

Zárójelentés a 81530 számú OTKA kutatásról

Miocén-pliocén deformáció és üledékképződés a Pannon-medencében: új adatok szerkezetföldtani, szedimentológiai és geokronológiai vizsgálatok alapján

Miocene-Pliocene deformation and sedimentation in the Pannonian basin: new constraints from structural, sedimentological and geochronological studies

(2010. 04. 01. –2014. 12. 31.)

Témavezető: dr. Fodor László

Területek, résztvevők

Kutatásunk célkitűzései között 4 fő terület szerepelt, a Gerecse (A terület), a Zalai-medence–Keszthely–Dél-Balaton (B), a Bükk déli előtere (C) és a Gödöllő-dombság (D). Mind a négy területen végeztünk kutatást, bár annak részletessége és módszere eltérő volt. Egyes területeken a kutatási tervnek teljesen megfelelően, máshol ahhoz képest előrelépve, vagy attól kissé elmaradva végeztük vizsgálatainkat. A bükkaljai vizsgálatokat kiterjeszthettük a Hernád-árokra és észak felé, a Darnó zóna déli részére is. E mellett, megkezdhattuk a tervezett területtől még délebbre a Polgár 3D szeizmikus blokk értelmezését. Szerencsére volt olyan terület, melynek vizsgálatát nem terveztük, de sikerült ezen területeken is tevékenykednünk. Ilyen volt a Kőszegi-hegység délnyugati előtere és főleg a Mecsek-hegység, ahol más kutatáshoz is kapcsolódtunk. Kutatásunk főleg a Gerecse területén kapcsolódott több más párhuzamos kutatáshoz, így a MFGI földtani térképezéséhez, illetve az ELTE geológus és geofizikus hallgatóinak éves térképező terepgyakorlatához, de szakdolgozatok, doktori dolgozatok más területeken is készültek.

A kutatásban résztvevők a pályázathoz képest kiegészültek olyan ifjú kutatókkal, akik a kutatás ideje alatt szereztek MSc diplomát, és kezdtek doktori kutatásba (Tőkés Lilla) illetve poszt-doktori kutatási fázisba érkeztek (Deák-Kövér Szilvia, Haranginé Lukács Réka). Horányi Anna, Uhrin András és Palotai Márton a kutatás legvégén már nem vehettek részt, mivel nem Magyarországon, vagy nem kutatási irányban dolgoznak tovább.

Módszerek

A vizsgálati területeken szerkezetföldtani, üledékföldtani, rétegtan-öslénytani, kőzettan-geokémiai és geokronológiai vizsgálatokat végeztünk.

A szerkezetföldtani elemzés terepi méréseket (A, B, C, D), azok kiértékelését, szeizmikus reflexiók szelvények és 3D adattömbök elemzését (B, C, D), a szelvények kiegyenlítését (D), a deformációs szalagok vékonycsiszolatos vizsgálatát (A, C) foglalta magában. A fő cél az adott terület szerkezet-fejlődésének megállapítása volt. Ehhez korábbi fejlődési modellekből indultunk ki, így pl. Fodor (2010, 2012) legrészletesebb munkájából. A deformációs szalagok vizsgálatával arra kerestünk magyarázatot, milyen mechanizmusok hozták létre a szerkezeteket, milyen mélységben lépett fel a deformáció és a szalagok fejlődése hogyan függ össze a vetők kialakulásával. A süllyedéstörténeti vizsgálatok (C) egyrészt a deformációs szalagokkal kapcsolatban történtek, illetve a szerkezeti mozgások nagyságát jellemezhetik. Kiegyenlített szelvényeket a D területen készítettünk, az A területen nem voltak megfelelő szelvényeink. A kiegyenlítést a tervezettnek megfelelően a MOVE software-rel végeztük.

A paleontológiai, rétegtani vizsgálatok célja a pannóniai (felső miocén és pliocén) medencekitöltés rétegtani tagolásának fejlesztése, a korhatározások pontosítása volt, a biosztratigráfiai, szeizmikus sztratigráfiai, és mágnésrétegtani adatok összevetésével, korrelációjával az egész Pannon-medence területén. A biosztratigráfiai tagoláshoz puhatestűeket és a szervesvázú mikroplanktonba tartozó algákat használtunk (Magyar & Geary 2012; Magyar & Sztanó 2013).

A megbízható biosztratigráfiai beosztásokhoz szilárd taxonómiai háttér és a morfológiai evolúció természetének megértése szükséges; taxonómiai revíziót és a morfológiai változások vizsgálatát több puhatestű és plankton csoporton is elvégeztük (Geary et al. 2012; Baranyi et al. 2013a, b; Magyar 2014; Magyar et al. in prep.). A vizsgált területeken több csoport, lelőhely, gyűjtemény revízióját végeztük el.

Az életrétegtani tagolást mágnésrétegtani vizsgálatokból származó koradatokkal kalibráltuk, és szeizmikus rétegtani korrelációval kiterjesztettük az egész Pannon-medencére, beleértve a négy kiemelt vizsgálati területünket is. A mindenkori selfperemi lejtő térképezésével kimutattuk, hogyan szűkült fokozatosan a késő miocén és a kora pliocén során a Pannon-medence mélyvízi tartománya a folyóvízi rendszerek üledékszállító tevékenysége következtében (Magyar 2011; Magyar et al. 2010, 2013; Hably és Magyar 2013, Sztanó et al. 2013a).

A terepi szedimentológiai vizsgálatok elsődlegesen a kőzetfáciesek makroszkópos leírására, a fáciesek változékonyságának követésére, ahol lehetett a szállítási irányok meghatározására fókuszált (A, B, C). Mindennek a célja a vizsgált üledékes kőzetek keletkezési folyamatai és őskörnyezete pillanatnyi és időben változó karakterének, valamint az egykorú Pannon-tavi vízszint-változásoknak a rekonstruálása volt. Az elsődleges cél a deltasorozatok fejlődésének a megértése volt így, vizsgálataink a Tihanyi/Somlói Tagozatok (Újfalui Formáció) különböző lelőhelyeire korlátozódtak (Balaton környéke, Gerecse, Mecsek) (Sztanó et al. 2013a). Kiegészítő jelleggel, fúrási adatokkal való összehasonlítást segítő, terepi gamma spektrumokat is felvettünk a rétegoszlopok mellé (A, B). Az üledékfáciesekből kinyerhető információt minden esetben integráltuk az ősmaradványok paleoökológiai értékelésével. Ugyancsak a környezeti változások és azok kontroláló tényezői megértését segítették elő szeizmikus rétegtani vizsgálataink, melyek célja a lejtőépülés irányának, ütemének és a medence fenék geometriai, morfológiai viszonyai kölcsönhatásainak kimutatása volt (Sztanó et al. 2013b). Ugyancsak megkezdtük a medencefenék zagyarak mozgását korlátozó elemeinek kitérképezését (Tőkés et al. 2014b, Tőkés & Sztanó, benyújtva). Mind a szedimentológiai, mind a szerkezeti elemzésekhez alapvetően nem a tervezett Landmark, hanem az ELTE laborjában jobban használható Kingdom software-t használtuk.

A szarmata Tinnyei Formáció vizsgálatának célja az egykori üledékképződési környezet pontosabb meghatározása és jellemzése, valamint a környezet változásainak észlelése volt. A szedimentológiai jelenségek nyomát elsődlegesen a terepen vizsgáltuk (Palotás 2014a, b). Közel 60 természetes és mesterséges feltárásban tanulmányoztuk az üledékeket, makroszkópos kőzeteleírást végeztünk, jellemeztük az üledékföldtani jelenségeket, meghatároztuk a szállítási irányokat és rétegsorokat rajzoltunk. A fontosabb feltárásokat részletesen végigfényképeztük, hogy összetett panorámaképek segítségével az üledéktestek geometriáját vizsgálhassuk. A sóskúti mészkőbányáról légifotókat is készítettünk, amelyek elemzésével a bánya felső szintjének talpán látható szedimentológiai bélyegek kitűnően tanulmányozhatókká váltak. A feltárásokból mintákat gyűjtöttünk csiszolatos vizsgálatokhoz. A terepi felvételezés során üledékföldtani egységeket határoztunk meg, amelyek mind laterálisan, mind vertikálisan követhetők a területen. Az egységek geometriai lefutásából a relatív vízszintváltozásokkal kapcsolatos következtetéseket vontunk le. A makroszkópos terepi vizsgálatokat kiegészítettük közel 80 csiszolat elemzésével. A csiszolatos leírások alapján a terület egészének diagenetikus fejlődéséről készítettünk általános jellemzést (Palotás 2014a, b).

