szerkezeti elemeivel, ami kőzetmechanikai szempontból is valószínűsíti azok ismételt reaktivációját. A fontosabb szerkezetek közül neotektonikusnak kell minősíteni a Mecsek-alja-, a Kapos- és a Tamási-vonalakat, valamint a Gödöllői-dombság területén a Tápió-Tóalmás zónát (Fodor et al., 2005). Ezen kívül még számos hasonló csapású törést is aktívnak, de legalábbis neotektonikusnak kell tekintenünk. Számos szerző a Duna medrének néhány kanyarulatát is igen fiatal (aktív) törésekhez köti (Jaskó & Krollap, 1991).

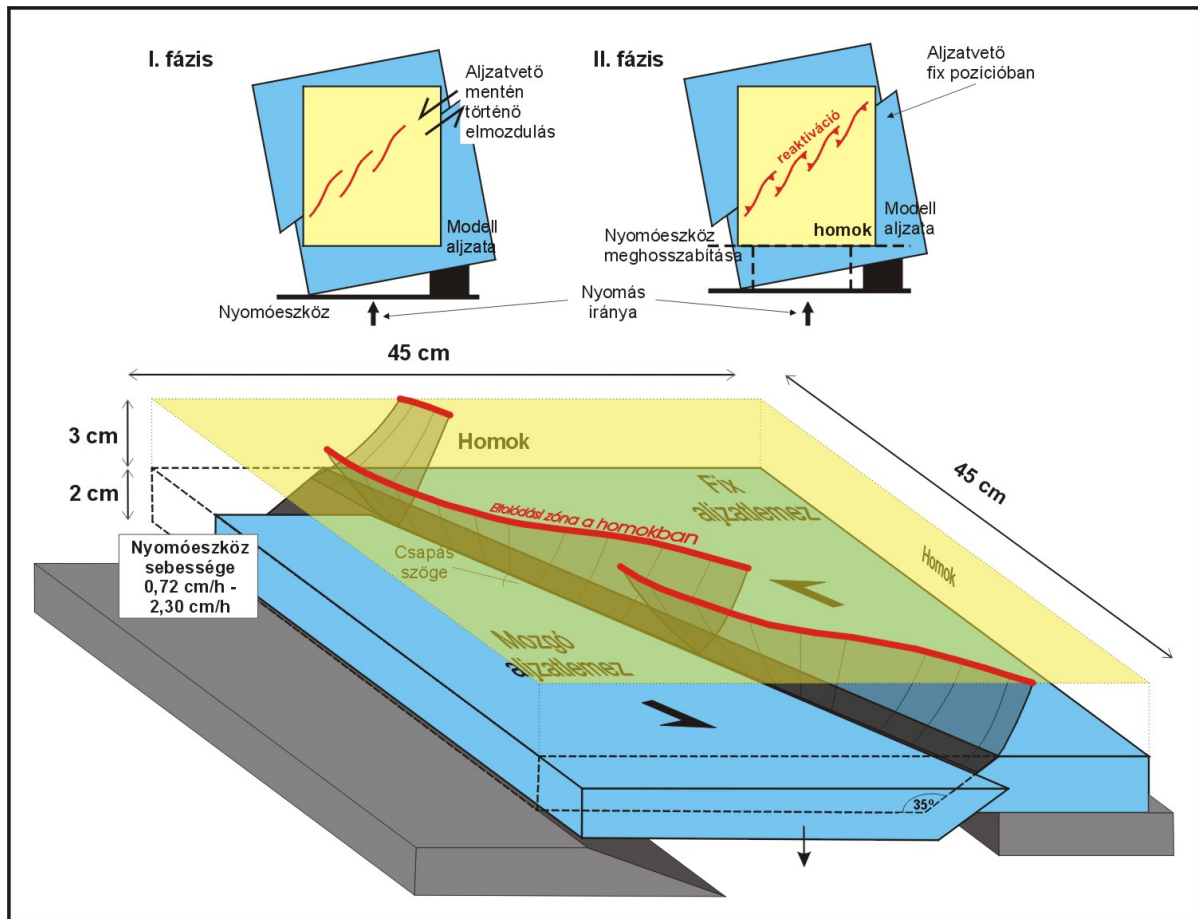
3.3. Neotektonikai folyamatok analóg és numerikus modellezése

