

Komplex rátolódások és szerkezetalakulás a szőlősardói Henc-völgy környezetében

HORVÁTH Balázs¹, FODOR László^{1,2}, KÖVÉR Szilvia²

¹ ELTE TTK Regionális Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C (kyklad@gmail.com)

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

Complex structural evolution and thrust systems in the Henc Valley near Szőlősardó (Aggtelek–Rudabánya Hills)

Abstract

This paper presents the results of the geological mapping and structural geological analysis done in a small part of the Aggtelek–Rudabánya Hills (Northern Hungary, Figure 1). As a result, cross-sections, a structural map and a geological map were made and these illustrate the pre-Pannonian formations (Figures 2–4). The aim of the work was to understand the age and kinematics of the main tectonic boundaries and to create a comprehensive structural model for their formation. A critical review of previous concepts is also given.

The area is located on the border of the Aggtelek and Rudabánya Hills and is significant for its complicated structures. A total of five structural units were distinguished as follows from top to bottom: Aggtelek nappe, Lászi, Henc, Szőlősardó and Bódva units (Figure 4). Previous models have suggested contrasting interpretations of the Lászi Unit: either below, or above the Aggtelek (Silica) Unit, or as a megabreccia within the Darnó shear zone. The work presented in this paper suggests that all the units were thrust on each other, first to the SE, then to the S. These movements correspond to the D1 and D2 phases of the structural evolution (Figure 7). They could have occurred around 90 Ma, based on the extrapolation of geochronological data from the surrounding areas (KÖVÉR et al. 2009). This deformation could also have involved incipient salt tectonics near Alsótelekes, where Permian – lowermost Triassic gypsum and anhydrite form a dome (ZELENKA et al. 2005); the latter arose from below the Szőlősardó unit. The D2 phase was particularly marked by a young-on-older (out-of-sequence) thrust which formed a duplex in the Henc unit (Figure 3, 10, 11). This type of deformation could have completely rearranged the original nappe stacking and this makes its recognition difficult without carrying out a thorough sedimentological study of Triassic slope deposits. These deposits occur widely in the Lászi Unit, as demonstrated in the Szőlősardó Szől-2 borehole and outcrops (Figures 5, 6).

SE vergent thrusts were reactivated in the early Miocene (before the late Oligocene) during the D3 phase. The NW–SE compressional direction indicates that the Rudabánya Hills were probably not a positive flower structure at that time. On the other hand, the subsequent D4 phase was a strike-slip event in the late Oligocene to early Badenian. Left lateral slip could have reactivated earlier thrust planes and contributed to the final shaping of the Alsótelekes gypsum dome. The final D5 phase resulted in normal or oblique-normal faults (Figures 8d, 9) which affected the late Miocene (Pannonian) sediments.

Keywords: Aggtelek–Rudabánya Hills, geological map, slope sediment, nappe, Cretaceous, Miocene

Összefoglalás

Jelen munkában az Aggtelek–Rudabányai-hegység egy kisebb részén, a Henc-völgyben és környékén elvégzett földtani térképezés és szerkezetföldtani elemzés eredményei szerepelnek, melyhez egy, a prekainozoos képződményeket ábrázoló földtani térkép is készült. A munka célja a korábbi eredmények figyelembevételével, de egyúttal értékelésével történt terepi vizsgálatok eredményeinek bemutatása, ezek által pedig átfogó szerkezeti modell készítése a területről. A terület a szoros értelemben vett Aggteleki-hegység és Rudabányai-hegység határán fekszik. A korábbi modellekkel szemben egy valamivel összetettebb szerkezeti képet alkottunk. Összesen öt szerkezeti egységet különböztettünk meg, melyek mai helyzetükben, sorban fentről lefelé a következők: Aggteleki-takaró, Lászi-, Henci-, Szőlősardói- és Bódvai-hegység. Ezek legalább öt tektonikai fázis során, a krétától egészen a pliocénig tartó időtartamban nyerték el mai szerkezetüket. A fő áttolódási fázisokban az egységek délkeleti, majd déli irányban tolódtak egymásra. A képet a Henci- és Szőlősardói-hegység déli peremén dokumentált sósótektonikai mozgások teszik még összetettebbé. Alsótelekes környékén, a Darnó-zónában a miocén elején rátolódásos, a miocén közepén eltolódásos deformáció lépett fel, míg a miocén végén és/vagy a pliocénben egy extenziós deformáció kisebb süllyedéket hozott létre Szőlősardó táján.

Tárgyszavak: Aggtelek–Rudabányai-hegység, földtani térkép, lejtőüledék, takaró, kréta, miocén

Bevezetés

A szőlősardói Henc-völgy és környéke az Aggtelek–Rudabányai-hegység egyik legbonyolultabb részlete. A Szőlősardótól délre feltárt Szőlősardói szerkezeti egység környezetétől részben eltérő kifejlődésű rétegsorával már önmagában is számos kérdést vetett fel a korábbi kutatások során, csakúgy, mint a tőle keletre található, Lászi-forrás környéki képződmények. A terület feltártsági viszonyai nem túl jók: néhány kibukkanástól eltekintve a felszín pannóniai képződmények borítják.

A vizsgált területről, vagyis a Henc-völgyről és annak közvetlen környezetéről több értekezés is készült. A terület első részletes földtani térképét BALOGH Kálmán és PANTÓ Gábor készítette 1949-ben (BALOGH & PANTÓ 1952). A földtani térképezés második fázisát LESS et al. 1988-ban megjelentetett munkája képviseli, amelyen három korábbi felmérés eredményeit ábrázolták: két, GRILL J. által 1980-ban, illetve egy BALOGH K. által 1978–1983 között felvett adatsort dolgoztak fel. LESS (1998a, b) két további térképet készített az Aggtelek–Rudabányai-hegységről, melyeken természetesen a vizsgált terület is szerepelt. Fejlődéstörténeti összefoglalását és benne szerkezetfejlődési elképzelését 2000-ben tette közzé (LESS 2000). HIPS (2001) cikke szintén tartalmaz egy földtani térképet, mely csupán a perm–alsó-triász képződményekkel foglalkozik részletesen, azokkal azonban tagozat szinten. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység térképéhez tartozó magyarázó összegzi a terület képződményeit és szerkezetfejlődési modell ad (LESS et al. 2006).

A Henc-völgy szerkezetéről kialakított modell az idők során többször változott. GRILL (1988) a Henc-völgyet felépítő Szőlősardói-egységet és a lászi-forrasi Hallstatti Mész-kő-testet az északról és délről határoló oldalelmozdulások hatalmas dörzsbreccsa-elemeinek értelmezte, közöttük széles, erősen tektonizált, zavaros szerkezetű zónákkal. A meglehetősen bonyolult felépítést a Darnó-zóna nyugati szétseprűződésével magyarázta. LESS et al. (1988) térképén a Hallstatti Mész-kő-testet az Aggteleki-takaró alatti helyzetben ábrázolja, a Szőlősardói-egység esetében nem foglal állást. LESS (1998a,b, 2000) újraértelmezett térképei szerint mind a Szőlősardói-egység, mind a lászi-forrasi Hallstatti Mész-kő-test takaróroncsok, amik az őket körülvevő, aggteleki kifejlődésbe tartozó, összetett rendszerű képződmények tetején fekszenek. Az 1988-as térképhez utólagosan kiadott magyarázó (LESS et al. 2006) szerint a területet a Darnó-zóna balos jellegű, ÉK–DNy-i irányultságú vízszintes eltolódásai szövik át, a két testet pedig az

Aggteleki-takaró tetejére helyezi. A rátolódást a Darnó-zóna menti balos elmozdulás kísérőjelenségének tartja és így korát a miocénbe helyezi.

Jelen kutatás egyik célja a lászi-forrasi Hallstatti Mész-kő-test és a Szőlősardói-egység, valamint az Aggteleki-takaró egymáshoz való viszonyának tisztázása volt. További feladatot jelentett ezen egységek lehatárolása, határaik minőségének és szerkezeti jellegének meghatározása, a terület struktúrájának modellezése. A harmadikként felmerülő problémakört az alsótelekesi evaporitbánya szolgálta. Habár közvetlenül a bányában tapasztaltak alapján készültek szerkezeti feldolgozások (ZELENKA et al. 2005), azok nem kapcsolódtak a környezet szerkezeti felépítéséhez. Jelen mű kísérletet tesz arra, hogy az ottani megfigyeléseket a terület egészére jellemző tektonikai környezetben helyezze el. Az új értelmezés fényében a terület szerkezeti felépítése bonyolult, de alapvetően kréta időszak rátólódások, duplexek jellemzik. A Darnó-zónába eső szerkezetek kismértékben felújultak a miocénben is. A szerkezeti képet a késő-miocén–pliocén töréses deformáció is komplikálja: a vetők mentén lesüllyedt pannóniai képződmények számos korábbi szerkezeti határt fednek le vagy módosítanak.

Helyszín, módszerek

A vizsgált, nagyjából 7,5 km² kiterjedésű terület Északkelet-Magyarországon, az Aggtelek–Rudabányai-hegység területén fekszik (1., 2. ábrák). Tulajdonképpen a vizsgált terület a két hegység érintkezési zónájában található. A területet felépítő képződmények, az egyes litosztatográfiai egységek leírása több tanulmányban is megtalálható (KOVÁCS et al. 1988, 1989; HAAS et al. 2001; HAAS (szerk.)

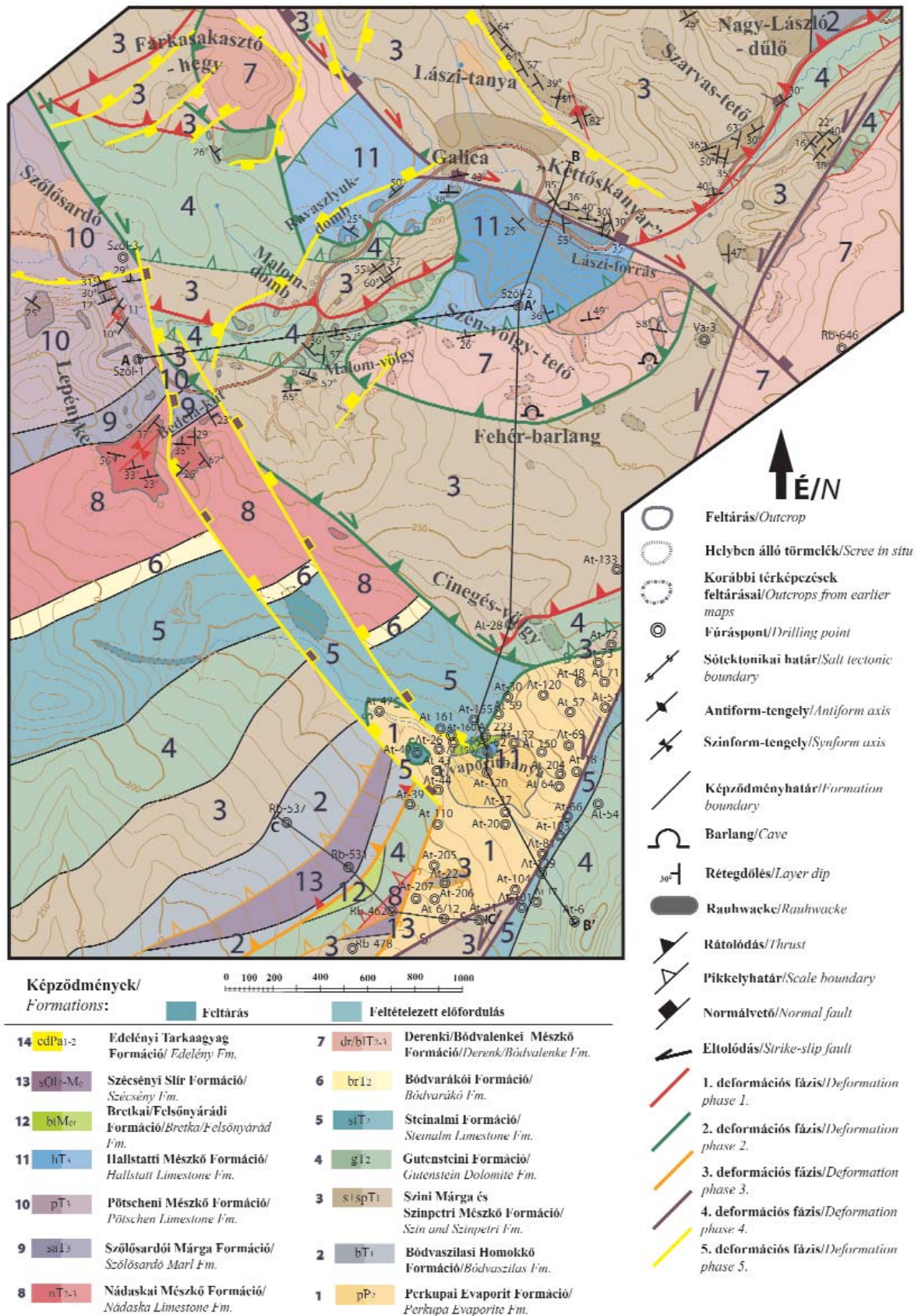


1. ábra. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezeti térképe (KOVÁCS et al. 1993)

A keret a vizsgált terület elhelyezkedése. É, B: Égerszög és a Barbara-fejtés helye (szerkezeti adatok a 7. ábrán)

Figure 1. The structural map of the Aggtelek–Rudabánya Hills (KOVÁCS et al. 1993)

Inset: location of the analysed area. É, B: location of Égerszög and Barbara Quarry (structural data on Figure 7)



2. ábra. A Henc-völgy környezetének prepannoniai földtani térképe (1:25 000, HORVÁTH 2010 után módosítva)

Figure 2. Pre-Pannonian (pre-late Miocene) geological map of the area around the Henc Valley (1:25,000, modified after HORVÁTH 2010)

2004; LESS et al. 2006). Ismertetésükre csak olyan esetben térünk ki, amikor terepi vizsgálataink új megállapítást hoztak.

