

Üledékföldtani és szerkezetföldtani megfigyelések a Gorba-hát keleti lejtőjén („Gyökér-völgy”, Nyugati-Gerecse)

HORÁNYI Anna¹, TAKÁCS Ágnes², FODOR László^{3,4}

¹ Eötvös L. Tudományegyetem, Földrajz- Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C, horanyianna@t-online.hu

² Eötvös L. Tudományegyetem, Földrajz- Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C, agnes.v.takacs@gmail.com

³ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia 14, fodor@mafi.hu

⁴ Eötvös L. Tudományegyetem, Földrajz- Földtudományi Intézet, Regionális Földtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C

Sedimentological and structural geologic observations at the eastern slope of the Gorba High (“Gyökér Ravine”, Western Gerecse Mts, Hungary)

Abstract

The deposition of the Jurassic – Lower Cretaceous sequence in the Gerecse Mts was defined by differentiated palaeotopography likewise in other parts of the Transdanubian Range (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972, GALÁ CZ 1988, VÖRÖS & GALÁ CZ 1998). The most characteristic element of the palaeomorphology was the uplifted Gorba High (CSÁSZÁR 1995) where condensed, discontinuous sedimentation occurred. The studied section is situated in a small valley called Gyökér Ravine in the eastern flank of the Alsó-Látó Hill (Figure 1) where multiple recurrence of an approximately 5 m thick Jurassic–Berriasian condensed succession can be observed (Figure 3). The lowermost Jurassic beds are crinoid-bearing limestones containing thin calcareous turbidite layers of Liassic age overlain by Saccocoma- and Calpionella-bearing Upper Jurassic – Berriasian limestones and Lower Cretaceous sandstones (Figure 6). The Middle Jurassic is missing, apart from a local appearance of condensed variety of the Tölgyhát Limestone Formation (Bositra limestone) which related to the coeval sediments of the Asszony and Szél Hills. The sedimentary sequence suggests deposition in the upper part of the palaeoslope of the Gorba High. This marginal position of the profile is also indicated by the presence of Hierlatz Limestone and a Liassic fault or dyke margin at the western end of the southern part of the Gyökér Ravine.

In contrast with the former olistolithic models (LANTOS 1997, FODOR & LANTOS 1998, BÁRÁNY 2004) low angle, west to north-west dipping normal faults can explain the repeated occurrence of the Mesozoic series. The tectonic reconstruction (backtilting) suggests that the normal faults formed due to ~ESE–WNW extension, before the tilt of the sequence, which was induced by NE–SW compression. The normal faults supposed to be Aptian to early Albian, while the tilt itself could be Albian.

Keywords: condensed sedimentary succession, tectonic evolution, Jurassic, Early Cretaceous, Gorba High, Gerecse Mts, Hungary

Összefoglalás

A kiemelt helyzetű Gorba-hát keleti peremén fekvő Gyökér-völgy rendkívül változatos, de igen vékony, kondenzált, hátságperemi jura–alsó-kréta rétegsort tár fel. Mindössze 5 m-es vastagságban találjuk meg a medence területek képződményeitől eltérő kifejlődésű liász, malm-berriasi képződményeket és egy igen vékony, lokális dogger előfordulást.

A völgy északi oldalában e rétegsor többszöri ismétlődése figyelhető meg. A jelenség a völgyoldalban megfigyelt lapos nyugati, északnyugati dőlésű szerkezeti elemekkel magyarázható, így a triász blokkokat jura olisztolitiként értelmező korábbi modellek elvethetők (LANTOS 1995, 1997; FODOR & LANTOS 1998, BÁRÁNY 2004). A vetők kora a még elvetett Felsővadácsi Tagozat képződése és a regionális keleti dőlést okozó kibillenés közötti időintervallumra tehető.

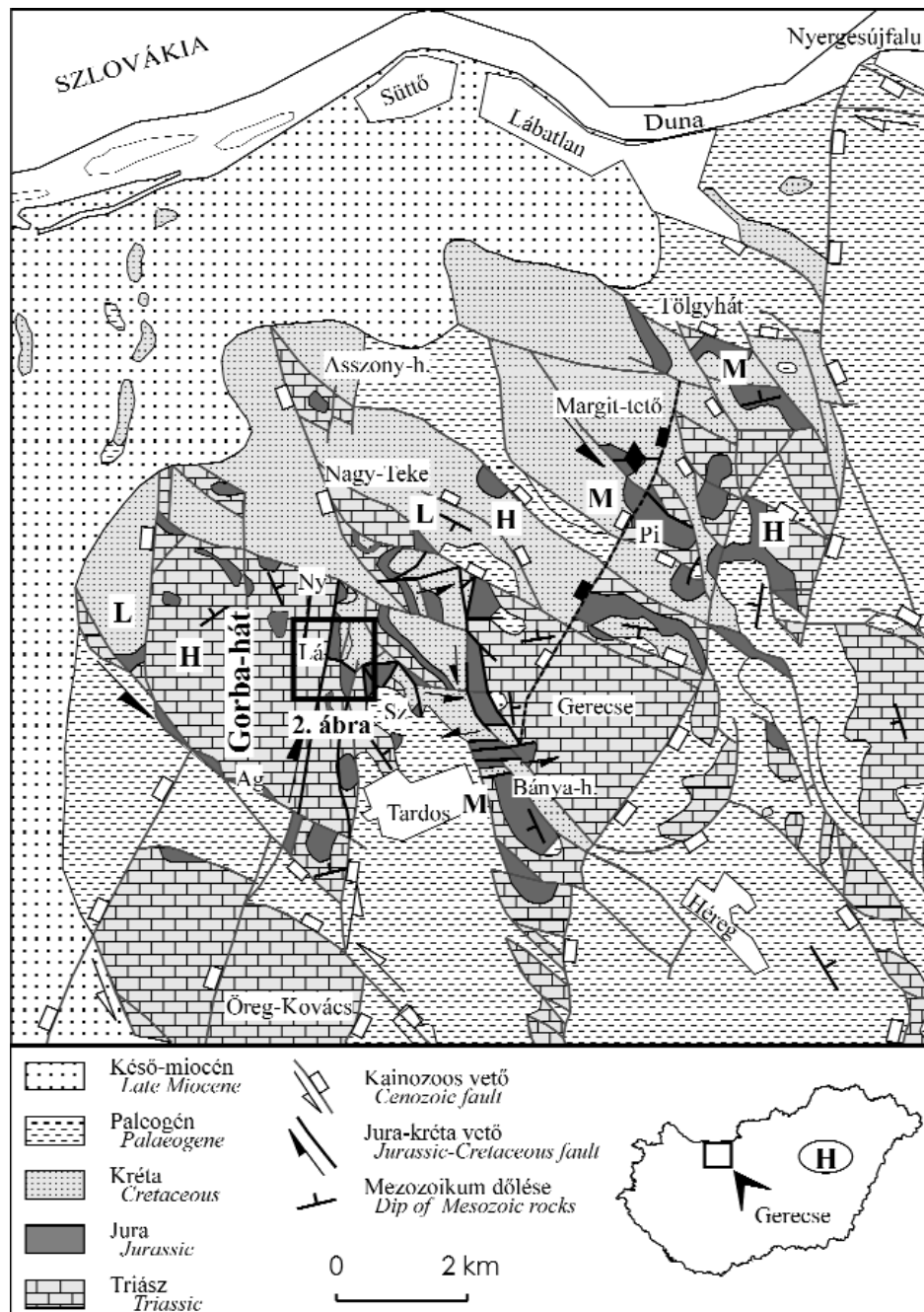
Tárgyszavak: kondenzált üledékképződés, szerkezetfejlődés, jura, kora-kréta, Gorba-hát, Gerecse

Bevezetés

A gerecei jura képződmények a bakonyi rétegsorokhoz hasonlóan tagolt paleomorfológiájú tengerfenéken üledtek le (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972, GALÁ CZ 1988, VÖRÖS & GALÁ CZ 1998). A paleomorfológia egyik meghatározó eleme a jura és a kora-kréta során kiemelt helyzetű, hézagos

jura rétegsorral jellemezhető Gorba-hát volt (1. ábra) (CSÁSZÁR 1995, KÁZMÉR 1998). Ezzel egy időben a hátság-tól keletre elhelyezkedő medenceterületen folyamatos üledékképződés zajlott (VIGH 1961a). A két kifejlődési terület határát VIGH (1961b) a Hierlatzi Mészko előfordulások alapján a tardos–süttői út vonalába teszi.

