

A Neotethys-óceán akkréciós komplexumának maradványai Észak-Magyarországon

HAAS János¹, KOVÁCS Sándor¹, PELIKÁN Pál², KÖVÉR Szilvia¹, GÖRÖG Ágnes³, OZSVÁRT Péter⁴, JÓZSA Sándor⁵, NÉMETH Norbert⁶

¹MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport

²Magyar Állami Földtani Intézet

³ELTE Óslénytani Tanszék

⁴MTA Paleontológiai Kutatócsoport

⁵ELTE Kőzettan Geokémiai Tanszék

⁶Miskolci Egyetem, Földtan-Teleptani Intézeti Tanszék

Remnants of the accretionary complex of the Neotethys Ocean in Northern Hungary

Abstract

The paper summarizes the results of the latest sedimentological and stratigraphical investigations carried out on the Triassic and Jurassic basin and slope facies in North Hungary. The studies were performed in the Bükk Mts in the Darnó area, on cores drilled in the Mátra Mts, and in the Rudabánya Hills. The deep-sea succession of the Bükk commences with Early Bajocian radiolarite that is overlain by siliciclastic turbidites deposited in a submarine fan system. After this, the presence of hemipelagic carbonates-argillites interfingering with eupelagic radiolarites become typical. Pronounced tectonic activity during the Late Bajocian to Bathonian may have caused the deposition of polymictic olistostromes. These are followed by the appearance of big olistolithes made up mostly of redeposited carbonates of platform origin (probably derived from the Adriatic Dinaridic Carbonate Platform). The relics of the Neotethys accretionary complexes occur in the Bükk, in the basement of the Mátra and also in the Darnó area. They show a good correspondence with those relics in the Dinarides and therefore their genetic conditions can be derived from the recently elaborated genetic models for the Dinarides. Although differences have been noticed in the composition of the olistostromes present in the Rudabánya Hills, compared to those in the Bükk and Mátra Mts, significant common features were also recognised.

Keywords: Jurassic, Neotethys, accretionary complex, olistostrome

Összefoglalás

A cikk az észak-magyarországi triász és jura medence és lejtő fáciesek újabb szedimentológiai és rétegtani vizsgálatának eredményeit foglalja össze. A kutatásokat a Bükkben, a darnói területen, a Mátrában mélyített fúrások anyagán és a Rudabányai-hegységben végeztük. A bükki mélytengeri jura összlet valószínűleg a kora-bajociban képződött radiolarittal indul, amire törmelékűp rendszerben lerakódott sziliciklasztos turbidit fáciesek következnek, majd eupelágikus radiolarittal összefogazódó platform és hemipelágikus karbonátos-agyagos kőzetek válnak jellemzővé. A késő-bajoci–bath idején megélenkülő tektonikai mozgásokhoz köthető a polimikt oliszosztrómák képződése, amelyben nagyméretű, egy karbonátplatform (valószínűleg az Adriai–Dinári-karbonátplatform) közvetlen előterének kőzetté vált üledékeiből keletkezett olisztolitok is megjelennek. A Neotethys akkréciós komplexumának részét képező bükki, továbbá a Mátra aljzatát alkotó és a Darnó környéki képződmények alapvető jellegei jól megfeleltethetők a Dinaridákban ismertekkel, és ennél fogva képződési körülményeik is levezethetők a Dinaridákra a közelmúltban kidolgozott modellekből. A Rudabányai-hegységben megismert oliszosztrómák törmelékanyaga mutat ugyan összetételbeli eltéréseket a bükkiekhez és a mátraiakhoz képest, de fontos összekapcsoló bélyegeket is felismertünk.

Tárgyszavak: jura, Neotethys, akkréciós komplexum, oliszosztróma

Bevezetés

A Pannon-medence aljzatát különböző eredetű kéregfragmentumok (terrénumok) építik fel, amelyek eredetileg egymástól távol helyezkedtek el és csak a kainozoikum idején kerültek egymás szomszédságába. A Pannon-medence aljzatának déli részét az Európai-lemezről a középső-jura–

kora-kréta során levált Tiszai-főegység (Tisia-terrénum) alkotja. Északi része az Adriai-mikrolemmez töredékeiből felépülő Alcapa-főegység, amelynek triász kőzetei a felnyíló Neotethys peremén képződtek, majd a középső-jurától ez a terület a bezáródó Neotethys és az Atlanti-óceán kialakulásához kapcsolódóan felnyíló Pennini-óceánág (Alpi Tethys) közötti helyzetbe került. A két nagy összetett

terrénum közötti keskeny zónában, a Közép-magyarországi-főegységben, az Adriai-mikrolemez eredetű töredékek mellett olyan kéregfragmentumok is találhatóak, amelyek a Dinaridák belső övezetéből származtathatók, és a Neotethys (Vardar)-óceán akkréciós komplexumához tartozhattak. Az akkréciós komplexum maradványai Észak-Magyarországon találhatóak meg a felszínen, illetve váltak ismertté fúrásokban. Megismerésük alapvető jelentőségű a Neotethys-óceán fejlődéstörténeti rekonstrukcióját illetően, továbbá az egész Alpi–Kárpáti–Dinári régió geodinamikájának, fejlődéstörténetének megértésében.

