

## Triász medence-geometria és fáciesváltozások hatása a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík eoalpi szerkezetalakulására

HÉJA Gábor<sup>1\*</sup>, BUDAI Tamás<sup>2</sup>, CSICSEK Ádám<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>SzTFH Földtani Szolgálat

<sup>2</sup>Pécsi Tudományegyetem, Földtani és Meteorológiai Tanszék

<sup>3</sup>Department of Earth Science and Engineering, Imperial College London, London, UK

<sup>4</sup>ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

\*hejagabor@hotmail.com

### *The effect of Triassic basin geometry and lateral facies changes on the Eoalpine deformation of the Balaton Highland and the Veszprém Plateau (Transdanubian Range, Hungary)*

#### Abstract

In this study, we describe the influence of the Triassic basin geometry and structural inheritance in the evolution of the Balaton Highland and the Veszprém Plateau during the Cretaceous Eoalpine compression. Palaeozoic and Triassic sediments of the study area are subdivided into tectonostratigraphic groups based on their rheological properties. A new simplified geological map of the Balaton Highland and Veszprém Plateau area was constructed. We briefly analyse the major Cretaceous compressional structures (e.g., the Litér thrust) based on our geological map and previous studies/literature review. The most significant lateral changes in competency occur within the Middle Anisian and Carnian sequences. The Middle Anisian and Lower Carnian geometries of the basin and the approximate palinspastic position of the basin and platform facies zones are also reconstructed.

Based on our interpretation, the ramp of the southwestern part of the Litér thrust was localised by the Carnian platform–basin transition. We argue that the lateral ramp between the two segments of the Litér thrust was localized by the zone of Middle Triassic platform–basin transition. In contrast, along the northeastern segment of the Litér thrust, Triassic facies boundaries were crosscut by the straight thrust fault without any significant change in its orientation.

Our model is in accordance with several analogue models, and natural examples worldwide: the related studies emphasize the fundamental role of pre-existing basin geometry in the development of the subsequent folding and thrusting. This study shows that the Balaton Highland is no exception.

*Keywords: rheology, structural inheritance, pre-folding basin geometry, fold and thrust belts, Balaton Highland, Veszprém Plateau*

#### Összefoglalás

Munkánkban a triász medence-geometria kréta gyűrődésre gyakorolt hatását vizsgáltuk a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík területén. A terület paleozoos és triász formációit reológiai alapon csoportokba rendeztük, és ezeket a terület földtani térképén ábráztuk. A dolgozatban röviden jellemeztük a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík legfontosabb kréta kompressziós szerkezeteit (pl. Litéri-rátolódás) az általunk szerkesztett földtani térkép elemzése, valamint a korábbi szerzők munkái alapján. A földtani térkép alapján vázlatosan körvonalaztuk a triász medence geometriáját, melyben a legjelentősebb laterális fáciesváltások a középső anisusi és a karni képződmények esetében jelentkeznek.

Kimutattuk, hogy a Litéri-rátolódás délnyugati szegmensét a karni platform–medence átmenete lokalizálta. Értelmezésünk szerint a Litéri-rátolódás két szegmensét összekötő laterális rámpa (harántszerkezet) a középső triász Felső-örsi-medence területén jött létre, a medencét délnyugatról határoló platformperemmel párhuzamosan. Ezzel szemben a Litéri-rátolódás északkeleti szegmense csapásváltás nélkül metszi a Felső-örsi-medence északkeleti peremét.

A vizsgálati területre kidolgozott modellünk jól összeegyeztethető a téma nemzetközi irodalmával, mely alapján elmondható, hogy a gyűrődést megelőzően kialakult medence-geometria alapjaiban határozza meg a gyűrt–pikkelyes övek felépítését.

*Kulcsszavak: reológia, szerkezeti átöröklés, gyűrődés előtti medence-geometria, gyűrt–pikkelyes övek, Balaton-felvidék, Veszprémi-fennsík*

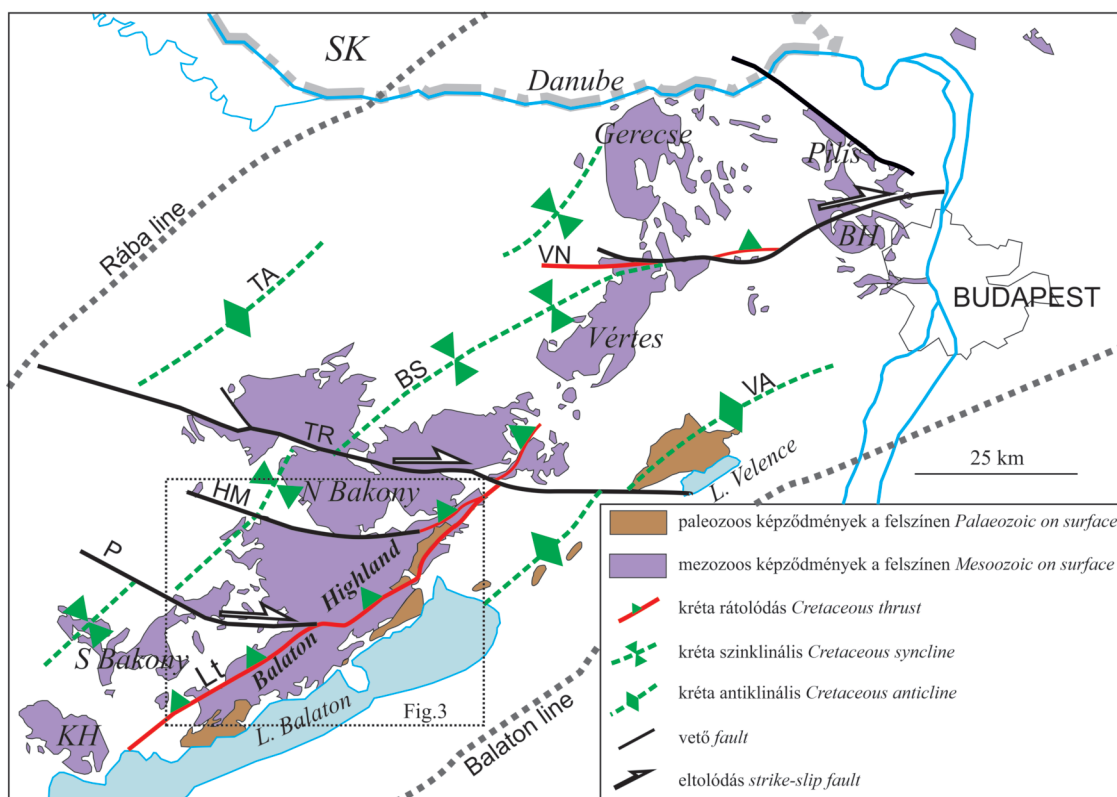
## Bevezetés

Az utóbbi években számos kutatás mutatta ki világszerte, hogy a gyűrődést megelőző medence-geometria, valamint a kapcsolódó oldalirányú fáciesváltozások kulcsfontosságú szerepet töltenek be a gyűrűt–pikkelyes övek szerkezeti felépítésében. A rátolódások lefutása (*ramp localization*) gyakran a gyűrődést szenvedett rétegsorban megjelenő laterális fáciesváltozásokat követi. A gyűrűt–pikkelyes övekben megjelenő inhomogenitások, például a harántirányú szerkezetek (*oblique and lateral ramps, tear-faults*), valamint a háttér felé vergáló rátolódások (*backthrusts*) kialakulása gyakran a gyűrődés előtti medencegeometriát leképező laterális fáciesváltozásokra (LUJÁN et al. 2003, LIVANI et al. 2018, VIDAL-ROYO et al. 2009), illetve a gyűrődés előtti medencét kialakító normálvetők reaktivációjára vezethetőek vissza (DE VICENTE 2009, USTASZEWSKI & SCHMID 2006, SAËD et al. 2011, PEDRERA et al. 2020, HÉJA et al. 2022).

A Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík a Dunántúli-középhegységi-egység szinklinális szerkezetének a DK-i szárnyát alkotja (1. ábra, Bakonyi-szinklinális), ahol a szerkezeti egység paleozoos és triász képződményei bukkannak felszínre. A Balaton-felvidéket DK-ról a Velencei-antiklinális – magjában paleozoos képződményekkel – és az azt kísérő Balaton-vonal határolja (1. ábra). A szinklinális szerkezet létrehozó középső kréta kompresszió hatására a szár-

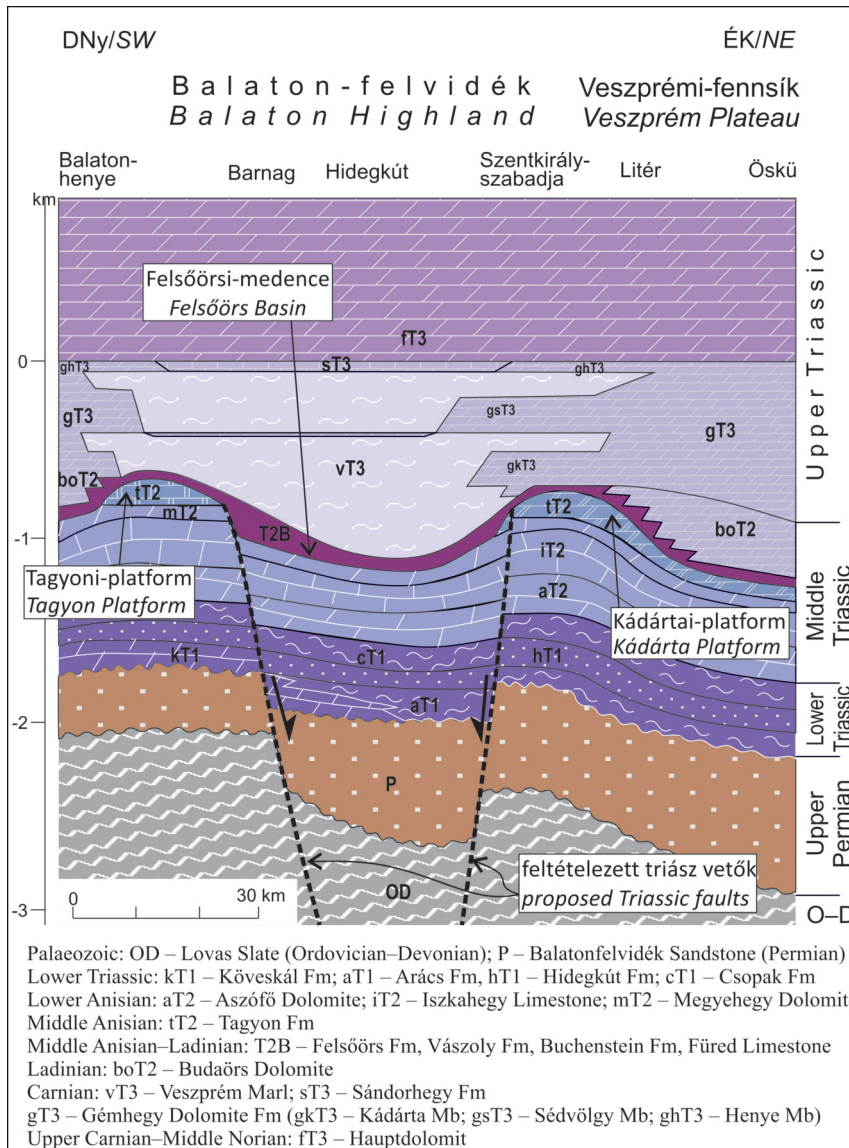
nyakon gyűrődések és rátolódások alakultak ki, amelyek közül a legjelentősebbek a KÉK–NyDNy-i csapású (hosszanti) rátolódások. A hosszanti csapású szerkezetek mellett azonban ÉNy–DK csapású kompressziós harántszerkezetek is megjelennek.

A Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík földtani felépítését meghatározó triász rendszeren belül jelentős mértékű vertikális és laterális fáciesváltások tapasztalhatóak (2. ábra). A vertikális fáciesváltások szerepét a Balaton-felvidék szerkezetalakulásában már LACZKÓ (1911: 31), később ifj. LÓCZY (1917), SZENTES (1949, 1961), DUDKO (1991, 1996) és mások is hangsúlyozták, megállapítva, hogy a rétegsor inkompens képződményei jobban hajlamosak a gyűrődésre, mint a kompetens képződmények. A laterális fáciesváltásoknak a hatását a Balaton-felvidék gyűrűt szerkezetének kialakulásában azonban eddig alig vizsgálták részleteiben (FODOR et al. 2017), annak ellenére, hogy a középső és a felső triász sorozaton belül az egymással heteropikus medence- és platformkifejlődésű kőzettestek egymástól lényegesen eltérő kompetenciával rendelkeznek. Jelen munkánkban összevetettük a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík térképi léptékű kompressziós szerkezeteinek lefutását, valamint a középső és késő triász medence geometriáját. Elemzésünk alapján úgy találtuk, hogy az eoalpi rátolódások geometriájára jelentős hatással volt a triász medencék és platformok morfológiája.



1. ábra. A Dunántúli-középhegységi-egység szerkezeti vázlata (FODOR et al. 2005 alapján, módosítva), a 3. ábra prekainozoos térképének helyzetével. BH - Budai-hegység; BS - Bakonyi-szinklinális; KH - Keszthelyi-hegység. HM - Herend-márkói szerkezet; Lt - Litéri-rátolódás; P - Padragi szerkezet; TA - Tét-antiklinális; TR - Telegdi-Roth szerkezet; VA - Velencei-antiklinális; VN - Vértessomló-nagykovácsi szerkezet

Figure 1. Structural sketch of the Transdanubian Range Unit (after FODOR et al. 2005, modified) showing the position of the Pre-cenozoic map of Fig. 3. BH - Buda Hills; BS - Bakony syncline; KH - Keszthely Hills; HM - Herend-Márkó structure; Lt - Litér thrust; P - Padrag structure; TA - Tét anticline; TR - Telegdi-Roth structure; VA - Velence anticline; VN - Vértessomló-Nagykovácsi structure



2. ábra. A Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík prekainozoos képződményeinek vastagságarányos ábrázolása a Földolomit talpához viszonyítva Balatonhenye (DNy) és Öskü (ÉK) között (HAAS & BUDAI 1995 nyomán, módosítva).