A vizsgált terület a Gerecse nyugati részén, az Alsó-



1. ábra. A Gerecse központi és nyugati részének földtani térképe (FODOR & LANTOS 1998 után módosítva)

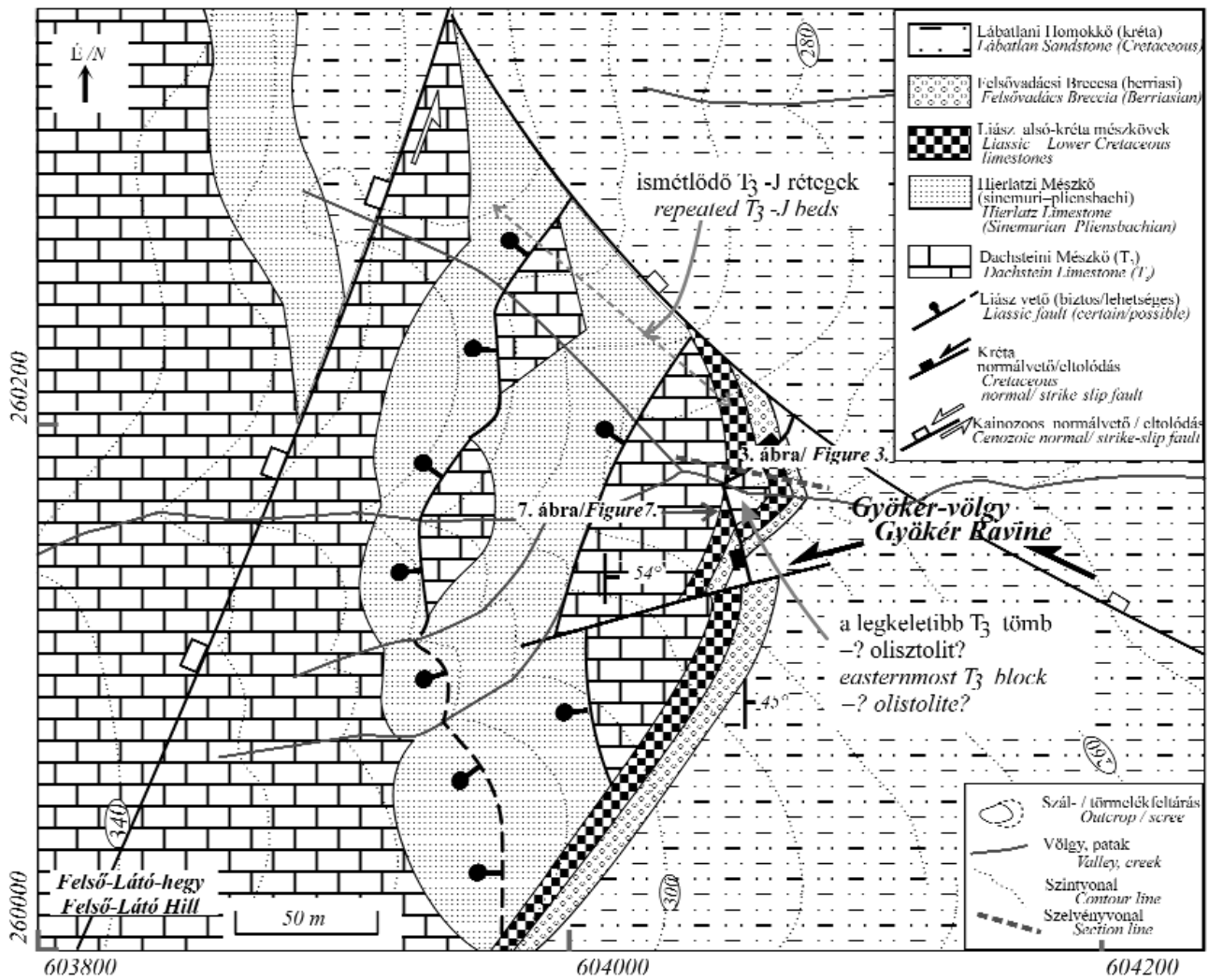
A jura rétegsorok egykori medencebeli helyzetét H (hát), M (medence), L (lejtő) jelzi. Ag: Agostyán-árok; Lá: Látó-hegyek; Ny: Nyerges-hegy; Pi: Pisznice; Sz: Szél-hegy

Figure 1. Geological map of the Central and Western Gerecse (modified after FODOR & LANTOS 1998)

The palaeotopographic positions of the Jurassic sequences are indicated by letters H (high), M (basin), L (slope). Ag: Agostyán Ravine; Lá: Látó Hills; Ny: Nyerges Hill; Pi: Pisznice; Sz: Szél Hill

Látó-hegy keleti oldalában található (1. ábra). Az általunk vizsgált völgy, melyet FODOR & LANTOS (1998) „Gyökér-völgy” néven említ, a Bikol-patak völgyéből nyílik, fő ága kb. 250 m hosszan húzódik K–Ny irányban, ezután a völgy három ágra szakad. A jelen munkában vizsgált feltárás a főág északi oldalában húzódik. A szálfeltárásokban viszonylag szegény környezetben, igen kis területen rendkívül változatos, erősen tektonizált rétegsor bukkan a felszínre (2. ábra).

A völgy északi oldalának mezozoos rétegsorával az elmúlt években számos kutató kiemelten foglalkozott (LANTOS 1995, 1997; FODOR & LANTOS 1998, BÁRÁNY 2004). Ennek ellenére a völgy rétegsorának és szerkezetfejlődésének értelmezése nem egyértelmű. LANTOS (1995, 1997) a völgy általunk részletesen vizsgált északi oldalában nyugatról keletre haladva egy triász–liász majd egy triász–felső-jura sorozatot írt le (2. ábra). A triász rétegek ismétlődésére két lehetséges megoldási javaslatot adott. Az



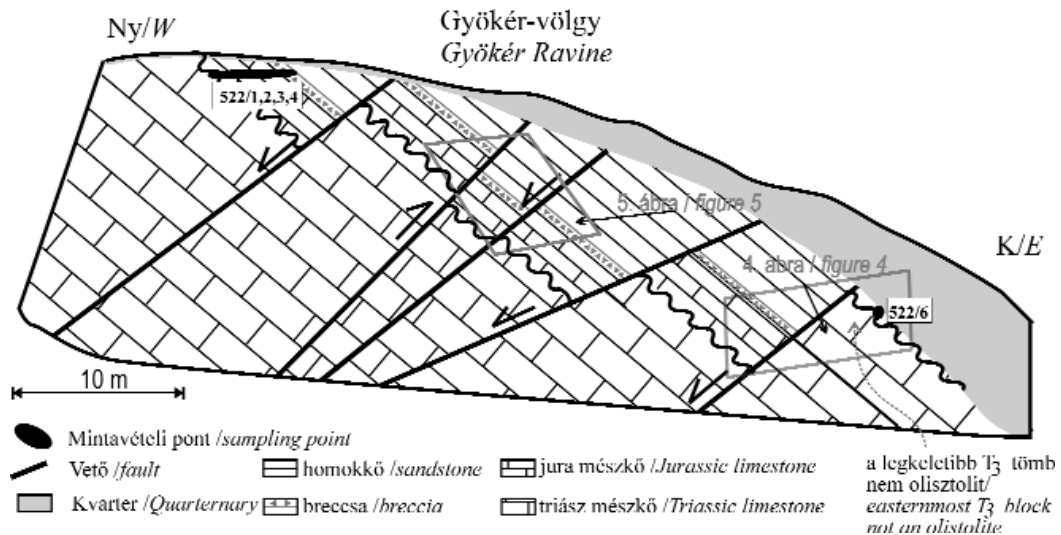
2. ábra. A Gyökér-völgy és környékének egyszerűsített fedetlen földtani térképe, a negyedidőszaki képződmények elhagyásával (FODOR & LANTOS 1998 után módosítva)