Elsőként végeztünk in-situ U-Pb kormeghatározást, valamint ezekkel kombinált (U-Th)/He korméréseket a Pannon-medence Si-gazdag vulkáni képződményeiből származó cirkon kristályokon. Összesen 55, a MOL magmintaraktárából származó bükkaljai magmintát választottunk ki vizsgálatra, amelyhez 4, a Hidasnémeti Hn-1 fúrásból való minta társult. A begyűjtött fúromagokból vékonycsiszolatokat, petrográfiai leírásokat készítettünk és két esetben mikroszondás geokémiai vizsgálatra is sor került. A cirkonok szöveti, geokémiai vizsgálatát az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén, az in-situ U/Pb cirkon korméréseket a zürichi ETH-n végeztük el LA-ICP-MS módszerrel (Thermo Element XR Sector-field ICP-MS és a hozzá kapcsolt Resonetics Resolution 155 lézer ablációs rendszer, GUILLONG et al. 2014). A mérés során új megközelítéseket használtunk és az elhúzódó, de rendkívül fontos kalibráció miatt a publikálás jelenleg folyik. Néhány cirkon szeparátumon (U-Th)/He kihűlési korvizsgálatok is történtek M. Danišik segítségével a Waikato Egyetemen (Hamilton, Új-Zéland). A tervezettől eltérően nem végeztünk Ar-Ar kormeghatározást, mivel az U-Pb korok nagyon pontosak és az Ar-Ar méréseket feleslegessé tették. Apatit fission track kormeghatározásra a közeljövőben kerülhet sor, mivel a nehézásvány-leválogatás elhúzódott, és mérést kivitelező Danišik kollégánk munkahely-változás miatt kevésbé volt terhelhető.

Az egyes részterületek eredményei

Gerecse és előterei, A terület

Ezen a területen az általunk vizsgált legidősebb pannóniai képződmények a Száki és a Diási Formációba tartoznak. A részletesen vizsgált fedő, delta környezetben lerakódott rétegsorok valószínűleg az Újfalui Formációba, pontosabban annak Tihanyi Tagozatába sorolhatók, ami a fúrások korábbi (MÁFI) beosztását sokszor módosítja. Néhány esetben vizsgálatainkkal a reménybéli pannóniaival ellentétben idősebb, jórészt eocén kort igazoltunk, pl. térképező kézfúrás (Bikolpuszta Bit-1) és geofizikai mérések alapján. A pannóniai képződmények nagyobb részét a Kisalföld irányából érkező feltöltő folyóvíz-delta rendszerek anyaga alkotja. Előzetes eredmények szerint a változatos törmelékes rétegsor delta környezet különböző részein – elődelta hullámbázis alatti nyíltabb részén, a deltasíksági öblökben-mocsarakban és a beszállító folyómedrekben rakódhatott le (Bartha et al. 2014, valamint Bartha, MSc dolgozat, előkészületben). Az őskörnyezet váltakozása a Pannon-tó vízszintjének kisebb fluktuációját tükrözi, dokumentáltunk egy kisebb vízszintcsökkenéshez kötődő bevágódást, majd az ezt követő transzgressziót.

Az A vizsgálati területen 12 lelőhelyen végeztünk paleontológiai vizsgálatot, terepi gyűjtés, az MFGI és a Természettudományi Múzeum gerecsei gyűjteményei alapján. További rétegtani információkat nyertünk egy térképező kézi fúrásból (Tardos térképező Tat-1), amit hallgatókkal mélyítettünk le (Csicsek et al. 2014). E munka része volt a flóra feldolgozása, ezt két lelőhelyen végeztük el (Magyar 2013, Hably és Magyar 2013). Megállapítottuk, hogy a hegység északi peremén mind a dunaparti feltárásokban, mind a dél felé emelkedő szakadékvölgyekben, mind pedig a tektonikailag kiemelt helyzetű területeken (Tardos, Vályúskút) a *Lymnocardium ponticum* zóna igen, de idősebb vagy fiatalabb képződmények nem azonosíthatók. A zóna korát más területeken 8,7 és 9,7 millió év közé becsüljük, így ez behatárolja a gerecsei pannóniai képződmények korát is. A hazai rétegtani adat jó egyezésben van a szomszédos szlovákiai Madar (Mudrany) I fúrás eredményével, ahol Dinoflagellata-vizsgálataink alapján a jóval vastagabb rétegsor felső része ugyanolyan korú, mint a hegység peremén azonosított kifejlődések (Baranyi et al. 2014). A gerecsei rétegsorok kora tovább pontosítható, ha figyelembe vesszük, hogy a Száki Formáció tatai feltárásainak korát mágnésrétegtani adatok alapján 9 millió év körülire határozta Cziczter et al. (2008). A gerecsei Újfalui rétegsorokra így 8,7-9,0 millió éves kor adódik.

A terület szerkezetét a terepi mérések, földtani térképezés, geofizikai mérések alapján tanulmányoztuk. Megállapítottuk, hogy a Gerecse északi, nyugati részét és előterét közel É-D-i (ÉÉK-DDNy-i) csapású vetők tagolják (Fodor & Kövér 2013, Fodor et al. 2013a). A vetők mentén breccsákat is megfigyeltünk, tanulmányozásuk a jövő feladata. E breccsák a Vértesben nem találhatók meg, új jelenség a szinszediment vetők mentén. A vetők létét Rockworks segítségével, fúrások alapján készített szelvények is alátámasztják. A vetőket közel K-Ny-i extenziós feszültségmező jellemezte. Ugyanakkor, több helyen megfigyelhető, hogy a közepes és legkisebb feszültségtengelyek közel azonosak, vagyis kétirányú extenziós is fennállhatott. Érdekes, hogy a pannóniai képződményekben a mágneses anizotrópia-képben nem, a mezoméretű törésekben viszont látszik a deformáció hatása (Sipos-Benkő et al. 2014).

A deformáció és üledékképződés egymásra gyakorolt hatását több szempontból is igazolhatjuk. Egyrészt, a pannóniai üledékképződés alatt a fő vetők valószínűleg aktívak voltak, és a mozgó vetők folyamatos tóparti lepusztulása vezethetett el a meredek abrázios peremekhez, amelyet pl. Vértessomló és Dunaszentmiklós mellett térképeztünk ki. Ez a megfigyelés a vértessiekhez hasonló, így a két területre egyaránt igazolható jelenségről van szó. Lehetséges, hogy közvetve e peremvetők aktivitását mutatják a valószínűleg cunami által felhalmozott parti üledékek is (Budai & Nadrai, 2014, Iván Halála nevű feltárás).

Az üledékföldtani megfigyelések alapján a deltasíksági medrekben mért szállítási irány É-ÉK (Bartha et al. 2014). Mivel ez közel merőleges a Kisalföldön keresztül, ÉNy felől érkező folyók szállítási irányaira, ezt az eltérést csak a Gerecse peremvetőinek eltérítő hatásával magyarázhatjuk. Úgy véljük, a Gerecse tanulmányozott ÉNy-i előtere két vető között, mintegy átlépő zónában (váltórampán) helyezkedhetett el. A két vető koordinált mozgásának következménye lehet egyrészt a megfigyelt bevágódás (relatív vízszint-csökkenés), amely egy talpi blokkra jellemző lehet, illetve a relatíve kiemelkedő blokkoknak a szállítási irányra gyakorolt eltérítő hatása. Mivel azonban ezek csak a gerecsei területen jelentkeznek, az itteni helyi deformációra vezethetők vissza, amely akár lokálisan és időlegesen mintegy kompenzálta az általános vízszintemelkedést és az üledékkel való befedődést, amely egyébként a Dunántúli-középhegységet jellemezte.