Figure 2. Pre-Cenozoic units of the Balaton Highland and the Veszprém Plateau between Balatonhenye (SW) and Öskü (NE) represented in thickness ratio relative to the base of the Hauptdolomit (after HAAS & BUDAI 1995).

### Földtani felépítés

A Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík variszkuszi aljzatát erősen gyűrt anchimetamorf agyagpala (Lovasi Formáció) és abban települő metavulkanitok inkompetens sorozata alkotja (2–3. ábra: OD). Erre jelentős üledékhézaggal települ a több száz méter vastag szárazföldi, felső perm kompetens homokkő (Balatonfelvidéki Homokkő, 2–3. ábra: P). A sekélytengeri sziliciklasztitokból és karbonátokból felépülő, mintegy 300–400 m vastag, alsó triász rétegsort (BUDAI et al. 1999b) vékonyrétegzett–lemezes, inkompetens kőzettestek alkotják (Arácsai Márga, Zánkai Homokkő, Hidegkúti Dolomit, Csopaki Márga, 3. ábra: T1).

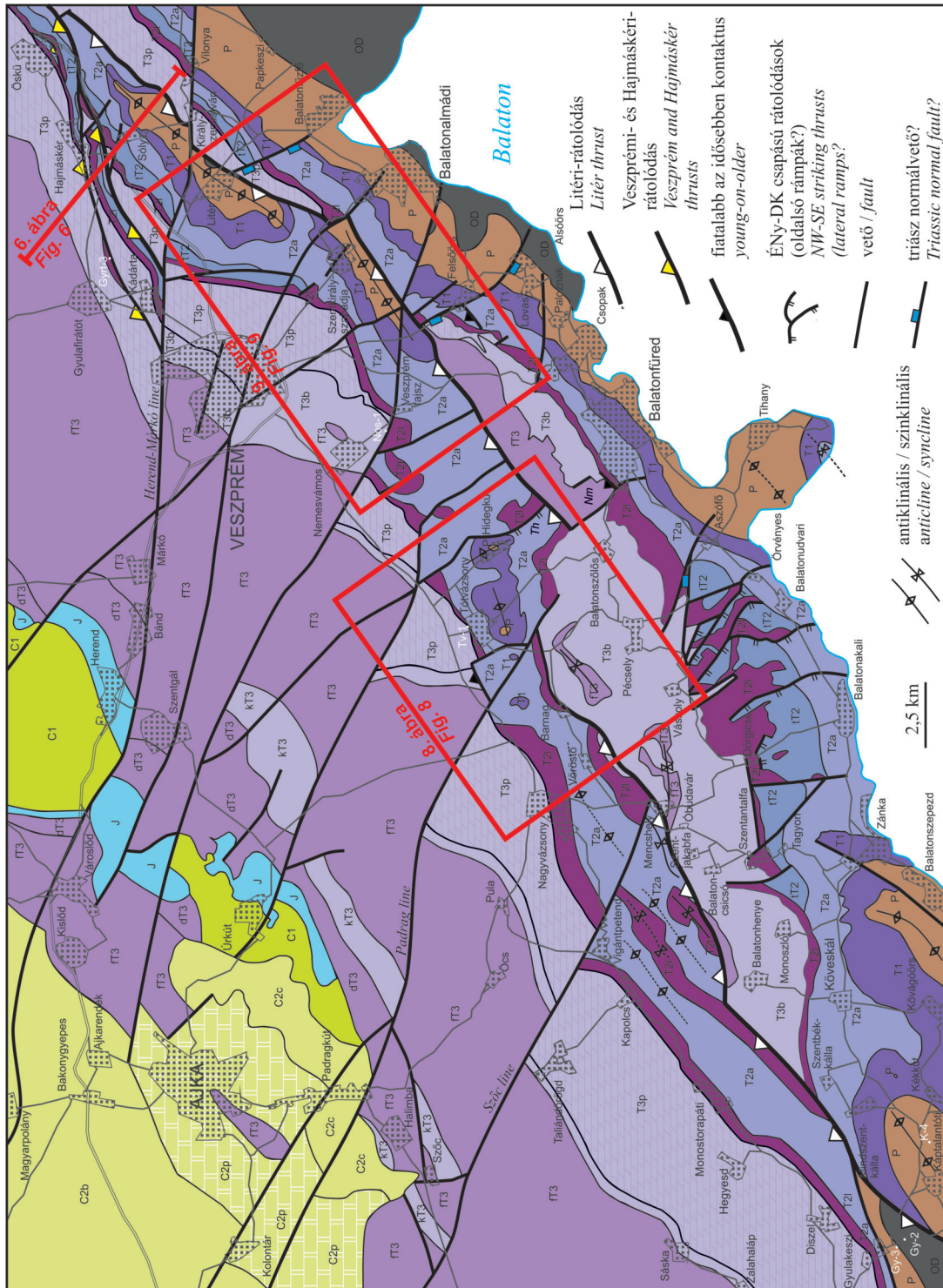
Az alsó triász „werfeni csoport” fölött következő, 500–600 méter vastagságot is elérő, jól rétegzett, többnyire vékonyréteges, sekélytengeri, alsó anisusi karbonátok (Aszó-

fői Dolomit, Iszkahegyi Mészke, 3. ábra: T2a) gyűrődésre hajlamos, inkompetens sorozatot alkotnak a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík teljes csapásában (4. A ábra).

A terület triász rétegsorában az első jelentős laterális fáciesváltozás a középső anisusi (pelsoi) alemeletben jelentkezik, és szerkezeti okokra vezethető vissza (BUDAI & VÖRÖS 2006). A középső anisusi extenziós árkokban és félárkokban a medencekifejlődésű Felsőörsi Mészke rakódott le, míg a normálvetők által kontrollált magaslatokon a Felsőörsi Formációval részben heteropikus, sekélytengeri Tagyoni Formáció képződött (BUDAI et al. 1993, 1999b; BUDAI & HAAS 1997; BUDAI & VÖRÖS 2006). A Tagyoni Formáció (3. ábra: tT2) jelentős mértékben dolomitósodott, akár a 100–150 m vastagságot is elérő, ciklusos platformkarbonátja (HAAS et al. 2014) kompetens kőzettestként viselkedik, míg a jól rétegzett Felsőörsi Mészke és a fölötté települő, felső anisusi (illyr), ladin és legalsó karni képződmények (Vászolyi F., Buchensteini F. és Füredi Mészke, 3. ábra: T2l) inkompetens sorozatot alkotnak (4. B ábra). Itt meg kell jegyeznünk, hogy az alsó anisusi Megyehegyi Dolomit és a középső anisusi Tagyoni F. dolomitósodott kifejlődése a legutóbb publikált földtani térképeken sem került külön ábrázolásra (BUDAI et al. 1999a, 2000) annak ellenére, hogy több megelőző publikációban is megfogalmazódott a mészke–dolomit litológia alárendelt jelentősége a két képződmény litosztratógráfiai elkülönítésében (BUDAI et al. 1993, 1999b; BUDAI & HAAS 1997; VÖRÖS et al. 1997).

Az általunk bemutatott prekainozoos térképen (3. ábra) a Megyehegyi Dolomit különböző szedimentológiai bélyegeket nélkülöző, szubtidális karbonátrámpa rétegsorát összevontuk a fekéjében lévő, rokon kifejlődésű, alsó anisusi sekélytengeri karbonátokkal (3. ábra: T2a), és így elkülönítettük a középső anisusi Tagyoni F. (3. ábra: tT2) jellemzően lofer-ciklusos, platformkarbonát kifejlődésétől azokon a területeken is, ahol az utóbbi nem mészke, hanem dolomit litológiájú. Az elkülönítést a két képződmény közötti eltérő kompetencia is indokolja, ugyanis a vékonyrétegzett, bitumenes, szűkebb értelemben vett Megyehegyi Dolomit kevésbé viselkedik ridegen a Tagyoni Formációt alkotó pados–vastagpados platformkarbonáthoz képest. A Tagyoni F. elterjedése a Balaton-felvidéken a Litéri-rátolódástól D-re lévő pikkely középső – Szentantalfa és Aszófő közötti – részére (Tagyoni-platform), valamint a



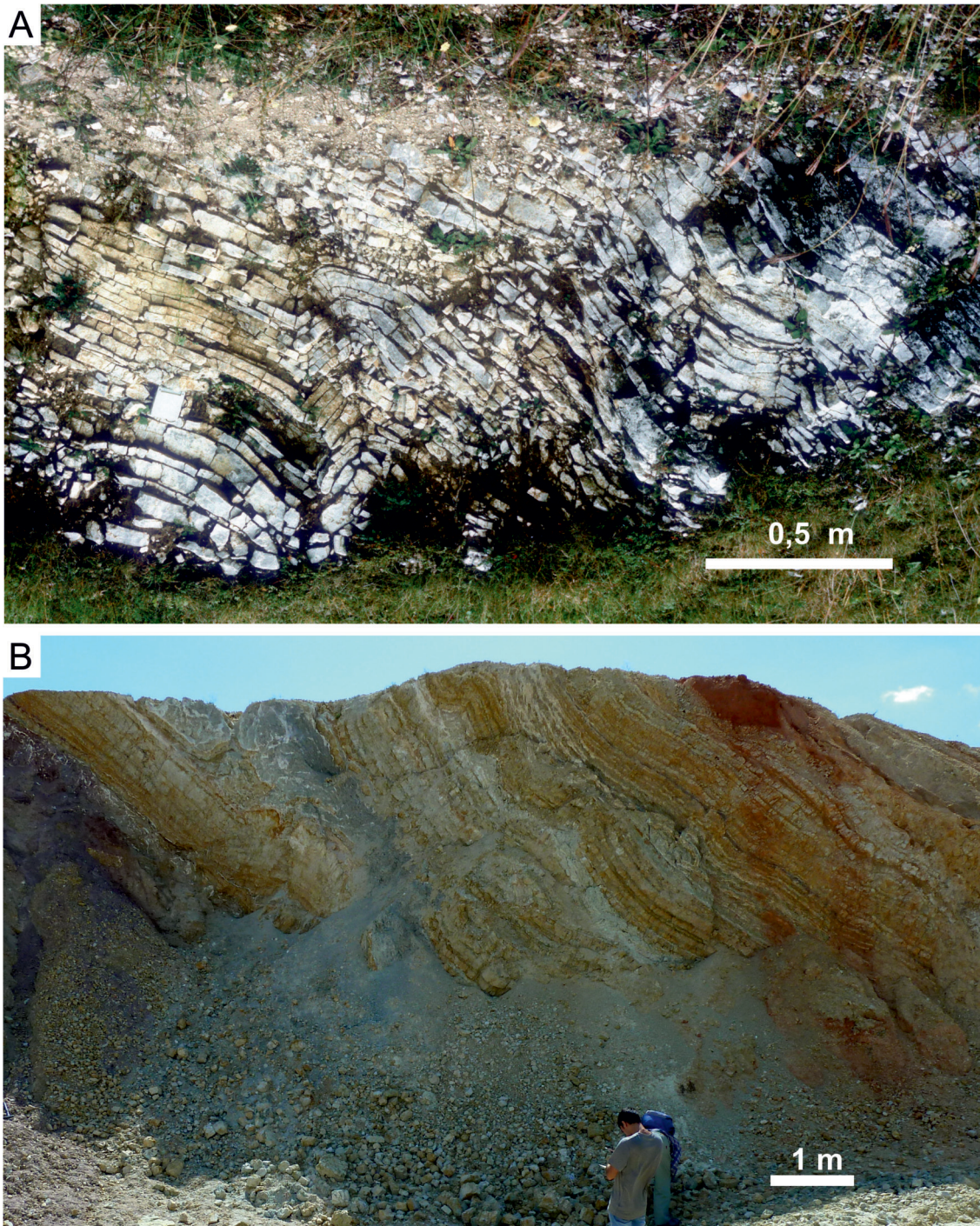


3. ábra. A Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík prekainozoos földtani térképe (BUDAI et al. 1999a, 2000; GYALOG & CSÁSZÁR 1990 térképének felhasználásával).