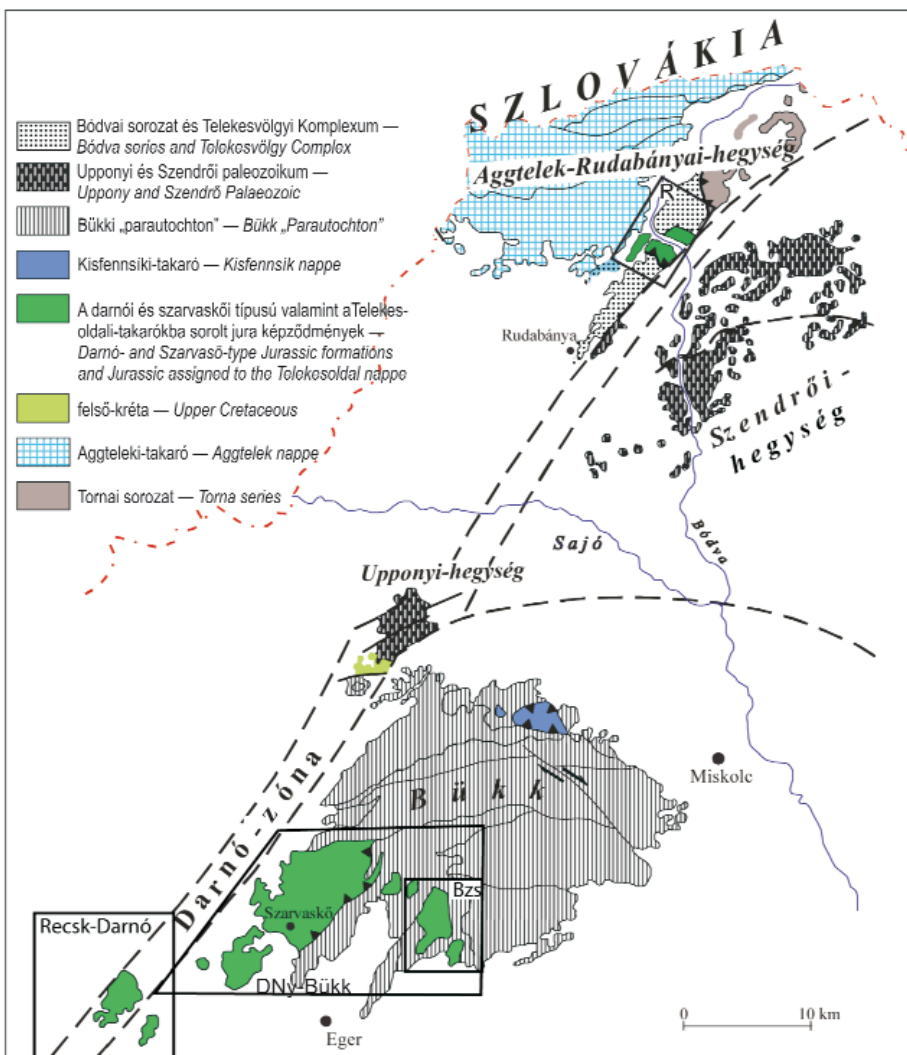
Az ezredfordulón Kovács Sándor vezetésével (OTKA T047121 program) új szakaszába lépett az Észak-Magyarországon ismert óceáni aljzatmaradványok vizsgálata, melynek során kiemelt figyelmet fordítottunk a képződményeknek a Dinaridák és a Hellenidák hasonló geodinamikai tartományokban keletkezett képződményeivel való korrelálására. Ezek a vizsgálatok, valamint a Bükkben folytatott korábbi földtani térképezés és tektonikai elemző vizsgálatok (BALLA 1983; BALOGH et al. 1984; BALLA et al. 1986; CSONTOS 1988, 1999, 2000; CSONTOS et al. 1991a, b; PELIKÁN et al. 2005) nyomán nyilvánvalóvá vált, hogy rendkívül fontos volna az akkréciós komplexumokkal kap-

csolatos lejtő és medence fáciesű rétegsorok részletes szedimentológiai és petrográfiai vizsgálata is. Az ilyen irányú kutatások ugyanis adatokat szolgáltathatnak a lejtőüledékek forrásterületének felépítésére, a lejtő jellegére, valamint a lejtőn szállított üledék lerakódásának környezetére nézve is. A mikropaleontológiai vizsgálatokkal és a radiometrikus kormeghatározás lehetőségeinek felhasználásával pedig lehetőség nyílt a képződmények, a képződési folyamatok korának pontosabb meghatározására. Mindez a geodinamikai és a földtörténeti folyamatok újraértékelését teheti lehetővé.

A fentiekből kiindulva 2006-ban új kutatási program indult (OTKA K61872), amelynek célja az észak-magyarországi triász és jura medence és lejtő fáciesek szedimentológiai és rétegtani vizsgálata, továbbá tektonikai helyzetük, jellegeik tisztázása volt, elsősorban annak érdekében, hogy a korábbi kutatási eredményeket felhasználva és az újabb eredmények alapján új fejlődéstörténeti szintézis készülhessen, lehetővé téve a korrelációt a Dinaridák és a Hellenidák hasonló korú és kifejlődésű képződményeivel. A kutatások a Bükkben, a Bükk és a Mátra hegység közötti darnói területen, a Mátrában, a recski mélysíntű ércutatás során mélyített fúrások anyagán, továbbá az Aggteleki- és a Rudabányai-hegységben folytak

(1. ábra). Az összehasonlító elemzés érdekében terepi megfigyeléseket és vizsgálatokat végeztünk Horvátországban és Szerbiában a Dinaridák egyes részein, Görögországban a Hellenidákban, továbbá szorosan kapcsolódtak a feladathoz azok a szlovákiai és ausztriai terepbejárások és kutatások, amelyeket nemzetközi együttműködési programok támogatásával tudtunk megvalósítani.

A jelen dolgozat áttekintő, összefoglaló jellegű. Egyes vizsgálatok eredményeit már publikáltuk, vagy az eredmények közzététele folyamatban van — ezekre a tárgyalás során, a részletek ismertetése nélkül hivatkozunk. Célunk a kutatás legfontosabb eredményeinek áttekintése, az egyes részterüle-



1. ábra. A Bükk és az Aggtelek-Rudabányai hegység földtani térképe a kutatási területek feltüntetésével (Kovács 1989 nyomán, módosítva)
R = Rudabányai-hegység, Bzs = Bükkzsérc környéki területet lásd 2. ábra

Figure 1. Geological map of the Bükk and the Aggtelek-Rudabánya Mts showing the area studied (after Kovács 1989, modified)
R = Rudabánya Hills, Bzs = Bükkzsérc area; its detailed map is presented on Fig. 2

tekre vonatkozó eredmények összevetése és a jelenlegi ismeretekre alapuló, továbbá a Neotethys szutúra övezet jobban feltárt területeire kidolgozott modelleket is figyelembe vevő értelmezése.

Kutatási eredmények

Bükk

A Bükk hegység rétegtani megismerésében áttörést jelentett a jura képződmények felismerése (BÉRCZI-MAKK & PELIKÁN 1984, BALOGH et al. 1984), ami a hegység szerkezetére vonatkozó elképzeléseket illetően is lényeges változásokhoz vezetett. BALLA (1983) megfigyelései, majd CSONTOS munkái (1988, 1999; CSONTOS et al. 1991a, b) alapján olyan modell körvonalazódott, amely szerint egy paleozoos, triász és jura képződményekből álló parautochton egység (Nagy-fennsík-parautochton) fölött a jura üledékes kőzetekből és magmatitokból álló Szarvaskői-takarók következnek. CSONTOS (2000) szerint a Nagy-fennsík-parautochton legfiatalabb igazolható korú szintje a késő középső-jura vörös radiarit, amely fölött nagy vastagságban a Lök völgyi Pala települ. A Szarvaskői-takaró rétegsorát az Odvas-bükk szelvényével mutatja be, ahol a Lök völgyi Pala fölött középső-jura (callovi) mészköves agyagpalát és alodapikus ooidos mészkövet említ jellemző litofáciesként. DOSZTÁLY et al. (1998), HAAS & KOVÁCS (2001), KOVÁCS et al. (2008) szerint a Bükki-parautochton egység fölött a pelágikus medence és gravitációs tömegmozgásokkal átülepített lejtő fáciest képviselő Mónosbéli-egység (takaró) majd a pelágikus agyagkő, homokkő rétegsorba nyomult bázisos magmás kőzetekből álló Szarvaskői-egység (takaró) következik. PELIKÁN szerint viszont a rétegtani adatok és a térképezési eredmények lehetővé teszik a „Szarvaskői komplexum” takaró szerkezetek nélküli értelmezését is (PELIKÁN et al. 2005).