Ezen vizsgálati terület keleti szélén, a Tétényi-fennsíkon és a Zsámbéki-medencében a szarmata mészkő szedimentológiai vizsgálata alapján meredeken (max. 28°) dőlő lejtőrétegeket (klinoformokat) mutattunk ki a Tinnyei Formációban (Palotás 2014a, b). A lejtőrétegek a bioklasztos karbonátplatform épülésének (progradációjának) felelhetnek meg. A rétegsoron belül két vízszintemelkedés is kimutatható. A Tinnyei Formáció szedimentológiai bélyegei és a mészkő szövete alapján az üledék mészhomok-dombokkal szegélyezett karbonátplatform környezetben rakódott le. Az erősen mozgatott mészhomok-dombokat és a parti dűnéket grainstone, az akár 18 m magas lejtőrétegeket grainstone/packstone, míg a lagúnaüledékeket

packstone/wackestone szövetű kőzet építi fel. A szövettípusok eloszlása követi az egykori partvonal lefutását. Az üledékképződés változó, de végig rendkívül sekély, maximum 20–25 m mély vízben történt. A mészhomok a hullámbázis fölött ülepedett le a lejtőrétegek alsó szakaszának kivételével, amely a normál- és a vihar-hullámbázis között rakódott le. Az üledékszállítás a hullámozás, a partmenti áramlások, valamint a gyakori vihar-események végezték. Az időszakosan szárazra kerülő karbonát-homokot a szél mozgatta. Valószínű, hogy a vihar által feltépett és mozgatott, akár méteres mészkőtömböket cunamik szállították a medence felé. A medence peremeit valószínűleg aktív vetők alkották, melyek közel K–Ny-i széthúzás hatására jöhettek létre.

A képződményben megfigyelhetők olyan szerkezeti elemek, amelyeket a korábbi kutatás táguláshoz köthető szinszediment üledékes teléreknek tartott (Bergerat et al. 1983, Palotás 1994). Vizsgálataink megállapították, hogy a nemzetközi irodalomban nagyon ritkán dokumentált (Tondi 2007) karbonátos deformációs szalagokról van szó. A szalagok döntően nyírásos eredetű szalagok, amelyekben a látható finomabb szemcsés kitöltést a karbonátos szemcsék nyomásoldódása, és kataklázis általi apróra felőrlődése okozza. Ez a felismerés azt is jelenti, hogy a szerkezeti elemek — várakozásunkkal ellentétben — nem feltétlenül az üledékképződéssel egyidősek, azaz szarmata korúak, hanem annál legalább részben fiatalabbak. Pontos korukat további elemzés adhatja meg.

A Balaton és környezete, Zalai-medence, B terület

A B vizsgálati területen belül a Balaton környéke gazdag felszíni feltárásokban. A területen újabb elemzésekkel megerősítettük az Újfalui Formáció, illetve Somlói, Tihanyi Tagozatok települési és rétegtani viszonyait, amelyet korábbi kutatásunkban alapoztunk meg (Csillag et al. 2010, Sztanó et al. 2013a). Erre, valamint délkelet-magyarországi medenceüledékek tanulmányozására (Sztanó et al. 2013a) alapozva javaslatot tettünk a pannóniai emelet litosztratigráfiai rendszerének újraszervezésére (Sztanó et al. 2013b). A Tihanyi Tagozat fáciesszerkezetének, üledékes architektúrájának új értelmezést adtunk, amennyiben ezeket tavi paraszekvenciákból felépülő delta ciklusoknak tekintjük (Sztanó 2013b). Minden korábbinál teljesebb és jobb minőségű fotódokumentációt publikáltunk a Tihanyi Tagozat puhatestű faunájáról (Katona et al., benyújtva), amely sekély szublitorális vagy litorális együttesekkel kezdődő és mocsári-édesvízi együttesekkel záródó ciklusokban jelenik meg. A puhatestűek mellett, 9 ősnövény-lelőhely rétegtani helyzetét, korát, és ülepedési környezetét vizsgáltuk részletesen (Hably & Magyar 2013).

A terület szerkezeti elemeit terepi méréseink igazolják. A térképi vetők revíziója egy MSc dolgozat keretében jelenleg folyik. A feszültségmezők előzetes értelmezése alapján úgy tűnik, hogy a többi Pannon-medencebeli területtől eltérően itt az extenzió iránya nem csak K–Ny-i, hanem akár KÉK–NyDNY-i is lehetett. A lokális extenziós irányt a mágneses anizotrópia-mérések is megerősítik (Sipos-Benkő et al. 2014). E deformáció korának meghatározása azonban még nem fejeződött be.

A Keszthelyi-hegység a pannóniai üledékképződés kezdetén kiemelt helyzetű lehetett, mivel nem találjuk meg a legidősebb pannóniai képződményeket. Ugyanakkor, a hegység belsejében is előfordulnak az abrázios Diási Formáció és Tihanyi Tagozat képződményei, amit a korábbi térképező munkák tártak fel. Az ÉNy–DK-i, közel É–D-i és KÉK–NyDNY-i csapású völgyekben, kis medencében igazolható a Tihanyi és/vagy Somlói tagozat megléte. A korábban térképezett feltárások újvizsgálata igazolta, hogy a völgyek egy része csak posztpannon mozgások során alakult ki. A feltárások egy részében (pl. Balatongyörök) a Diási Formáció, Somlói (?) és Tihanyi Tagozat valamint Nagyvázsonyi Mészkő előfordulások azonban az infrapannon morfológiához igazodó üledékképződésre utalnak. A Keszthelyi-hegység meredek, alig tagolt domborzatú K-i pereme korábbi feltételezésünk szerint szín-pannon vertikális mozgásokkal alakult ki (Csillag et al. 2005). A meredek lejtőkön breccsa és abrázios kavics, konglomerátum ismert.

A felszíni vizsgálatokat összekapcsoltuk a szeizmikus adatok elemzésével: a Zalai-medencében, illetve a Keszthelyi-hegységtől és a Tapolcai-árokától délre, a Balaton-zóna környezetében, a somogyi területen 3D adattömböt (Várkonyi et al. 2013), illetve nagyobb területen 2D szelvényeket elemeztünk. A Zalai-medencében ugyan részletes képet alkottunk a szín-rift vetőgeometriáról (Fodor et al. 2013b), de a poszt-rift (pannóniai) vetők nagyon kis elmozdulást mutatnak akár a medencében, akár annak nyugati, szlovéniai peremén (Fodor et al. 2015). A somogyi területen a szerkezeti megfigyelések egyértelműen aktív pannóniai deformációra, egy bonyolult transzzenziós vetőmintázatra utalnak (Törő et al. 2012). A pannóniai végén és/vagy a pliocénben a teljes rétegsor is meggyűrődött és további eltolódásokkal tagolódott (Várkonyi et al. 2013). A Zala-medence déli részén a gyűrődés a pannóniai végén, mintegy 7.5 millió éve kezdődött (Uhrin et al. 2009) de erre újabb adatot nem sikerült gyűjtenünk.

A szerkezetek és üledékképződés kapcsolatát illetően kimutattuk, hogy a szerkezetileg meghatározott medencealjzat-morfológia jelentősen befolyásolta a Pannon-tavi lejtőépülés irányát és tempóját (Törő et al. 2012). A meglevő 3D szeizmikus adattömbben újabb szeizmikus geomorfológiai elemzések történtek: attributum-térképezéssel, spektrális dekompozícióval kitérképeztük a mélymedence és a lejtő turbidites üledékeit. A selflejtőn lefutó zagyarak olyan medencékbe érkeztek, amelyek kisebbek voltak, mint a zagyár potenciális lefutási hossza, így a zagyarak eltérültek, visszafordultak (Tőkés et al. 2014b). Az ÉNy-somogyi területen a kora-, középső-miocén deformáció normál és eltolódásos vetőkkel hozta létre a tagolt aljzatot, amelynek felépítésében helyi vulkáni felépítmények is szerepet játszottak. A turbidit-korlátozásra több bizonyíték létezik: a turbiditek rálapolódnak az aljzatra, a turbiditek elterjedését, vastagságát befolyásolta a topográfia. A kitérképezett csatornák kikerülnek az aljzatmagaslatot (Tőkés et al. 2014b). A selflejtő viszont már egy, a korlátozott turbiditek által kiegyenlített aljzatra épült. Ugyanehhez a munkához kapcsolódóan elkészült egy szemle a korlátozott lefutású zagyarak és a visszatartó-medencék kapcsolatáról (Tőkés & Sztanó, benyújtva).

A Bükk déli előtere, C terület, kiegészítve a Hernád-árokkal, Darnó-zónával

A C vizsgálati területen, a Bükkalján a korábbi munkákra támaszkodva (Magyar 2010), szeizmikus korrelációval kapcsolatot teremtettünk a mágnésrétegtanilag vizsgált tiszapalkonyai fúrás és a bükkaljai lignittelepes összlet külszíni feltárása között. Úgy találtuk, hogy a Bükk délkeleti előterében szeizmikus szelvényeken és fúrási rétegsorokban megfigyelhető jelentős relatív vízszintemelkedés történt, ami egymás fölött két progradáló sorozat kialakulásához vezetett: ez rétegtani szempontból összefügg a művealó lignittelepes összlet kialakulásával. A két progradáló sorozat közötti elöntési felszín szeizmikus szelvényeken korrelálható a tiszapalkonyai fúrás vastag lignittelepes összletének aljával, és a felszínen bányászott lignittelepes rétegsor bázisával is. Felül mindkettőt a miocént lenyeső, pliocén rétegekkel fedett unkonformitás határolja. A korreláció alapján a Bükkalján bányászott lignittelepes rétegsor kora 7,5 és 6,7 millió év közé becsülhető, felszín alatti folytatása pedig nem északkelet, hanem – a Pannon-tó akkori partvonalát követve – délkelet felé várható (Magyar 2010). A területtől délre, a Polgár 3D adatblokkban a selflejtő és a lejtőprogradáció irányának vizsgálata megkezdődött, de csak a tömb kis részén látszik, és sajnos nem jó minőségben.