OD - ordovicium-devon agyagpala; P - felső perm szárazföldi homokkő; T1 - alsó triász sziliciklasztos-karbonátos rámpaösszlet tagolás nélkül; T2a - alsó anisusi sekélytengeri rámpakarbonátok tagolás nélkül; T2b - középső anisusi platformkarbonát; T2c - alsó anisusi - alsó karni medencekarbonátok tagolás nélkül; T3b - karni medencekifejlődésű márga-mészko tagolás nélkül; T3p - karni platformkarbonátok; ft3 - Földolomit; kt3 - Rezi-Kösseni F.; dt3 - Dachsteini Mészko F.; J - jura tagolás nélkül; C1 - alsó kréta tagolás nélkül; C2c - felső kréta szárazulati képződmények; C2b - felső kréta medencekifejlődések; C2p - felső kréta platformkarbonát. Nm - Nagymezői-pikkely; Th - Tormán-hegy. Fúrások: Gyulakeszi Gy-2, -3; Gyulafirátót Gyrt-3; Kékkút K-4; Nemesvámos Nos-1; Tótvázsony Tv-1

**Figure 3.** Pre-Cenozoic geological map of the Balaton Highland and of the Veszprém Plateau (after BUDAI et al. 1999a, 2000; GYALOG & CSÁSZÁR 1990). OD - Ordovician-Devonian slate; P - Upper Permian terrestrial sandstone; T1 - Lower Triassic siliciclastic-carbonate ramp formations; T2a - Lower Anisian ramp carbonates; T2b - Middle Anisian platform carbonate; T2c - Lower Anisian - lowermost Carnian basin carbonates; T3b - Carnian basin marls and carbonates; T3p - Carnian platform carbonates; ft3 - Hauptdolomit Fm; kt3 - Rezi-Kössen Fm; dt3 - Dachstein Limestone Fm; J - Jurassic formations undivided; C1 - Lower Cretaceous formations; C2c - Upper Cretaceous continental deposits; C2b - Upper Cretaceous basin facies; C2p - Upper Cretaceous platform carbonate. Nm - Nagymező nappe, Th - Tormán Hill. Wells: Gyulakeszi Gy-2, -3; Gyulafirátót Gyrt-3; Kékkút K-4; Nemesvámos Nos-1; Tótvázsony Tv-1





**4. ábra.** A triász rendszer inkompetens képződményeinek jellemző feltárásai: A) elnyírt redő alsó anisusi, gyűrt Iszkahegyi Mészköben, Mindszentkállya (fotó: DUDKO A.); B) gyűrt, felső anisusi, medencefáciesű rétegsor (Vászolyi Formáció) a kádártai kőfejtőben

**Figure 4.** Exposure of some incompetent formations of the Triassic system: A) folded layers of the Lower Anisian Iszkahegy Limestone near Mindszentkállya (photo: A. DUDKO); B) folded layers of the basin facies of the Upper Anisian Vászoly Formation in the Kádárta quarry

Veszprémi-fennsíkra jellemző (Kádártai-platform). Egy harmadik platform kisebb részlete is ismert a Litéri-rátoldás északi, rátolt blokkjában Barnagtól É-ra (BUDAI & VÖRÖS 2006). A Tagyoni- és a Kádártai-platform közötti szerkezetiileg kontrollált árok a Felsőörsi-medence (BUDAI et al. 1999b). A középső anisusi extenziót neptuni telérek (BUDAI et al. 2001) és több feltárás léptékű, ÉNy–DK csapású, szin-szediment normálvető is bizonyítja, melyekből ÉK–DNy-i

extenzió becsülhető (CSICSEK 2015, CSICSEK & FODOR 2016, FODOR et al. 2017). A platform–medence határ ÉNy–DK-i csapású, a feltárásokban dokumentált extenziós triász szerkezetekhez hasonlóan.

A triász rétegsoron belül a következő laterális fáciesváltás a felső anisusi–ladin medencekifejlődések (Vászolyi F. és Buchensteini F.) és a velük heteropikus platformkarbonát (Budaörsi Dolomit) között jelentkezik. Elsősorban a Veszp-



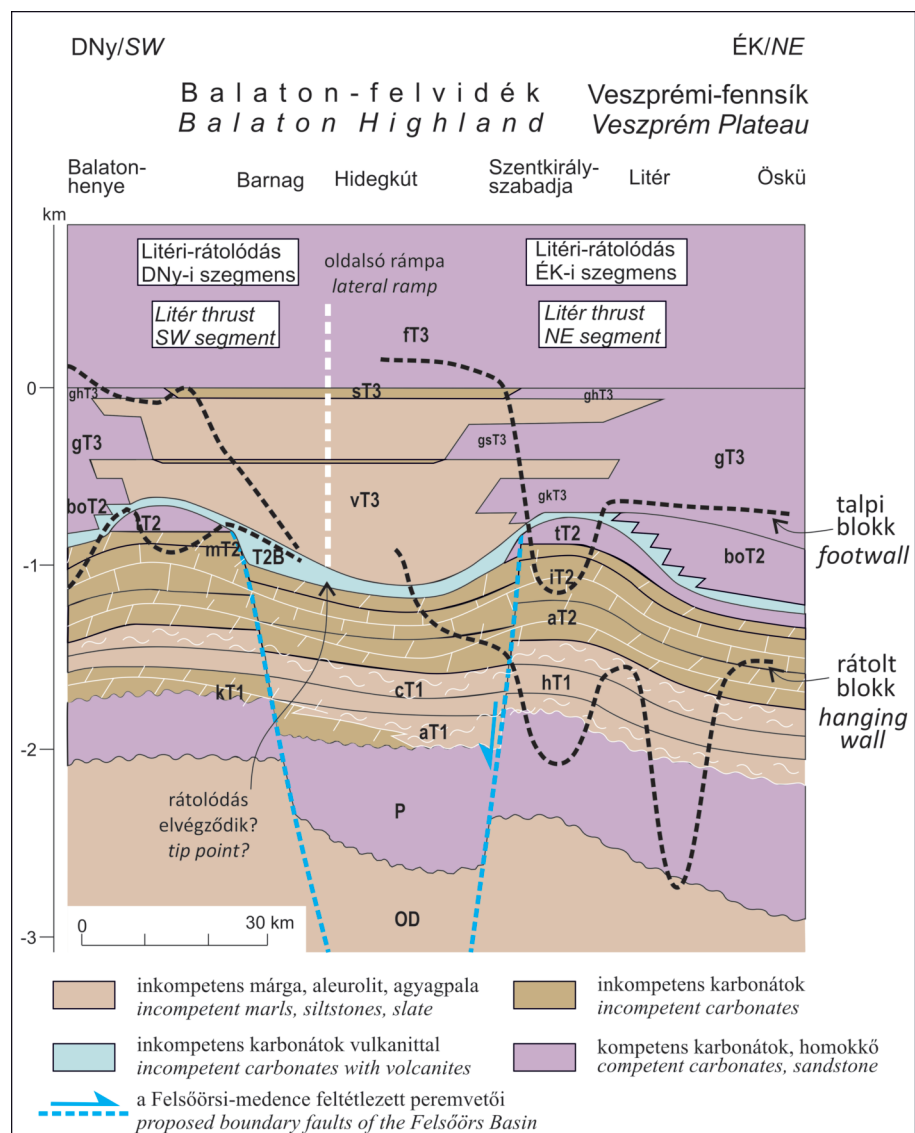
rémi-fennsíkon ékelődnek kompetens dolomittestek az inkompetens medence kifejlődésű rétegsorokba a Keleti-Bakony progradáló platformja felől (BUDAI et al. 2001, BUDAI & VÖRÖS 2006).

Ennél jóval markánsabb laterális fáciesváltás mutatkozik a karni kifejlődések vonatkozásában (2. ábra). A Balaton-felvidékre jellemző medencekifejlődésű, akár 600 m vastagságot is elérő Veszprémi Márga és Sándorhegyi Mész-kő inkompetens rétegsorát (3. ábra: T3b) a Balaton-felvidék É-i részén és a Veszprémi-fennsíkon a vele heteropikus, hasonló vastagságú, kompetens platformkarbonát váltja fel (Gémhegyi Dolomit F., 3. ábra: T3p). A medence és a platform közötti lejtő összefogazódó kifejlődése a Litéri-rátolástól É-ra lévő blokkban Veszprém és Nemesvámos környékén (LACZKÓ 1911, PEREGI 1979, BUDAI et al. 1999b), a Litéri-rátolástól délre pedig Felsőörs és a Nosztori-völgy között nyomozható (LÓCZY 1913, BUDAI 1991, BUDAI & HAAS 1997, BUDAI et al. 2001), ahol a karni medencefáciesű rétegsor három szintjében jelennek meg dolomittestek (2. ábra) a Gémhegyi-platform progradációs ékeiként (HAAS & BUDAI 1999, 2014). Hasonló a platform-medence fácieskapcsolat DNy-on, Balatonhenyénél is (BUDAI et al. 1999b). Az alsó karni medence- és platform-kifejlődések fölött települő, felső triász platformkarbonátok akár 1500–2000 m vastag, kompetens összletét a felső karni – középső nori Fődolomit (3. ábra: ft3) és a rhaeti Dachsteini Mész-kő alkotja (3. ábra: dT3), közöttük a néhány-szor tíz méter vastagságú, inkompetens felső nori – alsó rhaeti Rezi-Kösseni Formáció (3. ábra: kt3) közbetelepülésével (utóbbi két egység a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík felépítésében nem szerepel).

### Módszerek

Jelen feldolgozásunkban azoknak a szerkezeteknek a térképi elemzését tárgyaljuk, amelyek kialakulását és jellegét jelentős mértékben befolyásolhatta a triász rendszert felépítő közettestek egymástól eltérő kompetenciája. A területéről szerkesztett prekainozoos térkép (3. ábra) – méretarányánál fogva – lehetőséget ad

a nagyobb léptékű szerkezetek megfelelő áttekintésre, ugyanakkor az összes litosztratigráfiai egység önálló ábrázolására nem alkalmas. Ezért olyan csoportosítást alkalmaztunk az egymással rokon kifejlődések összevonásánál, amelyek kompetenciája a csoporton belül nem tér el jelentősen, ugyanakkor a szomszédos egységektől nagymértékben különbözik (5. ábra). A kompetencia relatív fogalom, ami a különböző szilárdságú anyagok összehasonlítására szolgál (FOSSEN 2010). Egy kőzet akkor kompetens, ha feszültség hatására lassan deformálódik/torzul más kőzetekhez képest (TWISS & MOORES 2007). A képződmények kompetencia szerinti osztályozásánál az irodalmi adatok (LÓCZY 1917, SZENTES 1949, DUDKO 1991, LINZER & TARI 2012) mellett terepi tapasztalatainkra támaszkodtunk. A kompetencia és ezzel összefüggésben a gyűrődésre való hajlam megmutatkozik a



**5. ábra.** A Litéri-rátolódás rétegtani elvetés diagramja (Balatonhenye és Öskü között). Az ábrán szereplő két görbe mutatja, hogy a Litéri-rátolódás felszíni metszésvonala mentén milyen kompetenciájú képződmények érintkeznek a talpi (felső görbe) és a rátolt blokkban (alsó görbe). A földtani indexek magyarázatát lásd a 2. ábrán

**Figure 5.** Stratigraphic separation diagram of the Litér thrust (between Balatonhenye and Öskü). The two curves on the figure show the along-strike variations of formations characterized by different rheology along the surface cut-off line of the Litér thrust in the hanging wall and footwall, respectively. For explanation of symbols see Fig. 2

feltárásokban: a gyűrődésre hajlamos, inkompetens kőzetek olyan rövid hullámhosszú redőket produkálnak, amelyek feltárásban is észlelhetők (4. ábra). Ezzel szemben a kompetens kőzetek, például a platformkarbonátok sokkal nagyobb hullámhosszú gyűrődést szenvednek, ami feltárás léptékben csak a rétegek egységes kibillenésében nyilvánul meg. Az 5. ábrán a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík rétegsorát kompetencia szerint csoportosítottuk. A reológiai csoportosításhoz négy kategóriát állítottunk fel, a mereven viselkedő (kompetens) kőzetektől a gyűrődésre hajlamos (inkompetens) karbonát- és finomszemcsés sziliciklasztit kőzettípusokon át a tektonikai szempontból leginkább mobilis, mállott vulkanitokat tartalmazó karbonátokig.

A terület legfontosabb kompressziós szerkezete a Litéri-rátolódás, melynek elkészítettük a rétegtani elvetés diagramját (*stratigraphic separation diagram*) WOODWARD (1987) alapján (5. ábra). A rátolódás mértékét illusztráló „ugrómagassági” diagramot a Litéri-rátolódás ÉK-i szakaszára korábban ERDÉLYI-FAZEKAS (1943) is szerkesztett. Az 5. ábrán két görbe mutatja, hogy a Litéri-rátolódás felszíni metszsvonala mentén milyen képződmények érintkeznek a talpi (felső görbe) és a rátolt blokkban (alsó görbe). A diagram alapján jól kirajzolódik, hogy hogyan változik csapás mentén a rétegtani elvetés a rátolódás két végpontja közt.

### A meghatározó szerkezetek jellemzése

Ebben a fejezetben a Balaton-felvidék legfontosabb térképi léptékű szerkezeteit írjuk le DNy-ről ÉK-felé haladva (3. ábra).

A Balaton-felvidék felépítését meghatározó legfontosabb szerkezeti elem a Litéri-rátolódás, amely mentén a paleozoos-triász képződmények szerkezetileg ismétlődnek. A Litéri-rátolódást már a terület úttörő térképezői is felismerték (BÖCKH 1872: 33), a rátolódás részletes jellemzésével (rétegtani elvetés- és csapásváltozások) és az azt kísérő szerkezetek elemzésével később több szerző is foglalkozott (LACZKÓ 1911; id. LÓCZY 1913; ifj. LÓCZY 1917, 1937; ERDÉLYI-FAZEKAS 1943; TELEKI 1939, 1941a, b; BUDAI 1991; BUDAI & CSILLAG 1998), ezek összefoglalása megtalálható DUDKO (1991, 1996; BUDAI et al. 1999b) munkáiban. A DDK-i vergenciájú Litéri-rátolódás NyDNy-KÉK-i csapásban végigkövethető a Balaton-felvidéken és a Veszprémi-fennsíkon. A 3. ábra földtani térképén látható, hogy a rátolódás két szakaszból, egy DNy-i és egy ÉK-i szegmensből áll.

#### A Litéri-rátolódás DNy-i szegmense

A Litéri-rátolódás DNy-i szegmense DNy-on Gyulakeszi és Káptalan-tóti között kerül felszínközébe, pozíciója az uránkutató fúrások alapján viszonylag jól rögzíthető (CSÁSZÁR et al. 1978, FÜLÖP 1990). Ezen a szakaszon variszkuszi metamorfitek képezik a rátolódás rátolt blokkját a Gyulakeszi Gy-2 fúrás alapján. Ettől ÉK felé – Mindszentkállya és Szentbékállya között – néhány kilométernyi fedett szakaszon csak kisebb foltokban bukkan felszínre az alaphegy-

ség, ezért a szerkezet megítélése itt bizonytalan. Balatonhenyétől kezdődően ÉK felé azonban a Litéri-rátolódás DNy-i szegmense folyamatosan követhető a felszínen egészen Barnagig. Ezen a szakaszon többnyire középső triász, inkompetens képződmények tolódtak karni medencefácius képződményekre (3. és 5. ábra). Balatonhenye és Mencshely között a rátolódás rátolt blokkjában a középső triász képződmények pár száz méter hullámhosszú szinklinálisba gyűrődtek a rátolódás mentén (CSILLAG 1991, BUDAI et al. 1999a). Ettől ÉNy-ra további redők rajzolódnak ki: az antiklinálisok magját alsó anisusi karbonátrámpa-kifejlődésű (T2a), a szinklinálisok magját pedig középső triász, medencekifejlődésű rétegsor (T21) alkotja (3. ábra). Ezek az antiklinális-szinklinális párok a Szőci-szerkezetig nyomon követhetők. Ezt az ÉNy-DK csapású szerkezetet a Bakonyt és a Balaton-felvidéket keresztező, miocén jobbos eltolódások egyikeként tartja számon a szakirodalom (MÉSZÁROS 1983a, BUDAI et al. 1999b), noha a Szőci-vonal nem diszlokálja a Litéri-rátolódást. A Szőci-szerkezet ÉK-i blokkjában egy több kilométer hullámhosszú antiklinális rajzolódik ki a Litéri-rátolódás rátolt blokkjában, magjában alsó anisusi, karbonátrámpa-kifejlődésű képződményekkel (T2a). Barnagtól keletre a Litéri-rátolódás amplitúdója minimális (5. ábra), a rosszul feltárt terület kibúvási akár egy folyamatos, monoklinálisan DK-felé dőlő rétegsorként is értelmezhető (CSILLAG 1991, BUDAI & CSILLAG 1998).