A Bükkben végzett kutatásaink legfontosabb célja a jura lejtő és medence fáciest képződmények szedimentológiai jellegeinek megismerése és rétegtani helyzetük pontosítása volt. A kutatási eredményekből természetesen a vizsgált kőzettestek szerkezeti helyzetét illetően is vontunk le következtetéseket.

Bükkzsérc környéke

A célokkal összhangban a kutatásokat a Bükk délnyugati részére, elsősorban Bükkzsérc környékére koncentráltuk, mert ezen a területen viszonylag kedvezőek a feltártsági viszonyok és néhány fontos, a térképezés során mélyült fúrás is segítette a tájékozódást (2. ábra). A litosztratifráiai tagolásnál a legújabb térképezés eredményeiből indultunk ki (PELIKÁN et al. 2005), de megfigyeléseink, vizsgálataink alapján a tagolást, illetve a besorolást szükség esetén módosítottuk. A Bükkzsérc környéki vizsgálatok legfontosabb eredményeit az alábbiakban foglaljuk össze (3. ábra).

Az Odvas-bükk K-i oldalán megfigyelhető a Bányahegyi Radiarit rátelepülése a középső-felső-triász Felső-

tárkányi Mészkőre. A Bányahegyi Radiarit radiolária-faunáját korábban DOSZTÁLY L. számos helyen vizsgálta. Néhány helyen talált meghatározható együttest, amit az akkor érvényben lévő kronosztratifráiai értékelésnek megfelelően a callovi-kimmeridegi korúnak tartott (CSONTOS et al. 1991a). A radiolaritban talált igen rossz megtartású radiolária-együttes, OZSVÁRT P. vizsgálata szerint *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA and *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO) együttest tartalmaz, ami a jelenlegi megítélés szerint, kora-bajoci-kora-kimmeridegi rétegtani besorolást tesz lehetővé (HAAS et al. benyújtva). DOSZTÁLY ezen a helyen (Földszakadás) és a többi általa vizsgált ponton hasonló együttest határozott meg, de az utóbbi évtizedben az értékelés változott és csak a korábban megállapítottnál is tágabb korbesorolást enged meg.

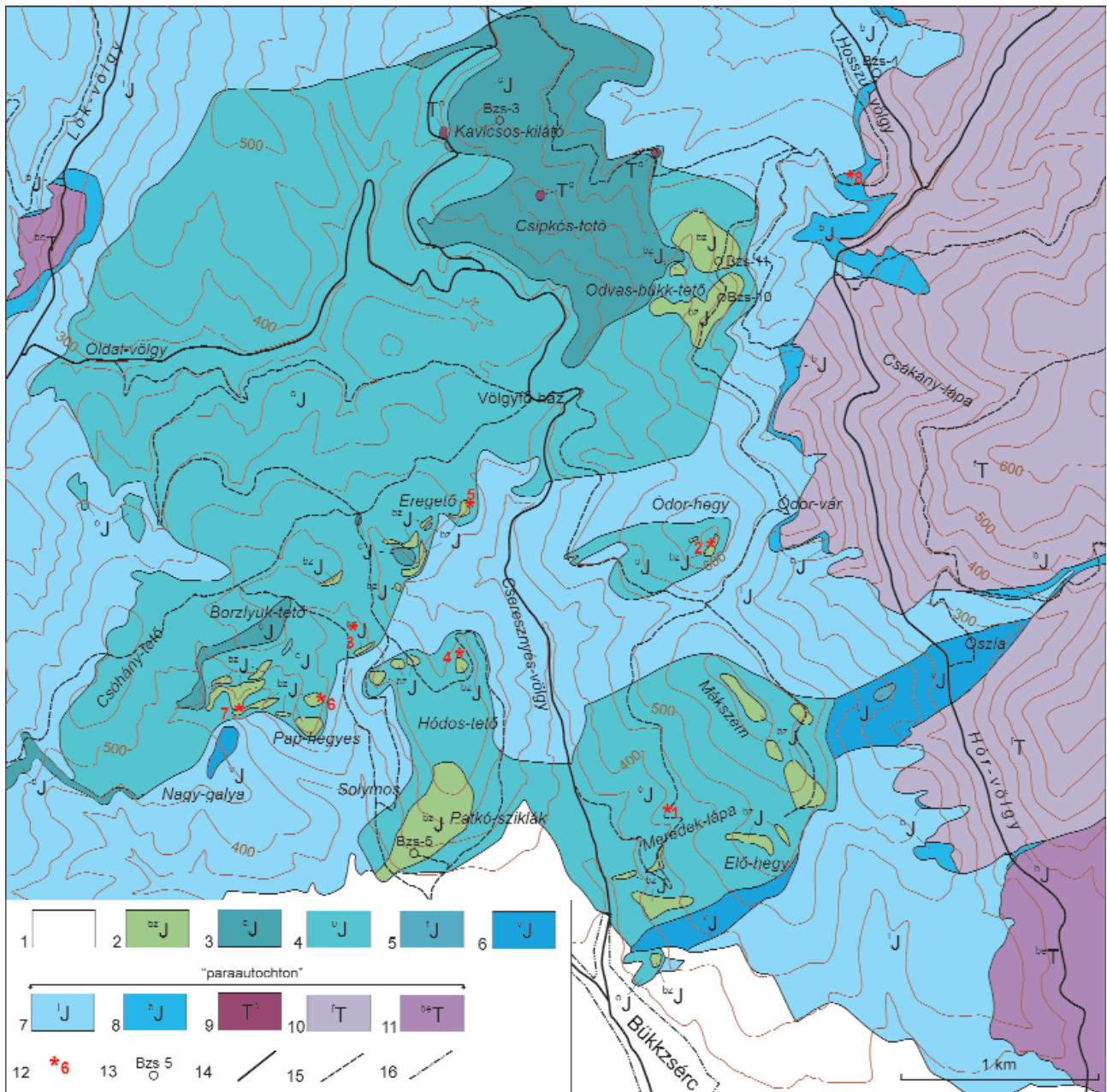
A radiolaritra a típusos kifejlődési jellegeket mutató Lök völgyi Formáció következik, amely homokkő, aleurolit és agyagkő váltakozásából áll. Az agyagosabb rétegek gyakran radioláriákat tartalmaznak, és a rétegsorban ritkán vékony fekete mészkő betelepülései is találhatóak (PELIKÁN et al. 2005). Medencében lerakódott disztális turbiditként értelmezhető.