Felvettük a mályi téglagyár agyagbányájának szelvényét, és ősmaradványokat határoztunk a feltárásból. A szelvényben a Száki és Kállai formációk egymásra települését figyeltük meg, és a *Lymnocardium soproniense* szublitatorális puhatestű biozónát azonosítottuk (Magyar et al., előkészületben). Négy további pannon ősnövény-lelőhely részletes rétegtani és környezeti vizsgálatát végeztük el (Hably és Magyar 2013).

A szerkezetföldtani vizsgálataink e területen a legrészletesebbek és módszertanilag a legváltozatosabbak. Terepi szerkezetföldtani méréseket, 2D, 3D szeizmikus adatok értelmezését, 8 horizont követését, vastagságtérképek készítését, több rétegtani szintben vetőtérkép készítését, kiemelve a pannon talp vetőtérképét, fúrások alapján földtani szelvények készítését, 1D süllyedéstörténeti modellezést, deformációs szalagok mintázását és vékonycsiszolatos vizsgálatát végeztük el. Pontosítottuk a Bükk 1:50000 földtani térképének vetőmintáját a peremi részeken. Mindezt összekötöttük a magmás képződmények kőzettani és geokronológiai vizsgálatával. Több magfúrás anyagát tekintettük át, vitrinreflexió-méréseket végeztünk.

A terepei szerkezeti mérések alapján 9 kainozoos deformációs fázist különítettünk el a Bükkalján, közel 100 feltárás mérése alapján (Petrik 2012, Petrik et al. 2013, 2014). A pályázat fő céljaihoz képest mintegy „melléktermékként” 2 olyan paleogén fázist is igazoltunk, amit eddig nem képeztünk le (Petrik et al. 2014). A Darnó-zónában a 9 fázis közül a paleogénnél fiatalabbak jelennek meg (Beke & Fodor 2015). Számos mérési ponton jelentősen finomítottuk Márton & Fodor (1995), Fodor (2010) és Fodor et al. (2005) beosztását. A Hernád-árokban a feszültségmező fejlődéstörténete jelentősen eltér a bükkitől, mivel olyan feszültségmezők lépnek fel, illetve olyan tengelyirányok, amik a Bükkalján nem. Ezt az eltérő korú függőleges tengely körüli forgásokkal tudjuk magyarázni (Bodor & Fodor 2013), amelyet Márton, Pécskay (1995) már dokumentált.

A Vatta-maklári-árok összetett szerkezet: több al-medencére oszlik, melyek fő vetői hol DK, hol ÉNy-on találhatóak (1. ábra) (Petrik, 2012, Petrik et al. 2013). A peremvetők kinematikája a pannóniában normál vagy eltolódásos (balos) lehetett, ami igazolja, de egyben részleteiben finomítja a korábbi modelleket (Tari 1988).

A Bükkalján az egyik legjelentősebb deformációs fázis a pannóniai elejére esik, a deltarendszer áthaladása alatti és az előtti időszakra. Ez a deformáció a kora pannónai üledékek szinszediment kivastagodását eredményezte több félárokban, 11.6-8.92 Ma évek között (1. ábra). A lerakódott rétegsor alsó részének kora nem egyértelmű: lehet legkorábbi pannóniai, de a szarmata sem vethető el. A kérdéses üledékcsomag

paleontológiai vizsgálata még tovább folyik. Mivel a fekü vulkanitok 14 millió évnél nem fiatalabbak, így a szinszediment deformáció az után kezdődött. A badeni és idősebb vulkanitok alatt is fellép töréses deformáció, ennek mértéke (azaz a szinszediment-szinvulkáni üledékes ék képződése) azonban jóval kisebb mértékű, mint a pannóniai mozgások nagyságrendje. Erre mutat a Szv-3 és Mn-2 fúrás 16.5-17 millió éves összetételének azonos vastagsága az árok eltérő szerkezeti helyzetében. A feszültségmező-meghatározások finom változásokat rögzítenek a badeni–kor-pannóniai között és ennek szeizmikus képben való tükröződését jelenleg elemezzük. A Hernád-árokban a helyzet eltérő: ott a legjelentősebb süllyedés a szarmatára esik, amit a tufák kormeghatározásával numerikusan is kalibráltunk. A deformáció a tokaji vulkáni ív poszt-pannóniai(?)kiemelkedésével zárul. A nyugat-tokaji szarmata vulkánok oldalán — talán a szerkezeti mozgások miatt — jelenetős csuszamlások keletkeztek (Bodor & Fodor 2013).

A terület törmelékes kőzeteiben általános a deformációs szalagok megjelenése. A szalagok több típusát tudtuk elkülöníteni. A vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján elkülönítettünk egy nagyon ritkán megőrződő szinszediment dilatációs szalagot, továbbá azonosítottunk korai diszaggregációs és változó mértékben kataklázos szalagokat. Felismertünk filloszilikátos szalagokat is (Beke, Fodor 2014). A deformációs mechanizmusok alapján a szalagok közt relatív kronológiát tudtunk megállapítani, amelyet a szalagok irányából számított a feszültségmezőkkel korrelálva korokat tudtunk rendelni az egyes szalagok kialakulásához (Petrik et al. 2013, 2014) Ezt a kronológiát a süllyedéstörténet rekonstrukciójával egyeztetve azt is kimutattuk, hogy a szalagok keletkezési mechanizmusa, és azokban bekövetkező változások nagyon jól korrelálnak az üledékek betemetődési mélységével: minél mélyebben keletkezett egy szalag, annál inkább uralkodóvá és fejlettebbé válik a kataklázos deformációs mechanizmus (Petrik et al. 2014). Mivel a legnagyobb mélységet éppenséggel a kora-pannon deformáció alatt, 11-9 millió éve érte el, ezért igazoltuk, hogy még az üledékképződés után akár 15-20 millió évvel sem voltak az üledékek különösebben cementáltak, azokban deformációs szalagok jöhettek létre (Beke, Fodor 2014, 2015, Petrik et al. 2014). A szalagok és üledékek cementációjának kapcsolatát jelenleg folyó további vizsgálatok elemzik. A deformációs szalagok jelentős hatást gyakorolhattak a terület folyadékáramlására, hisz a kezdeti vezető jelleg után, a kataklázos deformáció előrehaladtával zárókőzetként viselkedhettek. Ennek gyakorlati következményeit további vizsgálatok elemezhetik.

A bükkaljai miocén vulkáni rétegsort részletesen vizsgáltuk (Lukács et al. 2014a, b, c), alapvetően a képződmény korára koncentráltunk, hiszen a kőzettani-geokémiai jelleget korábbi munkáink elemezték (Harangi et al. 2005, Lukács et al. 2007, Lukács et al. 2010, Czuppon et al. 2012). Az eddigi korbesorolások paleomágneses és K-Ar geokronológiai (Márton & Pécskay 1998, Márton et al. 2007), vulkanológiai (Szakács et al. 1998), fúrás korrelációs (Radócz & Gyarmati 2005) illetve földtani térképezési (Balogh 1964, Pentelényi 2002, 2005; Gyalog & Budai 2004) adatok alapján történtek. Kutatásunk során elsőként végeztünk in-situ U-Pb kormeghatározást, valamint ezekkel kombinált (U-Th)/He korméréseket a Pannon-medence Si-gazdag vulkáni képződményeiből származó cirkon kristályokon. Vizsgálataink eredménye rámutat arra, hogy a vulkáni képződmények kora, és a korábban végzett K-Ar kormérésekből levont formáció-besorolás újraértelmezésre szorul. A fúrásokban korábban Gyulakeszi Riolittufa formációba sorolt képződmények az új eredmények tükrében jóval fiatalabb vulkanizmushoz kapcsolódtak. Ugyancsak téves lehet a pusztán kőzettani (és geokémiai) alapú formációba való sorolások is.