#### Haránt irányú szerkezetek a Balaton-felvidék középső részén

A Litéri-rátolódás DNy-i szegmense Barnagtól keletre elvégződik (3. és 5. ábra). Ettől a vetővégponttól DK-re, a balatonfüredi Nagymezőstől kezdve térképezhető a Litéri-rátolódás ÉK-i szegmense – kisebb megszakításokkal – egészen Ösküig, a Várpalotai-medence D-i pereméig (3. ábra). A két szegmens közti ellépéshez számos szerkezet kapcsolódik. Ebbe a zónába fut bele az ÉNy-DK-i csapású Padragi-vonal, amelyet a Szőci-vonalhoz hasonlóan miocén jobbos eltolódásként értelmezték a korábbi munkák (MÉSZÁROS 1983a, b; BUDAI et al. 1999b; FODOR et al. 2005). A térképi rajzolat szerint (3. ábra) a Padragi-szerkezet diszlokálja a Litéri-rátolódást a Pécselyi-medence ÉK-i peremén, ahol utóbbi jobbos elmozdulást szenved, miközben rétegtani amplitúdója „eltűnik”. A Litéri-rátolódás talpi blokkját felépítő, perm – középső triász rétegsort azonban nem veti el a Padragi-szerkezet. A Litéri-rátolódást kísérő antiklinálisoknak a csapása és az amplitúdója egyaránt megváltozik a Padragi-vonalat átlépve. A rátolt blokkban megjelenő antiklinálisok tengelyirányai Hidegkút környékén fokozatosan elfordulnak, és a redőtengelyek ÉNy-DK-i csapást vesznek fel (BUDAI et al. 1999b). Ezeket az ÉNy-DK csapású redőket ÉK felől az ÉK-i vergenciájú Tormánhegyi-rátolódás határozza meg, mely mentén középső triász képződmények tolódtak egymásra (3. ábra). A Padragi-szerkezethez annak ÉK-i oldala mentén két szakaszon is csatlakozik „fiatalabb az idősen” jellegű („*young on older*”) szerkezeti kontaktus pár kilométer hosszan, ahol a felső szerkezeti helyzetben lévő



egységet Fődolomit, míg az alsó egységet karni és középső triász képződmények alkotják. Ezek közül a jelentősebb, és több korábbi szerző (id. LÓCZY 1913; ifj. LÓCZY 1917, 1937; MÉSZÁROS 1983a; BUDAI et al. 1999b; FODOR et al. 2005) által is elemzett szerkezet a balatonfüredi Nagymezői-pikkely (3. ábra: Nm). A Padragi-szerkezet mentén Tót-vázsonytól Ny-ra is megjelenik „young-on-older” szerkezet (3. ábra).

A Padragi-szerkezettől délre – Szentantalfa és Aszófő között – a Dörgicsei-szerkezet zavarja meg a triász képződmények hosszanti, DNy–ÉK-i csapású, ún. „pásztás” elrendeződését (3. ábra). A Dörgicsei-szerkezet középső triász képződményekből felépülő vonulatában ÉÉNy–DDK-i tengelyirányú, viszonylag rövid hullámhosszú redők alakultak ki (BUDAI 1988, BUDAI & CSILLAG 1998). A redőkhöz kapcsolódó ÉÉNy–DDK csapású vetőket keleties vergenciájú, kis rétegtani amplitúdójú feltolódásként értelmezték a korábbi szerzők (BUDAI 1988, BUDAI & CSILLAG 1998, BUDAI et al. 1999b). Figyelemre méltó, hogy a pikkelyekből felépülő, jellegzetes szerkezet a Balaton-felvidéknek éppen azon a szakaszán alakult ki (3. ábra), ahol a kompetens, középső anisusi platformkarbonát (Tagyoni F.) heteropikusan helyettesíti az inkompetens medencekifejlődést (Felsőörsi F.).

#### A Litéri-rátolódás ÉK-i szegmense

A Litéri-rátolódás ÉK-i szegmense mentén változatos képződmények érintkeznek egymással. A szegmens DNy-i szakaszán – Balatonfüred és Felsőörs között – a kompetens Fődolomitra alsó anisusi, inkompetens rétegsor tolódt, a kontaktus a felszínen jól követhető (3. és 5. ábra). Ettől ÉK felé egyre idősebb képződmények között halad a rátolódás: a Litér és Sóly közötti szakaszon a D-i blokk karni dolomit-

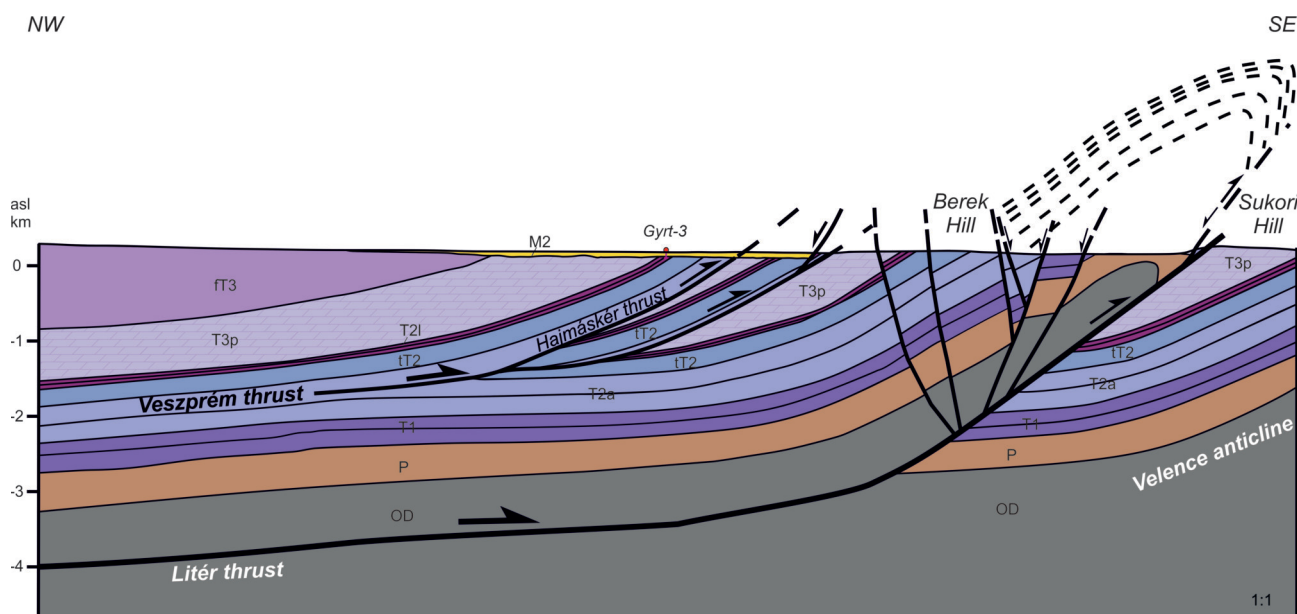
jára felső perm homokkő tolódt, sőt Litér környékén a variszkuszi aljzat is kibukkan a perm homokkő alól a rátolt blokkban (5. ábra). Ezen a szakaszon DK-i szárnyukon átbuktatott antiklinálisok nyomozhatók a Litéri-rátolódás rátolt blokkjában (3. és 6. ábra). CSICSEK (2015) értelmezése szerint a Litéri-rátolódás rátolt blokkjában megjelenő antiklinális felfogható egy olyan vetőharapódzási redőnek (*fault-propagation fold*), amelynek a frontális szárnyát néhol egy másodlagos, meredek rátolódás metszi át (*high-angle breakthrough thrust*) (SUPPE & MEDWEDEFF 1990). A vetőharapódzási redő tengelye a Veszprémi-fennsík ÉNy-i részén NyDNy-i, míg annak középső és keleti részén KÉK-i dőlésű (*doubly plunging anticline*) (TWISS & MOORES 2007).

A Litéri-rátolódás talpi blokkja a Velencei-antiklinális (1. ábra) ÉNy-i szárnyán helyezkedik el, így annak kibillent helyzete a Velencei-antiklinális hatásának tulajdonítható, amelynek magjában a variszkuszi aljzat végig nyomozható a Balaton mentén (6. ábra). A Velencei-antiklinális TARI (1994) szerint egy nagy, ÉNy-i vergenciájú, aljzati rátolódás felett alakult ki.

#### A Veszprémi- és Hajmáskéri-rátolódás

A Litéri-rátolódást tőle ÉNy-ra egy vele hasonló jellegű és vergenciájú, de valamivel kisebb rétegtani amplitúdójú rátolódás kíséri a Veszprémi-fennsíkon (LACZKÓ 1911). A szerkezet rátolódás jellege Kádárta és Hajmáskér között tapasztalható egyértelműen (6. ábra), ahol a kompetens, alsó karni Kádártai Dolomitra (Gémhegyi Formáció, T3p) alsó anisusi karbonátrámpa (T2a) illetve felső anisusi–ladin, medencekifejlődésű (T2l), inkompetens közzettetek tolódtak (6. ábra).

A Veszprémi-rátolódástól ÉNy-ra, egy vele nagyjából



6. ábra. A Litéri-rátolódás, az azt kísérő átbuktatott boltozat és a Veszprémi-rátolódás a vilonyai Sukori-hegy és a hajmáskéri Berek-hegy földtani szelvényében (CSICSEK 2015 nyomán). Jelmagyarázat és a szelvény nyomvonala a 3. ábrán. M2 - szarmata üledékek

Figure 6. The Litér thrust, the linking overturned anticline and the Veszprém thrust along the geological profile between the Sukori Hill at Vilonya and the Berek Hill at Hajmáskér (after CSICSEK 2015). For symbols and position of the profile see Fig. 3. M2 - Sarmatian deposits

párhuzamos, javarészt neogén üledékekkel fedett, kompressziós szerkezet, a Hajmáskéri-rátolódás található, mely mentén – a Veszprémi-rátolódáshoz hasonlóan – az alsó anisusi Iszkahegyi Mészke (iT2/T2a) tolódik az alsó karni Kádártai Dolomitra (3. *ábra*) (CSICSEK 2015, CSICSEK & FODOR 2016). A rátolódás Hajmáskértől DK-re bukkan a felszínre, Ny felé a Gyulafirátót Gyrt–3 fúrás alapján szerkeszthető ki felszín alatti lefutása. A Veszprémi-rátolódás lenyeseése az Iszkahegyi Mészke felső részén található (6. *ábra*), és ebből a lenyeseésből ágazik ki a Hajmáskéri-rátolódás is.

A Hajmáskéri-rátolódás Öskü és Hajmáskér között csatlakozik a Veszprémi-rátolódásra (CSICSEK 2015). A Veszprémi- és a Litéri-rátolódás Ny-ról K felé konvergál egymáshoz (3. *ábra*), és Öskünél a Veszprémi-rátolódás csatlakozik a Litéri-rátolódáshoz (CSICSEK 2015).

A Veszprémi- és a Hajmáskéri-rátolódás – hasonlóan a Litéri-rátolódáshoz – az eoalpi orognezis során ÉNy–DK-i összenyomás hatására jött létre (BUDAI et al. 1999b). Az eoalpi összenyomás irányait alapul véve a Veszprémi- és a Hajmáskéri-rátolódás K–Ny-i csapású szakaszai ferde rámpák lehetnek, míg a Litéri-rátolódással párhuzamos szakaszai frontális rámpákként értelmezhetők (CSICSEK 2015).

LACZKÓ (1911: 30) szerint a „veszprémi-törés” csapása Kádártánál megtörik, Veszprémen belül az É-i pikkelyt alkotó karni márga és a D-i pikkelyt alkotó Földolomit szerkezeti határát alkotja, majd innen Ny felé a Séd völgyében halad Márkó irányába. Lényegében ugyanez a szerkezeti kép jelenik meg LÓCZY (1920) földtani térképén, valamint a Bakony részletes földtani térképezése során megjelent munkákban is (PEREGI 1979; PEREGI & RAINCSÁK 1980, 1983; GYALOG & CSÁSZÁR 1990). Kádártától Ny-ra a Veszprémi-rátolódás jellegének korábbi szerzők többsége által képviselt értelmezése azonban vitatható, amit a felső triász dolomitok téves rétegtani besorolásával magyarázhatunk. Veszprémbe ugyanis a karni medencekifejlődésű rétegsor (T3b) fekéjében lévő dolomit az alsó karni platformhoz (T3p) és nem a Földolomithoz tartozik, tehát települési és nem szerkezeti határ van a két képződmény között (3. *ábra*). DUDKO modelljében (DUDKO 1991, 1996; BUDAI et al. 1999b) a Veszprémi-vonal Kádártától DNy-ra bizonytalan, Veszprémtől DNy felé pedig „fiatalabb az idősön” („*young-older*”) szerkezetként jelenik meg, amely mentén az É-i pikkely „Földolomitja” áttolt helyzetben érintkezik a D-i pikkely idősebb képződményeivel, nagyjából a Veszprém–Tapolca közötti műút mentén. Ez a szerkezeti modell sem veszi figyelembe azonban a karni platformdolomit térhódítását a heteropikus, medencekifejlődésű képződmények rovására a Déli-Bakony területén (2. *ábra*). A térképezési tapasztalatok és a területen mélyült fúrások (Tótvázsony Tv–1, Nemesvámos Nos–1 stb.) szerint ugyanis a ladin, medencekifejlődésű rétegsor fölött alsó karni dolomit következik folyamatosan, települt helyzetben (BUDAI et al. 1999a, b), és nem a korábbi térképeken tektonikus kontaktussal ábrázolt, fiatalabb Földolomit (3. *ábra*). Megjegyzendő, hogy a Sándorhegyi Mészke a Déli-Bakony azon területein is kifejlődött, ahol egyébként a teljes alsó karni rétegsort dolomit alkotja, például Tótvázsony környékén (BUDAI & CSILLAG 1998)

vagy Sáskán (PEREGI & BENCE 1987, BENCE & PEREGI 1988).