A terepi és mikroszkópos vizsgálatok, a földtani reambulációs térképezés és szerkezeti elemzés alapján elkészítettük a terület prepannóniai földtani térképét, illetve 3 földtani szelvényt (2., 3. ábrák). A területet felépítő formációk, szerkezetek alapján összesen öt tektonikai egység különíthető el: Aggteleki-takaró, Szőlősardói-, Henci-, Lászi- és Bódvai-egység (4. ábra). A későbbiekben kerülnek részletes ismertetésre az egységek határai és belső felépítésük.

A saját terepi megfigyelések, valamint ZELENKA et al. (2005) alsótelekesi mérései alapján körvonalaztuk a terület szerkezetfejlődését és az egyes szerkezeti fázisokba tartozó elemeket. A mérési adatokból redőntengelyeket szerkesztettünk, illetve a karcos vetőkből feszültségmező-meghatározást végeztünk ANGELIER (1984) módszere alapján. A ZELENKA et al. (2005) által mért alsótelekesi adatsort újra feldolgoztuk. A feltárások egy részében billentésszövet végeztünk, azaz a rétegekben levő töréses elemeket vízszintes réteghelyzetben is elemeztük. A mai és a vízszintes réteghelyzetbeli geometria közül azt fogadtuk el, ahol a törésgeometria és feszültségtengelyek szimmetrikusak, illetve függőlegeshez közelebbiek.

A Szőlősardó Szől–2 jelű fúrás értékelése

A Lászi-forrás környezetének rétegtani és szerkezeti felépítéséhez alapvető a Szőlősardó Szől–2 jelű fúrás, mely a Szén-völgy-tető ÉK-i nyúlványán mélyült (2. ábra). A fúrás (5. ábra) értelmezését és leírását eddig nem publikálták. A fúrómagok makroszkópos megfigyelése alapján az alábbi képződmények különíthetők el, amelyek egy részét KOVÁCS S. Conodonta-vizsgálatainak nem publikált jegyzetei alapján tudjuk korban is elhelyezni (5. ábra):

- 0–27 m Hallstatti Mészke Formáció,
- 27–35 m tektonikai zóna, rauhewacke,
- 35–139 m Derenki/Bódvalenkei Mészke Formáció (?),
- 139–150? m átmenet a Steinalmi Formációba,
- 150?–325 m Gutensteini Formáció, tetején esetleg a Steinalmi F. felé való átmenettel,
- 325–500 m Nádaskai Mészke Formáció (?).

A Hallstatti Formációt itt egy vegyesen szürke és vörös színű, kemény, finomszemcsés mészke (0–27 m) alkotja, a „Lászi-forrasi Tagozat” (részletesen lásd következő fejezet) a fúrásban nem jelenik meg. A Hallstatti Formáció kőzetanyaga alatt egy rauhewacke alkotta tektonikai zóna húzódik: 1–8 mm átmérőjű szürke, helyenként kagylómaradványokat tartalmazó klasztok úsznak a sárgásbarna, finomszemcsés mátrixban (6. ábra, I). A tektonizált zónát a rossz magkihozatali arány is jelzi. KOVÁCS S. Conodonta-vizsgálatai azt mutatják, hogy a Hallstatti és a Derenki/Bódvalenkei Mészke kövek között időbeli hézag van (késő-fassai–középső-laci).

A tektonikai határ alatt a Derenki, vagy Bódvalenkei Mészke Formációba sorolható képződmény következik. Az

összetben négy szövettípus figyelhető meg: szürke, luma-sellás mészke (35–54 m); néhol lemezes szerkezetű, túlnyomóan vörös színű, agyagos, lekerekített szélű fehér mészkegumókat tartalmazó, vörös tűzkölcensés és -gumós mészkegumók (54–90, 120–139 m); rózsaszín és hússzínű, gyakran sztilolitos érintkezésű mészgumók, valamint többfázisú fehér és szürke kalciterek (90–120 m); átmenet a Steinalmi Formációból (139–150 m). Jellemző a különféle mészanyag keveredése, amikor az egyes kőzet típusok klasztjai még puha állapotban mozogtak. Üledékcsuszamlások is felléptek (6. ábra, A). Az eltérő üledékanyag vékony rétegeket, redpedéskitöltéseket, vagy kalcittal bélelt vagy kalcitben megjelenő üregkitöltéseket alkot (6. ábra, B). Hasonló jelenségeket a felszíni feltárásokban is megfigyelünk (6. ábra, B; HORVÁTH 2010).

A lejtő környezetben képződött mészkevek makroszkóposan nagyon hasonlítanak egymásra, korban pedig átfednek, ezért mindkét lehetséges formációnév szerepel. A pontos besorolást csak részletes mikrofácies-vizsgálatok segítségével lehetne eldönteni. LESS et al. (1988) és LESS (1998a) térképe szerint sem a *Derenki*, sem a *Bódvalenkei Mészke Formáció* nem szerepel a Henc-patak völgyében, jelen munka alapján viszont kijelenthető, hogy egy fúrásban (Szől–2) és felszínen is több helyen kimutatható a kettő valamelyikének jelenléte.

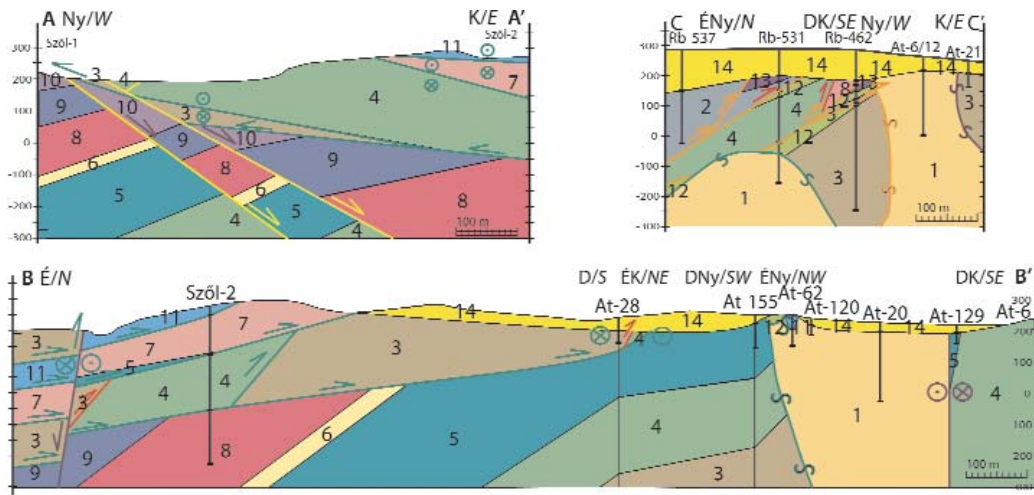
A Derenki/Bódvalenkei kőzettestben több helyen is rátalódási síkok figyelhetők meg, melyek jellemzően 50–70°-os dőlést mutatnak. A Gutensteini Formációval közös határvonal meghatározása nem pontos az erős tektonizáltság és gyengébb magkihozatal miatt.

A Gutensteini Formációban számos sztilolit, tektonikusan breccsásodott réteg, tektonikus eredetű agyaglemezbetelepülés van. Általában elmondható, hogy erősen tektonizált, számos törés és vetőbreccsás szakasz található benne. A mikroba-laminák és a velük párhuzamos sztilolitok kb. 20°-os rétegdőlést jeleznek. A 264,9 méter mélyről származó mag fekete, agyagos dolomitból áll, amit kalciterek szőnek át.

A Nádaskai Mészke-test nagyjából 400 méteres mélységig szürke, helyenként kagylómaradványos, mikrites mészkeből áll, mely lefelé fokozatosan rózsaszín és vörös foltokban, illetve sztilolitos felszínnek mentén vörös, agyagos részekben gazdagodik (6. ábra, C). Ez alatt fokozatosan átmegy egy rózsaszín és hússzínű, gyakran sztilolitos, mészgumókból, valamint többfázisú fehér és szürke kalciterekből álló szövettípusba, ami egészen a talpig tart.

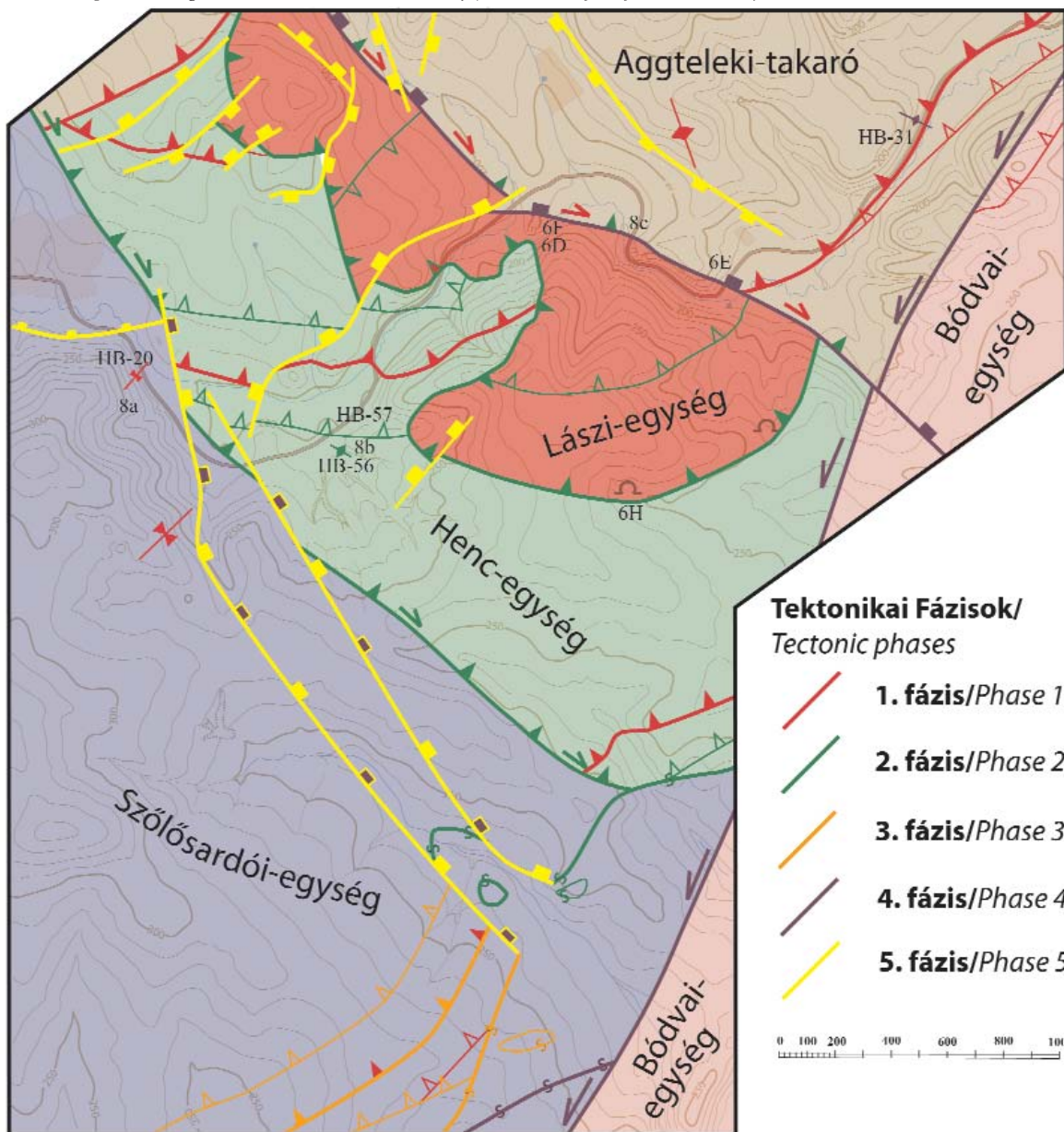
Triász lejtőüledékek: a „Lászi-forrasi tagozat”

Rétegtani szempontból a Lászi-egység különlegessége a Sárkány-kút (Lászi-forrás) környékén felszínen lévő Hallstatti Mészke Formáció szinszediment breccsás kifejlődése (6. ábra, D), melynek koradatai a késő-ladintól a késő-noriig terjednek. KOVÁCS (1988) ezt „Lászi-forrasi Tagozat” néven különítette el. Definíciója alapján „vörös-sötétvörös, agyagos, finomkristályos mészke mátrixban