A Csv-2 sz. fúrás piroklasztit-egységének alsó részéből származó minta cirkon koradatai 18.51 ± 0.21 Ma átlag kristályosodási kort adnak, kiugróan magas MSWD (Mean square weighted deviation, =28) érték mellett, és az egyedi korok egyértelmű többkomponensű koreloszlást adnak. A cirkonok szöveti megjelenése szintén idősebb magok jelenlétét bizonyítja. A legfiatalabb kristályosodási korcsoport 18.22 ± 0.05 M év (Fig. 2), amely a kitöréshez legközelebbi kornak tekinthető. Ez a koradat a Gyulakeszi F. vulkáni képződményét jellemzi. E koradat szerint a Bükkalján a vulkanizmus ~ 18.2 M évvel ezelőtt indulhatott meg a korábban feltételezett 20-21 Ma évekkel szemben.

Az Szv-3 sz. fúrásból származó minták koradatai a korábbi hármas formáció-besorolással szemben két fő időszakra oszthatóak. A felső két minta késő-badeni korokat adott (Fig. 1, 14.12 ± 0.10 Ma és 14.60 ± 0.09 Ma kristályosodási súlyozott koradat-átlagok), míg az alsó három minta kora-badeni korokkal jellemezhető (2. ábra, 16.70 ± 0.16 Ma, 16.68 ± 0.11 Ma, 16.98 ± 0.14 Ma). A felső három minta (Szv-3_1-3) összhangban van a korábbi formáció besorolások koraival, míg az alsó két minta (Szv-3_4-5) esetében a Gyulakeszi Riolittufa Formációba való korbesorolás (19.6 ± 1.4 M év) nem állja meg a helyét. A cirkonok kristályosodása hosszabb időn keresztül történhetett, amelyre a cirkonok szöveti megjelenése is utal (magok jelenléte). A cirkonok tehát több időkomponenshez tartoznak, amelyek a magma fejlődését jellemzik. Ezen komponensek közül a legfiatalabb az egyes képződmények kitörési korához legközelebbi kort adhatják. A kitörési korokat (U-Th)/He mérésekkel is meghatároztuk. Az Szv-3- fúrás legfelső és legalsó mintájának (U-Th)/He kora $14,19 \pm 0.6$ és 16.65 ± 0.75 millió éveknek adódott, ami nagyon jól egyezik az U-Pb korokkal.

Az Mn-2 sz. fúrás legfelső mintájának kristályosodási átlagkora 14.72 ± 0.13 Ma (MSWD=14), ami jól korrelál az Szv-3-as fúrás második mintájának piroklasztitjával (2. ábra). A vulkáni képződmény kitörési korát az (U-Th)/He kormeghatározás is alátámasztja. Az Mn-2 sz. fúrás második mintájának átlagkora 15.00 ± 0.12 Ma (MSWD=14), ami mintegy 300 ezer évvel korábbi kitörésre utal, és amely a Szv-3 fúrásban nem jelenik meg. Ez arra utalhat, hogy az egyes kitörési központok termékei nem mindig fedték le a teljes Bükkalját. A mintán végzett (U-Th)/He kormeghatározás 6,8-14,2 Ma közötti értékeket adott. Ha ezek részleges fiatalodásra mutatnának, akkor a mélyebb mintákon is ezt kellene tapasztalnunk. Ezért e koradat értelmezése további elemzést igényel. Az Mn-2_3-as és Mn-2_5-ös minták egy 350m vastag sorozatot jellemeznek. A két minta kristályosodási átlagkora 16.55 ± 0.08 Ma (MSWD=3.2), és 16.72 ± 0.14 Ma (MSWD=9.7). A petrográfiai vizsgálatok alapján az Mn-2 és Szv-3 fúrások mintegy 320-350 m vastag szakasz korrelálható egymással, habár az Mn-2 fúrás legfelső mintája kissé fiatalabb a Szv-3-as fúrásnál. A korok feltehetőleg a Tari Dácittufa formációt jellemzik (2. ábra).

A Hernád-árok Hn-1 fúrásából 4 cirkon alapú kristályosodási kormeghatározás készült, valamint meghatároztuk a négy piroklasztit egység reprezentatív mintáinak teljes kőzet geokémiáját. Az egyik legjelentősebb eredmény, hogy a legfelső piroklasztit minta 11.46 ± 0.07 Ma kora a legkorábbi pannóniai vulkanizmusra utal. A teljes-kőzet geokémiai vizsgálatok szerint ez a képződmény a Vizsolyi Tufának feleltethető meg (Gyarmati & Szepesi 2007). A vastag szarmata üledékes összetben 662 méteren megjelenő piroklasztit kora 12.51 ± 0.22 Ma. A szarmata üledékek alatt két szintben koroltunk vulkanitokat, a felsőbb kora 12.97 ± 0.08 Ma, míg a fúrás legalsó vulkanitjának kora 14.15 ± 0.14 millió év. A legidősebb vulkanit kora alapján korrelálható lenne a bükkaljai legfiatalabb piroklasztittal, azonban geokémiailag jelentősen eltérnek egymástól, ezért ez a piroklasztit feltehetően egy, a Bükkaljától keletebbre tehető központhoz kapcsolódhat. A szarmata üledéksor alatti vulkanitok 1392,5-1482,8 m közötti szakaszát korábban K-Ar kormeghatározással korolták (Pécskay et al., 1987). Vizsgálataik szerint a korok 13.0 ± 0.6 és 15.2 ± 1.3 Ma között változtak. A szakaszon belül mért új adatok a korábbi K-Ar kormérések nagy (0.6-1.3 millió év) hibáján belül vannak, a képződmények korát jóval pontosabban határoztuk meg.

Mindezek alapján a Bükkalja vulkanizmusa kb. 4 millió éves időintervallumra tehető, a K-Ar korokból levont 7 millió éves intervallummal szemben. A cirkon adatok (idősebb korcsoportok jelenléte) mindezek mellett arra is rámutatnak, hogy a terület magmatizmusa akár 7 millió évig is működhetett, bár nem feltétlen eredményezett vulkáni képződményeket.

A terület kiemelkedés-történetéről nem sikerült numerikus adatokat gyűjtenünk, mivel az apatit fission track és (U-Th)/He mérések nem készültek el. A cirkon (U-Th)/He, valamint a deformációs szalagok elemzése ugyanakkor rámutat, hogy a Bükkalja nem került 1.5–2 km-nél mélyebb helyzetbe, így legfeljebb a legalacsonyabb termokronológiai módszertől várhatunk numerikus eredményeket.

A Gödöllői-dombság, D terület

A D területen szeizmikusan követtük és korreláltuk a miocén és pliocén közötti unkonformitást. Az unkonformitás – eróziós diszkordancia felület – legélesebben Nagyőrös és Kecskemét térségében látszott, a Kecskeméti Kavics Formáció talpán. A felület alatti rétegek többek között a dánszentmiklósi fúrásban a miocén végi Prosodacnomya zónába tartoznak, míg a felület feletti rétegek egy kecskeméti fúrás puhatestűi, vagy – a szelvény másik végéhez közel – Budapesten és Gödöllőn a Pestlőrinci Kavicsban talált ősgerinces leletek alapján pliocén korúak (Magyar 2010). A korreláció eredményeképpen a Kecskeméti Kavics Formációt át kell sorolni a kvarterből a neogénbe.

A területen részletesen elemeztük a pannóniai eltolódási zónát. Ezen Tóalmási-eltolódást ugyan Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2007) munkája már leírta, de részletes geometriáját ezen kutatás adta meg (Palotai, 2013, Palotai és Csontos, 2010, 2012, 2013, 2014). Kimutattuk, hogy az eltolódás a kora-pannóniai időszakban (>10 Ma) volt legaktívabb, és keskeny, orsó alakú széthúzásos medencéket hozott létre. A Bugyi-magaslatot, mint a késő-szarmata inverzió eredményét, transzpressziós pop-up szerkezetként azonosítottuk. A szarmata-pannóniai deformáció a terület nyugati részén, a Csepel-sziget alatti Adonyi-medencében sótektonikai deformációval is együtt járt, így egy módosított eltolódásos medence jött létre, amely az alatta a kora- és középső-miocénben kialakult kompressziós medencére szuperponálódott. A szűkebb Pannon-medencét tekintve, ez a badeni evaporitokhoz kapcsolódó deformáció első hazai dokumentációja (Palotai és Csontos 2013).