Az Odvas-bükk oldalán mélyített Bzs-11 fúrás a Lök völgyi Formáció felsőbb részében állt meg. A fúrás rétegsor alsó részén, az uralkodóan sziliciklasztos rétegsorból foraminiferák is előkerültek (*Labalina rawiensis* (PAZDROWA), *Cylindrotrocholina excelsa* (RUGGIERI & GIUNTA)), amelyek a fúrás felsőbb részén feltárt Oldalvölgyi-Csipkéstetői Formáció faunájától nem mutatnak lényeges különbséget, nem jeleznek számottevő időbeli eltérést; középső-jura (kora-bajoci-kora-bath) korra utalnak (HAAS et al. benyújtva) (4. ábra). Mindezek alapján valószínűnek látszik, hogy a Bányahegyi Radiarit és az arra települő Lök völgyi Formáció a kora-bajoci-kora-bath intervallumba tehető.

Bükkzsérc környékén, a településtől ÉNy-ra a Nagygalya K-i oldalán és ÉK-re az Elő-hegy déli oldalán és a Mákszem keleti lejtőjén is a Lök völgyi Formációval szoros kapcsolatot mutató, helyenként azzal összefogazódni látszó homokkő található, amit a térképezés során a Vaskapui Formációba soroltak (PELIKÁN et al. 2005).

Az Odvas-bükk K-i oldalán mélyített Bzs-11 fúrásban (helye a 2. ábrán) a sziliciklasztos egység (Lök völgyi Formáció) és a fölötté következő karbonátos-kovás egység (Oldalvölgyi-Csipkéstetői Formáció) között éles litológiai határ van, CSONTOS L. megfigyelése szerint (szóbeli közlés) elnyíródásra utaló jellegekkel (3. ábra). Ez azért lényeges, mivel CSONTOS (2000) szerint éppen itt lenne a parautochton egység és egy „Szarvaskői típusú takaró” határa.

A Bükkzsérc Bzs-10 és a Bzs-11 fúrások, továbbá a felszíni kibúvások megfigyelése alapján is egyértelmű a márga (pala) és mikrites-peloidos mészkő váltakozásából álló Oldalvölgyi Mészkő és a Cipkéstetői Radiarit összefogazódásos kapcsolata, és a márgás-karbonátos kőzetek gyakori kovásodása miatt a két formáció gyakran szétválaszthatatlan. Az Oldalvölgyi Formáció periplatform hemipelágikus fáciest képvisel, amelyben olykor apró



2. ábra. Bükkzsérc környékének földtani térképe (LESS et al. 2002 nyomán, módosítva)

1 – kainozoos képződmények, 2 – Bükkzsérci Mészko Formáció; 3 – Csipkéstetői Radiolarit Formáció; 4 – Oldalvölgyi Mészko Formáció; 5 – Tardosi Gabbró Formáció; 6 – Vaskapu Homokkő Formáció; 7 – Lökvölgyi Formáció; 8 – Bányahegyi Radiolarit Formáció; 9 – triász pelágikus mészkő- és bazaltolisztolit; 10 – Felsőtárkányi Mészko Formáció; 11 – Bervai Mészko Formáció; 12 – a cikkben hivatkozott feltárás; 13 – fúrás; 14 – műút; 15 – gyalogút; 16 – településhatár. A CSONTOS (2000) szerint a Nagy-fennsík-parautochthonba tartozó egységeket a jelkulcsban megjelöltük. A csillagok a szövegben hivatkozott feltárásokat jelölik

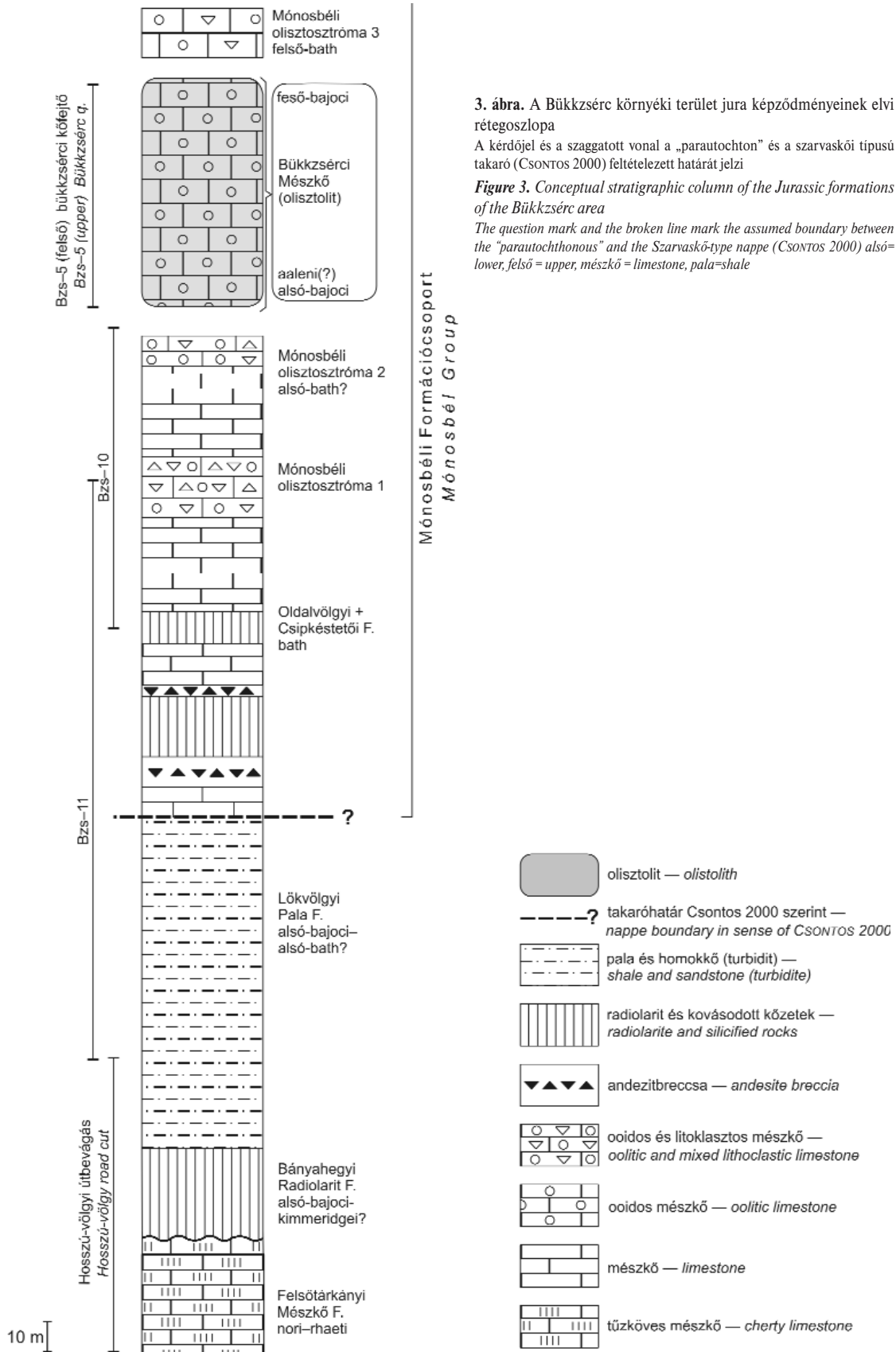
Figure 2. Geological map of environ of Bükkzsérc (after LESS et al. 2002, modified)