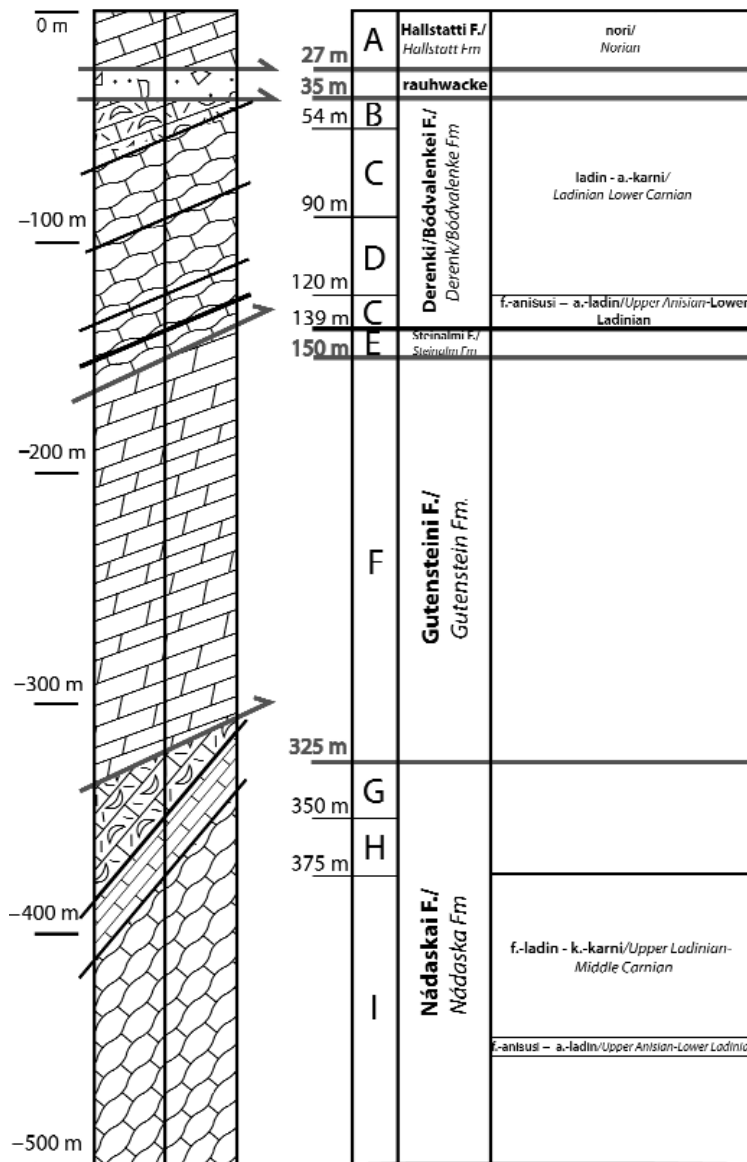
3. ábra. Földtani szelvények a Henc-völgy környezetében (1:25 000, HORVÁTH 2010 után módosítva)

Figure 3. Geological cross sections near the Henc Valley (1:25,000, modified after HORVÁTH 2010)



4. ábra. A Henc-völgyet és környékét felépítő szerkezeti egységek vázlata (1:25 000)

Figure 4. Scheme of the structural units around the Henc Valley (1:25,000)



5. ábra. A Szőlőszárdó Szől-2 jelű fúrás rétegoszlópa és litológiája. A megadott korok KOVÁCS S. Conodonta-vizsgálatának eredményei, a korban be nem sorolt képződménynek a Conodonta-vizsgálat hiányát jelzik

A: szürke és vörös mészkő; B: szürke lumassella; C: agyagos mészkő, fehér mészkő- és vörös tűzkőgumókkal; D: mészkőmók többfázisú fehér és szürke kalciterekkel; E: világosszürke mészkő; F: fekete, szerves anyagban gazdag, agyagos és emiatt mállekony dolomit; G: szürke, helyenként kagylómaradványos mikritis mészkő; H: foltokban, illetve sztilitolis felszínre mentén vörös, agyagos szürke mészkő; I: rózsaszín és hússzínű, gyakran sztilitolis, mészkőmókból, valamint többfázisú fehér és szürke kalciterekkel álló szövet

Figure 5. The sequence and lithology of the borehole Szőlőszárdó Szől-2. The given ages are the results of Conodont-analysis made by KOVÁCS S., the unclassified formations reflect the lack of Conodonts or Conodont-analysis

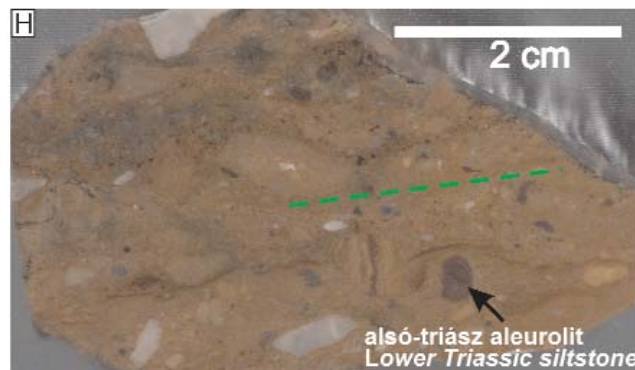
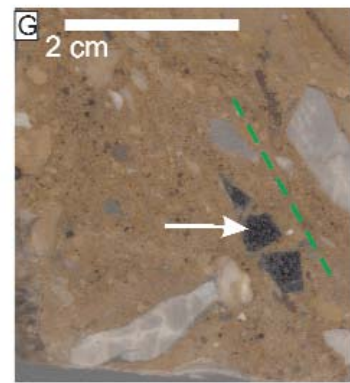
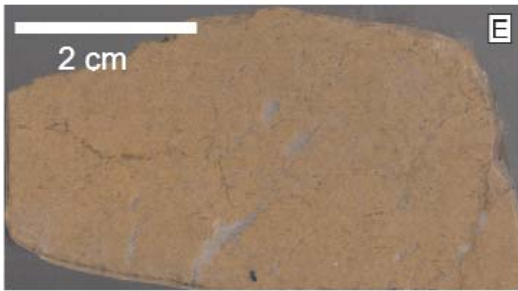
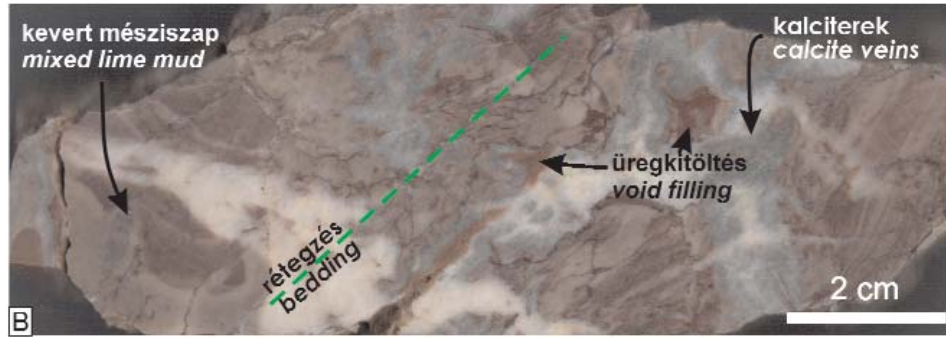
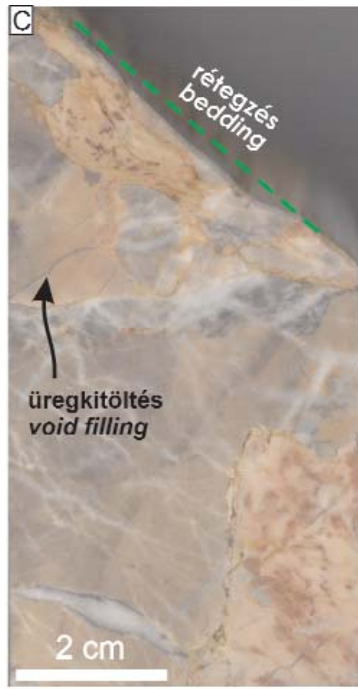
A: grey and red limestone; B: grey lumashella; C: clayey limestone with white limestone and red chert nodules; D: limestone nodules with multiphase white and grey calcite veins; E: light grey limestone; F: black, clayey and fractured dolomite with high organic matter content; G: grey micritic limestone, sometimes with mollusc fossils; H: clayey grey limestone and red irregular patches with red stylolitic surfaces; I: pink and meat-coloured, often stylolitic fabric formed by limestone nodules with multiphase white and grey calcite veins

6. ábra. →A Lászi- és Henci-egységek jellemző lejtőüledékei (A-D) és a szerkezeti határok menti vetőkőzetek (rauhwackék, breccsák, E-H)

A) Üledékrogyásra utaló puha állapotú deformációk (üledékrogyásos redők), Szől-2, 132 m. B) Derenki/Bódvalenkei Formációba tartozó lejtőüledék, kalciterekkel és üregkitöltésekkel. Lászi-forrástól 500 méterre DNY-ra. C) Szürke Nádaskai Mészkő, mely vöröses sárga üregkitöltéseket és klasztokat tartalmaz (Szől-2, 344 m). D) A Hallstatti Mészkő Formáció szinszediment breccsás „Lászi-forrási Tagozata” a Galica nyugati falából. E) Kissé elváltozott alsó-triász márga kalcitcementtel és repedéskitöltéssel („kettőskanyar” feltárás, keleti fele). F) rauhwacke, Galica. G), H) rauhwacke, enyhén irányított szövetű márga mátrixszal, széthúzott Gutensteini (nyíl) és alsó-triász aleurolit (Szini F.?) klasztokkal. Fehér-barlang, a Lászi-egység D2 talpi rátolódási síkjánál. I) tektonikus breccsa Hallstatti Mészkő klasztokkal a Szől-2 fúrásban (31,8 m)

Figure 6. →Slope sediments (A-D) and fault rocks (rauhwackes, breccias, E-H) along the structural boundaries of the units

A) Soft-sediment deformations (slump folds) in the Szől-2 borehole (132m). B) Slope sediment of the Derenk/Bódvalenke Fm. containing calcite veins, void fillings (500m SW from the Lászi-forrás). C) Grey Nádaska Limestone, containing redish yellow clasts and void fillings (Szől-2, 344m). D) Synsedimentary breccia of the „Lászi-forrás member” from the Galica Hill. E) slightly altered Lower Triassic marl with calcite cement and void fillings („kettőskanyar” outcrop, eastern side). F) rauhwacke, Galica. G), H) rauhwacke, slightly oriented marl matrix, with stretched Gutenstein (arrow) and Lower Triassic siltstone (Szini Fm.?) clasts. Fehér Cave, D2 thrust plane of the Lászi Unit. I) tectonic breccia with Hallstatti Limestone clasts in the Szől-2 borehole (31.8m). D2 phase, young-on-older (out-of sequence) thrust



világos, afanitos–finomkristályos mészkő néhány cm-től több 10 cm-ig terjedő átmérőjű klasztjai úsznak. A klasztok színe általában rózsaszínes, szürke–drapposzürke, világos barnásszürke, szövetük afanitos–finomkristályos, nem ritkán szabad szemmel is láthatóan filamentumosak (kokvina-jellegetűek). A mátrix litológiája megfelel a vörös „Hangendrotkalk”-nak, a klasztoké pedig a világos „Massiger Hellkalk”-nak” (KOVÁCS 1988, KOVÁCS et al. 1989). KOVÁCS ugyanebben a munkában a „Lászi-forrasi Tagozat”-ot a bódvai kifejlődésbe helyezte reszedimentációt mutató szövege miatt, azonban ez a feltételezés nem tekinthető teljesen biztosnak. A középső-triász riftesedés következtében kialakult három kifejlődési terület közül kettőből ismert a Hallstatti Mészkő Formáció: a formáció képződésének idejében platform/medence átmenetet mutató aggtelekiből és a tagolt aljzatú bódvaiból (LESS et al. 2006). KOVÁCS (1988) szerint a reszedimentáció jelensége az aggteleki kifejlődési területen is megfigyelhető, igaz, nem olyan léptékben, mint a bódvain. Viszont ennek alapján elképzelhető, hogy az aljzat egy lokálisan tagolt részén kialakulhatott a „Lászi-forrasi Tagozat”-hoz hasonló képződmény az aggteleki kifejlődési területen is. A Lászi-egység ösföldrajzi hovatartozásának tisztázása tehát mindenképpen további vizsgálatokat igényel.

Mezotektonikai adatok, szerkezeti fázisok

A szerkezeti elemzés fontos része a kis léptékű szerkezetek azonosítása. Kiemelendő, hogy konkrét mérésekre a terület méretéhez és bonyolult felépítéséhez képest nagyon kevés, mindössze hat helyen nyílt lehetőség az általunk csak feldolgozott alsótelekesi fejtéssel együtt (2. ábra). Ehhez csatoltunk még két közeli feltárást is, amelyek szerkezeti üzenete fontos az értelmezésben (1. ábra). A szerkezeti fejlődés pontos rekonstrukciójához jóval több információra volna szükségünk.

Az Aggteleki-takaróban, a Szőlősdarói- és Henci-egységekben mért dőlésadatok alapján sejthető egy ÉNy–DK-i összenyomással jellemzett deformáció (7. ábra, A). Ezt tekintjük a legidősebb D1 fázisnak, a később kifejtendő kronológiai következtetések alapján. A Szőlősdarói-egységben, a Lepényke ÉK-i oldalában a rétegdőlések egy nagyméretű sziniform redőt rajzolnak ki (tengelysík dőlésiránya: $\sim 310^\circ$, hullámhossz: $\sim 60\text{--}80$ m). Kisebb léptékben tűzkőrétegekből képződött redők is megfigyelhetők (tengelysík: $160^\circ/75^\circ$, hullámhossz: $\sim 20\text{--}50$ cm) a mészkővön belül (8. ábra, A). Ezek másodlagos redők lehetnek.

Közel É–D-i redőtengelyt jelez HIPS (2001) a „kettős-kanyar” feltárástól északra, az Aggteleki-takarón belül. A redőtengelyek alapján K–Ny-i irányú rövidülés rekonstruálható, mely kissé eltér a fázis egyéb szerkezeteinek jellemzőjétől. Mivel azonban a D1 fázis rövidülési iránya sem ismert pontosan, és az É–D-i redőtengely csak itt fordul elő, ezért e redőt is a D1 fázishoz soroltuk, annak lokálisan eltérő elemeként.