Figure 2. Simplified geological map of the vicinity of the Gyökér Ravine, without Quaternary formations (modified after FODOR & LANTOS 1998)

egyik a triász rétegek között elhelyezkedő rétegpárhuzamos liász telér, az ismétlődés másik oka szerinte egy eredeti helyzetéből kibillentett, eredetileg nyugatra dőlő liász vető lehet. Az ismétlődő triász-jura rétegektől tovább keletre elhelyezkedő triász mészkőtömböt olisztolitiként értelmezi. FODOR & LANTOS (1998) a rétegismétlődést egyértelműen a nyugatra dőlő liász vetőkkel magyarázza, az „olisztolitot” pedig a Felsővadáci Breccsa képződésével egyidős, a környező medenceperemről leszakadt gravitációsán áthalmozott testként értelmezi. BÁRÁNY (2004) felvet egy olyan megoldást is, ahol nemcsak a völgyben legkeletibbre kibukkanó triász tömböt, hanem magát az ismétlődő réteget is olisztolitiként értelmezi. Mivel a fenti tanulmányokban egymásnak ellentmondó vélemények is megfogalmazódtak, ezért szükségesnek tűnt a feltárás részletes újrajvizsgálata. A többször ismétlődő mezozoos rétegsor tanulmányozásával pontosabb információkhoz juthatunk a kiemelt helyzetű Gorba-hát szerkezetfejlődésére és üledékképződésére vonatkozóan is.

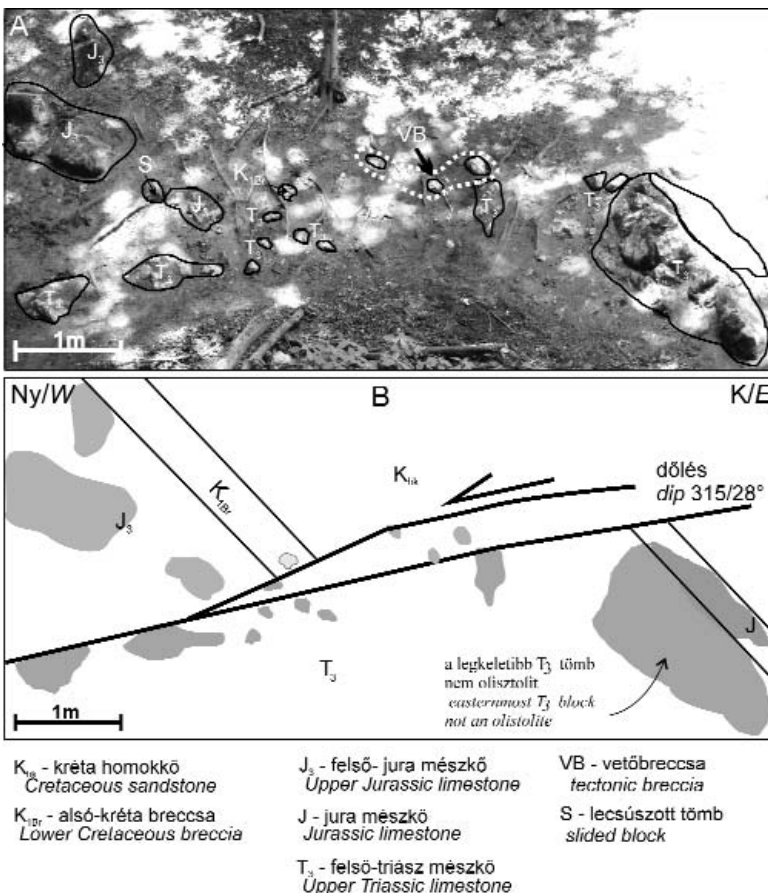
A gyökér-völgyi szelvény

A völgyelágazástól kelet felé haladva, az északi völgyoldalban átlagosan 100/50°-os dőléssel triász Dachsteini Mészkö, majd fedőjében változatos megjelenésű jura-alsó-kréta kőzetek jelennek meg. Tovább haladva keleti irányban, a völgyoldalban kibukkanó kőzettömbök és a feltételezhetően helyben maradt kőzettörmelék alapos vizsgálatával megfigyelhető ugyanezen rétegsor legalább hatszori ismétlődése (3. ábra). A legkeletibb helyzetű, szálban álló kőzet egy 2 m vastagságú Dachsteini Mészkö-pad, melynek felszínén, vékony rétegben jura kőzeteket találunk. Ezt követően a völgy bejáratáig már csak elszórtan fordul elő kréta homokkőtörmelék. A szemközti, déli oldalban a völgyelágazásnál szintén Dachsteini Mészkö található nagyobb vastagságban, az előzőekkel megegyező dőléssel, melyre szintén jura-alsó-kréta rétegsor települ, de itt a rétegsor ismétlődése nehezen figyelhető meg a gyengébb feltártság következtében.



A korábbi szakirodalmakban a völgy szerkezetfejlődésére vonatkozóan — valószínűleg a kedvezőtlen feltárási viszonyok miatt — többféle elmélet született (JORDÁN et al. 1992, LANTOS 1997, FODOR & LANTOS 1998, BÁRÁNY 2004). Ezek mindegyike a legkeletibb, a völgy bejáratához

legközelebb eső, az általános dőlésiránnyal megegyező dőlésű triász mészkőpadot a Felsővadácsi Breccsa képződésének idején létrejött olisztoliként értelmezi, melynek felszínén található zsebekből sinemuri brachio-



podákat határozott meg DULAI A. (in FODOR & LANTOS 1998). A völgyoldal megtisztítása során azonban egyértelművé vált, hogy a szálban álló triász mészkőtest nyugati irányban, lefelé a völgytalpig folytatódik (4. ábra). Bár a kisebb tömbök kissé kibillenhetnek, de a triász mészkőblokkok felső határa egyenes, így a völgyoldalban közvetlenül felette megjelenő jura kőzetek egy nyugati dőlésű vető mentén érintkeznek a triász mészkővel (4. ábra). A vető mentén egy olyan kőzetmintát is vettünk, amely különböző jura és triász klasztokból áll. A klasztok éles határa és az üledékes mátrix hiánya szerkezeti eredetre, vetőbreccsára utal. A vető felett közvetlenül felső-

K_{kr} - kréta homokkő
Cretaceous sandstone
 K_{br} - alsó-kréta breccsa
Lower Cretaceous breccia

J_s - felső-jura mészkő
Upper Jurassic limestone
 J - jura mészkő
Jurassic limestone

VB - vetőbreccsa
tectonic breccia
S - lecsúszott tömb
slided block

T_3 - felső-triász mészkő
Upper Triassic limestone

jura mészkő és a Felsővadácsi Tagozat kőzettömbjei jelennek meg, amelyek vetőbreccsát alkothatnak (4. ábra). E sáv felett kissé kibillenve követhetők a felső-jura–berriasi rétegek.

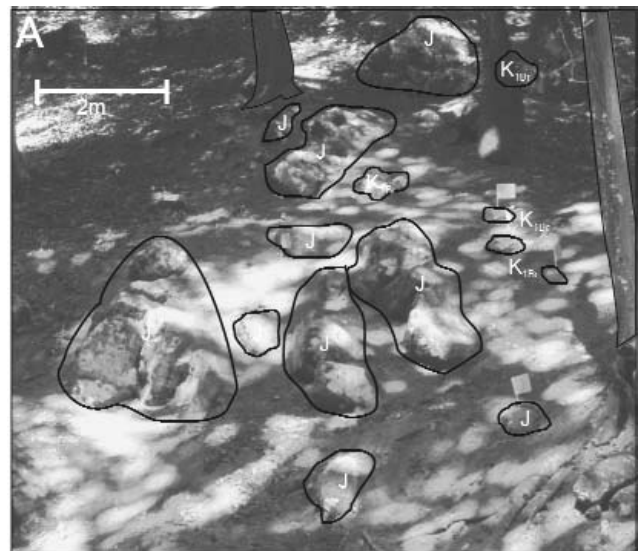
Az északi völgyoldal nyugati részein is hasonló mintázatot figyelhetünk meg (5. ábra). A szálban álló felső-jura, valamint a Felsővadácsi Breccsa rétegefejek megszakadása és elvetett folytatása alapján további normál vetőket és egy látszólagos feltolódást tételezhetünk fel.