Ezek után felmerül a kérdés, hogy Kádártától Ny-ra egyáltalán megvan-e, és ha igen, akkor merre folytatódik a Veszprémi-rátolódás. Erre a kérdésre a CSICSEK (2015), CSICSEK & FODOR (2016) és FODOR et al. (2017) által ismertett szerkezeti modell nyújt megoldást. Ebben fontos szerepe van a Herend–márkói-eltolódásnak, amely a Bakony és a Balaton-felvidék területéről ismert, ún. haránt jobbos eltolódások egyike (MÉSZÁROS 1983a, b, 1985; TARI 1991; BUDAI et al. 1999b; FODOR et al. 2002; LINZER & TARI 2012). A modell szerint a Veszprémi- és a Hajmáskéri-rátolódás csupán a Herend–márkói-vetőtől ÉK-re létezik, és a rátolódások elvetése az eltolódás menti jobbos elmozdulásban oldódik fel. Ez alapján a Herend–márkói-eltolódás a kréta eoalpi deformáció során alakult ki mint gyűrődéssel egyidős eltolódás (*tear-fault*) (CSICSEK 2015, CSICSEK & FODOR 2016, FODOR et al. 2017, TARI 1994, LINZER & TARI 2012), szemben a korábbi értelmezésekkel, amelyek a jobbos eltolódások miocén korát hangsúlyozták (MÉSZÁROS 1983a, b, 1985; TARI 1991; KÓKAY 1996; BUDAI et al. 1999b).

### A triász medence-geometria hatása a kréta gyűrődésre

A Balaton-felvidéken a hosszanti rátolódások mellett több harántszerkezet is megfigyelhető, például a Dörgicsei szerkezet, valamint a Litéri-rátolódás két szegmensét összekötő zónában lévő, ÉNy–DK-i csapású redők és a kapcsolódó Tormánhegyi-rátolódás. A Veszprémi- és a Hajmáskéri-rátolódás csapása is több helyen jelentősen eltér a hosszanti szerkezetek ÉK–DNy-i csapásától. Ezekről a szerkezetekről az előző fejezetben adtunk rövid leírást.

A harántirányú szerkezetek kialakulására több magyarázat is született. Egyes szerzők feltételezik, hogy a hosszanti rátolódásokat kialakító, ÉNy–DK-i összenyomás mellett létezett egy ÉK–DNy-i összenyomással jellemezhető feszültségmező is, amely a haránt irányú szerkezetek kialakulásáért felelős (DUDKO 1991, 1996; TARI 1994; TARI & HORVÁTH 2010), így a bonyolult redőgeometria kétfázisú gyűrődéssel magyarázható. Ugyanakkor DUDKO (1991, 1996) és FODOR et al. (2005) annak a lehetőségét sem zárta ki, hogy egyes haránt irányú szerkezetek hosszanti irányú rátolódások „meghajlásával”, rotációjával alakultak ki. Némiképp eltérő értelmezés bontakozik ki CSICSEK (2015), CSICSEK & FODOR (2016) és FODOR et al. (2017) munkáiban, mely szerint a Balaton-felvidék K–Ny-i és ÉNy–DK-i csapású kompressziós szerkezetei egyidősek a területet uraló, KÉK–NyDNy-i csapású rátolódásokkal, és az ÉÉNy–DDK-i irányú összenyomással párhuzamos, illetve ferde csapású szerkezetek oldalsó, illetve ferde rámpákként értelmezhetők. A nemzetközi szakirodalom alapján a gyűrűt–pikkelyes övekben jelentkező harántszerkezetek kialakulása gyakran a gyűrődést megelőző medence-geometriából öröklődik át (hivatkozásokat lásd a Bevezetésben). A triász medencegeometria és a kréta kompressziós szerkezetek viszonyát a

Balaton-felvidék esetében részleteiben eddig nem vagy csak érintőlegesen vizsgálták (FODOR et al. 2017), így a következőkben ezt a témát járjuk körül.

### Triász platform–medence elrendeződés

A középső triász képződmények laterális fáciesváltozását a Balaton-felvidéken alapvetően a Felsőörsi-medence határozza meg (BUDAI & VÖRÖS 2006), amely egy ÉNy–DK-i csapású, középső triász, szinszediment extenziós árok. A Felsőörsi-medence választja el a Tagyoni- és Barnagi-platfómtól a Kádártai-platfómtól (7. A ábra). A Felsőörsi-medencét határoló, triász normálvetők kijelölése nem egyértelmű. Potenciális térképi léptékű, triász normálvető lehet a 3. ábrán is jelölt két vető Alsóörs és Balatonfüzfő környékén, a Felsőörsi-medence ÉK-i peremén. Mindkét szerkezet ÉNy–DK-i csapású, látszólagos balos elvetést mutatnak, és mindkét vetőt elmettzi a Litéri-rátolódás. A Dörgicsei-szerkezetet ÉK felé a Pécsely–Aszófő közötti vető zárja le, amely véleményünk szerint a Felsőörsi-medence DNy-i peremvetője lehet a Tagyoni-platfó és a Felsőörsi-medence határán (BUDAI & VÖRÖS 2006).

A középső triász extenziós tektonika befejeződésével a poszt-rift süllyedés és az euszatikus tengerszintváltozások kontrollálták a terület ladin és a karni medence-geometriát (7. ábra), így az anisusi medence-geometria csak részben öröklődött át a triász későbbi szakaszaira. A ladin és a karni platform–medence átmenet – az ismétlődő platform-progradáció és -visszahúzódás ellenére – többnyire követi a Felsőörsi-medence ÉK-i peremét, a felső anisusi – ladin Budaörsi- és az alsó karni Gémhegyi-platfó a középső anisusi Kádártai-platfó fölött jött létre (7. ábra). Más a helyzet a Felsőörsi-medence DNy-i peremén: a Tagyoni- és a Barnagi-platfó megfulladását követően mindenütt medencefáciesű képződmények képviselik a ladin emeletet a Balaton-felvidék középső részén (7. B ábra) (BUDAI et al. 1999b). A Déli-Bakony felől történő platform-progradáció nyomán a medencekifejlődésű képződmények mellett platformkarbonátok is megjelennek a Balaton-felvidék középső részének karni rétegsorában. A Litéri-rátolódás DNy-i szegmensének talpi blokkjában a karni képződményeket vastag, in-

→ 7. ábra. A középső és késő triász platform–medence-geometria hatása a kréta rátolódások lefutására.

A) Középső anisusi rekonstrukció: a Litéri-rátolódás csapásváltása és szegmentálódása egybeesik a középső anisusi Tagyoni-platfó ÉK-i elvégződésével. Megjegyzés: Litéri-rátolódás talpi blokkjának ÉNy-i sávjában a középső triász fedett helyzetben van (kérdőjellel jelölve), a Tagyoni-platfó É-i peremének lefutása bizonytalan. B) Ladin rekonstrukció: a Veszprémi- és a Hajmáskéri-rátolódás a medence–platform átmenet mentén ágazik ki a Litéri-rátolódásból. C) Karni rekonstrukció: a Litéri-rátolódás DNy-i szegmensét a platform–medence átmenet lokalizálhatta. Megjegyzés: a Litéri-rátolódás rátolt blokkjának DK-i sávjában a karni lepusztult (kérdőjelekkel jelölve).

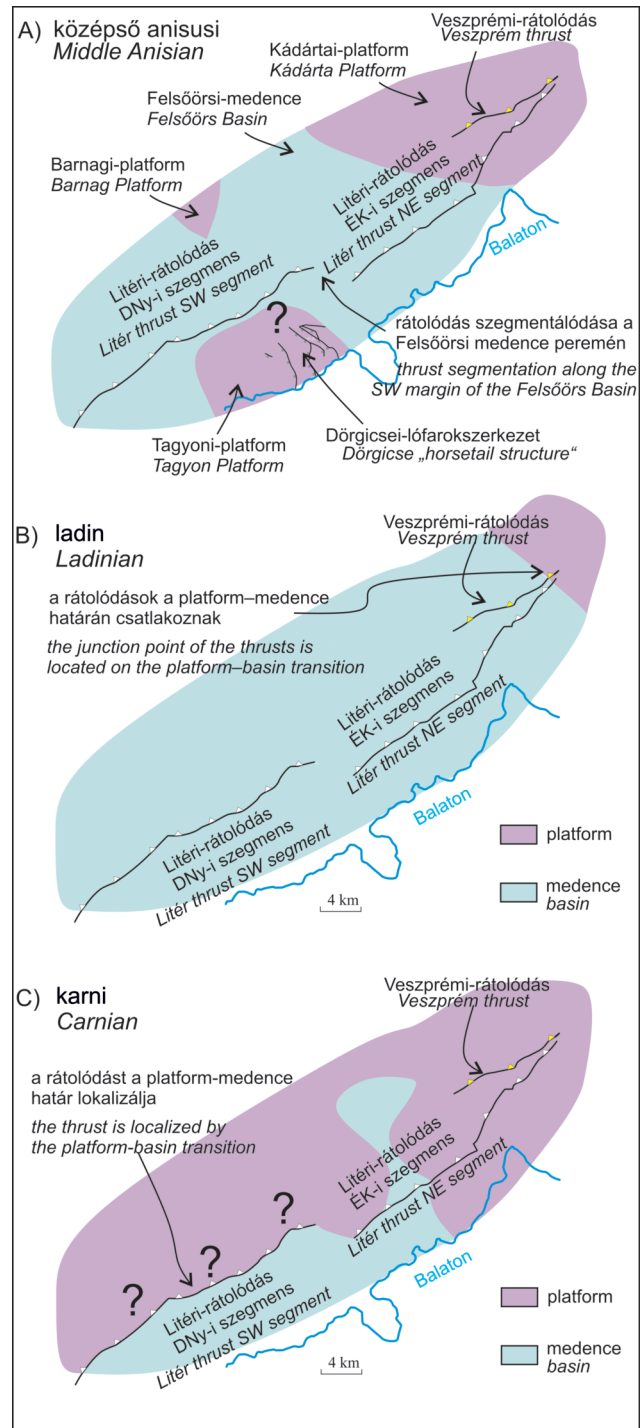
→ **Figure 7.** Effect of the Middle and Late Triassic basin–platform configuration on the Cretaceous thrusting.

A) Configuration of basins and platforms for the Middle Anisian: the segmentation of the Litér thrust and the formation of the connecting lateral ramp took place close to the NE termination of the Tagyon Platform. Note, the Middle Triassic is covered in the footwall of the Litér thrust (marked by question mark) the position of the northern margin of the Tagyon Platform is uncertain. B) Configuration of basins and platforms for the Ladinian: the junction point of the Veszprém and the Litér thrust is located in the zone of Ladinian basin and platform transition. C) Configuration of basins and platforms for the Carnian: the SW segment of the Litér thrust is localized along the Carnian platform margin. Note, the Carnian eroded on the proximal hanging wall of the Litér thrust (marked by question marks).

kompetens, medencekifejlődésű rétegsor építi fel, míg a rátolt blokkban kompetens platformkarbonátok képviselik a karni emeletet. Lehetségesnek véljük, hogy a Litéri-rátolódás DNy-i szegmensének frontális rámpaszakaszát a karni platform–medence átmenete lokalizálta (7. C ábra).