Ezt követheti egy nagyjából É–D-i összenyomással jellemzett D2 deformáció. Ide tartozó kisebb redőket több helyen megfigyeltünk, mint a Malom-völgytől közvetlenül

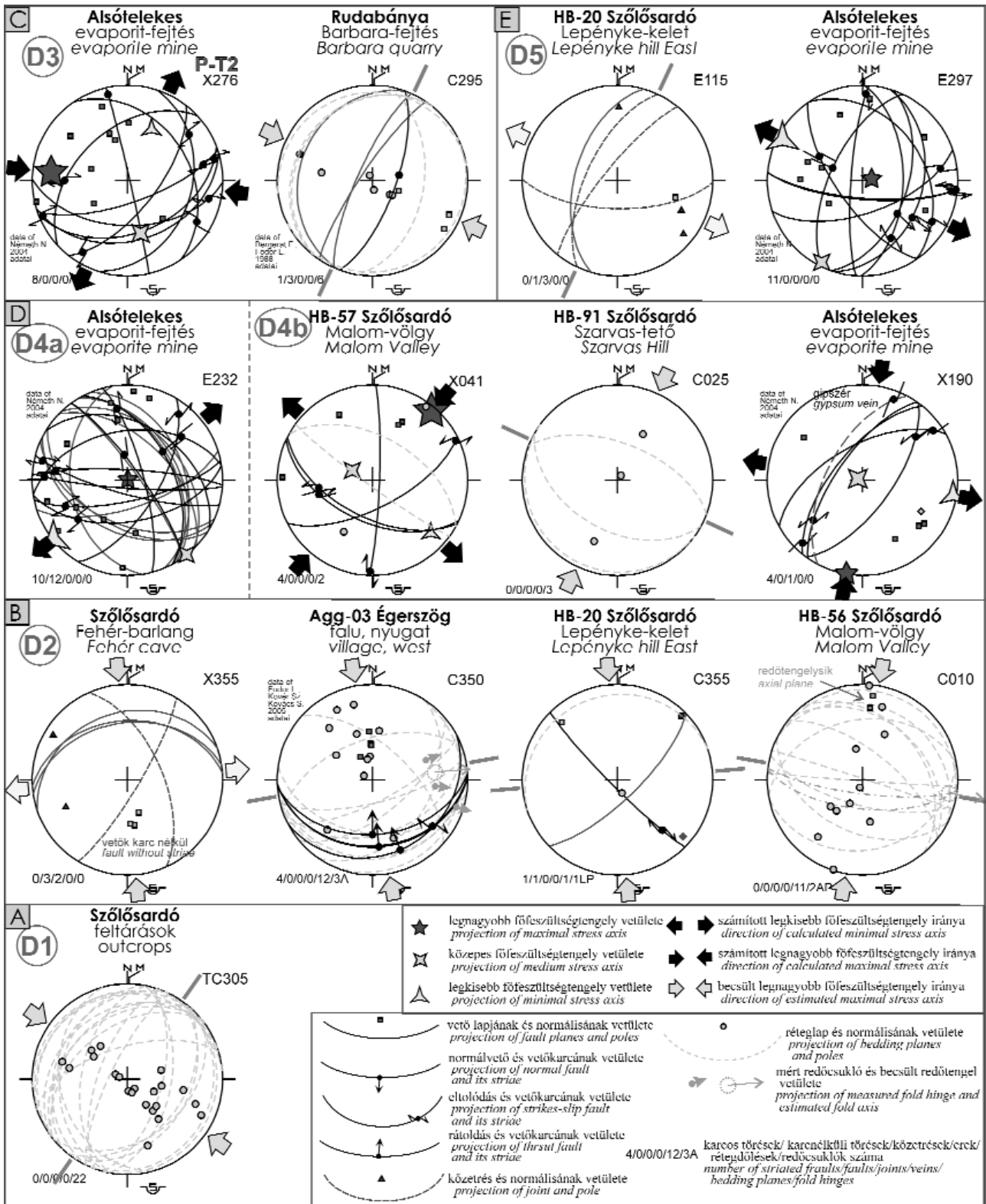
délre (7. ábra, B; 8. ábra, B) a Szini Márgában. A redők helyzete (tengelysík: $\sim 186^\circ/65\text{--}80^\circ$, hullámhossz: 3–4 m) alapján jó közelítéssel É–D-i rövidülés tételezhető fel. Ide tartoznak a Fehér-barlangban megfigyelt rátolódások, a Szőlősdaró melletti, Pötscheni Mészkövet feltáró kis fejtő néhány adata. A területtől nyugatra hasonló deformációt írt le FODOR et al. (2006) az égerszögi útbetárolásban (7. ábra, B).

A D3 fázisra az alsótelekesi bánya környéki fúrások adnak bizonyítékot. A miocén és mezozoos képződmények többszöri ismétlődnek, egymásra vannak tolva (3. ábra). Feltételezhető, hogy az összenyomás ÉNy–DK körül lehetett (C–C’ szelvény). NyÉNy–KDK-i összenyomás sejthető az alsótelekesi adatsorból (7. ábra, C) és a Rudabányai-hegység keleti oldalán, a Barbara-fejtésből származó adatokból (BERGERAT, FODOR nem publikált adata). Mivel a Felsőnyárádi Formációt is érintette a deformáció, ezért időzítése késő-eggenburgi-kora-ottnangi lehet. Erre a regionális feszültségmező-adatok adnak további támpontot (FODOR et al. 2005).

A következő D4 fázist két feszültségmező jellemezte: egy ÉK–DNy-i húzás és egy É–D-i összenyomással jellemzett eltolódásos feszültségmező. Előbbire ferdecsúsású karcos vetők és kiegészítő Mohr-párra utaló karc nélküli vetők utalnak az alsótelekesi külfejtésben (7. ábra, D). Hasonló deformációt mutat FÖLDESSY et al. (2010) 9. ábrája. Eltolódásos deformációra utalnak a Malom-völgyben, függőleges Szini Formáció mért eltolódások (7. ábra, D). A billentésvizsgálat elvégzése alapján az az értelmezésünk, hogy a vetők és karcok nem billentettek, itt a mai réteghelyzetben történt deformációról van szó. Ez időben követte a rétegek kibillenesését okozó deformációt: véleményünk szerint ez utóbbi a D2 fázisba sorolt gyűrődés volt (8. ábra, B). Vagyis, az eltolódások a D2 fázis után jöttek létre. Az összenyomás iránya alapján ide sorolhatjuk a Szarvas-tető és a Nagy-László-dűlő határán, a műút mellett felfedezhető kisebb redőt, mely a Szini Márgát gyűri, és nagyjából nyugat-északnyugat–kelet-délkeleti tengelyű ($\sim 115\text{--}295^\circ$; 7. ábra, B; HB–91).

A két törérendszer viszonya nem tisztázott, ezért jelöltük D4a és D4b jellel. Lehet, hogy két epizodként időben egymást követik. A feszültségtengelyek szisztematikus változásának regionális adatai erre utalhatnak (FODOR et al. 2005). Az is lehet, hogy a széthúzásos vetők egy balos eltolódási zónában, az eltolódások átlépési zónájában, lokális feszültségmezőben lépnek fel. Bármelyik alternatívát is tekintjük, a két deformáció a Darnó-zóna miocén eltolódásos mozgásához kapcsolódik, és FODOR et al. (2005) rendszerében a késő-ottnangi-kora-badeni folyamán mehetett végbe. Az eltolódásos deformációt ZELENKÁ et al. (2005) is kiemelte, mint az evaporit geometriáját megszabó fontos fázist.

A legutolsó D5 szerkezeti deformációhoz több térképi méretű vetőt sorolhatunk, melyek csapása ÉNy–DK és ÉK–DNy között változik (9. ábra). Előbbiek közé tartozik a Lepényke keleti lejtőjét kialakító normálvető (8. ábra, D), valamint az ezzel nagyjából párhuzamos törések a Farkasakasztó-hegyen és ettől keletre. ÉK–DNy-i csapású vető zárja le a Malom-domb–Ravaszyuk-tető mezozoos kibukkanásait. A vetőkre a mezozoos kőzetek egyenes lefutása, a levetett blokkban azok fedett volta és a ritkán előforduló

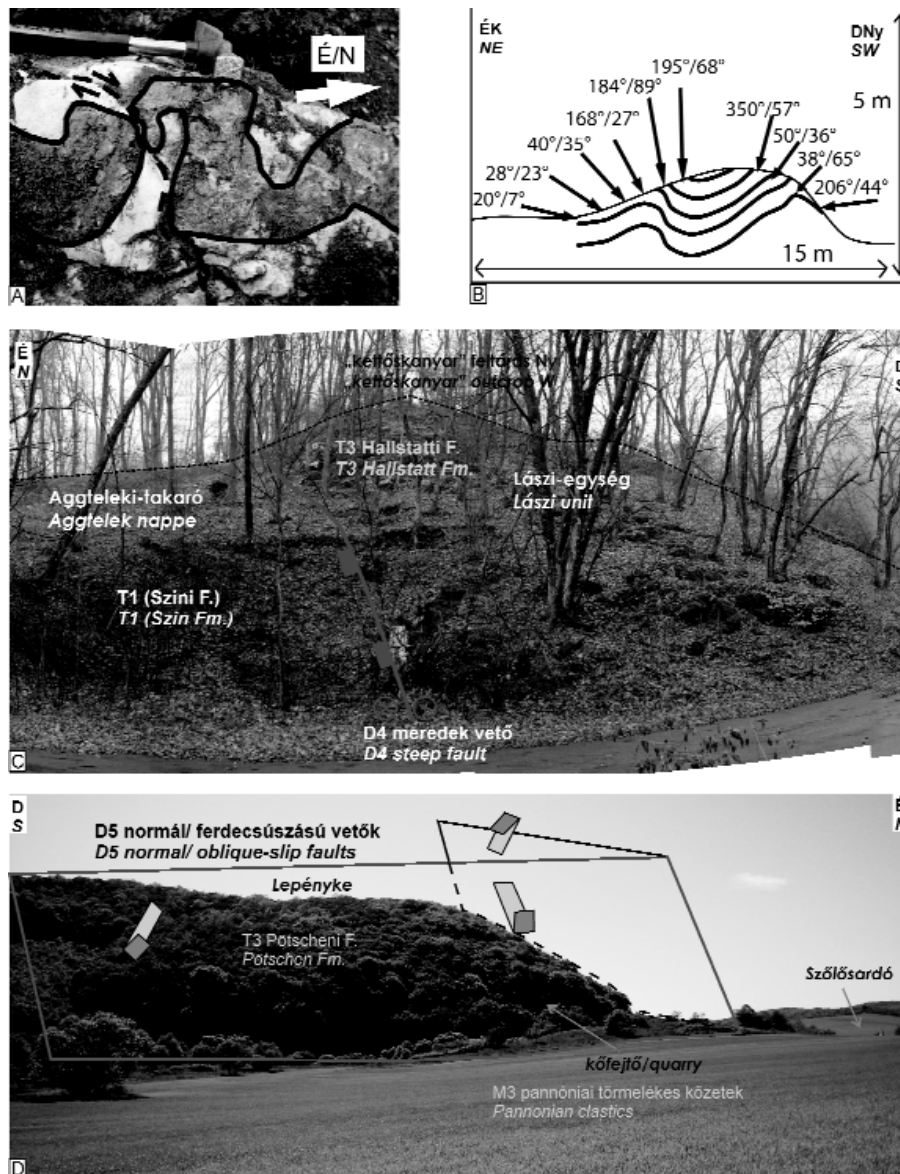


7. ábra. A vizsgált henc-völgyi területen és környezetében észlelt mezotektonikus törések és rétegdőlések adatai, szerkezeti fázisai és a becslélt vagy számított feszültségmezők. A), B), C), D), E): D1, D2, D3, D4, D5 fázisok adatai

A jobb felső sarokban a maximális vízszintes feszültség-tengely iránya és a mező típusa látható. C: összenyomós, X: eltolódásos, E: extenziós feszültségmező. Schmidt-háló, alsó félgömb, területtartó vetület

Figure 7. Mesotectonic fracture and bedding data, calculated or estimated stress fields, structural phases in the Henc Valley and surrounding area. A), B), C), D), E): data of D1, D2, D3, D4, D5 phases

In the right hand upper corner the direction of maximal horizontal stress axis and the type of stress field can be seen. C: compression, X: strike-slip, E: extensional stress type. Schmidt-net, lower hemisphere projection