[32, 42, 44, 53, 61 sz. közlemények]

A Magyar Középhegység déli peremét szegélyező szerkezeti pászta, csakúgy mint a Pannon-medencében aktívnak tűnő szerkezetek zöme, korábbi törések felújulásával jött létre. Köztudomású (Dank et al., 1990), hogy hazánk központi részein az aljzatban futó fontosabb törések nagy része ÉK-DNy-i csapású. Az uralkodó feszültségtér függvényében ezek a törések reaktiválódhatnak a földkéreg felső, max. 15 km vastag, ridegen viselkedő szeizmogén részében, földrengéseket és a fiatal fedőüledékekben számos jól azonosítható virágszerkezetet létrehozva. Ezen szerkezetek ismételt felújulása adja az aktív tektonikai folyamatok vázát a Pannon-medencében, így a folyamatok modellezése és ezen keresztüli mélyebb megértése kívánatosnak tűnt. Ez a kérdés a tektonikai stabilitás elemzésénél és a földrengések előrejelzésénél igen lényeges feladat.

Törések működésének modellezésénél azt vizsgáljuk, hogy az adott feszültségtérben és kőzetmechanikai (súrlódási) paraméterek mellett várható-e egy adott vető vagy vetőszakasz ismételt felújulása és, esetleg, ehhez köthető szeizmotektonikus aktivitás. Annak eldöntéséhez, hogy egy adott orientációjú vető reaktiválódik-e vagy sem, illetve ha igen akkor milyen módon, a fentiekből következően a törés közelében ható mechanikai feszültségnek, a törés 3D geometriájának és a vető súrlódási paramétereinek az ismerete szükséges. A modellezési vizsgálat kétféle – analóg és numerikus – módját választottuk.

Analóg modellezésnél a tektonikai problémát laboratóriumi környezetben, leskálázva, a töréses viselkedést jól közelítő anyaggal, általában homokkal szimuláltuk. A 7. ábra egy ilyen homokasztalos modell felépítését mutatja. Ezeknél a vizsgálatoknál kiválóan nyomon követhetők a deformáció geometriai jegyei, így a kialakuló szerkezetek 3D alakja, egymáshoz képesti elrendeződése és működésük időbeli lefolyása. Eltérő tektonikai jellegük és viselkedésük alapján a Pannon-medence két területét, a Derecskei-árkot és a Kisalföldöt szemeltük ki részletes vizsgálat céljából. A hasonló pre-neogén „előélettel” rendelkező két terület a Pannon-medence kialakulásától kezdődően eltérő jelleggel deformálódott: a Derecskei-árokban az eltolódásos (transztenziós) deformáció, a Kisalföld esetén pedig a csaknem tiszta normálvetős (Tari, 1994) tektonikai stílus az uralkodó. Mindkét területen korábbi, alpi eredetű takaróhatárok ill. nagyobb léptékű fel- vagy áttolódási síkok reaktivációja ment végbe. Ez kőzetmechanikai szempontból problematikus folyamat, lévén a kompressziós szerkezetek általában laposak, az extenziós szerkezetek pedig jóval nagyobb dőlésszögűek. A modellezés során a két terület szerkezeti felépítését használtuk kiválasztott szeizmikus szelvény mentén ill. segítségével. A vizsgálat fő eredménye szerint kompressziós szerkezetek extenziós felújulása, azaz negatív inverziója kétféle módon mehet végbe. Domináns a tiszta normálvetők jelenléte ha a függőleges főfeszültség ($S_v = \sigma_1$) messze a legnagyobb magnitúdójú, azaz a feszültségi ellipszoid vertikális irányban jelentősen megnyúlt. A Pannon-medence nyugati részén (Kisalföld) az alpi orogén kollapszusa ilyen geodinamikai helyzetet hozhatott létre a korai miocén során. Ha σ_1 továbbra is függőleges, de magnitúdója nem kiemelkedően nagy, akkor a lapos feltolódások csak ferdén tudnak reaktiválódni, azaz a normálvetőknek oldaleltolódásokkal kell kombinálódniuk. Ilyen transztenzióra kiváló példa a Derecskei-árok területe. Ezen a vidéken a feszültségtér igen stabilnak mutatkozik a miocén, a pliocén és a kvarter folyamán, így a modellezési következtetéseink a jelenkorra is vonatkoztathatók.