### A Litéri-rátolódás szegmentálódása a Felsőörsi-medence DNy-i pereme mentén

A Litéri-rátolódás két szegmense közti ellépést a korábbi munkák a Padragi-vonal menti, jobbos elvetéssel magyarázták (DUDKO 1991, 1996; FODOR et al. 2005). A DUDKO

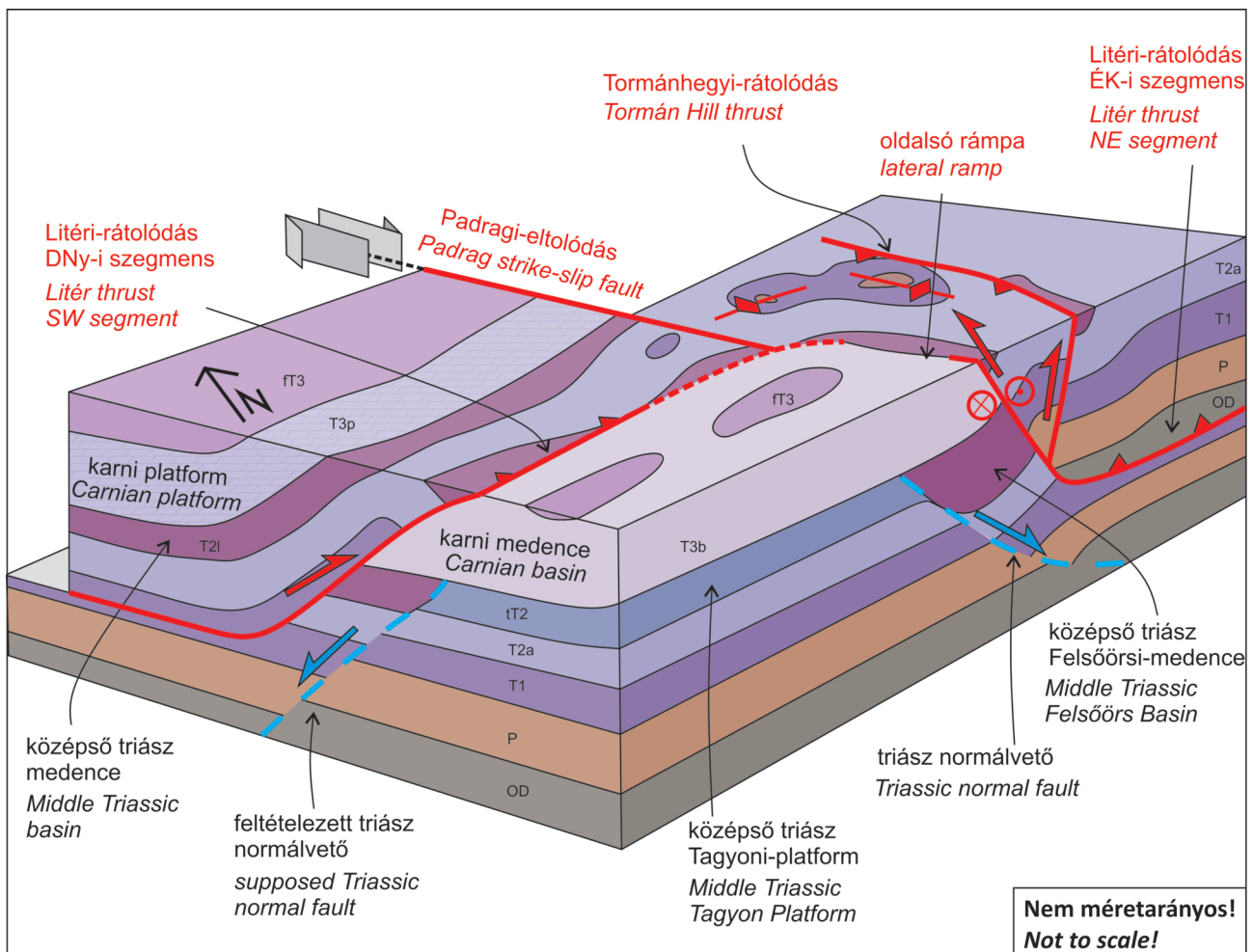




(1991, 1996) és FODOR et al. (2005) által felvázolt modellek egyaránt feltételezik, hogy a Litéri-rátolódás eleinte folytonos, egyenes csapású volt, és a rátolódás szegmentálódása, valamint a két szegmens között létrejövő, ferde (ÉNY–DK-i) csapású redők kialakulása a Padragi-vonal menti, miocén elvonszolás következménye. FODOR et al. (2005) a Nagymezői-pikkelyt *young-on-older* szerkezetként, a gyűrődés utáni laposzógú rátolódásként értelmezte. FODOR et al. (2005) értelmezése szerint a Padragi-szerkezet menti, jobbos elmozdulás a Nagymezői-pikkely rátolódásában oldódott fel – ez a modell elegánsan magyarázza, hogy a Padragi-vonal miért nem veti el a perm – középső triász rétegsort a Nagymezői-pikkelytől délre.

A Litéri-rátolódást kísérő antiklinálisok amplitúdója számottevően változik a Padragi-szerkezet két oldalán: a Padragi-vonal DNy-i oldalán középső és alsó triász tárul fel az antiklinális magjában, míg a vető ÉK-i oldalán a perm is felszínre bukkan (3. ábra). Ebből az a következtetés vonható le, hogy a Litéri-rátolódás mentén tapasztalható, eltérő mér-

tékű gyűrődés a Padragi-szerkezet mentén oldódik fel. Tehát a Padragi-vonal a kréta gyűrődéssel egy időben működhetett egyfajta harántszerkezetként (*tear fault, lateral ramp*), a Herend-márkói-szerkezethez hasonlóan. Itt teszünk említést a Szőci-vonalról, amely mentén szintén jelentősen változik a redőgeometria a Litéri-rátolódás rátolt blokkjában, miközben a Szőci-szerkezet nem diszlokálja a Litéri-rátolódást (3. ábra). Ennek a szerkezetnek az esetében is felmerül tehát a kréta gyűrődéssel egyidős korbesorolás, hasonlóan LINZER & TARI (2012) értelmezéséhez. Visszatérve a Padragi-szerkezethez, véleményünk szerint a Litéri-rátolódás szegmentálódása már a krétában megtörtént, sőt azt sem tartjuk kizártnak, hogy a rátolódás két szegmensét összekötő zóna – ahol a kapcsolódó redők tengelyirányai lokálisan ÉNy–DK csapást vesznek fel – már az összenyomós deformáció kezdetén egyfajta oldalsó rámpaként (*lateral ramp*) működött (8. ábra). Ebben az esetben a két szegmens közötti el-lépés egy jelentős hányada már a kréta rövidülés kezdetén létezett, és nem utólagos (miocén) eltolódás következmé-



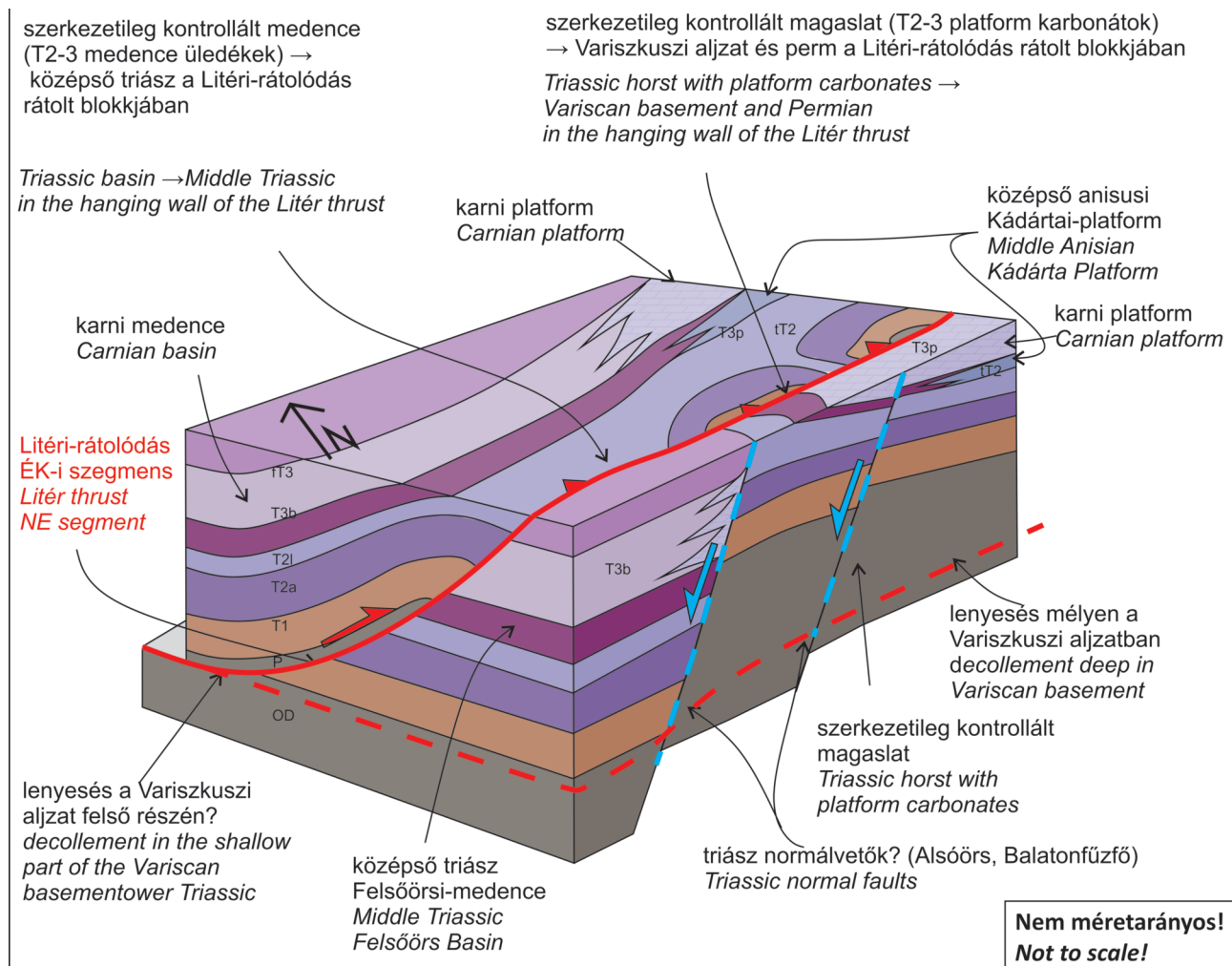
8. ábra. A Litéri-rátolódás szegmentálódását mutató blokkmodell. A két szegmenst összekötő oldalsó rámpa a Tagyoni-platform és a Felsőörsi-medence határával párhuzamosan alakult ki. A modell helyzete és a jelmagyarázat a 3. ábrán látható

Figure 8. 3D modell showing the relationship between the position of the Tagyon Platform and the segmentation of the Litér thrust. The lateral ramp of the Litér thrust is located close to the northeastern termination of the Middle Anisian Tagyon Platform. For the location of the block model and the legend see Fig. 3

nye. A középső triász medence-geometriát tekintve figyelemre méltó egybeesés, hogy a Litéri-rátolódást kettévágó oldalsó rámpa a Felsőörsi-medence DNy-i részén alakult ki, és a harántszerkezet párhuzamosan fut a középső anisusi Tagyoni-platform és a Felsőörsi-medence határával (7. A és 8. ábra) (BUDAI & VÖRÖS 2006, BUDAI et al. 1999b). Véleményünk szerint a Litéri-rátolódás két szegmensét összekötő harántszerkezetet a középső triász platform–medence átmenet lokalizálta. Fontos megemlíteni, hogy vázolt modellünk nem ad magyarázatot a Padragi-szerkezet menti *young-on-older* szerkezetek létrejöttére. Úgy gondoljuk azonban, hogy ezek a szerkezetek nem feltétlenül kompressziós eredetűek, mint ahogy azt DUDKO (1991, 1996) és FODOR et al. (2005) feltételezi, és érdemes lenne azt a lehetőséget is vizsgálni, hogy a rétegtáncok a triász extenzió számlájára írhatóak-e. Hasonló dilemma (*young-on-older* rátolódás vs. pre-orogén normálvető) más gyűrt–pikkelyes övekben is felmerült (PACE et al. 2014).

### Az eoalpi rátolódások és a Felsőörsi-medence ÉK-i peremének kapcsolata

A Felsőörsi-medence DNy-i peremével ellentétben az ÉK-i medenceperemet csapásváltás nélkül metszi a Litéri-rátolódás (3. ábra). Habár csapásváltás nem tapasztalható a Litéri-rátolódásnak ezen a szakaszán, a rátolódás rátolt és talpi blokkjában egyaránt ugrásszerűen idősebb képződmények jelennek meg, ahogy a Felsőörsi-medence felől átlépünk a Kádártai-platform területére. Felmerül a kérdés, hogy vajon mi okozza a különböző képződmények megjelenését a Litéri-rátolódás ÉK-i szegmensé mentén, ami a rétegtani elvetés diagramok hullámos lefutása alapján is kirajzolódik (5. ábra). Véleményünk szerint ez a szerkezeti geometria jól magyarázható azzal, hogy a kréta rövidülés során a Litéri-rátolódás nem egy vízszintes rétegekből álló, dobostortaszerű sorozatot, hanem már egy eleve erősen deformált rétegsort metszett át (9. ábra). Ez a rövidülést megelő-



**9. ábra.** Blokkmodell, amely mutatja, hogy a Litéri-rátolódás ÉK-i szegmense hogyan keresztezi az egykori triász medence–platform átmenetet. A korábbi, középső triász Felsőörsi-medence területén relative fiatalabb, középső triász képződmények jelennek meg a rátolt blokkban. A triász során kiemelt Kádártai-platform területén (Veszprémi-fennsík) mélyebb rétegtani egységek (felső perm homokkő, variszkuszi anchimetamorf képződmények) is megjelennek a rátolódás mentén. A modell helyzete és a jelmagyarázat a 3. ábrán látható

**Figure 9.** 3D model showing the northeastern segment of the Litér thrust, that crosses the Triassic basin–platform transition. In the area of the former Middle Triassic Felsőörs Basin, the hanging wall of the thrust is built up by Middle Triassic. In contrast, in the area of the Middle Triassic Kádártai Platform (Veszprém Plateau), the deformed succession was in an elevated position prior to thrusting. Consequently older, Palaeozoic rocks are exposed along the thrust. For the location of the block model and the legend see Fig. 3

zű deformáció a triász extenziós szerkezetalakuláshoz köthető. Feltételezhető, hogy a Litéri-rátolódás lenyesési felülete azonos mélységben metszette a Felsőörsi-medence és a Kádártai-platform alatti rétegsort. Mivel a Kádártai-platform már a kréta rövidülés előtt kiemelt helyzetben volt, a Litéri-rátolódás lenyesési felülete nagyobb vastagságban metszett bele a variszkuszi képződményekbe, mint a Felsőörsi-medence területén (9. ábra). A Litéri-rátolódás ÉK-i szegmensének DNy-i szakasza az egykori triász medencén keresztül húzódik, ahol mind a középső triász, mind a karni képződmények medencekifejlődésűek. Itt viszonylag fiatal képződmények vannak a szerkezet mentén egymásra tolva (középső triász a Fődolomitra tolva; 5. és 9. ábra). Ezzel szemben a Litéri-rátolódás ÉK-i szegmensének ÉK-i szakasza egy triász magaslaton halad keresztül, ahol platformkarbonátok dominálnak a középső és a felső triász rétegsorban (7. ábra). A Litéri-rátolódás itt egy már létező szerkezeti magaslatot deformált, ezért ezen a területen idősebb képződmények jelennek meg a rátolódás két oldalán.