8. ábra. Szerkezeti elemek a Henc-völgy környezetében

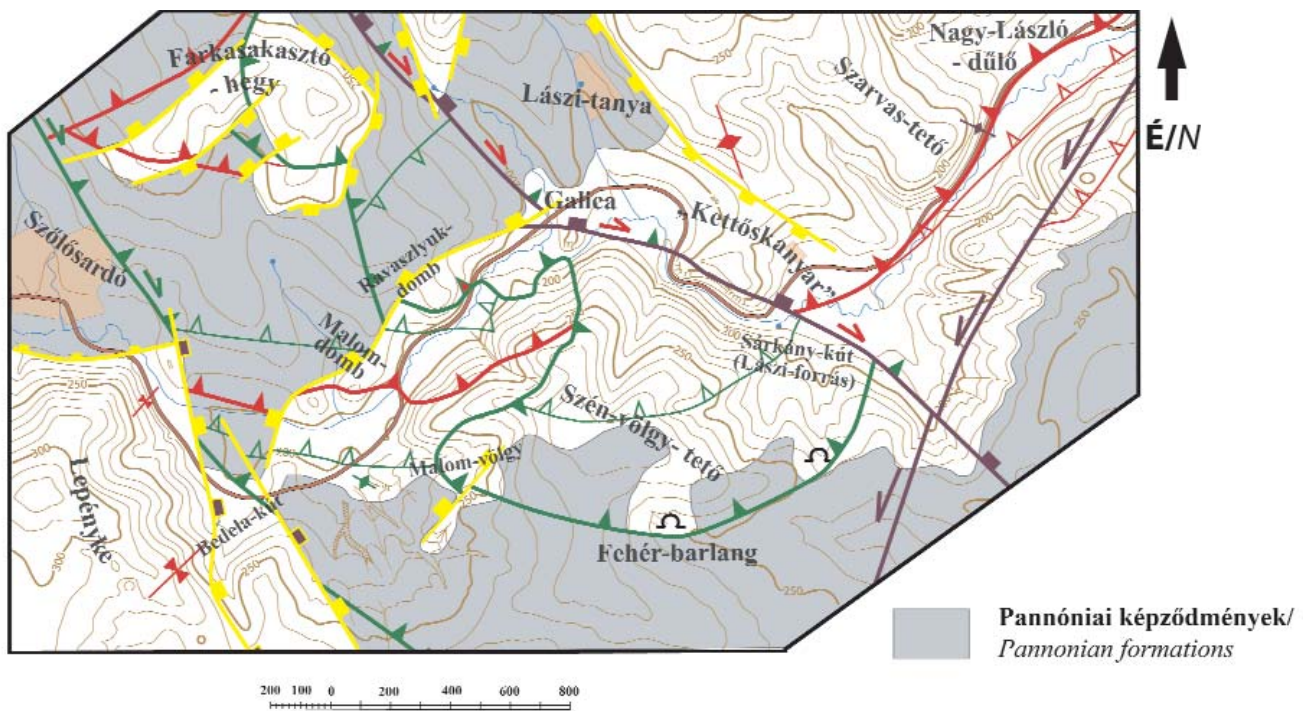
A) Kisméretű, tüzkő alkotta másodlagos D1 redő Pötscheni Mészköben a Lepényke keleti lejtőjén. A redőt egy kisméretű jobbos eltolódás metszi ($\sim 300^\circ/65^\circ$); B) A malom-völgyi, Szini Márgában feltárt redő vázlatos keresztmetszete a mért dőlésértékek alapján. C) A „kettőskanyar” nyugati oldala Ny-ról szemlélve. Jól kivehető a Hallstatti Mészkö és a Szini Marga kontaktusának meredek, közel függőleges dölése, melyet a késői D4 fázisba sorolunk. A déli dőlés a perspektívából adódik. D) Kapcsolódó vetőtörések a Lepényke keleti és északi oldalain, melyek ferdecsúszású vagy normál, D5 fázisú vetőket jelölnek

Figure 8. Structures near the Henc Valley

A) Small D1 fold in chert of the Pötschen Limestone, eastern slope of the Lepényke Hill. The fold is cut by a small dextral fault ($\sim 300^\circ/65^\circ$). B) A cross section sketch of the D2 fold having deformed Lower Triassic Szini Fm., in the Malom Valley. C) The “kettőskanyar” outcrop view from the west. The subvertical fault is between the Hallstatt Limestone and Szini Fm. We attribute the fault to D4 phase. The fault has an apparent dip to the S due to perspective. D) Connected fault scarps along the eastern and northern slopes of the Lepényke Hill, indicating D5 oblique-slip or normal faults

pannóniai üledékek adnak igazolás. E mellett, JÁKFALVI (2009) munkájában a fiatal normálvetők jól kivehetőek a Farkasakasztó-hegy környékén, az általa felhasznált látszólagos fajlagos ellenállás-eloszlás szelvényeken. A geoelektromos földtani szelvények értelmezése vetőkkel sűrűn átjárt, mélybe sülyedt mészkőblokkokat jelenítenek meg, amiket a szerző a Pötscheni Mészkövel azonosított. A nagy fajlagos ellenállású mészkő felett a kis ellenállású agyagos képződmények a pannóniai Edelényi Tarkaagyagot jelenthetik.

A Lepényke északkeleti sarkában végzett mérések alapján egy nagyjából K–Ny irányú tágulást rekonstruálhatunk (7. ábra, E). Hasonló tágulást jelez FÖLDESSY et al. (2010) a rudabányai területen. Közel É–D-i normálvetőket azonosított ZELENKA et al. (2005) az alsótelekesi bányában. Ez utóbbi kora annyiban kétséges, hogy a fiatal mozgásra ott nincsen bizonyíték. A KDK–NyÉNy-i széthúzásos fázist a mérést végző szerzők a felülbélyegzési viszonyok alapján idősebbnek gondolták, így nem lehet kizárni, hogy annak kora jóval idősebb, akár mezozoos is lehet. A fenti feszült-



9. ábra. A D5 fázisba tartozó, pannóniai képződményeket érintő késő-miocén-pliocén vetők és a pannóniai képződmények együttes ábrázolása a Henc-völgy környezetében, a terület északi részén

A szerkezeti elemek jelkulcsa megegyezik a 2. ábrával

Figure 9. D5 late Miocene to Pliocene extensional faults and the deformed Pannonian formations near the Henc Valley, in the N part of the study area
Legend for structural elements is the same as for Figure 2

ségmező-adatok alapján az ENy–DK-i vetők jobbos-normál, az É–D-iek normál, az ÉK–DNy-i csapásúak balos-normál kinematikájúak lehetnek. NyÉNy felé dőlő vetők normál kinematikáját a közeli rudabányai fejtések területén FÖLDESSY et al. (2010) is rögzítette.

A deformáció következtében Szőlősardótól keletre a mezozoos üledékek kissé lesüllyedtek: ennek mértéke 50–150 m körül lehetett, ha a levetett mezozoos tetőfelszínt összevetjük a DK-i területre, a hegytetőkön megmaradt pannóniai üledékek talpfelületével (kb. 230–270 m, 9. ábra). A kis süllyedékből vetőkkel körülvéve a Farkasakasztó-hegy áll ki. A pannóniai üledékek a süllyedékben és a DK-i hegytetőkön őrződtek meg.

Mivel a fázisba sorolt vetők a pannóniai képződményeken is áthaladnak, korukat késő-, vagy posztpannóniainak becsülhetjük. Nem világos, van-e az elemek között szinszediment, és az sem, hogy a deformáció a miocén végén vagy csak a pliocénben ment-e végbe.

Szerkezeti egységek

Az Aggteleki-takaró déli és keleti határa

Az aggteleki kifejlődés Szinpetri Mészkö, Szini Mária és Bódvaszilasi Homokkő (esetlegesen Perkupai Anhidrit) formációiból felépülő Aggteleki-takaró nem képezte részét a vizsgálatoknak, azonban a tőle délebbre fekvő egységekkel való határának helyzete és minősége jelen munka

egyik legfontosabb kérdése. Az Aggteleki-takaró a Szilicei-takarórendszer része (GRILL et al. 1984, LESS 2000), de itt szűk értelemben használjuk arra a nem metamorf képződménysorból álló kőzettestre, melyet a takaró talpi lenyесése határol le. Szerkezeti nem része pl. a Bódvai-takaró, holott pl. LESS (2000) szerint mindkettőt a szilicei kifejlődési terület formációival jellemezhetjük. Az Aggteleki-takarónak a Lászi-egységgel alkotott határvonala déli szakaszát két feltárás jelöli ki: a Galica nevű domb és a műút formálta „kettőskanyar” (2., 3. és 8. ábra, C). Mindkét helyen Hallstatti Mészkövel érintkeznek az Aggteleki-takarót felépítő alsó-triász képződmények.

A Galica kis púpjának nyergében, a keleti lejtőjén és a „kettőskanyar” feltárásban kb. 10–50 méteres sávban egy vörössárga, lyukacsos képződmény került elő, ami az érintkező kőzetekből képződött rauhwaacke (6. ábra, E, F). MILOVSKÝ & PLAŠIENKA (1998) szerint a rauhwaacke egy tektonikus hatásra létrejött kőzettípus, amit magyarul talán „vetőkőnek” nevezhetnénk. Folyamatos átmenettel összeköti, de egyben elválasztja, lehatárolja a felső tektonikai helyzetben lévő takarót az alsó kőzettesttől. Megjelenésre egy polimikt breccsás szövetű képződmény, amiben a klasztok mérete az aleurittól a több tíz méteres átmérőig terjedhet, a mátrix pedig az eredeti kőzetből kataklázis és fluid-túlnyomás keltette gyors szemcseméret-redukció során alakult ki. Definíció és saját megfigyelések alapján enyhén deformálódott változataiban a finomszemcsés mátrixban szórtan elhelyezkedő klasztok litológiai hovatartozása (esetenként az eredeti szöveti bélyegekkel együtt)

még felismerhető, erősebben átalakult esetekben pedig a dedolomitoidosodás, a kalcit nagymértékű oldódása mellett új ásványok, például kvarc is kialakulnak.

A kőzetek átalakultságának mértéke a zónában változatos. A Galicán a vörös színű klasztok aprózódottan vagy porszerűvé válva őrzik a Hallstatti Mészke eredeti jellegének egy részét, míg a sárga klasztok már a teljesen átalakult kőzetből állnak: mindkettőt kalcitpát cementálja (6. ábra, F). Az 1–8 mm átmérőjű likacsok valószínűleg a klasztok utólagos kioldásával képződtek az agyag szemcseméretű mátrixban. A Galica sziklafalának tetején (északi oldalán) egy kutatóárok még a Hallstatti Mészke tektonikailag át nem alakult változatába mélyült, ettől északra, a rauhwaacke sáv után viszont már sárgásszürke, agyagos márgatörmeleket találunk, ami a Szini Márga Formáció része. A „kettőskanyar” keleti részén pedig az északi blokk alsó-triász kőzetei csak mérsékelt átalakulást szenvedtek (6. ábra, E). A Galicán 30 cm-nél nagyobb átmérőjű rózsaszín kalcittek is előkerültek, míg a „kettőskanyar” feltárásban hasonló méretű kvarctömbök lépnek fel: e tömbök tovább erősítik a határvonal tektonikus jellegét és folyadékáramlással való kapcsolatát.

A terepi megfigyelések alapján kísérletet tettünk a tektonikai határ geometriájának megállapítására. Hogy ez nem egyértelmű, arra az utal, hogy LESS et al. (1988) és LESS (1998b) térképén megfordult a rátolódás polaritása: míg előbbi esetben déli, utóbbi munkában északi vergenciát ábrázolt. A Galicán és a „kettőskanyar” nyugati részén a határvonal közel függőleges helyzetű (3. és 8. ábra, C). Jól megfigyelhető továbbá, hogy mind a Galicán, mind a „kettőskanyar” nyugati oldalán a Lászi-egység Hallstatti Mészke alkotja a domb topográfiailag kiálló tetejét. Véleményünk szerint LESS (1998a, b) erre alapozta feltevéseit, miszerint a Lászi-egység Hallstatti Mészke van felső, az aggteleki Szini Márga pedig alsó tektonikai helyzetben. Ugyanakkor, a „kettőskanyar” keleti felén, a dombon északnak haladva Hallstatti Mészke – rauhwaacke – Szini Márga sorrend tapasztalható. E helyzet, valamint utóbbiakból származó dőlésadatok ($026^{\circ}/35^{\circ}$, $040^{\circ}/30^{\circ}$) egyaránt arra engednek következtetni, hogy eredetileg az aggteleki Szini Márga helyezkedett el legfelül, alatta a rauhwaacke-sáv, s legalul a Hallstatti Mészke lehetett, csakhogy, mint ahogyan az LESS et al. (1988) térképén szerepel. Ez a korábbi szerkezeti helyzet a D1 és a D2 fázis során egyaránt kialakulhatott.

Az érintkezés meredek helyzete azonban már későbbi deformáció következménye lehet. A késői szerkezeti vonal alkotja az Aggteleki-takarónak és frontális pikkelyeinek déli határát a Lászi-egység felé. Ez a vető észak felé levette az Aggteleki-takarót. A vető K–Ny és ÉNy–DK között hajladozik (2., 4. ábra). Feltételezzük, hogy a D4 fázisban e határfelület mentén miocén eseményekhez sorolható jobbos-normál vetődés történt, amely a Darnó-zóna menti balos eltolódásokhoz kötődhet.

Az Aggteleki-takaró K felé idősődő kőzetei alatt, attól DK-re egy olyan kőzetsáv lép fel, amely a Gutensteini Formáció dolomitrétegeiből és alsó-triász képződményekből áll. A „kettőskanyar” feltárástól ÉK-re 600 m-re, a Henc-

patak délkeleti partján egy új erdészeti útbévigásban Gutensteini Formáció bukkan elő. A sáv folytatásában, a műút könyökszerű kanyarjában pedig ebből képződött rauhwaacke lép fel: ez utóbbi alkotja a szigorúan vett Aggteleki-takaró tektonikus talpát. E sávtól tovább DK-re a LESS et al. (1988) térképén is jelzett alsó-triász képződmények következnek. Ezek az alsó- és középső-triász feltárások nyilvánvalóan nem illenek bele HIPS (2001) térképe alapján az alsó-triász Szinpetri, Szini és Bódvaszilasi (esetlegesen Perkupai) Formációk alkotta nyugat felé dőlő és kelet felé idősődő rétegsorba, ezáltal az Aggteleki-takaróba sem. Bár ez az elkülönítés egyértelmű, de a szerkezeti helyzet megadása nem az. Ezek a képződmények LESS (1998b) szerint az Aggteleki-takaró frontján levő pikkelyek lehetnek. Felmerülhet az is, hogy önálló tektonikai egység, amint ezt KÖVÉR et al. (2008) javasolta. Végül nem kizárt, hogy D4 fázisú balos eltolódások rendezték egymás mellé a kőzeteket: a megoldás további vizsgálatokat igényel. Mivel az egyes szerkezeti blokkokban a csapások hasonlóak, a képződmények egymás alá dőlnek, így az első megoldást fogadtuk el. A pikkelyeződés a dőlésirányok alapján DK-i vergenciájú lehetett. A dőlésirányokból és a vergencia alapján e rátolódásokat a D1 fázisba soroljuk.