E megfigyeléseket alapul véve belátható, hogy nyugati dőlésirányú vetőket feltételezve, megmagyarázható a triász–alsó-kréta rétegsor összes ismétlődése. Így a legkeletibb helyzetű triász mészkőblokk olisztolitiként való értelmezése is elvethető. Ebben az esetben ugyanis a triász blokk alatt jura vagy kréta rétegeknek kellene lennie, de a 4. ábrán látható módon, nem ezt figyelhetjük meg. A szerkezeti elképzelést igazolja, hogy a rendkívül változatos mikrofációs jura kőzetek fölött a völgyoldalban többször szálban vagy törmelékben megjelenik a Nyugati-Gerecse területén a Szentivánhegyi Mészkő Formációban köztelepülő Felsővadácsi Breccsa Tagozat, mely egyértelműen elkülöníthető a többi kőzettől és egy pontosan meghatározható berriasi korú rétegtani szintet jelez (CSÁSZÁR, 1995). A Felsővadácsi Breccsa kibukkanásait a mért kelet-délkeleti irányú dőlésviszonyok mellett nem lehet egy folyamatos réteggént értelmezni, a nyugatra, vagy északnyugatra dőlő vetők segítségével azonban magyarázható a képződmény többszöri megjelenése (3., 4., 5. ábra).

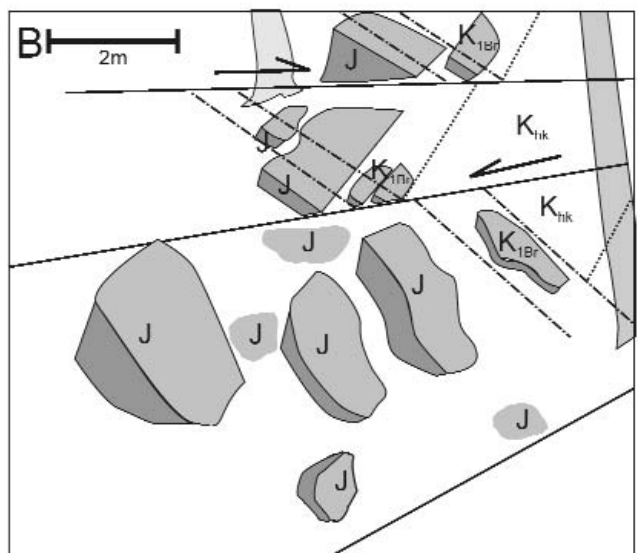
Mindezek alapján az északi völgyoldalban hat, nyugati dőlésű törések által határolt kőzetblokkot tudunk elkülöníteni (3. ábra). Az egyes blokkokban a rétegsor triász Dachsteini Mészkővel kezdődik, melyet kb. öt méter vastagságban követnek a változatos megjelenésű jura–alsó-kréta kőzetek, legfelül a Felsővadácsi Breccsával majd (törmelékben) a Lábatlani Homokkővel. A Berseki Márga Formáció a Nyugati-Gerecsére jellemző módon hiányzik (CSÁSZÁR, 1995). A breccsa réteg kibukkanásai segítségével rekonstruálható az elmozdulások iránya és mértéke is, mely a legtöbb esetben normál vető jellegű, az elmozdulás mértéke 1–10 méter közé tehető. Egy esetben, a völgyoldal középső részén, a mai dőlésviszonyokat alapul véve viszont látszólag jobbos eltolódást, vagy feltolódást kell feltételezünk (5. ábra).

A feltárás jura–alsó-kréta rétegsora

A völgyoldal jura képződményeit a már említett, a területtel foglalkozó szakirodalmak főleg makroszkópos, helyenként egy-egy vékonycsiszolatos vizsgálat alapján részletesen taglalják, ugyanakkor szisztematikus, a teljes feltárást átfogó vékonycsiszolatos vizsgálatra eddig nem került sor. Ennek szükségességét indokolja, hogy a területen a jura képződmények kifejlődése a Gerecse hegység medence területein megszokottaktól eltér, ezért az egyes képződmények elkülönítése és korolása csupán makroszkópos megfigyelések alapján egyértelműen nem tehető



Ny/W K/E



- | | |
|---|---|
| <p>↘↙ vető
fault</p> <p>--- rétegek térbeli helyzete
3D position of the beds</p> <p>--- csapás irány
strike</p> | <p>K_{kr} - kréta homokkő
Cretaceous sandstone</p> <p>K_{1Br} - alsó-kréta breccsa
Lower Cretaceous breccia</p> <p>J₂ - felső-jura mészkő
Upper Jurassic limestone</p> <p>J - jura mészkő
Jurassic limestone</p> |
|---|---|

5. ábra. A: A feltárt völgyoldal nyugati részlete, a kibukkanó kőzetek megjelölésével

A kép helyzetét a 3. ábra szemlélteti

B: A kőzetek egymáshoz képesti elhelyezkedése alapján, a 4. ábrán bemutatott-hoz hasonlóan, nyugati dőlésű törések feltételezhetőek

A legmagasabb topográfiai helyzetben lévő szerkezeti elem feltolódásnak látszik, de a dőléssel visszabillentett modellen (8a, 9. ábra) már normál vetőként, vagy eltolódásként értelmezhető

Figure 5. A: Western part of the northern valley slope showing the outcropping rocks. The position of the photo can be seen in the Figure 3

B: The relative position of the outcropping rocks suggests west dipping faults, similar to the Figure 4

The geometry of the structure at the top of the photo suggests a reverse fault, however, in the tilted section (Figures 8a, 9) it can be interpreted as a normal or a strike-slip fault

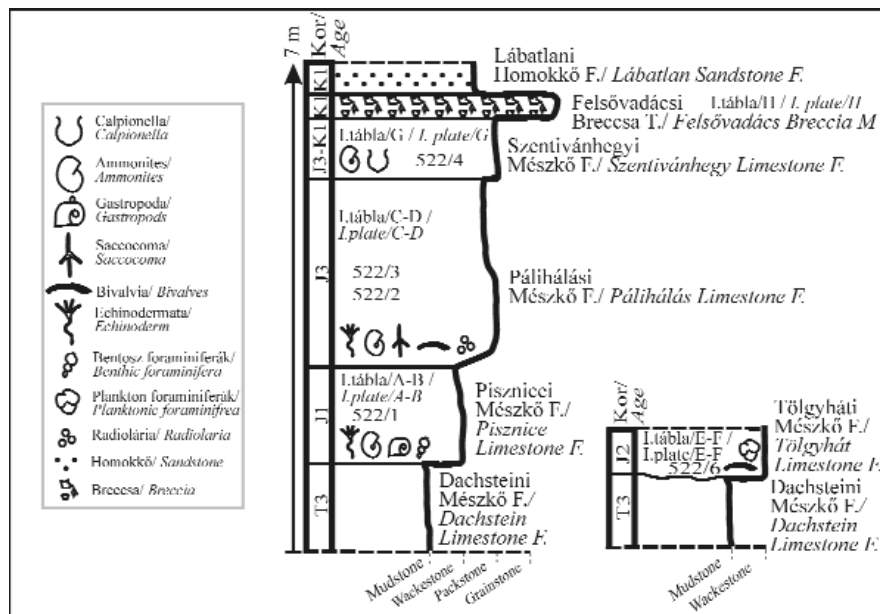
meg. Példaként említhető az ősmaradványokban rendkívül gazdag felső-jura mészkő, amely makroszkópos bélyegei alapján néhol kísértetiesen emlékeztet az alsó-jura Hierlatzi Mészkőre.

Az általunk észlelt jura–alsó-kréta rétegsor legjobb feltártságú, legnyugatibb blokkjának legalsó, a felső-triász Dachsteini Mészkőre települő tagja egy halvány vörös színű, mikrites mészkő (6. ábra, mintavételi pontokat lásd a 3. ábrán). A wackestone szövetű mészkőben makroszkóposan maximum 0,5 cm-es sávokba rendeződő ősmaradvány-dúsulás észlelhető (echinodermata vázelemek, gastropodák, ostracodák, foraminiferák). A kőzet liász korát a foraminiferák közül az *Involutina liassica* jelenléte

rétegből korábban kora-tithon ammonitesz-faunát határozott meg FÖZY (in FODOR & LANTOS 1998), malm Pygope-féléket VÖRÖS (in LANTOS 1995).