A terület késő-oligocén - középső-miocén szerkezetalakulását a közép-magyarországi zóna határozta meg, amely itt kompressziós, illetve jobbos transzpressziós jellegű volt, és alapvetően pikkelyes szerkezeteket eredményezett. A deformációs zónán belül történő forgások miatt délnyugat (Adony) felé jelentősebb

rövidülést mutattunk ki az északnyugati szakaszhoz (Jászberény) képest (Palotai és Csontos 2010, 2013). A pannóniai balos eltolódási rendszer részben reaktiválta, részben átmetszette a korábbi szerkezeteket. Sajnos, a pannóniai deformáció felső korhatárát nem tudtuk pontosítani, mivel a tervezett sekélyszeizmikus szelvény nem valósult meg.

Öt kiválasztott szelvény Move szoftverrel történt kiegyenlítésével megerősítettük a szeizmikus értelmezés helyességét, pontosítottuk a deformáció korát, valamint mennyiségileg is meghatároztuk annak mértékét (Palotai 2013).

Mecsek

A fenti négy kiemelt kutatási területen kívül a mecseki pannon megismerésén dolgoztunk sokat, Sebe Krisztina által végzett OTKA-pályázattal (PD104937) karöltve. Ez eredetileg nem tartozott a projekt mintaterületek közé, de részben őslénytani adatok, részben előzetes terepbejárások azt jelezték, hogy a gerecei kiemelkedéssel és annak víz alá kerülésével analóg folyamatok játszódhattak le a Mecsek térségében is kb. 6-8 millió évvel ezelőtt. A mecseki pannon puhatestű faunák vizsgálatából 3 cikk (Sebe et al. 2013; Katona et al. 2013; Sztanó et al., benyújtva), 3 konferencia kivonat (Nagy et al. 2014, Rofrics et al. 2014, Sztanó et al. 2014) született. A munka részeként áttekintettük az MFGI mecseki pannóniai puhatestű gyűjteményét is valamint 3 pannóniai ősnövénylelőhely rétegtani helyzetét és korát vizsgáltuk (Hably és Magyar 2013).

A Mecsekben azonosítottuk az eddig ismert legnagyobb tengerszint feletti magasságban megtalált kagylómaradványt, és biosztratigráfiai alapon párhuzamosítottuk a klasszikus árpádi (és így az általunk 2013-ban leírt, a nagyárpádinak megfelelő kozármislenyi), jóval kisebb magasságban található puhatestű faunával, korát 6-7 millió évesnek becsülve (Sebe et al. 2013).

A Dráva-medence és a Mecsek közötti átmeneti területen pannon-tavi turbiditák találhatók a felszínen delta-üledékek szomszédságában. Szeizmikus adatok és szerkezetek ismeretében kizárható, hogy ez a mélymedence sorozat kiemelt tömbje lenne. A közeli fúrások és őslénytani adatok bevetítésével kimutattuk, hogy ezek a delták közelében, az aljzat felett a tó vízszint emelkedése hatására kialakuló, a deltalejtőnél jóval magasabb, a medence peremi lejtőnél sokkal alacsonyabb lejtő tövében rakódhattak le (Sztanó et al. 2014; Sztanó et al. benyújtva).

Kőszegi-hegység

A Kőszegi-hegység déli előterében az ELTE geofizikus hallgatók terepi munkájához kapcsolódva egy morfológiai anomáliát vizsgáltunk (Kovács et al. 2013). A helyi megfigyeléseket kiterjesztve arra jutottunk, hogy a pannóniai lignites sorozat részben szinszediment, részben poszt-szediment módon deformálódott. Az extenziós, kissé transzteniós deformáció részben elvetette, mélyebb részein részben reaktiválta a szin-rift fázishoz tartozó laposzógú lecsúszósíkokat. A deformáció 8.7-8.3 millió évvel ezelőtt kezdődhetett, és vagy még a miocén végén, vagy akár a negyedidőszakban is folytatódott (Kovács et al. benyújtva).

Az összes terület szerkezeti és üledékes adatainak értékelése és értelmezése

A területek összehasonlítása, módszertani következtetések

A részterületek eredményeit egységes rendszerben is összefoglaltuk, habár ezen munkák egy része csak előadás-kivonatként került publikálásra. Egyértelmű, hogy minél összetettebb módszertant tudtunk használni, annál jobb eredményeket sikerült elérnünk. Külön kiemeljük a deformációs szalagok szerkezeti értelmezésben betöltött szerepét és a nagyon pontos U-Pb, (U-Th)/He korokat. A 3D szeizmikus adattömbök a 2D szelvényeknél összehasonlíthatatlanul jobb eredményeket adtak, bizonyos elemzések, csak 3D anyagokon elvégezhetők.

Munkánk egy része a Pannon-medence keretében az őslénytani szintézist (Magyar 2013) és az üledékképződés általános jellemvonásait (Magyar et al., 2013, Sztanó et al. 2013a) és a tó vízszintváltozását mutatja be (Uhrin, Sztanó 2012). A tanulmányok megerősítették, hogy a Pannon-tó feltöltődése delták révén, selflejtőkön keresztül valósult meg, és ÉNy-ról fokozatosan történt. A selflejtő felső pereme a Kőszegi hegységnél 9.7–9, a Gerecse nyugati peremén 9.2 és 9, a Zalai-medence–Keszthelyi hegység esetében 9–8.8, a Somogyi dombságban 8.6–8 millió év között haladt át, míg a Mecseket 6-7 millió éve érte el (4. ábra).

Kutatásunkban általánosan is összegeztük a Pannon-medence nyugati felének üledékképződési modelljét, formáció-beosztást, és annak szerkezeti kontrollját (3., 4. ábra) (Fodor et al. 2013, 2014). Úgy értelmezzük, hogy a selflejtők magasságát és a lejtőépülés irányát részben átöröklött, részben aktív vetők határozták meg (4. ábra). Ez a komplex paleomorfológia tükröződik a pannóniai formációk megjelenésében: a vetők talpi

blokkjában a selflejtő nem fejlődött ki vagy igen csökevényes, és a delta képződmények szinte a pre-pannóniai képződményekre közvetlen települhetnek (3. ábra). Új vizsgálatainkkal arra is rávilágítottunk, hogy a delták épülésének irányát is befolyásolták az aktív vetők: a Gerecsében a talpi blokk mintegy 90 fokos irányváltatásra kényszerítette az ÉNy-ről előrehaladó deltarendszert (Bartha et al. 2014), míg a Tapolcai-árokban a peremvetők között DK-i irányban történt a deltaépülés. E delták DK-i folytatásában levő somogyi terület arra is rámutatott, hogy a pre-pannóniai felszínen meglévő morfológiai egyenetlenségek, illetve akár kisebb vetők is eltéríthették vagy akár vissza is tarthatták a selflejtő és lejtőláb turbiditjeit, lejtőlábi lebenyeit (Tőkés et al. 2014a).

Bár a Bükkalján nem rendelkezünk olyan részletes üledékföldtani vizsgálatokkal, mint a Dunántúlon, az munkánk alapján egyértelmű, hogy a pannóniai és kissé megelőző szarmata üledékképződést az aktív szerkezetek kontrolálták. A Vatta-maklári-árokrendszerben ez normálvetőket és eltolódásokat jelenthetett, a polgári 3D területen az eltolódások fontosak (Petrik 2012, Petrik et al. 2013). A Hernád-árokban a szarmata deformáció a jelentős, de a pannóniai vetők aktivitása is igazolható (Bodor & Fodor 2013).

Mindezen szerkezetileg ellenőrzött üledékképződés a Dunántúl északi és nyugati területein 9.7 és 8 millió évek között ment végbe (3. ábra). A vetők kis része a lejtő, illetve delta üledékképződés után is tovább mozgott, de ennek mértéke meglehetősen kicsi volt. A bükkaljai deformáció alapvetően 11.6 és 8.9 millió évek között ment végbe, ami jelentősen fiatalabb a vulkáni képződményeknél (18-14 millió év, Lukács et al. 2014d), de kissé idősebb, mint a dunántúli deformáció. Az Alföld keleti részén megfigyelhető előntés (vízszintemelkedés) a bükkaljai vetők fő mozgása után történt (7.5 millió éve), tehát itt egy sokkal kiterjedtebb, kéregszerkezeti vagy vízháztartásbeli hatóval kell számolnunk. Hasonló mondható el a pliocén talpon követett diszkordania-felületről, amelynek szerkezeti és vízszintváltzási okai egyaránt lehettek.