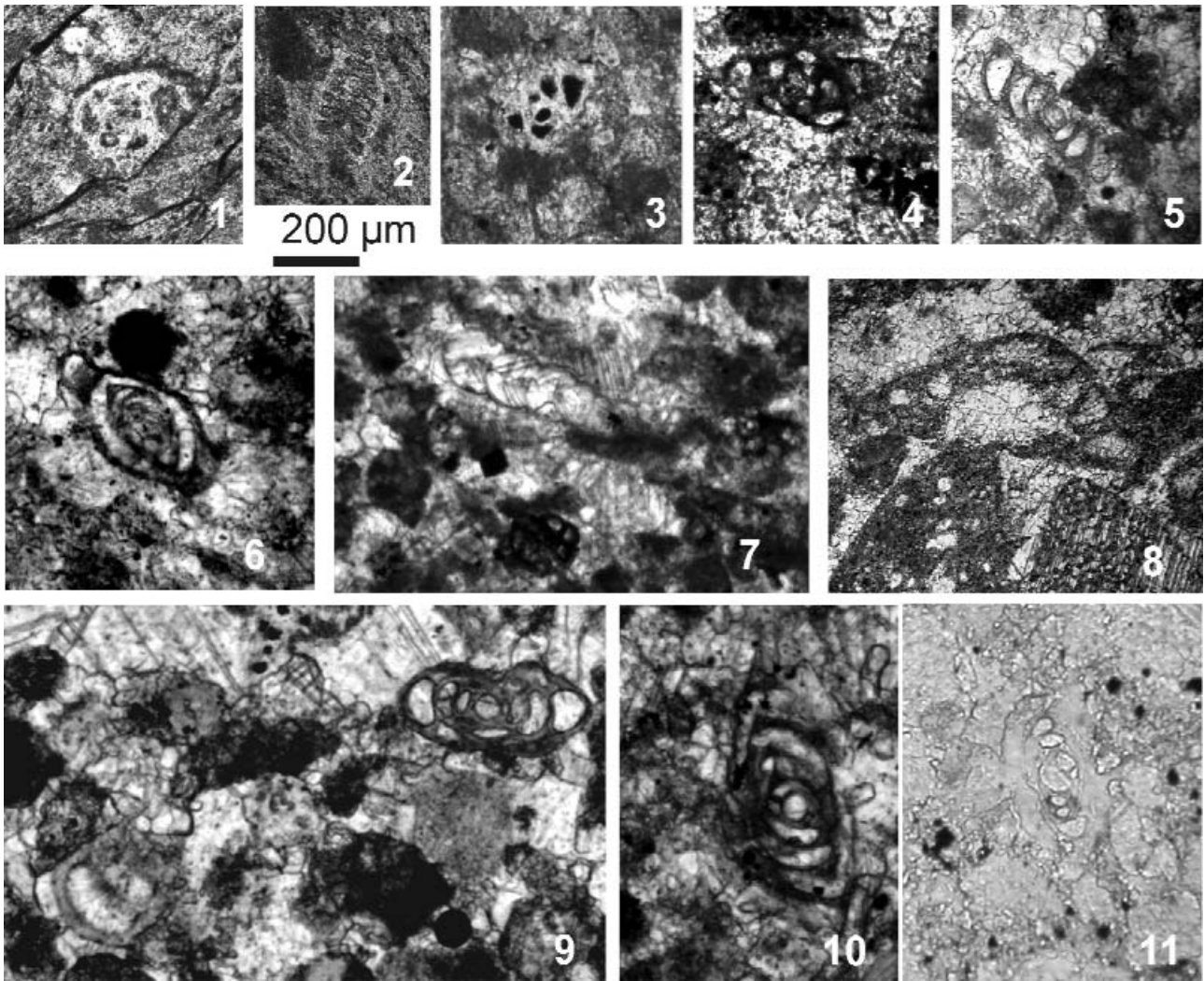
1 – Kainozoic formations; 2 – Bükkzsérc Limestone Formation; 3 – Csipkéstető Radiolarite Formation; 4 – Oldalvölgy Limestone Formation; 5 – Tardos Gabbro Formation; 6 – Vaskapu Sandstone Formation; 7 – Lökvölgy Formation; 8 – Bányahegy Radiolarite Formation; 9 – Olistoliths made up of Triassic pelagic carbonates and basalts; 10 – Felsőtárkány Limestone Formation; 11 – Berva Limestone Formation; 12 – outcrop referred in the paper; 13 – borehole; 14 – asphalt road; 15 – forest road; 16 – settlement contour. Units belong to the Nagy-fennsík Parautochthonous according to CSONTOS (2000) are indicated in the legend. The stars mark the exposures referred in the text

ooidos disztális lejtőlábi fáciesek is megjelennek, míg a Csipkéstetői Formáció eupelágikus medence fáciesű. A korábbi (CSONTOS et al. 1991b, DOSZTÁLY in PELIKÁN et al. 2005) és az újabb radiolaria vizsgálatok szerint is az Oldalvölgyi–Csipkéstetői Formáció kora valószínűleg bath (callovi?) (HAAS et al. 2010c, HAAS et al. benyújtva). A Bzs-11 fúrásban már az Oldalvölgyi–Csipkéstetői Formá-

ció alsó részén megjelennek breccsa (olisztosztróma) be-települések, melyek uralkodóan vulkáni kőzetek (andezit, illetve bazalt) törmelékéből állnak.