Lászi-egység

A Lászi-egység a Henci-egységtől északra és az Aggteleki-takarótól délre húzódó, Hallstatti és Bódvalenkei/Derenki Mészkeből álló kisebb kőzettest. LESS (1998b) értelmezésétől eltértünk, mivel a Farkasakasztó-hegy keleti részén a korábbi alsó-triász nyíltvízi-szubtidális, vagy mélyebb szubtidális fáciesű képződmény helyett vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján középső-felső-triász lejtő képződményt azonosítottunk, mivel abban pelágikus jellegű mikrofossziliák voltak (HIPS K. meghatározása).

A Ravaszlyuk-dombon tömeges, rétegzettséget nem, vagy alig mutató rózsaszínű, Hallstatti Formációba sorolt mészke található, benne szabad szemmel is látható ősmaradványok nem fordulnak elő. A domb nyugati oldalán lefelé átmenet figyelhető meg: előbb a rózsaszín mészke tektonizált változata jelenik meg, majd egy jól meghatározható rauhwaacke-szint következik, amely alatt egy szintén átmeneti, tektonizált sáv után a Gutensteini Formáció dolomitja kerül elő. Az itteni rauhwaacke nagyjából fele mátrix, fele klaszt; utóbbiak mérete 0,5 és 3 cm között változik. Makroszkóposan a szemcsék litológiai meghatározása már bizonytalan, de új ásványok még nem alakultak ki. A tektonizált dolomitból származó mintában megfigyelhető, hogy az 1–12 milliméteres sötétszürke, szögletes dolomitklasztok egy világosszürke, finomszemcsés mátrixban úsznak. E megfigyelések alapján a Hallstatti Mészke tektonikusan az ottani Gutensteini Formáció tetején helyezkedik el.

Ezt a jelenséget „fiatal-idősön” típusú rátolódásként értelmeztük. Ennek során a rátolódásoknál általában megszokott forgatókönyv, miszerint az idősebb kerül a fiatalabb képződményre, nem érvényesül, helyette a képződmények

az eredeti, sztratigráfiai sorrendnek megfelelően következnek egymásra, de közöttük egyes egységek hiányzanak. Ennek a szerkezetnek előfeltétele, hogy a területet előtte már érte deformáció, ugyanis ez csak már deformált (például a rátolódási felülettel azonos irányba dőlő, de annál meredekebb) rétegsor esetén jöhet létre. Az angolszász irodalom az ilyen szerkezetet általában out-of sequence (sorozaton kívüli) rátolódásként tárgyalja (RAMSAY & HUBERT 1987, TWISS & MOORES 1992, illetve CSONTOS 1998), de az elemet általában rátolódásos övek háttér felé eső részéhez kötik. Mivel mi itt csak az anomális sztratigráfiai helyzetet és a rátolódás tényét érzékeljük, és nincs adatunk a korábbi deformáció jellegére vonatkozóan, ezért használunk egy „semlegesebb” kifejezést.

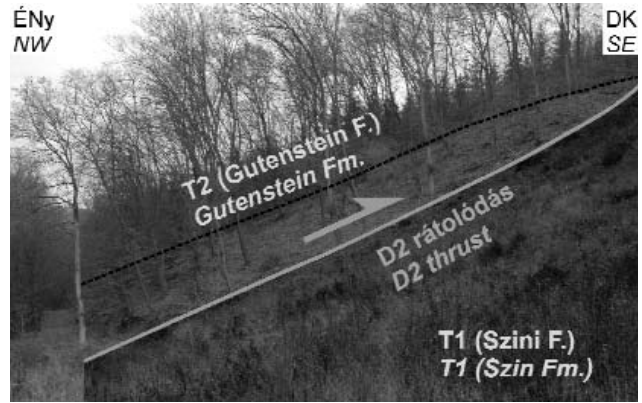
Ez a szerkezeti határ tovább követhető a Henc-patak keleti oldalán és ezt harántolta a Szől–2 fúrás is kb. 150 méteres mélységben (3. ábra). A terület középpontjában található Fehér-barlang egy nagyjából $345^{\circ}/30^{\circ}$ dőlésű tektonikus határ mentén alakult ki, amit vastag meszesmárga kötésű breccsa és rauhwacke-zóna alkot a felső Derenki/Bódvalenkei Mészskő és az alsó helyzetben lévő Szini Márga között (FODOR L., LESS GY. és FÜGEDI U. terepi megfigyelése 2009). A rauhwacke klasztjai mindkét blokkból származnak (6. ábra, G, H), míg a mátrix helyenként irányítottan körbeveszi a klasztokat, melyek határa helyenként sztiliolitot (6. ábra, H). Ezért e határt a Lászi-egység talpi felületeként értelmezzük.

A Lászi-egységen belül is felismerhető egy további szerkezeti határ: a Szől–2 fúrásban 27–35 méter között harántolt tektonikus breccsa-rauwacke elválasztja a nori Hallstatti és az alsó Bódvalenkei/Derenki képződményeket (5. és 6. ábra, I). A határ térképi követése nehezen megvalósítható, a térkép koncepcionális ábrázolást mutat. A rétegtani eredmények alapján itt is rétegtanilag lép fel, vagyis fiatal-idősön típusú rátolódást látunk.

Henci-egység

A Henci-egység a terület közepén elhelyezkedő, Szini Márga és Gutensteini Formációk váltakozásából álló egység. Nyugaton a Szőlő-sardói-egység határán, keleten pedig a Ravaszlyuk-domb, a Galica és a Szén-völgy-tető vonalán ér véget a felszínen. LESS (1998b, 2000) térképe szerint az itteni képződmények az aggteleki kifejlődésbe tartoznak. Az alábbi szerkezeti jelleg, és a következő fejezet modellje alapján azonban mi önálló szerkezeti egységbe soroljuk e kőzeteket.

A legészakibb szerkezeti elem a Farkasakasztó-hegy nyugati és déli oldalán kibukkanó alsó- és középső-triász képződmények között feltételezett rátolódás lehet. Ez a határ nekifut a Lászi-egység talpfelületének. Ettől délre, a Ravaszlyuk-domb déli oldalán a Szini Márgára a Gutensteini Formáció dolomitja következik. A Henc-völgy keleti oldalán jól látszik, hogy a kiugró dolomitest a Szini Márga borította lejtő felett foglal helyet (10. ábra). A két képződmény határa, melynek becsült dőlése $315^{\circ}/45^{\circ}$, mindenképpen tektonikus, mivel rétegtanilag nem egymást követő



10. ábra. D2 fázisú fiatal-idősön típusú rátolódás a Ravaszlyuk-dombtól DK-re, a Henc-völgy keleti oldalán

Figure 10. Young-on-older (out-of-sequence) thrust of dolomite of Gutenstein Fm upon Lower Triassic sandstone, SE from the Ravaszlyuk Hill. The structure is attributed to D2 phase

képződményekről van szó. A Gutensteini Formáció dolomitja ugyanis a Steinalmi Formáció felé való átmenet (pelsői), a Szini Márgát képviselő zöldesszürke homokkő pedig a „B”-tagozatból származik, ami a formáció második legidősebb része (spathi) (HIPS 2001). A „fiatal-idősön” jelleg alapján a rátolódást a D2 fázisba soroljuk.

Ettől a rátolódástól délre, a Malom-dombon a Szini Márga a Gutensteini Formáció fölötti helyzetben található, ami egyszerű rátolódásra utal. A Henc-völgy keleti oldalán a D1 fázisba sorolt szerkezeti határ tovább követhető.

A Malom-völgy mentén a Gutensteini Formáció dolomitja alsó-triász képződményekre tolódik. Ez a geometria ismét fiatal-idősön típusú rátolódásra utal, vagyis nem a legidősebb, hanem a D2 szerkezeti fázisra. E rátolódás előterében lépnek fel a D2 fázis leírásánál említett redők (8. ábra, B).

Az egység déli részén, a Cinegés-völgy középső szakaszán, az északkeleti oldalban Gutensteini Formáció dolomitrétegei bukkannak elő, közvetlenül fölötté és tőle északra pedig Szini Márga helyben álló törmeléke található (GRILL J. kéziratoss térképe, in LESS et al. 1988). Ez egyértelműen arra utal, hogy a határfelület nagyjából ÉNy-i dőlésű lehet, a Szini Márga pedig a Gutensteini Formáció fölötti tektonikai helyzetben van (2., 3. ábra). Ezek alapján a rátolódások nagyjából ÉNy–DK-i irányú kompresszió hatására DK-i irányba történtek. A szerkezeti elemet a D1 fázisba soroljuk.

Az egység ÉK-i sarkában mélyült Varbóc–3 jelű fúrás 123 méteren keresztül, egészen a talpig Szini Márgát harántolt, ez alapján pedig a pár tíz méterre, nyugatra felszínen lévő, Lászi-egységbe sorolt Bódvalenkei/Derenki Mészskő relatív felső tektonikus helyzetben van. A két egység határának geometriája itt nem ítélt meg, de a Fehér-barlangban és a Szől–2 fúrás alapján közepesen észak felé dőlő felület.

Az egység DNy-i határa a Szőlő-sardói-egység felé ÉNy–DK-i csapású. A miocén–pliocén deformációk miatt az eredeti geometria és érintkezési jelleg nehezen megítélhető. Mivel a Henci-egység jelentős részben az É–D-i összenyomású D2 fázisban tolódott át, ezért az ÉNy–DK-i csapású határt jobbos-rátolódásnak vehetjük. Ez arra utal, hogy egy oldalsó rámpával van dolgunk.

A Lászi-egység és a Henci-egység szerkezeteinek viszonya és modellje

A fenti leírás alapján világos, hogy a Lászi-egység talpfelülete alatt, a Henci-egységben eltérő képződmények bukannak ki, melyek rátolódások mentén ismétlődnek. Ezt úgy értelmezhetjük, hogy a szerkezetegyüttest egy duplex részeként lehet kezelni (11. ábra). A duplex egy adott réteg, vagy rétegcsoport önmagára pikkelyeződése, de ide soroljuk több pikkely egymásutániságát is, ha azok elhelyezkedése rétegszerű, emellett közös alsó és felső lenyesési felülettel rendelkeznek (BUTLER 1982). A fentiek szerint valószínű, hogy a Henci-egység a duplex pikkelyeit, míg a Lászi-egység talpi lenyesési felülete az úgynevezett tetőlenyesést (roof thrust) reprezentálja. A duplex modelljét a 11. ábrán, a mai állapotot a B–B' szelvényen figyelhetjük meg. Feltételezhetjük, hogy a duplex-rendszer talpa a Henci-egység talpi lenyesési felületével egyezik.

Részletesebb elemzéssel láthatjuk, hogy a tetőlenyesés és a belső duplexek nagy része a D2 fázisba sorolható és fiatal-idősön típusú rátolódás. Tulajdonképpen ez az a jellemvonás, mely egy szerkezeti együttesbe sorolja az egyes elemeket. Az is valószínű, hogy a henci duplexek egy már rátolódásos-takarós szerkezetű kőzetblokkot deformáltak: a D1 fázisként értelmezett rátolódások a duplex-képződésben mint passzív kőzethatárok vehettek részt. Ezért véljük úgy, hogy ezen egység nem azonosítható az Aggteleki-takaró frontális pikkelyeivel, hanem önálló szerkezeti egységbe sorolandó.

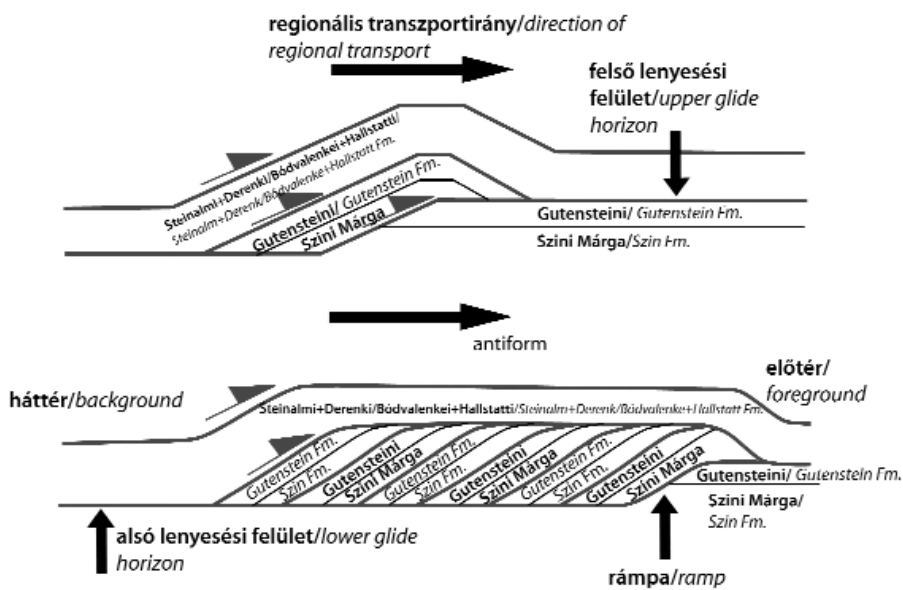
Szőlősardói-egység

A Szőlősardói-egység a terület nyugati felén húzódó folyamatosnak tekinthető rétegsor, mely a szőlősardói kifej-

lődés képződményeiből épül fel az Alsótelekestől északra felszínre bukkanó alsó-triász Bódvaszilasi Homokkőtől a felső-triász Pötscheni Mészköig. Keleten egy ÉNy–DK-i csapású szerkezeti határ választja el a Henci-egységtől, DK-en pedig egy, a Darnó-zónához köthető balos oldalelmozdulás. Az egység a felszín alatt DK felé egészen a Felsőtelekestől délre levő Rudabánya Rb–690 jelű fúrásig húzódik, ahol kimutathatók a szőlősardói kifejlődés képződményei (LESS et al. 2006), melyek átmenetet mutatnak a bódvai kifejlődés felé. Nyugati irányban pedig a Teresztenye–2, Kánó–1, Ragály–1, Trizs–1, Szuhafő–1 jelű fúrásokban a kainozoos fedő alatt egészen Szuhafő településig követhető a kifejlődés Pötscheni Mészköve.