7. ábra Analóg (homokasztalos) deformációs modell felépítése eltolódási zónák ismételt felújulásának tanulmányozásához.

Numerikus modellezésnél is a vetők felújulását vizsgáltuk. Ennek egyetlen kőzetmechanikai feltétele van: a vető mentén ébredő nyíró- és nyomófeszültségek aránya nagyobb kell hogy legyen, mint a vető mentén érvényes súrlódási együttható értéke. Ezt az arányt Morris et al. (1996) nyomán *slip tendency*-nek (ST) hívjuk, amely magyarra közelítőleg *csúszási tendenciaként* fordítható. Ha az ST értéke kicsi (kisebb mint a feltételezett vagy mérésekből becsült súrlódási együttható), akkor a vető felújulásának a valószínűsége csekély, míg nagy érték esetén az adott vető mentén reaktivációval kell számolni. A numerikus analízis három fő lépésből áll (Wórum et al., 2004). Az első lépés során a vizsgált területen feltérképezett vetők három dimenziós geometria modelljének megépítésére, valamint a vetőkre ható tektonikai feszültségtér meghatározására kerül sor. A második lépés során az adott vető mentén ébredő nyíró- és nyomófeszültségeket, a nyírófeszültség irányát, illetve az ST paramétert számítjuk ki a 3D geometria modell minden pontjában. Az így kapott mintázatok három dimenzióban reprezentálják az adott vető mentén ható erőket, illetve a reaktiváció valószínűségét. A harmadik lépés során a kiszámított kimeneti paraméterek vizuális illetve statisztikai analízisére kerül sor a vetőfelújulás, illetve a tektonikai stabilitás kiértékelése céljából.

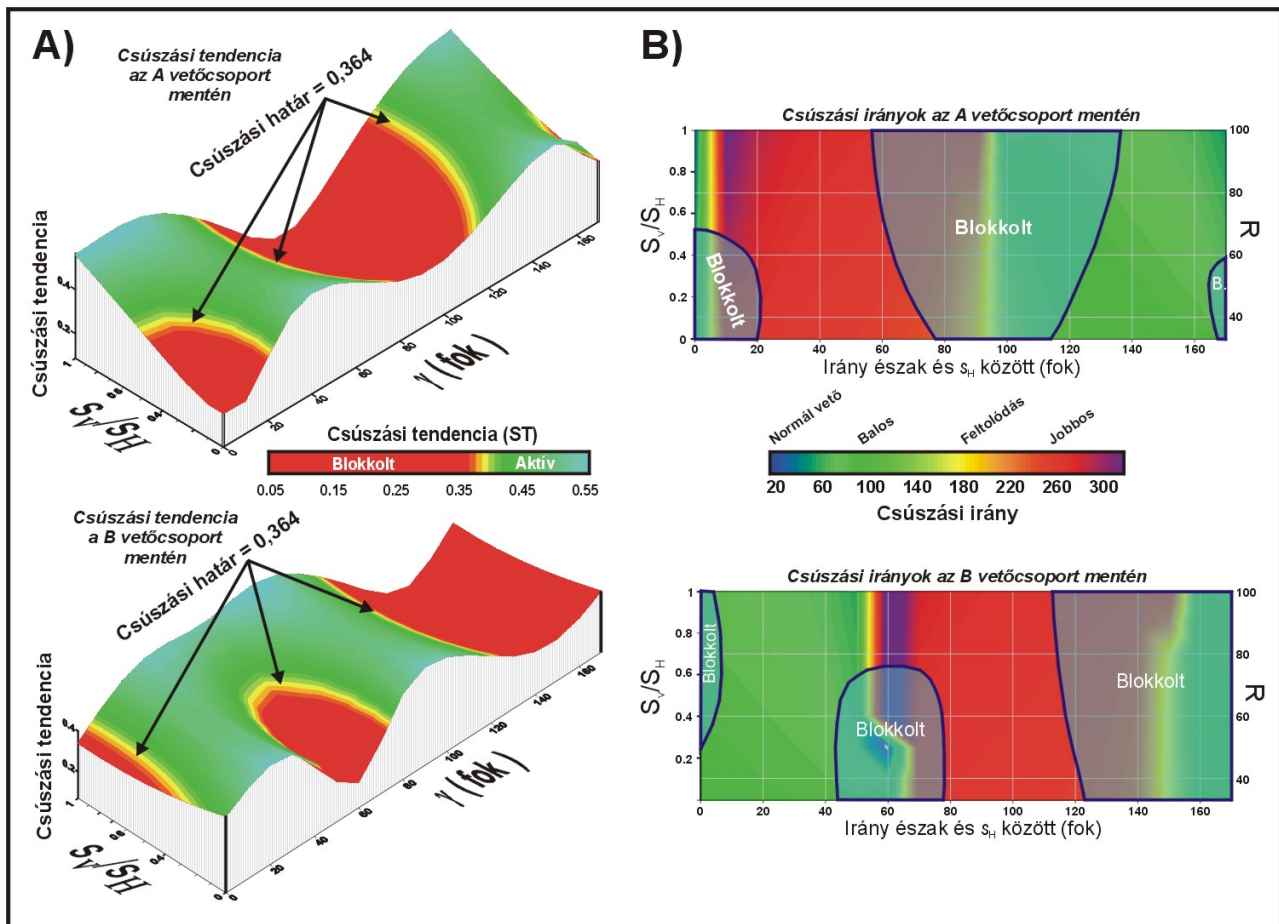
A csúszási tendencia modellezést kísérleti jelleggel a Derecskei-árok területén végeztük el. Ez a medence szeizmikusan hazánk egyik legaktívabb területe ahol jelenleg is aktív tektonikai folyamatok zajlanak, az aktív szerkezetek geometriája jól ismert. A vizsgálat során a Derecskei-árok vetőinek különböző feszültségterekben való viselkedését