Az Oldalvölgyi–Csipkéstetői Formáció, továbbá a Mónosbéli Formáció olisztosztrómainak mátrixa foraminiferákat tartalmaz. Mivel az utóbbi képződményből a kormeghatározást illetően egyéb biosztratigráfiai lehetősé-





4. ábra. A Bzs-11 fúrás foraminiferái

Figure 4. Foraminifera from the Core Bzs-11

1. *Labalina rawiensis* (PAZDROWA) – harántmetszet, kovásodott váz (125,2 m) – transverse section, test is silicified (125.2 m),
2. *Cylindrotrocholina excelsa* (RUGGIERI & GIUNTA) – axiális metszet, kovásodott váz, (125,2 m) – axial section, test is silicified (125.2 m),
3. *Labalina costata* (ANTONOVA) – harántmetszet (72,3 m) – transverse section (72.3 m),
4. *Labalina occulta* (ANTONOVA) – harántmetszet, kovásodott váz (32,2 m) – transverse section, test is silicified (32.2 m),
5. *Ophthalmidium caucasicum* (ANTONOVA) – szubaxiális metszet, kovásodott váz (32,2 m) – subaxial section, test is silicified (32.2 m),
6. *Labalina rawiensis* (PAZDROWA) – hosszmetset (32,2 m) – longitudinal section (32.2 m),
7. *Nodosaria* sp. és *Glomospira* sp. (34,8 m),
8. *Trocholina palastiniensis* HENSON, (3,5-3,0 m),
9. *Lingulina* sp. és *Labalina* sp., (33,3 m),
10. *Ophthalmidium* aff. *concentricum* (TERQUEM & BERTHELIN) – ekvatoriális metszet (33,3 m) – equatorial section (33.3 m),
11. *O.* aff. *concentricum* (TERQUEM & BERTHELIN) – axiális metszet, kovásodott váz (31,3 m) – axial section, test is silicified (31.3 m)

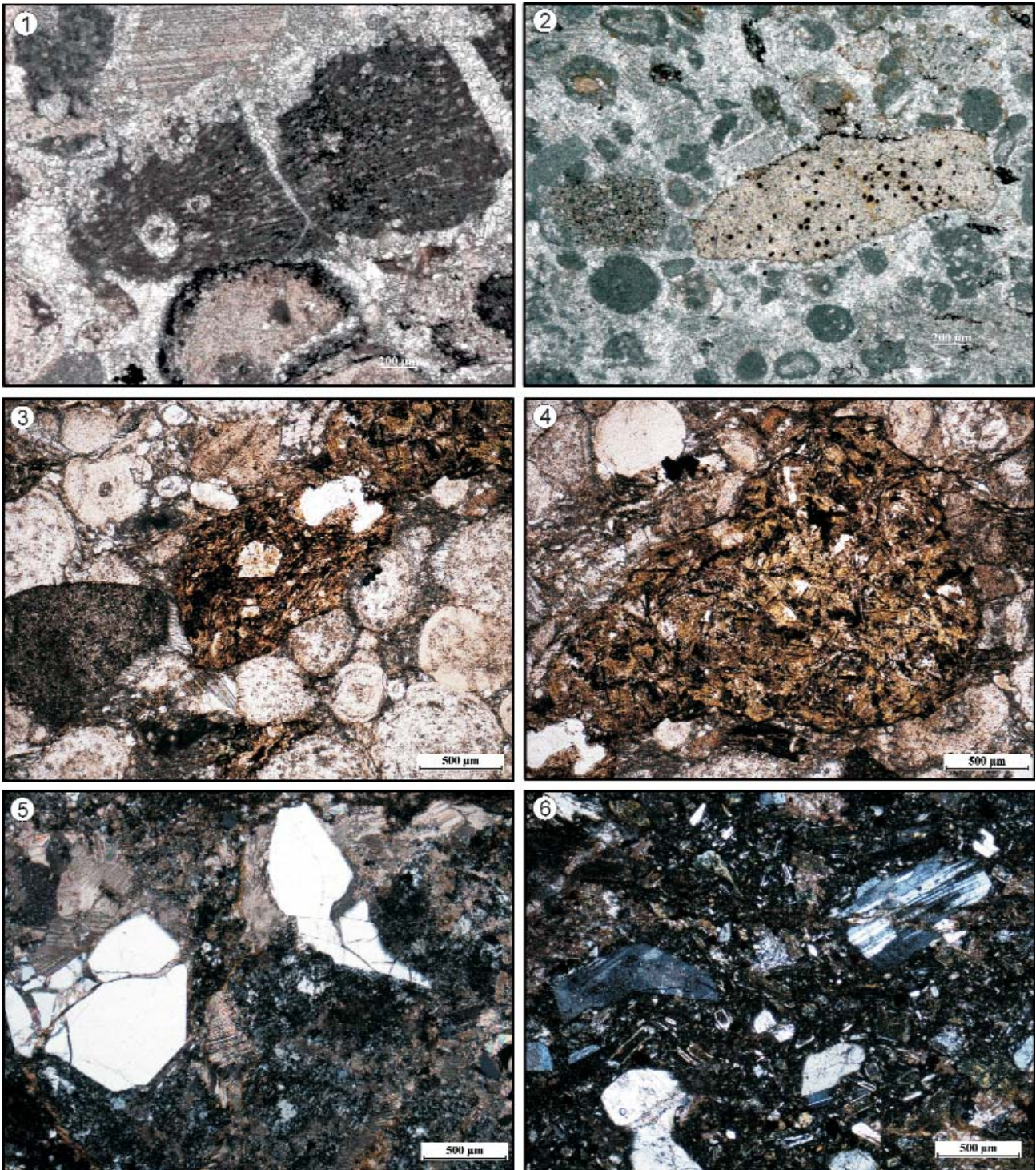
günk nincs, a foraminifera vizsgálatok és kronosztratigráfiai értékelésük kiemelkedő jelentőségű. Korábban BÉRCZINÉ MAKK A. vizsgálta a Bzs-10 és -11 fúrások magmintáit és néhány felszíni feltárás anyagát (BÉRCZI-MAKK & PELIKÁN 1984, BÉRCZI-MAKK 1999). A Bzs-11 fúrás két szintjében talált értékelhető faunát, melynek alapján bath-callovi besorolást adott, a Bzs-10 fúrás egy szintjéből meghatározott faunát pedig callovi-oxfordi korúnak minősítette. A Bzs jelű fúrások újvizsgálata során számos mintából kerültek elő kronosztratigráfiailag is értékelhető foraminiferák (GÖRÖG 2006, 2009; HAAS et al. 2006). A *Mesoendothyra croatica* GUŠIĆ, *Labalina rawiensis* (PAZDROWA), *L. costata* (ANTONOVA), *L. occulta* (ANTONOVA), *Ophthalmi-*

dium caucasicum (ANTONOVA), *Cornuspira infraoolithica* TERQUEM és a *Trocholina palastiniensis* HENSON együttes előfordulása a fúrások Oldalvölgyi-Csipkéstetői Formációt feltárt részén, a fajlétők jelenlegi ismerete szerint (pl. BANNER et al. 1991, BASSOULLET 1997, CLERK 2005, VELIĆ 2007), kora-bajoci-kora-bath besorolást enged meg.