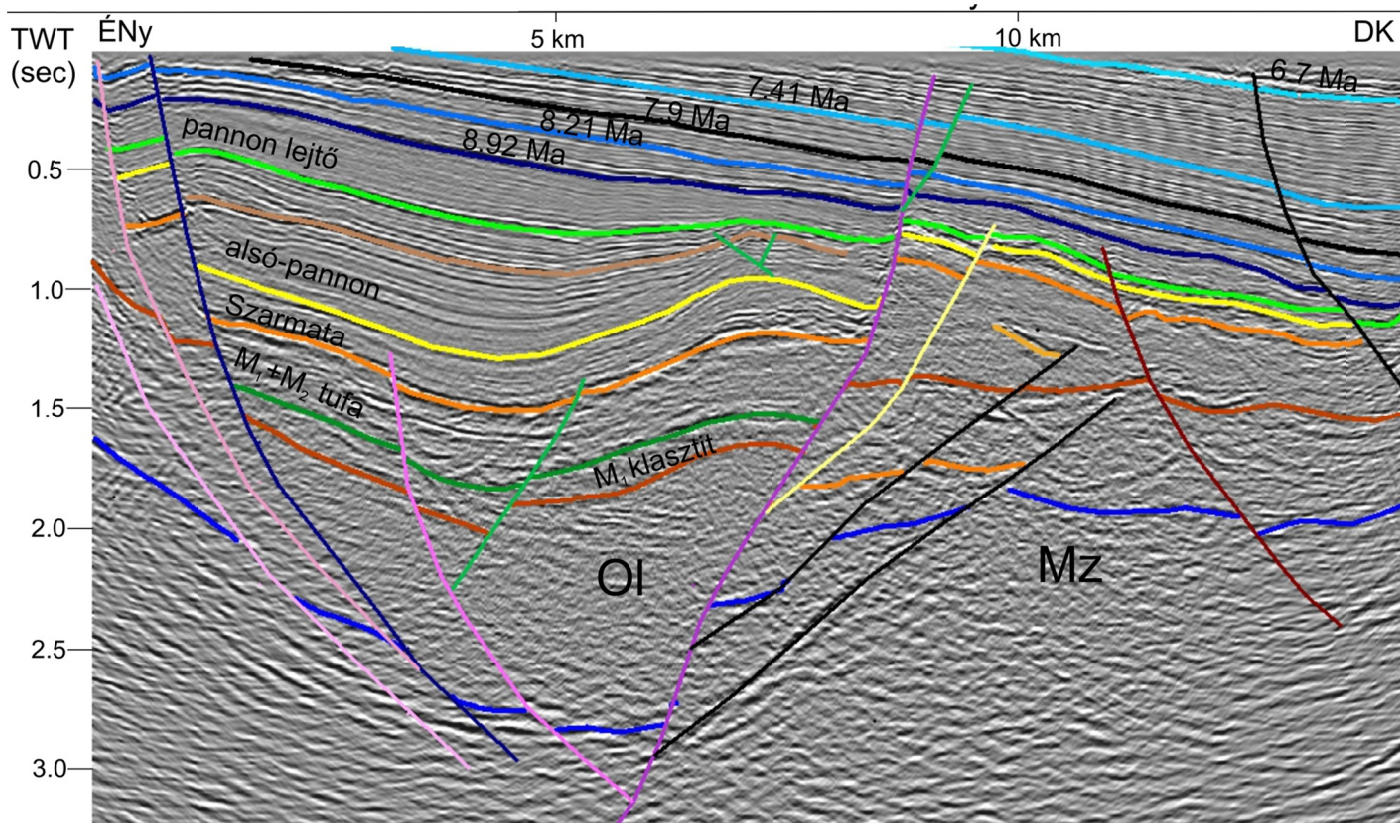
A bükkaljai, hernád-árki deformációk esetében számolhatunk azzal a munkahipotézissel, hogy a deformációt a Keleti-Kárpátok alatti, még éppen aktív szubdukció váltotta ki, és annak mintegy utolsó hatásaként értékelhetjük. A kelet-kárpáti mozgatóerőre mutathatna a bükkaljai és a tóalmási vetőrendszerek balos jellege (Petrik et al. 2014, Palotai, Csontos 2010), amely a délebbre eső blokk keleties mozgását tette lehetővé. A bükkaljai deformáció legfelső koradata alapján ez legfeljebb ca. 9 millió évig működhetett. Ugyanakkor, a legalább részben fiatalabb dunántúli deformációra ez már nem elfogadható lemeztektonikai magyarázat, annak okait a jövő kutatás derítheti fel.

Kutatásunk során 24 folyóiratcikk került publikálásra vagy beadásra, 3 könyvrészlet, 2 doktori dolgozat készült el és kettő befejezéshez közeli állapotban van. 12 konferencia-cikk, 45 előadáskivonat jelzi a konferenciákon való megjelenésünket. 3 MSc szakdolgozat, egy Tudományos Diákköri munka készült el. Absztraktból és konferencia-cikkből az OTKA rendszerében kevesebbet tüntettünk fel, hogy az ismétléseket elkerüljük.