A Pálihálási Mészkő fedőjében világosbarna színű, porcelán szövetű mészkő települ (6. ábra). A bioklasztokban dús mészkő, a benne található *Calpionella*-félék alapján a felső-jura – alsó-kréta Szentivánhegyi Mészkőnek feleltethető meg (1. tábla/G).

A karbonátos üledékképződést ezután törmelékeny üledékképződés váltotta fel, melyet az alsó-kréta Felsővadácsi Breccsa (6. ábra, 1. tábla/H) és azt követő Lábatlani Homokkő megjelenése jelez. A szemcsevázú konglomerátum-részek mellett mátrixvázú konglomerátum is fellép: a



6. ábra. A Gyökér-völgyi szelvény rétegsora

Figure 6. Sedimentary succession of the Gyökér Ravine

bizonyítja (1. tábla/A). Az ősmaradvány-tartalom mennyiségének változása valószínűleg a maradványok lejtőn történő gravitációs áthalmozódásának eredménye (karbonátturbidit) (1. tábla/B). Ilyen jelenségeket a közeli feltárásokban LANTOS (1995), míg a tardosi Bánya-hegyen REZESSY (1998) is megfigyelt.

FODOR & LANTOS (1998) a liász meglétét a rétegsorban elképzelhetőnek tartotta, de ezt a korábbi vizsgálatok nem bizonyították. A terület fejlődéstörténeti modelljében LANTOS (1997) és BÁRÁNY (2004) is a felső-triász mészkő után a felső-jura Pálihálási Mészkő képződéséig üledék-hézagot feltételezett.

A liász mészkő felett változatos színű (sötétvöröstől a sárgásbarnáig) ősmaradványokban rendkívül gazdag, legtöbbször packstone, néhol wackestone szövetű felső-jura Pálihálási Mészkő következik (6. ábra, 1. tábla/D). Makroszkóposan is megfigyelhető ősmaradványai (ammonitesz, kagylóhéjtöredék) mellett vékonycsiszolatban aptychusok, echinodermata vázelemek, radioláriák és legnagyobb tömegben saccocomák fordulnak elő (1. tábla/C)). Ebből a

mátrix halvány vörös mészkő (1. tábla/H). A breccsa a vizsgált völgyszakasz déli, valamint északi oldalán egyaránt megjelenik, vastagsága nem haladja meg a fél métert.

A középső-jura Tölgyháti Mészkő és a callovi-kimmeridgei Lókúti Radiarit hiánya, valamint a kis vastagságú, erősen kondenzált rétegsor hátsági, illetve hátságperemi kifejlődésre utal. Ezt támasztja alá a völgyelágazás feletti, középső területen megtalálható viszonylag nagy kiterjedésű Hierlatzi Mészkő megjelenése is, bár ez az egység minden bizonnyal tektonikus kontaktus mentén érintkezik a fentebb taglalt blokkal. A szálban álló, szinte kizárólag 1-3 cm-es krinoidea vázelemekből álló kőzetet minden eddigi leírás Hierlatzi Mészkő néven említi. A tisztán krinoidea vázelemekből álló kőzet már a medence felé történő átmenetet jelzi, a krinoidea nyéltagok, mint apró üledékszemsék a hátságoktól messzebb szállíthatóknak, mint a nagyobb ammonitesz- és brachiopoda-héjak (VÖRÖS 1991).

A feltárás legkeletibb blokkjában, a korábban olisztoitként értelmezett Dachsteini Mészkő-pad tetején sötétvörös színű, mikrites mészkövet találtunk (4. ábra, 1.

tábla/F), mely ősmaradvány-tartalma (vékony héjú kagylók [Bositra], plankton foraminiferák) alapján középső-jura korúnak bizonyult (CSÁSZÁR G. szóbeli közlése) (I. tábla/E). DULAI A. (in FODOR & LANTOS 1998) viszont a triász pad repedéseiből a brachiopoda-fauna alapján alsó-jura korú mészkövet írt le. A Gorba-hát keleti lejtőjén (Asszony-hegy, Szél-hegy-kelet) más középső-jura előfordulások is ismertek. Ezen feltárásokban a tipikus Tölgyháti Mészkőtől részben eltérő, Bositra-tartalmú, agyagfilmekkel vagy vasas-sztromatolitos keményfelszínnel tagolt, kis vastagságú (az Asszony-hegyen mindössze 20 cm) mészkövek találhatóak (CSÁSZÁR et al. 1998). A gyökér-völgyi feltárás középső-jurája leginkább ehhez hasonlítható, a vékonycsiszolatban észlelt apró limonitos gumók valószínűleg az egyidős keményfelszínekből származtathatóak. A kőzet intraklasztos szövete szintén szinszediment áthalmazódásra utal.

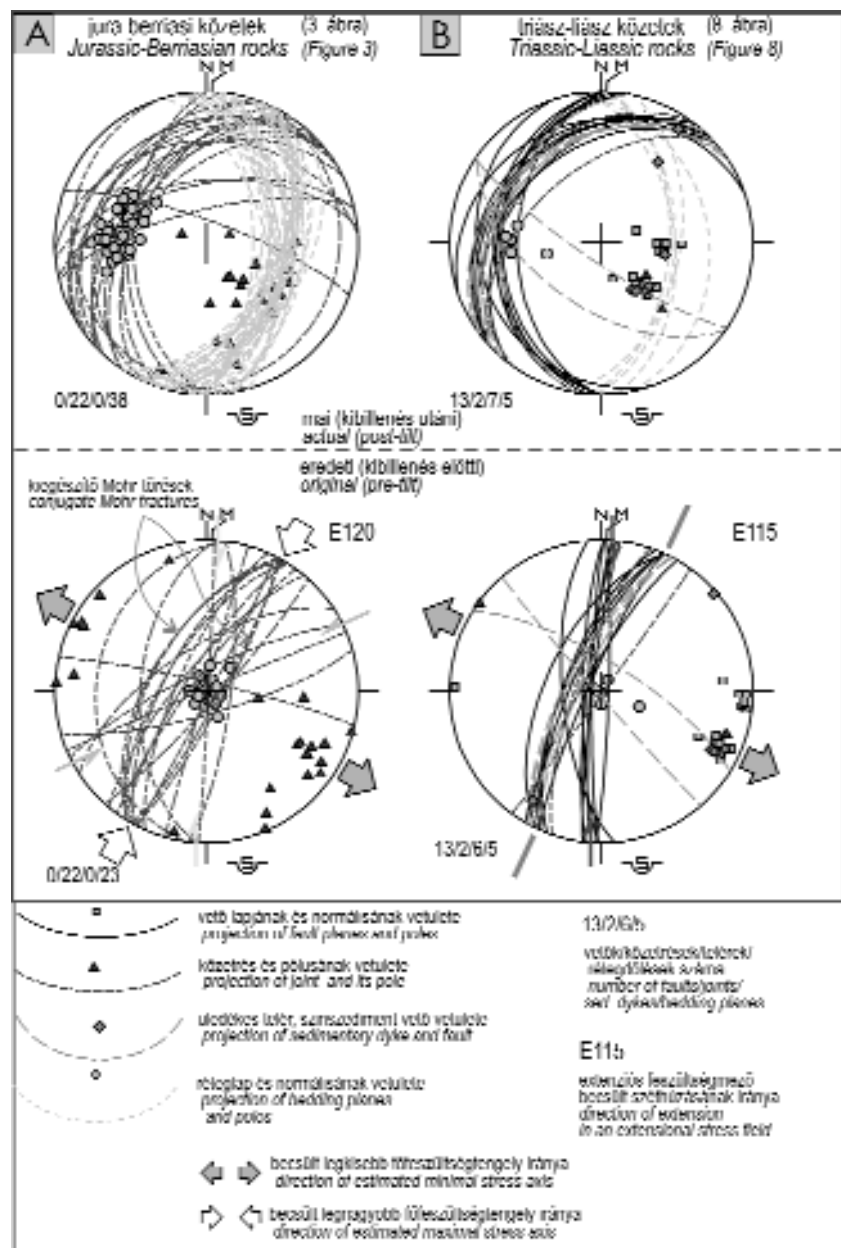
Az Asszony-hegy jura rétegsora nemcsak a középső-jura tekintetében hasonlítható az általunk vizsgált szelvényhez. A Dachsteini Mészkőre mindkét területen liász rétegek települnek. Míg az Asszony-hegyen a Pisznicei Mészkő 15 m-es vastagsága lejtőlábi környezetet jelez, addig a Gyökér-völgy alig egy méteres liász rétege a lejtőn magasabb topográfiai elhelyezkedésre utal. A környező feltárások közül legkiemeltebb helyzetben a vizsgált területtől DNy-ra található Agostyán-árok lehetett, ahol CSÁSZÁR et al. (1998) szerint a triászra közvetlenül malm rétegek települnek. Ugyanakkor, a medence felé való átmenetet a Látó-hegyektől keletre elhelyezkedő, tithon hierlatzi-típusú mészkővéről nevezetes Szél-hegy északi részének rétegsora jelzi (FÓZY et al. 1994), mely kőzet a lejtőn történő áthalmazással jöhetett létre. A késő-jura során ugyan a Gorba-hát továbbra is kiemelt pozícióban maradt (CSÁSZÁR 1995, KÁZMÉR 1998), a tithon üledékek már a Nyugati-Gerecse egész területén, így az Asszony- és a Szél-hegyen is megjelennek (FÓZY 1993).