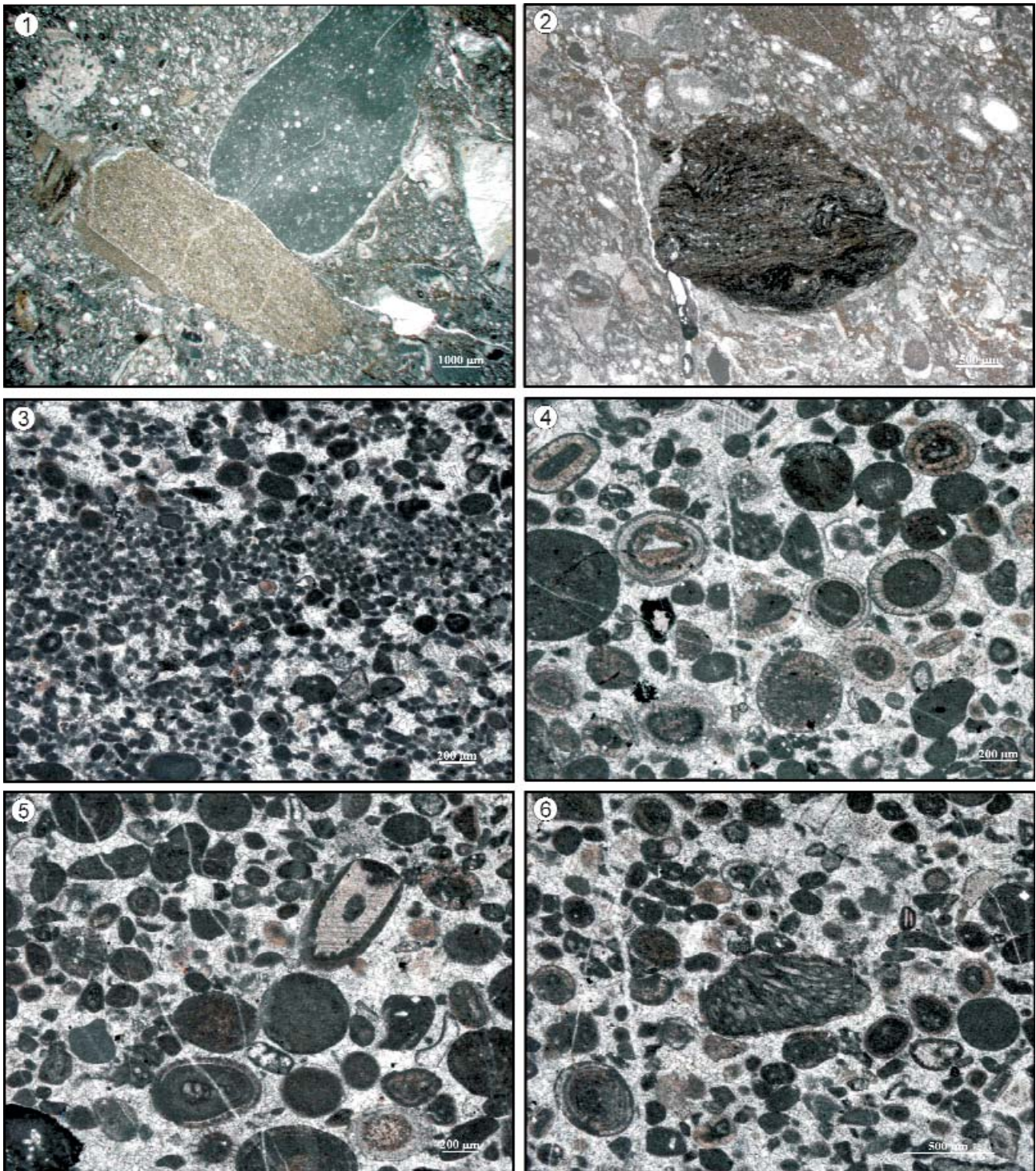
Az Oldalvölgyi-Csipkéstetői Formáción belül olisztolitik ismertek. Közülük különösen figyelemre méltó a Csipkés-tető déli oldalán, a Kavicsos-kilátó közelében feltárt, bazaltot és vörös Hallsatti Mészövet tartalmazó összetett olisztolit. A vörös mészkőből KOVÁCS S. késő-karni conodontákat határozott meg (PELKÁN et al. 2005).

A jura összlet felsőbb részén vastagabb polimikt breccsa-betelepülések vannak (Mónosbéli Formáció). Ezek törmelekanyagában késő-triász és kora-középső-jura korú se-

kélytengeri és pelágikus mészkövek, homokkő és aleurit, továbbá savanyú, intermedier és bázisos vulkanitok, és kistökű metamorfitek találhatóak (5. ábra, 6. ábra: 1, 2). A



5. ábra. A Bükkzsérc Bzs-11 fúrás olisztoztómás szakaszának jellemző mikrofaciái – **Figure 5.** Characteristic microfacies of the olistostromal section of Core Bzs-11
 1. Bioklasztos grainstone, a kép közepén *Rivularia* töredék; Bzs-11 fúrás, 22,8 m. – *Bioclastic grainstone with a Rivularia fragment in the middle of the photo. Core Bzs-11, 22.8 m.*
 2. Peloidos grainstone extraklasztokkal, Bzs-11 fúrás 14,2 m. – *Peloidal grainstone with extraclasts. Core Bzs-11; 14.2 m.*
 3. Erősen limonitosodott, folyásos szövetű, valószínűleg neutrális vulkanit (andezit), átalakult (karbonátosodott) plagioklász fenokristállyal. Bzs-11 fúrás 14,0-14,2 m. – *Strongly limonitized volcanicite (probably andesite) with fluvial texture and altered (carbonatized) plagioclase phenocryst. Core Bzs-11, 14.0-14.2 m.*
 4. Erősen bontott intersertális dolerit törmelékzsemcse, 1N; Bzs-11 fúrás, 14-14,2 m, 1N. – *Strongly altered intersertal dolerite grain. 1N; core Bzs-11 fúrás; 14-14.2 m.*
 5. Riolit törmelékzsemcse átkristályosodott mátrixában, széttört kvarc fenokristályokkal +N; Bzs-11 fúrás, 4,3 m. – *Broken quartz phenocrysts in recrystallised matrix of a rhyolite grain. +N. Core Bzs-11; 4.3 m.*
 6. Porfiroz andezit törmelékzsemcse plagioklász fenokristályokkal +N; Bzs-11 fúrás, 5,2 m. – *Porphyritic andesite grain with plagioclase phenocrysts. +N. Core Bzs-11; 5.2 m.*