tanulmányoztuk. A modellezés előtt a területen térképezett 3D vetőmodellt készítettük el megfelelően sűrű reflexiós szeizmikus szelvényháló alapján. A vetőket két csoportba osztottuk: az első csoportot a medence déli ill. keleti oldalán található, észak-déli csapású vetők alkotják („A” csoport). A második csoport a medence északi fővetőjéhez tartozik, a vetők nagyjából ÉK-i csapásúak („B” csoport). Geológiai megfontolások alapján a bemeneti feszültségteret oldalelmozdulásosnak tekintettük, azaz $S_H > S_V > S_h$. A feszültségter mélységfüggésére vonatkozóan nincsenek adataink, ezért azt lineárisnak vettük: ebben a esetben a feszültségter az S_H irányával, illetve két feszültség-aránnyal reprezentálható. A maximális és a minimális főfeszültség arányát minden bemenő feszültségmodell esetében állandónak vettük $S_H/S_h = 0,33$ értékkel. 30° -os belső súrlódási együtthatót feltételezve (üledékes kőzetekre vonatkozó átlag) ez az érték olyan feszültségterek modellezését tette lehetővé, amelyek megfelelően orientált vetők mentén reaktivációt indukálhatnak, viszont nem elég „erősek” ahhoz, hogy új töréseket hozzanak létre. Bár a maximális horizontális főfeszültség irányára vonatkozóan rendelkezünk megfigyelésekkel ($S_H \sim \text{É}30^\circ$), a vetőrendszer viselkedésének vizsgálatát S_H irányának egy széles tartományán végeztük el: $\gamma = 0-180^\circ$ szögtartományban mozgott (északhoz képest). A feszültségteret meghatározó harmadik paraméter (S_V/S_H arányt) 0 és 1 között változott „letapogatva” ezzel az oldalelmozdulásos feszültségterek széles spektrumát. A vetőknek ezáltal összesen 288 különböző feszültségterben való viselkedését tudtuk megvizsgálni.