Szerkezetföldtani áttekintés

Az Alsó-Látó-hegy keleti oldalában a korábbi vizsgálatok számos szerkezeti elemet azonosítottak, melyek értelmezésére többféle modellt dolgoztak ki. E modelleket és az üledékföldtani

megfigyeléseket egészítették ki szerkezeti méréseink, amelyek töréseket és rétegdőlési adatokat foglaltak magukba. A töréses elemeket a rétegdőléssel visszabillentettük, így e „billentés-teszt” segítségével kaptunk információt arra vonatkozóan, hogy a töréses elemek a kibillenés előtt vagy után jöttek-e létre (7. ábra).

A hátság kiemelt peremén liász szinszediment vetőket tételeztek fel (LANTOS 1997, FODOR & LANTOS 1998), bár a jura elmozdulást a törések későbbi reaktivációja miatt nehéz igazolni. A Gyökér-völgyben és az Alsó-Látó-hegytől



7. ábra. A Gyökér-völgyben mért szerkezeti elemek, rétegdőlések sztereogramjai saját mérések alapján, B ábrán kiegészítve FODOR & LANTOS (1998) adataival. A sztereogramok a vetők mai és kibillenés előtti állapotát is mutatják. E billentéssel alapján a törések a kibillenés előtt keletkeztek. A) a 3. ábrán mutatott szelvény adatai, B) a triász-jura érintkezés mellett (8. ábra) mért adatok. **Figure 7.** Stereonets of structures and bedding data based on own data supplemented by data of FODOR & LANTOS (1998) in case of B. Stereonets shows data on present-day and original (pre-tilt) position. This tilt test suggests that fractures were originated in horizontal bed position. A) data from the section of Figure 3. B) data from the syn-sedimentary structural contact of the Triassic and Liasic (Figure 8).

északra, a Nyerges-hegy keleti oldalában LANTOS (1997) számos üledékes telér és a Hierlatzi Mészkö megjelenése alapján feltételezte a liász töréses deformáció meglétét. Ezt támasztja alá a közel csapásban megjelenő, nagy-teke-hegyi telér is (VIGH 1961a, JORDÁN et al. 1992, SZABÓ 1998). FODOR & LANTOS (1998) a Gyökér-völgy déli oldalában fekvő triász mészkőblokk nyugati elvégződése és a völgytalp érintkezése alapján lapos nyugati dőlésű, normál vetőket feltételezett. A fennmaradó szárnyon hiányzó, míg a levett szárnyon megjelenő Hierlatzi Mészkö alapján a tektonikus aktivitást a liász idejére teszi. A törés síkját a legdélibb völgyág triász mészkőblokkjának rétegzéssel kb. 65–75°-os szöget bezáró sík felszínével azonosítja. Ezen a felszínen terepi megfigyeléseink során 1–3 cm vastagságban ősmaradványgazdag jura réteget találtunk a Dachsteini Mészkö rétegdőlésére közel merőleges településsel (8. ábra), amely vékonycsiszolatban liász ősmaradványokat tartalmazott. A triász és liász kőzetek érintkezése a jura üledékképződés és cementációt követően már nem reaktiválódott. Ugyanakkor a kontaktus párhuzamos a fő völgyág északi oldalából leírt nyugatra dőlő vetőkkel, ezért lehetséges lenne a későbbi reaktiváció: azonban ez legfeljebb egy másik párhuzamos sík mentén mehetett végbe.

A jurában előforduló szögletes triász kőzetdarabok jól jelzik a szerkezeti mozgást, amely a jura üledékekkel egykorú: a sinemuri kort a kissé nyugatabbra azonosított csigák adják meg (SZABÓ in FODOR & LANTOS 1998). A szinszediment szerkezeti kontaktus alapján a vetős modell mellett azonban nem zárható ki egyértelműen a liász rétegek neptuni telérként való értelmezése sem, vagyis hogy a kontaktus egy széles telér fala.

Saját szerkezeti adataink mai helyzetben laposan NyÉNy felé dőlő elemeket (normálvetőket vagy telérfalat) mutatnak, hasonlóan FODOR & LANTOS (1998) adataihoz (7.

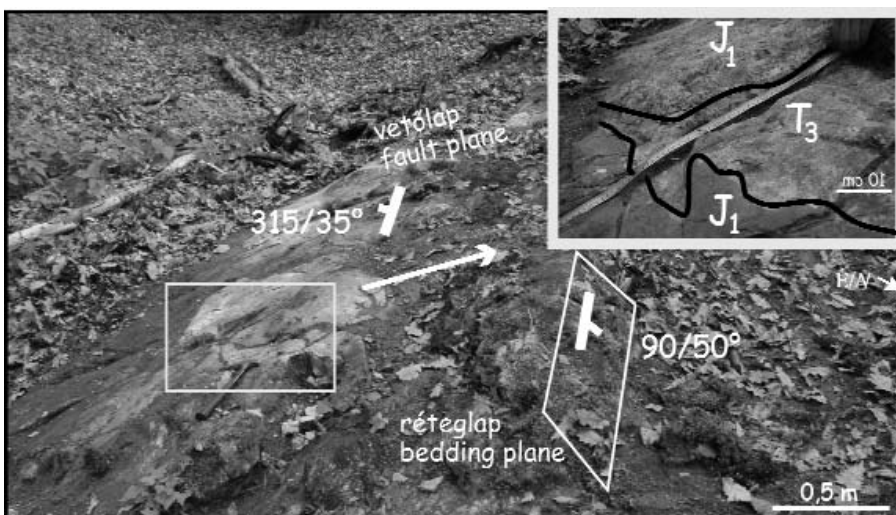
ábra, b, 9. ábra, c). A „billentés-teszt” alapján e törések vízszintes réteghelyzetben jöttek létre, és É–D-i vagy ÉÉK–DDNy-i csapásúak voltak (7. ábra, b). Ez összhangban van a szerkezetek feltételezett szinszediment sinemuri korával. A becsülhető feszültségmező KDK–NyÉNy-i extenzió lehetett. Ez az irány merőleges a kora-jurára becsült extenzióhoz képest (BADA 1994, LANTOS 1997, SASVÁRI 2008a), de ez azért is lehet, mert az eddigi kutatásnak nem sikerült vetőkarcos jura vetőt találnia.

A terület kora-kréta, berriasi utáni szerkezetfejlődésére utal a völgy északi oldalában megfigyelt lapos nyugati dőlésű vetőrendszer (3., 9. ábra). A szálfeltárásban megfigyelt legfiatalabb biztosan elvetett képződmény, azaz a Felsővadácsi Breccsa felszíni szálfeltárása alapján az elmozdulás mértéke az egyes vetők mentén 1–10 m lehetett. A törmelékfeltárások alapján azonban feltételezhető, hogy a vetők a Lábatlani Homokkővet is harántolják. A vetők korát így a kora-kréta Lábatlani Homokkő lerakódása és az általános keleties rétegdőlést okozó kibillenés közti időintervallumra tehetjük.