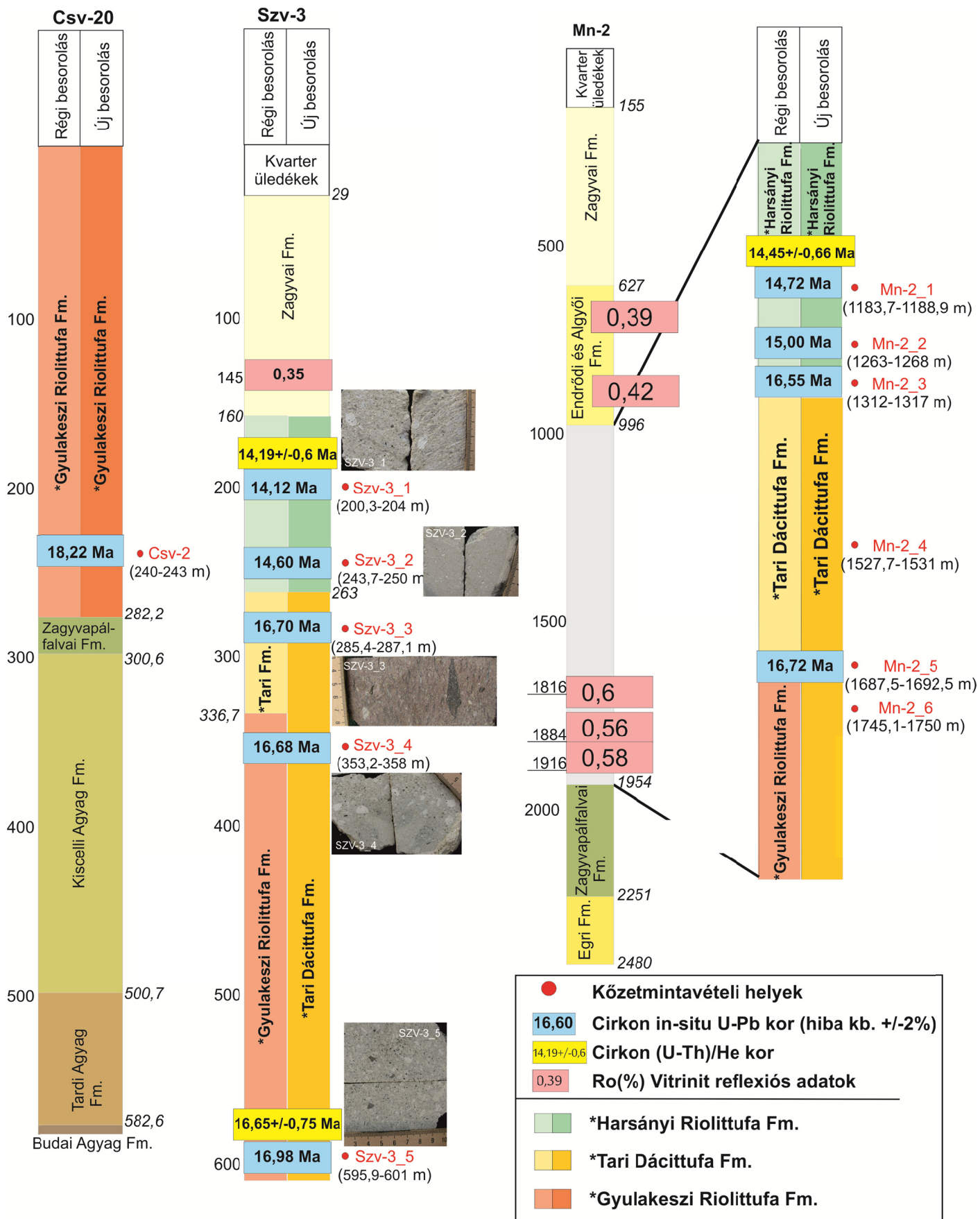
Hivatkozások

- Balogh, K. (1964): A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 48/2, 720.
- Bergerat, F., Geysant, J. & Kázmér, M. 1983: Une tectonique synsedimentaire originale du Miocene moyen des environs de Budapest, marqueur de l'extension du Bassin Pannonien. — C. R. Acad. Sci. Paris 296, 1275–1278.
- Csicsek et al. (2014): Terepgyakorlati Jelentés. ELTE Ált. Alk. Földtani Tanszék.
- Fodor, L., 2010. Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés. MTA doktori értekezés, p. 129.
- Fodor, L., Radócz, G., Sztanó, O., Koroknai, B., Csontos, L., Harangi, S., 2005. Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. *Geolines* 19, 142-162.
- Geary et al. 2010:
- Gyalog, L., Budai, T (2004): MÁFI Évi Jelentés 2002-ről, 195–232.
- Gyarmati P, Szepesi J. (2007) Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek, in: A Zempléni tájvédelmi körzet, Abaúj és Zemplén határán, monográfia, Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger p. 15-44
- Guillong, M., von Quadt, A., Sakata, S., Peytchevaa, I., Bachmann, O. (2014): *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 29, 963-970.
- Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukács, R. (2005): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143, 237–257.
- Lukács, R., Harangi Sz., Ntaflós, T., Koller, F., Pécskay, Z., (2007): *Földtani Közlöny*, 137/4, 359–515.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Radócz, Gy., Kádár, M., Pécskay, Z., Ntaflós, T. (2010): *Földtani Közlöny*, 140/1, 31-48.
- Magyar, I., 2010. A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő-miocénben. *Geoliter*, Szeged.
- Márton, E. & Fodor, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data: a case study from North Hungary. — *Tectonophysics*, 242, 99–114.
- Márton, E. & Pécskay, Z. 1995: The Tokay-Vihorlát-Oas-Ignis Triangle: Complex Evaluation of Paleomagnetic and Isotope Age Data from Neogene Volcanics. — *Proceedings XVth C.B.G.A. Congress, Geol. Soc. Greece Special Publications* 30.
- Márton, E. Pécskay, Z. 1998: Correlation and dating of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk foreland, Hungary: complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data. — *Acta Geologica Hungarica* 41, 467–476.
- Márton, E., Zelenka, T., Márton, P., 2007. Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the BükkMts and their forelands. *Central European Geology* 50, 47–57.
- Palotás, K. 1994: Synsedimentary Sarmatian fractures in the Tétény plateau. — *Földtani Közlöny*, 124, 207–210.
- Pécskay Z., Balogh K., Székyné F. V., Gyarmati P. (1987) A Tokaji-hegység miocén vulkánosságának K/Ar geokronológiája. *Földtani Közlöny* 117. p. 237-253.
- Pentelényi, L. In: Baráz, Cs. (2002): A Bükk Nemzeti Park, Eger, 205–216.
- Pentelényi, L. In: Pelikán, P., Budai, T. (2005): MÁFI kiadvány, 110–125.
- Radócz, Gy., Gyarmati, P. (2005): *Földtani Közlöny* 153/3, 361–371.
- Szakács, A., Zelenka, T., Márton, E., Pécskay, Z., Póka, T., Seghedi, I. (1998): *Acta Geol. Hung.* 41/4, 413–435.
- Tari, G. 1988: Strike-slip origin of the Vatta-Maklár trough, northeastern Hungary. — *Acta Geol. Hungarica* 31, 101–109.
- Tondi, E., 2007. Nucleation, development and petrophysical properties of faults in carbonate grainstones: Evidence from the San Vito Lo Capo peninsula (Sicily, Italy). *J. Struct. Geol.* 29, 614-628.
- Uhrin, A., Magyar, I., Sztanó, O., 2009. Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. *Földtani Közlöny* 139, 273–282.

1. ábra. Szeizmikus reflexiók szelvénye a Vatta-maklári-árokrendszeren keresztül. Jól látható, hogy a deformáció jelentős része 8.92 millió év előtti és két peremvető mentén történt.

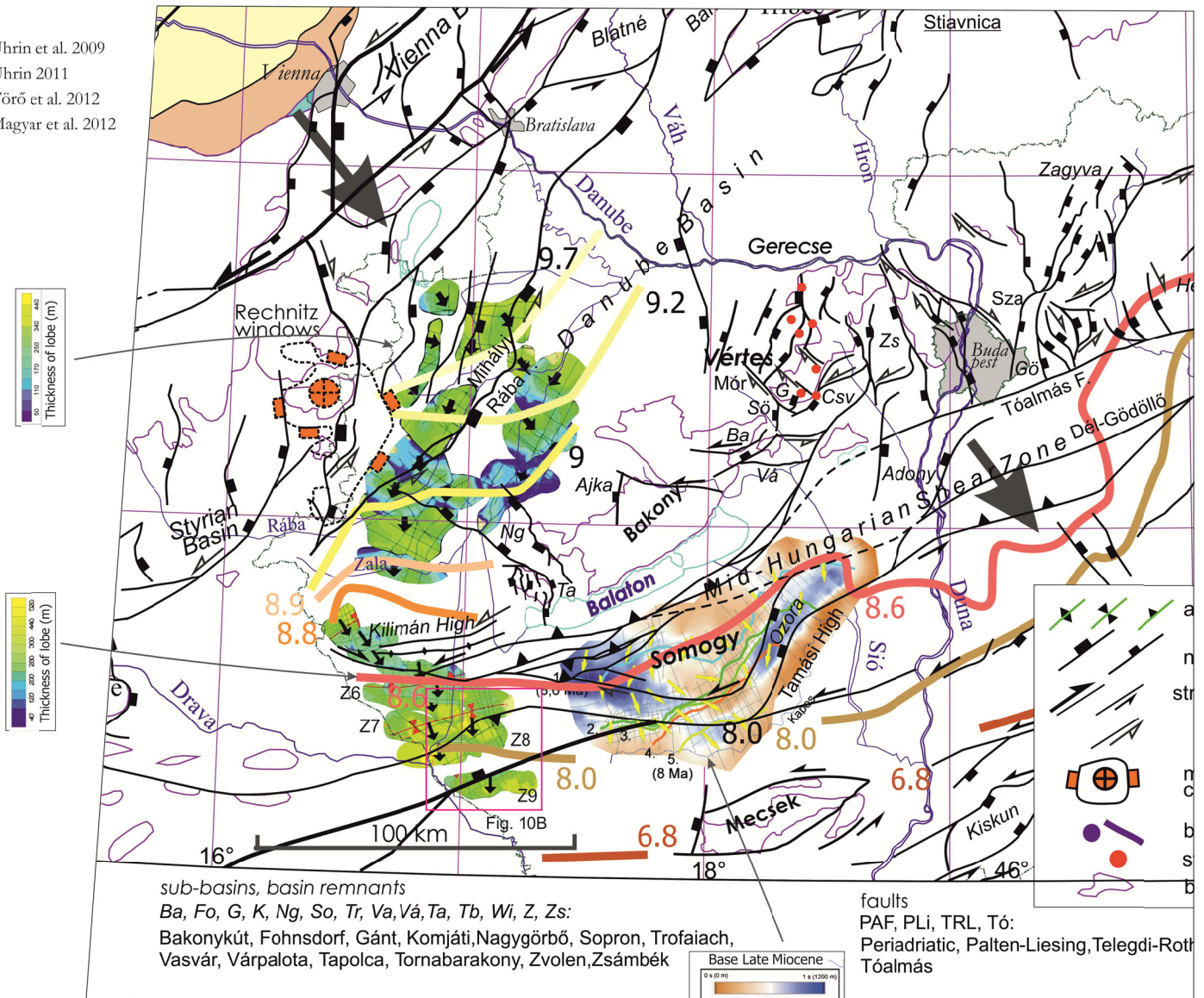


2. ábra. U-Pb korok a Bükkalja miocén vulkáni képződményeiben



3. ábra. A Pannon-medence nyugati felének késő-miocén szerkezeti képe. A számok a lejtőprogradációt adják meg millió években. A színes foltok a kiterképezett lejtőüledékek vastagságát jelzik. A somogyi területen a pannóniai talp mélységét látjuk.

Uhrin et al. 2009
 Uhrin 2011
 Törő et al. 2012
 Magyar et al. 2012



4. ábra. Késő-miocén üledékképződési környezetek és geomorfológia elvi modellje. A D12a,b,c,d az egyes szerkezeti elemeket és eseményeket jelzik.