A Nádaskai Mészkö dőlésértékei a Bedela-kúti kőfejtőben főleg északiasak ($349^\circ/38^\circ$, $033^\circ/35^\circ$, $003^\circ/35^\circ$) (1. KOVÁCS 1990, 2–3. saját mérések), ám ettől kissé délre, valamint a kissé nyugatabbra kibukkanó lumasella-rétegekben eltérnek a korábban mértektől: északi helyett déli–délkeleti irányúak ($130^\circ/37^\circ$, $192^\circ/56^\circ$). Elképzelhető, hogy ezek gyűrődések eredményei. Ez magyarázná azt is, miért tűnik vastagabbnak a Nádaskai Mészkö a felszínen (monoklinális dőlést feltételezve nagyjából 350 méternek), mint a Szől–1 fúrásban, ahol körülbelül 200 méter (BALOGH & KOVÁCS 1981). Ezek a kisebb redők a D1 fázis ÉNy–DK-i rövidülése során keletkezettek.

A Szőlősardói-egység délkeleti felében a kiterjedt pannóniai fedő miatt nem történtek mérések a jelen munka keretein belül. Ez alól egyedül az alsótelekesi bánya kivétel, amit részletesen ZELEŃKA et al. (2005) dolgozott fel. A bánya délkeleti falán középső- és felső-triász karbonátok jelennek meg néhol hatalmas, több tíz méteres tömbökként a gipszbe gyúrva (pl. Alsótelekes At–62 jelű fúrás). Lehetséges, hogy ezek a kipréselt evaporit által felszakított, vagy éppen az egykori fedőképződményekből az evaporitba



11. ábra. A Lászi- (Steinalmi+Derenki/Bódvalenkei+Hallstatti) és Henci-egységek (Gutensteini+Szini Márga) alkotta duplex kialakulása (elvi vázlat lépték nélkül)

Figure 11. Development of the duplex formed by the Lászi (Steinalm+Derenk/Bódvalenke+ Hallstatt Formations) and Henc units (Gutenstein+Szin Formations) (conceptual sketch without scale)

süllyedt kőzetdarabok. Az evaporit valószínűleg a Szőlő-sardói-egység aljáról származhat (lásd Rb–531 jelű fúrás). A területen mélyült több tucat fúrás alapján az evaporit és a körülötte lévő egyéb képződmények éles vonalak mentén különülnek el egymástól, melyek meredek határra utalnak. Lehetséges, hogy ezek oldaleltolódások, de az biztos, hogy az evaporit sótektonikai deformációval került mai dóm-jellegű helyzetébe (ZELENKA et al. 2005).

ZELENKA et al. (2005) a bányabeli mérések alapján két tektonikai fázist különített el: egy korábbi NyÉNy–KDK-i irányú tágulást és egy későbbi északnyugat–délkeleti irányú összenyomást. Jelen munka feszültségmező-értelmezése szerint az extenziós fázis mellett két kompressziós tektonikai fázis különíthető el, melyek (Ny)ÉNy–(K)DK-i és É–D-i irányú összenyomással jellemezhetők (7. ábra). E két fázis szétválasztása megtehető a vetőkarcok alapján, de a térképi méretű vetők besorolása nehéz.

Az északnyugati bányafalban a triász formációk kőzetei a miocén üledékekre tolódva látszódnak, ami arra utal, hogy a mozgás a kora-miocén során még aktív volt (MOLNÁR 1967, ZELENKA et al. 2005). A 3. ábra C–C' szelvénye mutatja, hogy a rátolódásokat fúrások is igazolták. A Rb–531 fúrásban kétszer lép fel a Bretkai és/vagy Felsőnyárádi Formáció, vagyis itt egy késő-eggenburgi vagy fiatalabb szerkezeti ismétlődés kétségtelen. A Rb–531 és –462 fúrások valószínűleg ugyanazt a szerkezeti elemet harántolták, hiszen mindkettőben a Bretkai vagy Felsőnyárádi Formáció középső-triász formációk alatt jelent meg (NÉMETH N. szóbeli közlése szerint valószínű, hogy szelvényrajzunktól eltérően, nem csak Gutensteini Formáció dolomitja, hanem más középső-triász képződmény is lehetséges tektonikus fedőként). A közepes dőlés alapján a szerkezeti elem lehet rátolódás vagy esetleg (nem függőleges) balos eltolódás. Előbbi esetben nagyjából ÉNy–DK-i összenyomás, utóbbi esetben közel É–D-i összenyomású eltolódásos feszültségmező lenne jellemző. ZELENKA et al. (2005) adatainak újraelemzése alapján mindkét deformáció jelen lehetett (7. ábra, C, D) és a D3 és D4 fázisokba sorolhatjuk az elemeket. A Darnó-zóna délebbi szakaszán mért vetőkarcok alapján az ÉNy–DK-i összenyomás eggenburgi–kora-ottnangi, az eltolódásos feszültségmező késő-ottnangi–kora-badeni lehet. Fedjük az alsó-pannóniai Edelényi Tarkaagyag, ami a rátolódásos mozgás felső korhatárát jelzi az általunk vizsgált területen.

Bódvai-egység

A bódvai kifejlődés képződményeiből felépülő Bódvai-egység a terület keleti peremén húzódik, ahol Gutensteini Formáció, valamint Steinalmi és Bódvalenkei Mészke építi fel. Egy keskeny sávban a Gutensteini F. határa felett rauhacke. Az egység már nem képezte részét jelen munkának, azonban a vizsgált egységekkel való kapcsolata fontos kérdés. Jelen elemzés alapján ez képezi a jelenlegi legalsó szerkezeti egységet. Az Aggteleki-takaró frontális pikkelyei DK-i vergenciával tolódtak az egységre a D1 fázis alatt. Valószínű, hogy a meredekebb helyzetbe került fron-

tális rámpa reaktiválódhatott a D4 fázis alatt balos eltolódásként: térképünk ezt rögzíti.

Diszkusszió: Tektonikai fázisok és szerkezetalakulás

D1, D2 és D3 események sorrendje

A következőkben időrendi sorrendben összefoglaljuk a területnek a megfigyelések alapján kirajzolódó tektonikai fejlődés menetét. Mivel a D1–D3 fázisok több szempontból összefüggenek, korviszonyaik csak együtt tárgyalhatók.

Az első fázis kompressziójának következményeként kiterjedt takaróképződés ment végbe: ekkor tolódt fel DK-i irányban a Szőlő-sardói-egység és az Aggteleki-takaró, ekkor jöhettek létre annak frontális pikkelyei, valamint ekkor jött(ek) létre a Henci-egységen belül az elsődleges rátolódás(ok), azaz az alsó-triásznak a Gutensteini Formáció dolomitjára való mozgása.

Ugyanez az összenyomás Alsótelekesnél valószínűleg kipróbálta és felbontotta a Szőlő-sardói-egység alján található Perkupai Evaporitot, létrehozva a ZELENKA et al. (2005) által leírt gipszdómot és beindítva a sótektonikát (4. ábra).

A D2 tektonikai fázis nagyjából É–D-i irányú kompressziójának eredményeként jöttek létre azok a fiatal-idősön típusú rátolódások, melyek a Lászi- és Henci-egységek létrejöttéhez vezettek, és amelyek a Henci- és Szőlő-sardói-egység tektonikus kapcsolataért is felelősek. Ekkor alakult ki a Henci-egység duplexrendszere, miközben a rendszer tetőlenyese fölé a Lászi-egység köztömege is tovább mozoghatott (3. ábra A–A' és B–B' szelvény, 11. ábra). Ez az értelmezés eltér mind a dörzsbreccsa-értelmezéstől, mind a Lászi-egység felső helyzetbe sorolásától (LESS 2000). Ugyanakkor jobban beleillik a Szilicei-takarórendszer déli vagy délkeleti irányú áttolódásáról alkotott képbe (GRILL et al. 1984).

Az első fázis korának meghatározása közvetlen adatok híján igencsak nehéz. Regionális adatok alapján a Szőlő-sardói-egység nyugati folytatását harántoló Kánó-1 és Ragály-1 jelű fúrásokban a Pötscheni Mészke fölött száz méternél is vastagabb a Szécsényi Slír. Mivel a formáció az Aggteleki-takaró felett is megjelenik, így arra következtethetünk, hogy e képződmény az Aggteleki-takarónak a Szőlő-sardói-egységre való délkeleti irányú áttolódása után rakódott le. Ennek alapján valószínű, hogy a D1 és D2 fázisok a késő-oligocén előtt mentek végbe. Az alsótelekesi külfejtésben szintén nyomozhatjuk az oligocén előtti deformációt. Érdemes visszarendeznünk a 3. ábra C–C' szelvényén, a Rb–531 fúrásban észlelt rátolódásokat, amik az oligo-miocén képződményeket érintették és a D3 fázisba soroltuk. Ekkor a talpi szintjükben kisimított oligo-miocén képződmények alatt eltérő mezozoos formációk jelennek meg: északnyugatabbra Gutensteini, délkeletre Szini Formáció. A legészaknyugati blokkban pedig Bódvaszilasi Formáció fog megjelenni, a D3 rátolódás hatásának eltávolítása után. Ezen eltérő mezozoos kőzetek defor-

mációja (kibillenése) a késő-oligocén előtti, azaz a D1 (esetleg D2) fázisba sorolható. Ez a korbesorolás eltér a korábbiaktól (GRILL et al. 1984, LESS 2000), melyek a Darnó menti miocén eltolódásokhoz kötötték az egységek egymásra kerülését.

Az alsótelekesi megfigyelések alapján azonban az is kétségtelen, hogy a miocén elején felújult az ÉNy–DK-i összenyomás, ezt mi D3 fázisként azonosítottuk. Ekkor azonban néhány tíz vagy száz méteres elvetések jöttek létre, amit a korábbi szerzők jeleznek is (MOLNÁR 1967, HERNYÁK 1977, ZELENKA et al. 2005). Ezért különítjük el az egyébként hasonló rövidülési irányokkal jellemezhető D1 és D3 fázisokat, mert egyikük a késő-oligocén előtt ment végbe, a másik pedig a miocénben történhetett és legkésőbb az otnangi elején ért véget.

A kormeghatározás jobban megközelíthető, ha a területtől közvetlen északra végzett szerkezetelemzéssel vetjük össze. KÖVÉR et al. (2009) munkájában a D4 fázisba helyezi a metamorf Telekesoldali-takarónak a Bódvai-egységre való mozgását. Ez a deformáció mind irányát, mind töréses jellegét tekintve közel áll a munka D1 fázisához, tehát azzal korreláljuk. Az ottani D5 fázist pedig a Henci-egység D2 fázisával vethetjük össze, mivel mindkettő kései déli vergenciájú rátolódásokból áll. KÖVÉR et al. (2009) geokronológiai adatai alapján 90 M év körülire tehetjük a két fázis létrejöttének idejét (91,1±3,7 és 90,5±3,6 M éves K-Ar korok), de a fázisok időtartamáról nincs pontos információnk.

A Szőlő-sardói-egység az Aggteleki-takarótól eredetileg délre helyezkedett el (LESS et al. 2006), így felmerül a lehetőség, hogy a jelenleg tektonikusan köztük elhelyezkedő Henci- és Lászi-egységek eredeti helyzete a Szőlő-sardói-egységtől északra, az Aggteleki-takarótól pedig délebbre volt. Mivel azonban a Szőlő-sardói- és Henci-egység kapcsolata nem elsődleges, ezért a mai sorrend nem elégséges az eredeti paleogeográfiai kapcsolatok megállapítására. A D2 fázis rátolódásai ugyanis megfordíthatják a sorrendet. Pontos fáziselemzésre lenne szükség a releváns középső- és felső-triász lejtőképződményeket illetően.

Fiatal-idősön típusú rátolódások

A vizsgált területre nagyon jellemzőek a fiatal-idősön típusú rátolódások. A D2 fázisba szinte csak ilyen típusú elemet soroltunk. Ez azt jelzi, hogy a terület jelentős takarós jellegű áttolódásai legalább egy, esetleg több korábbi takaróképződést és/vagy gyűrődést követtek, amely(ek) a rétegeket már kibillentette eredeti vízszintes helyzetükből. A szerkezetalakulás eme komplikált elemeit LESS (2000) már felismerte a Derenki-zónában, ahol egymásra tolt redőként értelmezte a szerkezetet. Az eredmény fiatal-idősön típusú rátolódás lett. Hasonlóan, a Rudabányai-hegység központi részén szintén jelentős a „késői” rátolódás, ahol eltérő korú vagy metamorf fokú képződmények kerülnek egymás fölé: KÖVÉR (2005) és KÖVÉR et al. (2008, 2009) munkájának D4 és D5 fázisa is ilyen. Bizonyos értelemben hasonló jellegű a LESS et al. (1988) térképén ábrázolt

Martonyi-takaró, ahol Bódvai-egység alsó-triászára (metamorf) középső-triász tolódik (LESS 2000, FODOR & KOROKNAI 2000). A fiatal-idősön típusú rátolódások jelentősége, hogy igen megnehezítik az eredeti elsődleges takaróssorrend rekonstrukcióját: erre tulajdonképpen eddig csak modellek születtek (GRILL et al. 1984, LESS et al. 2006), a konkrét szerkezeti adatok hiányosak.