A felső-triász képződmények közel vízszintes településű rétegeket alkottak az egykori karbonátplatformon. A mai helyzetben keleti dőlésű rétegeket eredeti vízszintes helyzetükbe visszaállítva, a mai lapos szögű törések helyett meredek, a normálvetős elmozdulásnak megfelelő, közel 65°–80°-os NyÉNy-i, helyenként KDK-i dőlésű vetőket kapunk (7. ábra, a; 9. ábra), melyek egy szimmetrikus Mohr-töréspárnának tekinthetők. Ezek kinematikája azonban ugyanúgy normál marad, mint a mai helyzetben, de kibillentett dőlésszögben látható kinematika. Megjegyzendő, hogy a töréses elemek mai helyzetükben változatos csapásúak és dőlésszögűek, közöttük olyan töréspárok nem ismerhetők fel, melyek szimmetriasíkjá függőleges lenne (7. ábra, a). Ez is igazolja a törések kibillenés előtti keletkezését.

Néhány törés eredeti helyzetben É–D-i vagy KÉK–NyDNy-i csapású volt és eltolódásos kinematikájú lehetett (7. ábra, a). Ezek egyike az a vető, mely mai helyzetben látszólag feltolódást okozott a szelvényben (3., 5., 9. ábra). A töréses elemek együttese KDK–NyÉNy-i húzásos, esetleg időlegesen eltolódásos feszültségterben jöhetett létre (7. ábra, a).

Bár a vetők kinematikájáról közvetlen vetőkarcos adat nem áll rendelkezésre, a mért vetőminta alapján becsült feszültségmező összevethető más gerecsei adatokkal. A feltételezhető KDK–NyÉNy-i húzásos sorolható diagenézis alatti deformációt FODOR (1998) a Berseki Formációból említi; ennek korát valangini–hauterivire teszi. Az

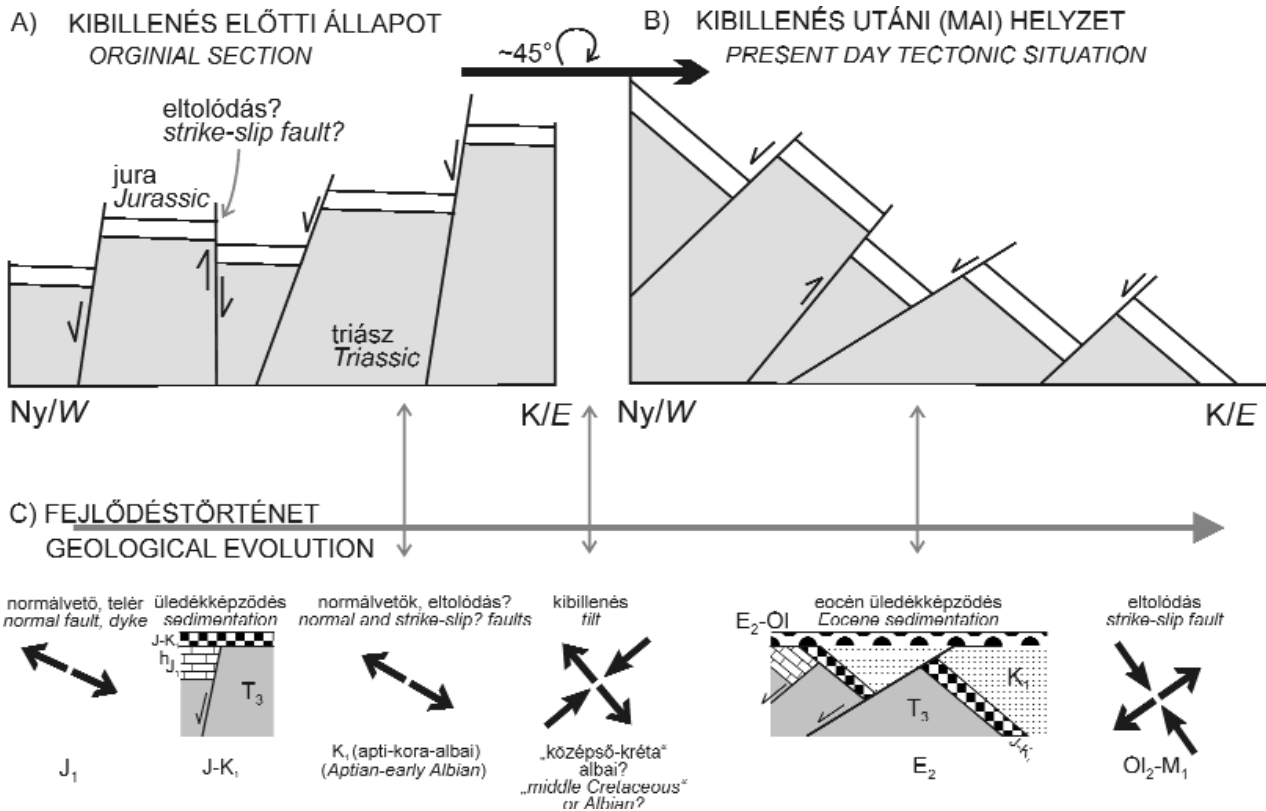


8. ábra. A déli völgyoldal triász blokkjának nyugati elvégződése, a Dachsteini Mészkö rétegdőlésére nagy szöget bezáró vetőfelszín a rácementált alsó-jura mészkő megjelenésével

A kőzetek kontaktusa vetőként és szinszediment telérként egyaránt értelmezhető

Figure 8. Lower Jurassic limestone occurrence with high angle contact to the east-dipping Upper Triassic Dachstein Limestone

The cemented tectonic contact between the two limestones can be interpreted either as a result of normal faulting or a wall of a syn-sediment neptunian dyke. The contact has Liassic age



9. ábra. A Gyökér-völgy 3. ábrán mutatott részletének szerkezetfejlődését bemutató modell

A mai lapos nyugati dőlésű vetők az általános keleties rétegdőlést okozó kibillenés előtti, eredeti helyzetükbe visszaállítva meredek normál vetőkként értelmezhetőek

Figure 9. Reconstruction of the tectonic evolution of part of the Gyökér Ravine shown on Figure 3

Present day low angle faults can be interpreted as high angle normal faults taking in consideration the latter (most probably Aptian-early Albian) general eastern tilting of the whole sequence

összevetés más kréta kompressziós vagy eltolódásos deformációs eseményekkel csak akkor lehetséges, ha feltételezzük a maximális és középső feszültségengelyek (σ_1 és σ_2) lokális felcserélődését. Ez kéreghajlásos medencékben, a deformációs fronttól távol nem tűnik lehetetlennek. Így a gyökér-völgyi ~KDK–NyÉNy-i tágulás kapcsolódhat BADA et al. (1996) által jelzett késő-jura–apti É–D-i kompresszióhoz, vagy ÉK–DNy összenyomás hatására létrejött apti korú redőkhöz (SASVÁRI 2008a, b), vagy a „középső-kréta” eltolódásokhoz (BADA et al. 1996).

A keleties kibillenést valószínűleg egy (K)ÉK–(Ny)DNy-i összenyomás okozhatta (9. ábra), amint erre BADA et al. (1996) vetőadatai és SASVÁRI (2008b) redőadatai utalhatnak. Ebben a feszültségmezőben a keleti dőlésű rétegek talán egy jobbos eltolódási zónában billentek ki (BADA et al. 1996). Ennek korát „középső-krétának”, illetve aptinak tartják a szerzők. A feltehetően deformált Lábatlani Homokkő alapján a deformáció az albaiban mehetett végbe. Ezt kiegészítendő, a Gyökér-völgy mentén JORDÁN et al. (1992) olyan konglomerátumot térképezett, amely az eocén bázisával azonosítható. Ezen a területen valamint a Szel-hegyen (BADA et al. 1996) ez az eocén képződmény lefedi a kibillentett rétegeket (9. ábra, c). A kibillenés előtti vetők tehát biztosan az eocén előtt, egy olyan deformáció során keletkeztek, amely a tágabb térségben a valanginiben

kezdődhetett és az albai elején fejeződött be: a gyökér-völgyi deformáció ennek talán az utolsó apti–kora-albai szakaszára esett. A feltárások közvetlen környezetében gyanítható egy ÉNy–DK-i kompressziójú eltolódásos feszültségmező hatása, melyet BADA et al. (1996) a késő-oligocén–kora-miocénnek korolt: e deformáció azonban a bemutatott szerkezeteket már nem érintette (9. ábra, c).