A modellezés eredményeit a 8. ábrán összegeztük. A 3D felület (8/a ábra) X koordinátája a γ (fok), az Y koordinátája pedig a S_H/S_h arány. Egy X, Y pontban a Z érték az adott vetőcsoport mentén számított csúszási tendencia átlagát reprezentálja. Bár megfigyelések nem állnak rendelkezésre, csúszási határnak a 20° súrlódási szögnek megfelelő $\tan 20^\circ = 0,364$ súrlódási együtthatót vettük, ami egy reális érték átlagos vetők esetén. Ahogy az várható volt, mindkét vetőcsoport esetén a csúszási tendencia jelentősen függ a vetők feszültségterhez képesti orientációjától. Nagy horizontális kompresszió esetén az „A” vetőcsoportnál a vetőágak kb. ÉK-DNy-i S_H esetén reaktiválódnak, egy viszonylag szűk szögtartományban. Azonban látszik, hogy nem csak a főfeszültségi irányok, hanem S_V és S_h aránya is igen fontos paraméter: ha a S_V/S_H arány értéke 1 felé közelít – azaz minél inkább növeljük a függőleges főfeszültség nagyságát – a γ szög egyre kisebb értéknél éri el a csúszási határ kritikusnak vett értékét (0,364). Tehát ha tenziós jellegűvé változtatjuk a feszültségteret, akkor a maximális horizontális főfeszültségnek É-D-ivé kell válnia a további vető felújuláshoz. A B jelű vetőcsoport esetén természetesen más eredményt kapunk, hiszen a két csoport átlagos csapása között kb. 45° különbség van. Ennek megfelelően a csúszási tendencia maximumát is más-más S_H iránynál kapjuk. Mivel a modellezés során a csúszási irányok kiszámításra kerültek, ezért a vetők orientációjának függvényében a törések kinematikai jellege is becsülhető volt mindkét vetőcsoport esetén (8/b ábra). Az ábrákból az is világosan kiderül, hogy a 3D vetőreaktiváció egy bonyolult térbeli probléma, aminek a vizsgálata mindenképpen számítógépes modellezést és vizualizációt igényel.

Mivel két eltérő orientációjú aktív vetőcsoportunk van, megvizsgáltuk azt is, hogy milyen irányban „kell” állnia a maximális horizontális főfeszültségnek ahhoz, hogy mindkét törésrendszer csúszási tendenciája elégségesen nagy legyen a vetők – földrengésekkel igazolt – felújulásához. Így tehát egy inverz feladatot oldottunk meg a feszültségterre vonatkozóan. Ebben a kérdéses feszültségterben, a szerkezeti elemzés és térképezés

eredményével kinematikailag kompatibilis módon kell az összes törésnek működni. A szeizmikus szelvényeken a főbb eltolódásos vetőágak (virágszerkezet) mentén normálvetős komponenseket tapasztalhatunk, azaz a deformációs uralkodóan transztenziós stílusú, alapvetően balos karakterrel.



8. ábra Vetőreaktiváció numerikus modellezési eredményei a Derecskei-árokban. A) Átlagos csúszási tendencia (ST) a Derecskei-árokban definiált két vetőcsoport mentén. B) Csúszási irányok a γ (földrajzi észak és S_H közötti szög) és S_v/S_H függvényében. Az $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ arányszám a feszültségi ellipszoid alakját jellemzi.

4. HAZAI ÉS NEMZETKÖZI EGYÜTTMŰKÖDÉS, OKTATÁSI ASPEKTUSOK

Az igen 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 kutatás több szalon kötődött párhuzamosan futó, neotektonikai témájú OTKA-projekthez. Ezek közül kiemelés érdemel a Horváth Ferenc témavezette T034928 sz., valamint a Fodor László vezette T29798 projektekhez. A Horváth Ferenc vezette Geofizikai Tanszék (ELTE TTK) mind szellemi értelemben, mind pedig a kutatáshoz szükséges

infrastruktúra tekintetében ideális volt. Fodor László (MÁFI) kutatási módszerei és eredményei a projekt során végig igen inspirálónak bizonyultak.

A projekt szorosan kötődött az ISES (= Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science) címet viselő, Hollandiában jelenleg is zajló tudományos program munkálataihoz (ld. <http://www.ises.nu/>) melynek kiszemelt teszt területei között található a Pannon-medence is. Ez kivételes lehetőséget nyújtott az élenjáró európai tudományos iskolák életébe való bekapcsolódáshoz. Ennek keretében a kutatómunkát az amszterdami Vrije Universiteit (VU) Tektonikai és Izotópgeokémiai Tanszékeivel karöltve végeztük, ahol a témavezetőnek alkalma volt poszt-doktori kutatásokat végezni. A közös munkát nagymértékben megkönnyítette az is, hogy a projekt mindkét doktorandusz résztvevője kilenc hónapot tölthetett el a VU-n EU Marie Curie ösztöndíj segítségével: a kormeghatározási és a tektonikai modellezés jelentős részét ott végezték el. A kormeghatározási vizsgálatokban részt vettek még az utrecht-i és az edinburgh-i egyetemek izotópos laboratóriumai is.