Fontos megjegyezni, hogy a Litéri-rátolódást ÉNy felől követő, eoalpi kompressziós szerkezetek csapásváltásai ott következnek be, ahol a triász medence- és platformkifejlődésű közzettestek összefogazódnak (3. ábra). A Veszprémi- és a Hajmáskéri-rátolódás ott fut bele a Litéri-rátolódásba, ahol a felső anisusi – alsó karni, medencekifejlődésű képződmények (T21) kiékelődnek ÉK-i irányban. Ettől ÉK-re, a miocén Várpalotai-medence keleti oldalán csak egy rátolódás nyomonozható („Bakonykúti-rátolódás”, RAINCSÁK 1980), ami a Litéri-rátolódás folytatása (ez a terület nincs ábrázolva a 3. ábra térképén). A Várpalotai-medencétől keletre a középső–felső triász sorozatot uraló platformkarbonátok vastagsága tetemesen megnő a medenceüledékek rovására. Ez alapján lehetségesnek tartjuk, hogy a kréta rátolódások ferde szakaszainak kialakulásában a triász képződmények laterális vastagságváltozásai és kompetenciakülönbségei is szerepet játszhattak.

## Diszkusszió

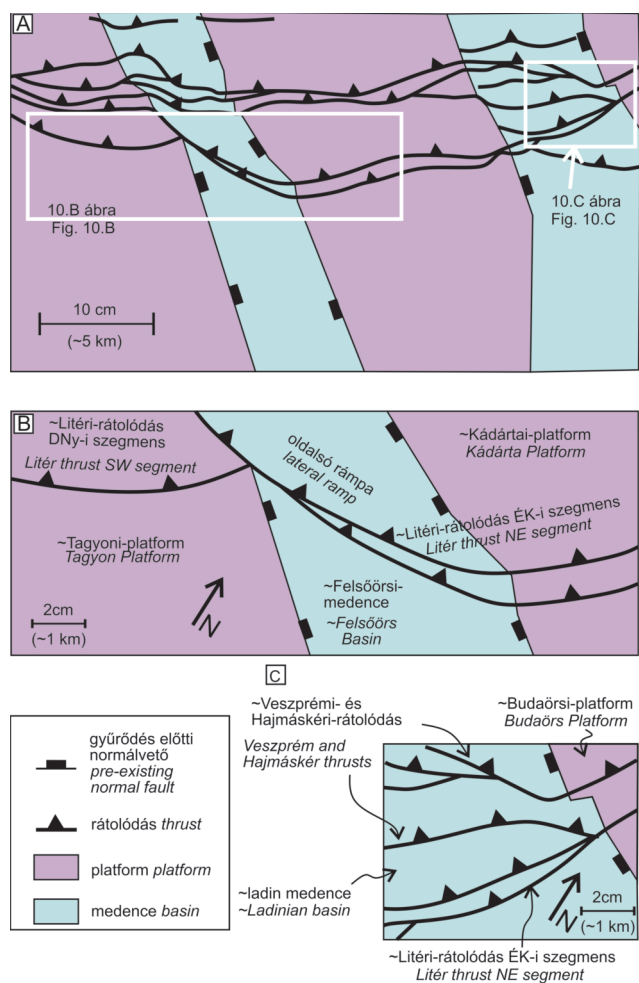
Gyűrt–pikkelyes övekben az összenyomásra merőleges redők és rátolódások mellett gyakran megjelennek az összenyomás irányával párhuzamos vagy ferde csapású szerkezetek: gyűrődéssel egyidős eltolódások (*tear fault*) (pl. ORTNER et al. 2016), továbbá az orogén csapására ferde (*oblique ramp*) (pl. SAÏD et al. 2011, HÉJA et al. 2022) illetve merőleges rátolódások (*lateral ramp*) (VAN KOOTEN et al. 2023). Ezek a harántszerkezetek gyakran ívelt alakzatokat (*salient*) hoznak létre térképi nézetben (MARSHAK 2004, DENG et al. 2019, SIEBERER et al. 2023, LIVANI et al. 2018, SAÏD et al. 2011). A gyűrt–pikkelyes övekben megjelenő harántszerkezetek lefutása sokszor az összenyomás előtti medence-geometriára vezethető vissza. Harántszerkezetek kialakulását a lenyesési felületekben (LUJÁN et al. 2003, LIVANI et al. 2018), illetve az azokat fedő üledékes sorozatban jelentkező heterogenitások egyaránt elősegíthetik (SIEBERER et al. 2023). Ilyen

heterogenitás lehet egy laterális reológiai különbség (pl. platform–medence átmenet; egy evaporit réteg kivékonnyodása, amiben a talpi lenyesési felület fut), vagy egy preorogén normálvető (YAGUPSKY et al. 2008, DENG et al. 2019, HÉJA et al. 2022). Harántszerkezetek egy preorogén normálvető ferde csúszású reaktívációjával is kialakulhatnak, de az is előfordulhat, hogy a preorogén normálvető csak lokalizálja a későbbi harántszerkezetet, így a harántszerkezet és a preorogén normálvető síkja nem feltétlen esik egybe (HÉJA et al. 2022). Fontos megjegyezni, hogy akár olyan esetben is történhet szerkezeti átöröklődés, ha a heterogenitás mentén nincs litológiai váltás, hanem csak hirtelen vastagságváltozás jelentkezik (SIEBERER et al. 2023).

Értelmezésünk szerint a Litéri-rátolódás két szegmensét összekötő harántszerkezet egy olyan összetett oldalsó rámpa, amely a középső anisusi Felsőörsi-medence DNy-i peremével párhuzamosan alakult ki (8. ábra). Ezzel szemben a Litéri-rátolódás ÉK-i szegmense mindenfajta csapásváltás nélkül metszi a Felsőörsi-medence és a Kádártai-platform közti határt (9. ábra). Ha a Litéri-rátolódás szegmentáltsága a Tagyoni-platform és Felsőörsi-medence közti reológiai különbségekre vezethető vissza, miért nem tapasztalható a Litéri-rátolódás hasonló csapásváltása a Kádártai-platform nyugati peremén? Véleményünk szerint erre SIEBERER et al. (2023) egyik homokdobozmodellje adhat választ (10. A ábra), amely a Balaton-felvidék szerkezetéhez nagyon hasonló geometriát mutat. SIEBERER és munkatársai a modellt először extenziósan, majd kompressziósan deformálták úgy, hogy az első, extenziós deformációs fázis során létrejött árok csapása kis szöveget zárt be a kompressziós fázis összenyomásának irányával. A szerzők azt találták, hogy a rátolódások csapása általában azon árokperemek mentén változik jelentősen, amelyek szintetikusak a rátolódásokra. Ezzel szemben a legtöbb rátolódás jelentősebb csapásváltás nélkül metszi azokat az árokperemeket, amelyek a rátolódásokhoz viszonyítva antitetikus dőlést mutatnak. Ez a megállapítás különösen szembeötlő a modell bal oldali részén elhelyezkedő árok esetében (10. A ábra). A Felsőörsi-medence peremeinek csapása BUDAI et al. (1999b) szerint ÉNy–DK-i. SIEBERER et al. (2023) homokdobozmodell analógiája alapján feltételezhető, hogy a Felsőörsi-medence DNy-i peremvetői és a DDK-i vergenciájú Litéri-rátolódás szintetikusak (annak ellenére, hogy dőlésirányuk között nagy a szögkülönbség), így a triász medenceperemet átmetsző Litéri-rátolódás csapást vált a medenceperem mentén (10. B ábra). Ezzel szemben a Felsőörsi-medence ÉK-i peremvetői antitetikusak a DDK-i vergenciájú Litéri-rátolódásra feltételezésünk szerint, így ez a medence-geometria nem okozott csapásváltást a Litéri-rátolódás ÉK-i szegmensében (10. B ábra).

A homokdobozmodell jobb oldali része némiképp elmentmond az előbbiekből leírt megállapításnak. Itt is létrejöttek olyan rátolódások, amelyek csapásváltás nélkül metszik a rátolódásokra antitetikus árokperemet. Ugyanakkor néhány ferde csapású rátolódás is megjelenik: ezek a ferde





**10. ábra.** SIEBERER et al. (2023) homokdobozmodellje (átrajzolva) – analógia a Balaton-felvidék szerkezetére. A) A homokdobozmodell kétfázisú deformáció során jött létre: az első, extenziós deformáció során két árok és két platform keletkezett. Ezután a homokdobozmodell összenyomásnak lett kitéve, az összenyomás iránya kis szöveget zár be az árkok csapásával. B) Kivágat a modell bal oldaláról: itt jól látszik, hogy a keletkező rátolódások többnyire ott váltanak csapást, ahol a rátolódások szintetikusak a gyűrődés előtti árokperemekre (hasonlóan a Litéri-rátolódás két szegmensét összekötő oldalsó rámpához, ami Felsőörsi-medence DNY-i pereme mentén jött létre). C) Kivágat a modell jobb oldaláról: itt az látható, hogy a rátolódások többnyire csapásváltás nélkül metszik azokat az árokperemeket, amelyeknek a peremvetői antitetikusak a rátolódásokra (hasonlóan a Litéri-rátolódás ÉK-i szegmenséhez, amely a Felsőörsi-medence ÉK-i peremét metszi). Alárendelten a medence ezen peremén is megfigyelhetők ferde csapású rátolódások: ezek jellemzően a platform–medence határon ágaznak szét (hasonlóan a Veszprémi- és a Hajmáskéri-rátolódáshoz). Az ábrán feltüntettük, hogy a homokdoboz centiméter skálájú léptéke hozzávetőlegesen hány kilométernek felel meg a Balaton-felvidéki szerkezetek esetében

**Figure 10.** Sandbox model of SIEBERER et al. (2023), (redrawn) – structural analogy for the Balaton Highland. A) The sandbox model was created by two phases of deformations: first horsts/platforms and grabens/basins were formed due to an extensional phase of deformation. Then the model was shortened, where the grabens strike at low angle to the direction of compression. Oblique and lateral ramps typically developed along those graben bounding pre-existing faults that are synthetic to the thrust faults. In contrast, most of the thrusts cut across those platform–basin boundaries, which were controlled by pre-existing faults that are antithetic to the thrusts, however, some oblique ramps occur subordinately along these basin margins too. B) Detailed view of the left side of the model that represents an analogy for the lateral ramp of the Litér thrust at the SW margin of the Felsőörs Basin. C) Detailed view of the right side of the model which is a good analogy for the Veszprém and Hajmáskér thrusts and NE segment of the Litér thrust that cross the NE margin of the Felsőörs Basin. In addition to the cm scale of the models we indicated the approximate scale of the analogue structures of the Balaton Highland in km

rámpák éppen az árok peremén ágaznak ki abból a rátolódásból, amely csapásváltás nélkül, egy frontális rámpa mentén metszi a medence–platform átmenetet (10. C ábra). Ez a szerkezeti geometria megegyezik a Litéri-rátolódás és a Hajmáskéri- és Veszprémi-rátolódások által kirajzolt képpel. Utóbbi két rátolódás ferde rámpaszegmensei éppen ott ágaznak ki a Litéri-rátolódásból, ahol a Budaörsi-platform és a ladin medence (Buchensteini F.) érintkezik egymással.

## Konklúzió

A Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík térképi léptékű szerkezeteinek elemzése során arra a megállapításra jutottunk, hogy a kréta rövidülési szerkezetek lefutására jelentős hatással volt a triász medence-geometria és a kapcsolódó laterális fáciesváltások, preorogén normálvetők. Megfigyeléseinket a következő pontokban összegezzük:

A Litéri-rátolódás DNY-i szegmensének frontális rámpája a karni platform–medence átmenet mentén alakult ki (Balatonhenye és Pécsely között).

A Litéri-rátolódás egy középső anisusi medenceperem (Tagyoni-platform és a Felsőörsi-medence átmenete) mentén szegmentálódik. A két szegmenst egy összetett felépítésű harántszerkezet (oldalsó rámpa) köti össze. Ez az oldalsó rámpa a Felsőörsi-medencében, a Tagyoni-platform DNY-i peremével párhuzamosan alakult ki, ahol feltételezhetően a medencét kontroláló, triász normálvetők szintetikusak a DDK-i vergenciájú Litéri-rátolódásra.

A Litéri-rátolódás ÉK-i szegmense csapásváltás nélkül metszi a Felsőörsi-medence ÉK-i peremét, ahol a medencét kialakító, triász normálvetők feltehetően antitetikusak a DDK-i vergenciájú Litéri-rátolódásra.

A Kádártai-platform területén idősebb képződmények közt fut a Litéri-rátolódás, mint a Felsőörsi-medence területén. Ez azzal magyarázható, hogy a kréta rátolódás már a triász során deformálódott rétegsorba metszett bele.

A Veszprémi- és Hajmáskéri-rátolódások ott csatlakoznak a Litéri-rátolódáshoz, ahol a felső anisusi – alsó karni medenceüledékek ÉK-i irányban kiemelkednek, és azokat heteropikus platformkarbonátok váltják fel.

## További kutatási lehetőségek

Modellünk a térképi mintázat szerkezeti elemzésén alapul, amit részletes földtani szelvényháló szerkesztésével lehetne tovább pontosítani. A rátolódásokra merőleges csapású szelvények alapján kiszervezhetőek a rátolódások lenyeseési felületeinek mélységviszonya és a képződményekben jelentkező vastagságváltozások. Szelvénykiegénylítés segítségével számszerűsíteni lehet az összenyomás mértékét, pontosabban lehet rekonstruálni a triász medence-geometriát. Ezáltal vizsgálható lehet, hogy hogyan változik az összenyomás mértéke laterálisan, a triász medence-geometria függvényében.

## Ajánlás

Jelen publikációjukkal a szerzők VÖRÖS Attila és GALÁCZ András tiszteletének adóznak, akik felhívták a figyelmet a szinszediment tektonika jelentőségére a Dunántúli-középhegység mezozoos fejlődéstörténetében.

## Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel tartoznak TARI Gábornak, CSILLAG Gábornak és SASVÁRI Ágostonnak a kéziratot végzett lektori munkájukért és konstruktív javaslataikért.