Következtetések

Az Alsó-Látó-hegy keleti lejtőjén, a Gyökér-völgy főágának északi oldalában egy erősen kondenzált (kb. 5 m vastag), hátsági kifejlődésű jura–alsó-kréta üledéksorozat figyelhető meg. A korábbi megfigyelésekhez képest a triász Dachsteini Mészke fölött, a felső-jura Pálihálási Mészke alatt sikerült azonosítani egy kb. 80 cm vastagságú liász réteget.

A középső-jura szinte teljes hiányával jellemezhető rétegsor nagy hasonlóságot mutat az Asszony-hegy mezozoos képződményeivel. Ugyanakkor a liász rétegek eltérő vastagsága alapján, feltételezhető hogy a vizsgált terület a Gorba-háthoz közelebb, magasabb topográfiai pozícióban helyezkedhetett el a kora-jura során.

A völgyben egyetlen helyen előbukkanó, maximum 10 cm vastagságú középső-jura mészkő az Asszony- és a Szel-hegy

sajátos, hátságperemi területekre jellemző, redukált, nem típusos kifejlődésű Tölgyhádi Mészkövével azonosítható.

Hátságperemhez közeli helyzetet igazol a völgyágak közötti szakaszban a Hierlatzi Mészkö megjelenése is, amely csapásban van a Nyerges-hegy és a Nagy-Teke előfordulásaival. A triász-liász érintkezés szinszediment szerkezeti voltát, vető vagy telérperem jellegét új megfigyeléseink is igazolták.

A völgy északi oldalában a korábbi vizsgálatok a triász kőzetek háromszori ismétlődését dokumentálták, és az egyes blokkokban különböző jura rétegsorokat írtak le. Az ismétlődés utolsó tagját, a legkeletibb mészkőblokkot olisztolitként értelmezték, míg a másik két blokk között szinszediment tektonikus jelenségeket feltételeztek. A völgyoldal részletes feltáráskor azonban, ettől eltérően a triász-alsó-kréta rétegsor legalább hatszori ismétlődését lehetett megfigyelni. Az olisztolitnak tekintett triász blokk is egy ezen ismétlődő blokkok között.

A rétegismétlődést mai helyzetükben lapos nyugati irányú vetők magyarázzák, melyeket eredeti (a kibillenést megelőző) helyzetükbe visszaállítva meredek, a normálvetős elmozdulásnak megfelelő, NyÉNy-i, helyenként KDK-i dőlésű vetőket kapunk. Ezen szerkezeti elemekkel

magyarázható a mezozoos rétegsor többszöri ismétlődése és elvethető a legkeletibb triász mészkőpad olisztolitként való értelmezése.

A törései elemek együttese KDK–NyÉNy-i húzásos, esetleg időlegesen eltolódásos feszültségmezőben jöhetett létre, mely kora valószínűleg az apti–kora-albaira tehető.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat kezdeti megfigyelései a gerecsei térképezési gyakorlat keretei között zajlottak. Köszönettel tartozunk a gyakorlat vezetőinek, SZTANÓ Orsolyának, MINDSZENTY Andreának és PALOTAI Mártonnak valamint az észlelésben nyújtott segítségéért SZABÓ Beátának. Köszönet illeti CSÁSZÁR Gézárt a csiszolatok értelmezésében, BUDAI Ferencet és LANTOS Zoltánt a csiszolatok illetve a fényképek elkészítésében nyújtott hathatós segítségéért. Köszönjük a kézirat lektorainak, SASVÁRI Ágostonnak és CSÁSZÁR Géának hasznos megjegyzéseiket és építő jellegű kritikáikat. A kutatás a Magyar Állami Földtani Intézet gerecsei térképezési projektjéhez kapcsolódott, annak támogatását élvezte.

Irodalom — References

- BADA, G. FODOR, L., SZÉKELY, B. & TIMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269–289.
- BÁRÁNYI M. 2004: A jura-kréta határ gravitációsan átülepített képződményei az Északi-Gerecseben. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 74 p.
- CSÁSZÁR, G. 1995: A gerecsei és a vértés-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 133–152.
- CSÁSZÁR G., GALÁCS A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura — fácieskérdések, alpi analógiák. — *Földtani Közöny* **128**, 397–435.
- FODOR, L. 1998: Late Mesozoic and Early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. — *Abstract book of the Carpathian-Balkan Geological Association XVIIth Congress*, Austria 165.
- FODOR L. & LANTOS Z. 1998: Liász törései szerkezetek a Nyugati-Gerecseben. — *Földtani Közöny* **128**, 375–396.
- FÓZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Földtani Közöny* **123**, 441–464.
- FÓZY, I., KÁZMÉR, M. & SZENTE, I. 1994: A unique Lower Tithonian fauna in the Gerecse Mts, Hungary. — *Palaeopelagos Special Publication* **1**, 155–165.
- GALÁCS, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 313–328.
- GALÁCS, A. & VÖRÖS, A. 1972: A bakony-hegységi jura fejlődéstörténelmi vázlat a főbb üledékvöldtani jelenségek kiértékelése alapján. — *Földtani Közöny* **102**, 122–135.
- JORDÁN, GY., KOVÁCS, R. & SZÜCS, A. 1992: Terepgyakorlati jelentés. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék 22 p.
- KÁZMÉR, M. 1998: Pygopid brachiopods and Late Jurassic palaeorelief in the Gerecse Mts., Hungary. — *Földtani Közöny* **128**, 265–272.
- LANTOS Z. 1995: Gerecsei alsójura szedimentológiai vizsgálata. Kapcsolatok a liász tektonikával és ősföldrajzzal. — *Szakkoloztat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 138 p.
- LANTOS Z. 1997: Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse). — *Földtani Közöny* **127**, 291–320.
- REZESSY A. 1998: Ciklussztratigráfiai vizsgálatok gerecsei alsó-jura szelvényeken. — *Földtani Közöny* **128**, 297–320.
- SASVÁRI Á. 2008a: A Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közöny* **138**, 147–164.
- SASVÁRI Á. 2008b: Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Gerecse területén. — *Földtani Közöny* **138**, 385–402.
- SZABÓ, J. 1998: Paleogeográfiai és paleoökológiai következtetések egy késő-sinemuri gastropoda-fauna kapcsán (Hierlatzi Mészkö, Nagy-Teke-hegy, Gerecse). — *Földtani Közöny* **128**, 211–222.
- VIGH G. 1961a: A gerecsei jura üledékek fácieskérdései. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49**, 463–468.
- VIGH G. 1961b: A Gerecsehegység Ny-i felének földtani vázlat. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49**, 445–462.

VÖRÖS, A. 1991: Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubileumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn. Teil I.* Bécs, 145–154.

VÖRÖS, A. & GALÁ CZ, A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia* **104**, 69–84.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 05.

I. tábla

A: *Involutina liassica* a Gyökér-völgyi szelvény liász rétegéből (vékonycsiszolat)

B: Karbonátturbiditek a liász mészkőben

C–D: A Pálihálási Mészkő Formáció jellegzetes vékonycsiszolati és makroszkópos képe,

E–F: Kondenzált középső-jura vékonycsiszolat, illetve kézipéldány

G: Szentivánhegyi Mészkő, vékonycsiszolat

H: Felsővadácsi Breccsa, kézipéldány

Plate I

A: *Involutina liassica* from the Liassic limestone bed of the Gyökér Ravine, thin section

B: Calcareous turbidites in the Liassic limestone

C–D: Macroscopic and microscopic images of the Upper Jurassic Pálihálás Limestone Formation

E–F: Condensed Middle Jurassic limestone with thin shelled bivalves (*Bositra*), thin section and hand specimen

G: Upper Jurassic – Lower Cretaceous Szentivánhegy Limestone, thin section

H: Felsővadács Breccia, hand specimen

I. tábla — Plate I