A Darnó-zóna jelentősége

A terület szerkezetelemzése hozzájárult a Darnó-zóna értelmezéséhez is. Az evaporitfejtésben ZELENKA et al. (2005) által azonosított, általunk D3 fázisnak értelmezett rátolódások érintik a miocén tarkaagyagot, mely valószínűleg a Felsőnyárádi Formációba sorolható. A rátolódások vergenciája DK-i, és nagyjából ÉNy–DK-i összenyomás jellemezhetette azokat. DK-i vergenciájú rátolódásokat kissé délre, Rudabánya táján is felismertek a hegység nyugati oldalán (PANTÓ 1956, HERNYÁK 1977, LESS et al. 2006, 49. oldal). A vergencia hasonló a hegység keleti peremén régóta ismert, miocén üledéket is érintő rátolódásokhoz. Véleményünk szerint az alsótelekesi adatok is inkább arra utalnak, hogy a Darnó-zóna a miocén elején rátolódásról és nem eltolódásról működhetett. Erre jutott SZTANÓ & TARI (1993) szeizmikus szelvény értelmezése és a zóna feszültségadatainak elemzése (FODOR et al. 2005). A feszültség-adatokból nem következik, hogy ekkor a Rudabányai-hegység egy pozitív virágszerkezetet formált volna, hiszen ÉÉNy–DDK-i irányúnak kellett volna lennie a maximális összenyomásnak.

A következő D4 fázisban azonban a Darnó-zóna balos eltolódásos vetőága szerepet játszhatott az evaporitdóm végső alakjának kialakulásában, ahogy arra ZELENKA et al. (2005) következtetett. A balos mozgás reaktiválhatott egyes korábbi, akár a D1, akár a D3 fázisba tartozó rátolódási síkokat is. Ez a komplex szerkezetfejlődés vezethetett el ahhoz a képhez, hogy a Rudabányai-hegységet pozitív virágszerkezetként lehetne értelmezni (FÖLDESSY et al. 2010 értelmezése PANTÓ 1956 és HERNYÁK 1977 és saját adataink alapján). A Darnó-zóna alsótelekesi ága menti balos elmozdulás nagysága azonban továbbra is vita tárgya lehet, a hegység központi részén ugyanis nem látszik az ábrázolt eltolódás folytatása (KÖVÉR et al. 2008). Tehát vagy az elvetés nem lehetett nagy az alsótelekesi ág mentén, vagy az kompenzálódott eddig fel nem ismert rátolódásokban. Ugyanakkor a balos mozgás más vetőket is reaktiválhatott a zóna közelében. Ilyen a normálvető felújulása az Alsótelekes At-47 fúrás felé. A normálvetők mentén az evaporit ÉNy irányba és felfelé nyomulhatott.

GRILL et al. (1984), SZENTPÉTERY (1988), FODOR et al. (2005) alapján tudjuk, hogy a Darnó-zóna egyes ágai a miocénben, közelebbről a késő-ottnangi-kora-badeni időben biztosan mozogtak. A D2 fázis ~É–D-i rövidülési iránya azonban felveti, hogy volt egy korábbi balos elmozdulási fázis. Ez a D2 közvetett datálása miatt a kréta végére-közepére lenne tehető. Ez a hipotézis további vizsgálatokat igényel.

Következtetések

A munka vizsgálatának tárgya, a szőlősdárdói Henc-völgy és környezete összesen öt tektonikai egységre osztható: az aggteleki kifejlődést képviselő Aggteleki-egységre, a Lászi- és Henci-egységre, a szőlősdárdói képződménysorból felépülő Szőlősdárdói-egységre, valamint a bódvai kifejlődést felvonultató Bódvai-egységre. A terület mai szerkezeti képét jelen mű szerint legalább öt tektonikai átalakulási fázis alakította ki, melyek közül a két legidősebb a krétában, 90 millió év környékén ment végbe. A rátolódásokkal jellemzett D3 fázis a miocén elején, a késő-ottnangi előtt, az eltolódásos D4 a késő-ottnangi-kora-badeniben, a legfiatalabb D5 pedig a késő-pannoniai–pliocén során játszódott le.

A korábbi elképzelésekkel szemben, jelen mű modellje szerint a kiemelten kutatott Lászi- és Szőlősdárdói-teksterek nem dörzsbreccsa-teksterek és nem takaróroncsok, hanem beilleszkednek a DK-i, majd a későbbiekben D-i vergenciájú takaró- és pikkelysorozatokba. A szerkezet összetettségét az adja, hogy a második deformációs fázisban leginkább fiatalidősön típusú rátolódások jöttek létre. Ilyen típusú rátolódás adja a duplexrendszernek értelmezett, Lászi- és Henci-egységek talpi és tetőlenyesési felületeit is. Ez a deformáció a hegység más területein is megjelenik, és igen jelentősen átrendezhette az eredeti őskörnyezeti viszonyokat talán még tükröző elsődleges takarórendet. Ezért a teljes szerkezeti kép rekonstruálásához további pontos üledékföldtani értelmezésekre is szükség lesz.

A terület elemzése arra is utal, hogy a Darnó-zóna ottnangi előtti mozgására inkább a rátolódásos deformáció

jellemző (D3 fázis). A zóna késő-ottnangi-kora-badeni mozgását a balos eltolódás uralhatta, amely felelős lehetett az alsótelekesi gipszdóm végső alakjának kialakulásáért. A késő-miocén–pliocén széthúzásos deformáció pedig — a Pannon-medence más területeihez hasonlóan — Szőlősdárdó környékén is térképi méretű normálvetőkben öltött testet.

Köszönetnyilvánítás

KOVÁCS Sándor a Szőlősdárdó–2 jelű fúrás Conodontavizsgálati eredményeivel és a Hallstatti Mészke Formáció „Lászi-forrási Tagozatáról” nyújtott információkkal segítette munkánkat. HIPS Kinga az alsó-triász képződmények felismerésében és besorolásában, valamint a vékony-sziszolátok elemzésében volt segítségünkre. A Szőlősdárdó Szőlő–2 jelű fúrás képződményeinek meghatározásában LESS György adott további hasznos tanácsokat, aki a dolgozat egy korábbi változatát is bírálta. Az alsótelekesi törési adatsort NÉMETH Norbert bocsátotta rendelkezésünkre. A Fehér-barlangra FÜGEDI Ubul hívta fel a figyelmet, aki a barlangi vizsgálatot is segítette. A kéziratot PALOTAI M. és NÉMETH Norbert alapos lektori munkája javította. A munka befejezését FODOR L. 81530 számú kutatási pályázata támogatta. A terepi munkát és a szakdolgozat elkészültét HAAS J. által vezetett T 61872 számú pályázata segítette. Hálásak vagyunk a szőlősdárdói MÉSZÁROS házaspár szíves közreműködéséért a Henc-völgy földrajzi elnevezéseinek összegyűjtésében.

Irodalom — References

- ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. — *Journal Geophysical Research* **89**, B7, 5835–5848.
- BALOGH K. & KOVÁCS S. 1981: A Szőlősdárdó–1. sz. mélyfúrás. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1979-ről*, 39–63.
- BALOGH K. & PANTÓ G. 1952: A Rudabányai-hegység földtana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1949. évről*, 135–154.
- BUTLER, R. W. H. 1982: The terminology of structures in thrust belts. — *Journal of Structural Geology* **4**, 239–245.
- CSONTOS L. 1998: *Szerkezeti földtan*. — Egyetemi jegyzet, ELTE, Budapest, 208 p.
- FODOR, L. & KOROKNAI, B. 2000: Ductile deformation and revised lithostratigraphy of the Martonyi Subunit (Torna Unit, Rudabánya Mts.), northeastern Hungary. *Geologica Carpathica* **51/6**, 355–369.
- FODOR, L., RADÓCZ, Gy., SZTANÓ, O., KOROKNAI, B., CSONTOS, L. & HARANGI, Sz. 2005: Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. — *Geolines* **19**, 142–162.
- FODOR, L., HIPS, K., KOVÁCS, S., PÉRÓ, Cs., PIROS O., SIMON, H. & VELLEDETS, F. 2006: *Evolution of the Aggtelek platform in the Anisian-Ladinian. Fieldtrip in Aggtelek 19/10/2006–22/10/2006*. – Kirándulásvezető, Magyarhoni Földtani Társulat, 47 p.
- FÖLDESSY J., NÉMETH N. & GERGES A. 2010: A rudabányai színesfém-ércesedés újrakutatásának előzetes földtani eredményei. — *Földtani Közlemények* **140/3**, 281–292.
- GRILL J. 1988: Hegység szerkezet. — In: LESS et al. 1988: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana: Magyarász az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 arányú fedetlen földtani térképéhez. Kézirat*, 286–305.
- GRILL J., KOVÁCS S., LESS Gy, RÉTI Zs, RÓTH L. & SZENTPÉTERY I. 1984: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. — *Földtani Kutatás* **27**, 49–56.
- HAAS J. (szerk.), BÉRCZINÉ MAKK A., BUDAI T., HAAS J., HARANGI SZ., HIPS K., JÓZSA S., KONRÁD Gy., KOVÁCS S., LESS Gy., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PIROS O., RÁLISHNÉ FELGENHAUER E., TÖRÖK Á. & VELLEDETS F. 2004: *Magyarország geológiája. Triász*. — Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.
- HAAS J., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A. & SZEDERKÉNYI, T. 2001: *Geology of Hungary*. — Eötvös University Press, Budapest, 317 p.

- HERNYÁK G. 1977. A Rudabányai-hegység szerkezeti elemzése az elmúlt húsz év vizsgálatai alapján. — *Földtani Közlöny* **107/3–4**, 368–374.
- HIPS, K. 2001: The structural setting of Lower Triassic Formations in the Aggtelek–Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary) as revealed by geologic mapping. — *Geologica Carpathica* **52/5**, 287–299.
- HORVÁTH B. 2010: A szőlősardói Henc-völgy földtani szerkezete. — *Diplomamunka*, ELTE Regionális Földtani Tanszék, 77 p.
- JÁKFAI S. 2009: Geofizikai és vízkémiai módszerek alkalmazása vízbázisvédelmi feladatok esetében, Pocsaj és Szőlősardó területén. — *Diplomamunka*, ELTE Alkalmazott Földtani Tanszék, 89 p.
- KOVÁCS S. 1988: Rétegtan, Alaphegységi képződmények, Nem metamorf kőzetek, Perm-mezozoikum, Aggteleki-, Szőlősardói- és Bódvai-sorozat, Triász pelágikus medencefaciések. — In: LESS et al. 1988: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana: Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 arányú fedetlen földtani térképéhez. Kézirat*, 115–212.
- KOVÁCS S. 1990: Rudabányai-hegység, Szőlősardó, Bedela-kút feletti hegyoldal, Nádaskai Mészki Formáció. — *Magyarország geológiai alapszelvényei* **138**, a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 4 p.
- KOVÁCS S., LESS GY., PIROS O., RÉTI ZS. & RÓTH L. 1988: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység triász formációi. — *MÁFI Évi Jelentése 1986-ról*, 19–43.
- KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS. & RÓTH, L. 1989: Triassic formations of the Aggtelek–Rudabánya Mts. (Northeastern Hungary) — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 31–63.
- KOVÁCS S., LESS GY., PIROS O., RÉTI ZS. & RÓTH L. 1993: Aggtelek–Rudabányai egység. — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország litosztrati-gráfiai alapegységei. Triász. Magyar Állami Földtani alkalmi kiadványa*, Budapest, 155–221.
- KÖVÉR Sz. 2005: Metamorf és nem-metamorf szerkezeti egységek deformációja a Rudabányai-hegység középső részén. — *Diplomamunka*, ELTE TTK, MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, Budapest, 130 p.
- KÖVÉR Sz., FODOR L. & KOVÁCS S. 2008: A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata — régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*, 2006, 97–120.
- KÖVÉR, Sz., FODOR, L., JUDIK, K., NÉMETH, T., BALOGH, K. & KOVÁCS, S. 2009: Deformation history and nappe stacking in Rudabánya Hills (Inner Western Carpathians) unravelled by structural geological, metamorphic petrological and geochronological studies. — *Geodinamica Acta* **22**, 3–29.
- LESS Gy. 1998a: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani térképe. M=1:100 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- LESS Gy. 1998b: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység tektonikai térképe. M=1:100 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- LESS, Gy. 2000: Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek–Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians — a review. — *Slovak Geological Magazine* **6/2–3**, 260–268.
- LESS Gy., GRILL J., SZENTPÉTERY I., RÓTH L. & GYURICZA Gy. 1988: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. M=1:25 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- LESS Gy., KOVÁCS S., SZENTPÉTERY I., GRILL J., RÓTH L., GYURICZA Gy., SASDI L., PIROS O., RÉTI ZS., ELSHOLZ L., ÁRKAI P., NAGY E., BORKA Zs., HARNOS J. & ZELENKA T. 2006: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana: Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 arányú fedetlen földtani térképéhez.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest 92 p.
- MILOVSKÝ, R. & PLAŠIENKA, D. 1998: Emplacement Mechanisms of the West Carpathian Cover Nappes. — *Geolines* **6**, 45–46.
- MOLNÁR P. 1967: A rudabányai ÉK-i kutatási terület földtani és teleptani viszonyai. — *NME Közleményei* **15**, 151–174.
- PANTÓ G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — *MÁFI Évkönyv* **44/2**, 329–637.
- RAMSAY, J. G. & HUBERT, M. I. 1987: *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2. Folds and Fractures.* — Academic Press, London, 309–700.
- SZENTPÉTERY I. 1988: A Rudabányai-hegység és környezetének oligocén, alsó-miocén képződményei. — *MÁFI Évi Jelentése 1986-ról*, 121–128.
- SZTANÓ, O. & TARI, G. 1993: Early Miocene basin evolution in Northern Hungary: *Tectonics and Eustasy.* — *Tectonophysics* **226**, 485–502.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 1992: *Structural geology.* — W. H. Freeman & Co., New York, 532 p.
- ZELENKA T., KALÓ J. & NÉMETH N. 2005: Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete. — *Földtani Közlöny* **135/4**, 493–511.

Kézirat beérkezett: 2011. 05. 23.