Ifjúsági OTKA-projektünk jelentős hozadékának tekinthető, hogy Ruzkiczay-Rüdiger Zsófia doktori dolgozatát befejezte és az amszterdami Vrije Universiteit-en 2007. február 1-én sikeresen megvédte. Ugyancsak a projekthez kötődik két szakdolgozati munka is: Vincze Orsolya a Balaton alatti neotektonikus szerkezetek elemzését, Szanyi Gyöngyvér a Budai-hegységi barlangok fiatal ásványkiválásainak kormeghatározását végezte ill. jelenleg is végzi Bada Gábor témavezetése mellett.

HIVATKOZÁSOK

Cholnoky, J., 1918. A Balaton hidrológiája. I. kötet, 2. rész. Magyar Földrajzi Zársulat Balaton-Bizottsága, Kilián F. Bizománya, Budapest, 316 p.

Csontos, L., Magyarai, Á., Van Vliet-Lanoë, B., Musitz, B., 2005. Neotectonics of the Somogy hills (Part II): Evidence from seismic sections. *Tectonophysics* 410, 63-80.

Dank, V., Fülöp, J., Ádám, O., Barabás, A., Bardócz, B., Bérczi, I., Brezsnaynszky, K., Császár, G., Haas, J., Hámor, G., Horváth, F., Jámbor, Á., Kassai, M., Nagy, E., Pogácsás, Gy., Ráner, G., Rumler, J., Síkhegyi, F., Szederkényi, T., Völgyi, L., Zelenka, T., 1990. Magyarország szerkezetföldtani térképe. M=1:500.000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

Gábris, Gy., 1994. Pleistocene evolution of the Danube in the Carpathian Basin. *Terra Nova* 6, 495-501.

Gerner, P., 1994. Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. *Földtani Közlöny* 124, 381-402.

Grenczy, Gy., Kenyeres, A., Fejes, I., 2000. Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research* 105, 21835-21846.

Grenczy, 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, doi:10.1029/2005GL022947.

Hansen, K.N., Mount, V.S., 1990. Smoothing and extrapolation of crustal stress orientation measurements. *Journal Geophysical Research* 95, 1155-1166.

Jaskó, S., Krolopp, E., 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. *MAFI Évi Jelentése 1989-ről*, pp. 65-84.

Jámbor, Á., 2002. A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. *Földtani Közlöny* 132/különszám, 101-116.

- Kretzoi, M., Pécsi, M., 1982. Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. In: Pécsi, M., (Szerk.), Quaternary Studies in Hungary, INQUA, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, pp. 11-42.
- 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.
- Leél-Össy, Sz., Surányi, G., 2003. The peculiar hydrothermal caves in Budapest. *Acta Geologica Hungarica* 46/4, 407-436.
- 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 Zársulat Balaton-Bizottsága, Kilián F. Bizománya, Budapest, 617 p.
- Morris, A., Ferrill, D.A., Henderson, D.B., 1996 Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology* 24, 275-278.
- Némedi Varga, Z., 1977. A Kapos vonal. *Földtani Közlöny* 107, 313-328.
- Pécsi, M., 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínaktana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F., 1988. A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Akadémiai Kiadó, Földrajzi Tanulmányok 20, 129 p.
- Shackleton, N.J., Berger, A., Pettier, W.R., 1990. An alternative astronomic calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 81, 251-261.
- 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.
- Tari, G., 1994. Alpine tectonics of the Pannonian basin. PhD thesis, Rice University, Houston, Texas, 501 pp.
- 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.
- Wórum, G., Van Wees, J.D., Bada, G., Van Balen, R.T., Cloetingh, S., Pagnier, H., 2004. Slip tendency analysis as a tool to constrain fault reactivation: a numerical approach applied to 3D fault models in the Roer Valley Rift System (SE Netherlands). *Journal of Geophysical Research* 109, B02401, doi: 10.1029/2003JB002586.