## Irodalom – References

- BENCE G. & PEREGI Zs. 1988: A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat, Sáska, fedetlen földtani térkép. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa*.
- BÖCKH J. 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 2/2, 31–166.
- BUDAI T. 1988: A Balaton-felvidék földtani viszonyai Dörgicse és Balatonudvari között. – *Kézirat* (PhD disszertáció). Országos Földtani Szakkönyvtár, Budapest
- BUDAI T. 1991: Újabb adatok Felsőörs környékének geológiai felépítéséről. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989*, 17–33.
- BUDAI T. & CSILLAG G. 1998: A Balaton-felvidék középső részének földtana. – *A Bakony természettudományi kutatásának eredményei* 22, 118 p.
- BUDAI, T. & HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 40/3, 307–335.
- BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 2006: Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia* 112/3, 359–371
- BUDAI, T., LELKES, Gy. & PIROS, O. 1993: Evolution of Middle Triassic shallow marine carbonates in the Balaton Highland (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 36/1, 145–165.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. (szerk.) 1999a: *A Balaton-felvidék földtani térképe* [Geological map of the Balaton Highland], 1:50 000. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa*.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999b: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. [Geology of the Balaton Highland. Explanation to the Geological Map of the Balaton Highland, 1:50 000]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* 197, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., GYALOG L., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., MÜLLER P., NÁDOR A. & TÓTHNÉ MAKK Á. 2000: *Dunántúli-középhegység*. – Magyarország mélyföldtani térképe, Pretercier. <https://map.mbfisz.gov.hu/mol100/>
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A. & DOSZTÁLY L. 2001: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciések a Veszprémi-fennsíkon. – *Földtani Közlöny* 131/1–2, 37–70.
- CSÁSZÁR G., HAAS J. & JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1978: *A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe M=1:100 000*. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa*.
- CSICSEK L. Á. 2015: A Veszprémi-fennsík Kádárta és Öskü közötti területének szerkezeti elemzése, különös tekintettel a kréta korú rátoldások vizsgálatára. – *Kézirat*, MSc disszertáció, ELTE.
- CSICSEK L. Á. & FODOR L. 2016: Középső-triász képződmények pikkelyeződése a Bakonyban, Öskü környékén. – *Földtani Közlöny* 146/4, 355–370.
- CSILLAG G. 1991: Mecsek környékének földtani felépítése. – *Kézirat* (egyetemi doktori értekezés).
- DE VICENTE, G., VEGAS, R., MUÑOZ-MARTÍN, A., VAN WEES, J. D., CASAS-SÁINZ, A., SOPEÑA, A. & FERNÁNDEZ-LOZANO, J. 2009: Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. – *Tectonophysics* 470/3–4, 224–242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.003>
- DENG, H., KOYI, H. A. & ZHANG, J. 2019: Modelling oblique inversion of pre-existing grabens. – *Geological Society, London, Special Publications* 487, 263–290. <https://doi.org/10.1144/sp487.5>
- DUDKO A. 1991: A Balaton-felvidék szerkezeti elemei. Kirándulásvezető, 1991 szeptember 28. – *Kézirat*. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T. 15638.
- DUDKO A. 1996: A Balaton-felvidék szerkezete (fedetlen földtani térkép alapján) – *Kézirat*. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, Tekt. 436.
- ERDÉLYI FAZEKAS J. 1943: A Balaton-felvidék geológiai és hegyszerkezeti viszonyai a Veszprémi fennsíkon és Vilonya környékén. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 36/3, 3–29.
- FODOR L. 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törérendszer a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés. – *Kézirat*. MTA doktori disszertáció, Magyar Állami Földtani Intézet.
- FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, E., RIFELJ, H., KRALJIC, M., KEVRIC, R., MÁRTON, P., KOROKNAI, B. & BÁLDI-BEKE, M. 2002: Miocene to Quaternary deformation, stratigraphy and paleogeography in Northeastern Slovenia and Southwestern Hungary. – *Geologija* 45, 103–114.

- FODOR, L., CSILLAG, G., NÉMETH, K., BUDAI, T., CSERNY, T., BREZSNYÁNSZKY, K. & DEWEY, J. 2005: Tectonic development, morpho-tectonics and volcanism of the Transdanubian Range and Balaton Highland: a field guide. – In: FODOR, L. & BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): Proceedings of the workshop on “Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **24**, 68–86.
- FODOR, L., HÉJA, G., KÖVÉR, SZ., CSILLAG, G. & CSICSEK, Á. L. 2017: Cretaceous deformation of the south-eastern Transdanubian Range Unit, and the effect of inherited Triassic–Jurassic normal faults. Pre-conference Excursion Guide, 15th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) 5–8th April 2017 Zánka, Lake Balaton. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series* **32**, 47–76.
- FODOR, L., HÉJA, G. & KÖVÉR, SZ. 2020: A Balaton-felvidék és környezete szerkezeti felépítése. – In: BABINSZKI E. & HORVÁTH F. (szerk.): *A Balaton kutatása Lóczy Lajos nyomdokán*, 73–89. A Magyarhoni Földtani Társulat Kiadványa.
- FOSSEN, H. 2010: *Structural Geology*. – Cambridge University Press, Cambridge, 463. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>
- FÜLÖP J. 1990: *Magyarország geológiája. Paleozoikum I.* – A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, 325 p.
- GYALOG L. & CSÁSZÁR G. 1990: *A Bakony hegység fedetlen földtani térképe M=1:50 000.* – A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, Budapest.
- HAAS, J. & BUDAI, T. 1995: Upper Permian–Triassic facies zones in the Transdanubian Range. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **101/3**, 249–266.
- HAAS, J. & BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. – *Geologica Carpathica* **50/6**, 459–475.
- HAAS, J. & BUDAI, T. 2014: A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. Régi problémák újragondolása újabb ismeretek alapján. – *Földtani Közöny* **144/2**, 445–468.
- HAAS, J., BUDAI, T., GYÖRI, O. & KELE, S. 2014: Similarities and differences in the dolomitization history of two coeval Middle Triassic carbonate platforms, Balaton Highland, Hungary. – *Facies* **60/2**, 581–602. <https://doi.org/10.1007/s10347-014-0397-1>
- HÉJA, G., ORTNER, H., FODOR, L., NÉMETH, A. & KÖVÉR, SZ. 2022: Modes of oblique inversion: a case study from the Cretaceous fold and thrust belt of the western Transdanubian Range (TR), West Hungary. – *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2021TC006728>
- KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **110**, 1–14.
- KÓKAY J. 1996: A várpalotai neogén medence tektonikai összefoglalója. – *Földtani Közöny* **126/4**, 417–445.
- LACZKÓ D. 1911: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **II, Geológiai Függelék I.**
- LINZER, H. G. & TARI, G. 2012: Structural correlation between the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary). – In: GAO, D. (ed.): Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems. *AAPG Memoir* **100**, 249–266. <https://doi.org/10.1306/13351556M1003533>
- LIVANI, M., SCROCCA, D., ARECCO, P. & DOGLIONI, C. 2018: Structural and stratigraphic control on salient and recess development along a thrust belt front: The Northern Apennines (Po Plain, Italy). – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **123**, 4360–4387. <https://doi.org/10.1002/2017JB015235>
- LÓCZY L., id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **II**, 617 p.
- LÓCZY L., id. 1920: *A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe. M=1: 75 000.* – A Magyar Királyi Földtani Intézet Kiadványa.
- LÓCZY L., ifj. 1917: A Balaton-felvidék hegyszerkezeti képe Balatonfüred környékén. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1916*, 353–388.
- LÓCZY L., ifj. 1937: A Balatonfüred és Aszófő között elterülő vidék hegyszerkezeti és hidrogeológiai viszonyai, különös tekintettel a széndioxid gáz és savanyúvíz feltárára. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1929–32*, 71–125.
- LUIJÁN, M., STORTI, F., BALANYÁ, J. C., CRESPO-BLANC, A. & ROSETTI, F. 2003: Role of décollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricate (Flysch Trough, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. – *Journal of Structural Geology* **25**, 867–881. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00087-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00087-1)
- MARSHAK, S. 2004: Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes – A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts. – In: McCLAY, K. R. (ed.): Thrust tectonics and hydrocarbon systems. *AAPG Memoir* **82**, 131–156. <https://doi.org/10.1306/M82813C9>
- MÉSZÁROS J. 1983a: Szerkezetföldtani törvényszerűségek a Bakony hegység DNy-i részén és a nyersanyagkutatás. – *Kézirat* (kandidátusi értekezés), Magyar Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár.
- MÉSZÁROS J. 1983b: A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981*, 485–502.
- MÉSZÁROS J. 1985: Módszertani útmutató a vízszintes elmozdulások szerkesztéséhez. Bakony hegység I. neogén oldaleltolódások. – In: *Gyakorlati szerkezetföldtani vizsgálatok*. MTE SZ kiadvány, Budapest, 59–88.
- ORTNER, H., KOSITZ, A., WILLINGSHOFER, E. & SOKOUTIS, D. 2016: Geometry of growth strata in a transpressive fold belt in field and analogue model: Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Basin Research* **28**, 731–751. <https://doi.org/10.1111/bre.12129>
- PACE, P., DOMENICA, A. D. & CALAMITA, F. 2014: Summit low-angle faults in the Central Apennines of Italy: Younger-on-older thrusts or rotated normal faults? Constraints for defining the tectonic style of thrust belts. – *Tectonics* **33**, 756–785. doi:10.1002/2013TC003385.
- PEDRERA, A., RUIZ-CONSTÁN, A., GARCÍA-SENZ, J., AZOR, A., MARÍN-LECHADO, C. & AYALA, C. 2020: Evolution of the South-Iberian paleomargin: From hyperextension to continental subduction. – *Journal of Structural Geology* **138**, 104122. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104122>
- PEREGI Zs. 1979: A Veszprém környéki karni képződmények. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1977*, 203–216.



- PEREGI Zs. & BENCE G. 1987: *Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es térképsorozatához, Sáska*. – A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, 112 p.
- PEREGI Zs. & RAINCSÁK Gy. 1980: *A Bakony hegység földtani térképe, 20 000-es sorozat, Veszprém*. – A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa.
- PEREGI Zs. & RAINCSÁK Gy. 1983: *Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához, Veszprém*. – A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, 102 p.
- RAINCSÁK Gy. 1980: A Várpalota–Iszkaszentgyörgy közötti triász vonulat szerkezete és földtani felépítése. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1978*, 187–196.
- PUEYO, E. L., MILLÁN, H. & POCOVÍ, A. 2002: Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). – *Sedimentary Geology* **146**, 191–208. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00172-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00172-5)
- SAÏD, A., BABY, P., CHARDON, D. & OUALI, J. 2011: Structure, paleogeographic inheritance, and deformation history of the southern Atlas foreland fold and thrust belt of Tunisia. – *Tectonics* **30**, TC6004. <https://doi.org/10.1029/2011TC002862>
- SIEBERER, A.-K., WILLINGSHOFER, E., KLOTZ, T., ORTNER, H. & POMELLA, H. 2023: Inversion of extensional basins parallel and oblique to their boundaries: inferences from analogue models and eldobservations from the Dolomites Indenter, European eastern Southern Alps. – *Solid Earth* **14/7**, 647–681. <https://doi.org/10.5194/se-14-647-2023>
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. 1990: Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – *Eclogae Geologicae Helveticae* **83**, 409–454.
- SZENTES F. 1949: Adatok Balatonfüred környékének hegyszerkezetéhez. – *Földtani Közlöny* **79/2**, 253–257.
- SZENTES F. 1961: Magyarország hegyszerszerkezeti térképe. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1957–1958*, 7–12.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. – *Tectonophysics* **199**, 93–103. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90120-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90120-H)
- TARI, G. 1994: *Alpine Tectonics of the Pannonian Basin*. – *PhD Dissertation*, Rice University, Houston, 501 p.
- TARI G. & HORVÁTH F. 2010: A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerébe: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszertisége. – *Földtani Közlöny* **140/4**, 463–505.
- TELEKI G. 1939: Adatok Litér és környékének sztratigráfiájához és tektonikájához. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **32/1**, 3–60.
- TELEKI G. 1941a: Adatok Felsőörs és környékének földtani viszonyaihoz. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38/I*, 295–301.
- TELEKI G. 1941b: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. – *Földtani Közlöny* **71**, 205–212.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 2007: *Structural Geology*. – Second edition. W. H. Freeman and Company, New York, 736 p.
- USTASZEWSKI, K. & SCHMID, S. M. 2006: Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the Jura fold-and-thrust belt. – *Tectonics* **25**. <https://doi.org/10.1029/2005TC001915>
- VAN KOOTEN, W. S. M. T., ORTNER, H., WILLINGSHOFER, E., SOKOUTIS, D., GRUBER, A. & SAUSGRUBER, T. 2023: Oblique basin inversion leads to fold localisation at bounding faults: Analogue modelling of the Achenal structure, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Preprint. Egusphere*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1529>
- VIDAL-ROYO, O., KOYI, H. A. & MUNOZ, J. A. 2009: Formation of orogen-perpendicular thrusts due to mechanical contrasts in the basal decollement in the Central External Sierras (Southern Pyrenees, Spain). – *Journal of Structural Geology* **31**, 523–539. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.011>
- VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES Gy., MONOSTORI M. & PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoökológiai vizsgálatok alapján [Middle Triassic basin evolution of the Balaton Highland (Hungary) based on sedimentological and paleoecological studies]. – *Földtani Közlöny* **127/1–2**, 145–177.
- WOODWARD, N. B. 1987. Stratigraphic separation diagrams and thrust belt structural analysis. – In: 38th Field Conference, Wyoming Geological Association Guidebook, JACKSON, H. (ed). Wyoming Geological Association Casper, 69–77. Casper.
- YAGUPSKY, D. L., CRISTALLINI, E. O., FANTÍN, J., VALCARCE, G. Z., BOTTESI, G. & VARADÉ, R. 2008: Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. – *Journal of Structural Geology* **30/7**, 839–853. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.03.007>

Kézirat beérkezett: 2023. 12. 08.