6. ábra. A meredeklápai kibúvás és a Bükkzsérc Bzs-5 fűrásban feltárt Bükkzsérci Mészkö jellemző mikrofaciái – **Figure 6.** Characteristic microfacies of the Meredekláp outcrop and the Bükkzsérc Limestone in the Core Bzs-5

1. Litoklasztos packstone (mikro-olisztosztróma), radioláriás-filamentumos wackestone és agyapalaklasztal. Kibúvás Meredeklápánál. – *Lithoclastic packstone (micro-olistostrome) with radiolarian-filament wackestone and shale clasts. Outcrop at Meredekláp.*
2. Peloidos, bioklasztos packstone fillit törmelékekkel. Kibúvás Meredeklápánál. – *Peloidal, bioclastic packstone with fillite clasts. Outcrop at Meredekláp.*
3. Gradált peloidos, onkoidos grainstone. Bzs-5 fűrás, 45,0 m. – *Graded peloidal, oncoidal grainstone. Core Bzs-5; 45.0 m.*
4. Ooidos, peloidos grainstone. Bzs-5 fűrás 49,5 m – *Oolitic, peloidal, grainstone. Core Bzs-5 49.5 m*
5. Ooidos, peloidos grainstone. A kép alsó részén látható szemcse magja foraminifera, ezt mikrobás burok, majd ooid héj veszi körül. Mellette egy egyedileg áttelepedett foraminifera figyelhető meg. Bzs-5 fűrás, 49,5 m. – *Oolitic, peloidal, grainstone. A foraminifera serves as a nucleus of the grain occur in the lower part of the photo; it is microbially encrusted and surrounded by an ooid cortex. Individually redeposited foraminifera is visible beside it. Core Bzs-5 49.5 m.*
6. Ooidos, peloidos grainstone. A kép középső részén kopotatt Rivularia töredék látható. Bzs-5 fűrás, 49,5 m. – *Oolitic, peloidal grainstone. Rivularia fragment is visible in the middle of the photo. Core Bzs-5; 49.5 m.*

Bükkzsérci Mészkből származó klaszrok különösen gyakoriak a rétegsor felsőbb részén, nagyságuk a homok méretűtől a kavics és tömb méreten át a többször tíz vagy száz méteres olisztolitikig terjedhet.

A Bzs-10, és -11 fúrás felső, olisztosztrómás szakaszán a karbonátos törmelékcszemcsék késő-triász és kora-jura foraminiferákat tartalmaznak, de a szemcsék közötti mátrixban ugyanaz a középső-jura foraminifera-együttes található, mint a fúrási rétegsor mélyebb részein (HAAS et al. benyújtva).

Külön ki kell emelni az Odvas-bükk K-i oldalában felszínre kerülő polimikt olisztosztrómából származó savanyú vulkanit kavicsok radiometrikus kormeghatározását a kavicsok anyagából szeparált cirkonszemcséken végzett mérések alapján. A cirkonszemcsék szeparálása és morfológiai vizsgálata a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának Ásvány és Kőzettani Tanszékén történt (MAJOROS 2008). A morfológiai vizsgálatokat követő elektronmikroszkópos elemzés során a kristályok zónásnak bizonyultak. Ennek megfelelően az U-Pb kormeghatározás során az izotóparányok lehetőség szerint zónánként lettek mérve. A méréseket a Bécsi Egyetemen végeztük (KÖVÉR Sz.) NewWave 193SS lézeralblációs rendszerrel, mely egy Nu PLASMA HR MC-ICP tömegspektrométerrel áll összeköttetésben. A mérések feldolgozása Isoplot programmal történt. A mért adatok nagyrésze diszkordánsnak bizonyult, az előzetes számításoknál csak a konkordáns korokat adó értékeket használtuk fel. Az olisztosztrómából sajnos csak egy adatpár bizonyult konkordánsnak, ez alapján a vulkanit kora 222 ± 18 M év. A Rudabányai-hegységből származó, hasonló minták konkordáns korait is figyelembe véve a vulkanizmus valószínű kora $227,3 \pm 4,4$ M év, tehát késő-ladin–kora-karni. A kapott koradatok nem egyeztethetők össze a korábban feltételezett középső-jura szigetív vulkanitokból való származtatással, de jó egyezést mutatnak a Bükkben ismert fiatalabb triász vulkanitokéval. A bükki neutrális-savanyú vulkanizmus ugyanis az anisusi-ladin határ közelében kezdődött és a ladin korai szakaszában (230–235 M év) folyt (Szentistvánhegyi Metaandezit); ezt követően a karni idején (~225 M év) ismert savanyú vulkanizmus (Bagolyhegyi Metariolit) (SZOLDÁN 1990, HAAS et al. 2004, PELIKÁN et al. 2005).

A Bükkzsérci Mészkből származó Formáció alapszelvényének tekinthető Bükkzsérci kőfejtő, a kőfejtőben mélyített Bzs-5 fúrás, valamint a Patkó-sziklánál lévő feltárások (helye a 2. ábrán) mikropaleontológiai vizsgálatával pontosítottuk a feltárt rétegsor korát és szerkezetföldtani vizsgálatokat is végeztünk (HAAS et al. 2006, NÉMETH 2007).

A Bzs-5 fúrásban BÉRCZINÉ MAKK A. *Gutnicella* gr. *cayeuxi* szintet ismert fel és fölötte a *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK faj megjelenését írta le. Az utóbbi faj öltőjét a bajoci–bath intervallumban adta meg, és a formáció korát a bath–calloviba tette. GÖRÖG Á. értékelése szerint (HAAS et al., benyújtva) a *Gutnicella* gr. *cayeuxi* faj aalenit–kora-bajoci és a *Protopenneroplis* genus megjelenése a kora-bajocira tehető. Az *Archaeosepta platierensis* WERNLI faj megjelenése a kőfejtő alsó részén már a késő-bajocit jelzi. A

foraminiferák biosztratigráfiai értékelése tehát Bükkzsérci Mészkből a korábban meghatározottnál idősebb aalenit(?)–bajoci korát valószínűsíti. (HAAS et al. 2006, HAAS 2007). A részletes fácieselemzés alapján megállapítottuk, hogy a Bükkzsérci Mészkből egy szomszédos karbonátplatformról átülepített karbonátcszemcsékből (ooidok, onkoidok, peloidok, bioklaszrok) épül föl (6. ábra: 3–6). A rétegsorban proximális és disztális lejtőlábi, továbbá medence fácieseket különítettünk el (HAAS et al. 2006). A platformról a medencébe szállított ősmaradványok is alátámasztani látszanak azt a feltételezést, hogy a középső-jura idején is létező Adriai–Dinári-karbonátplatform lehetett az átülepített szemcsék forrásterülete (HAAS et al. 2006, HAAS 2007).

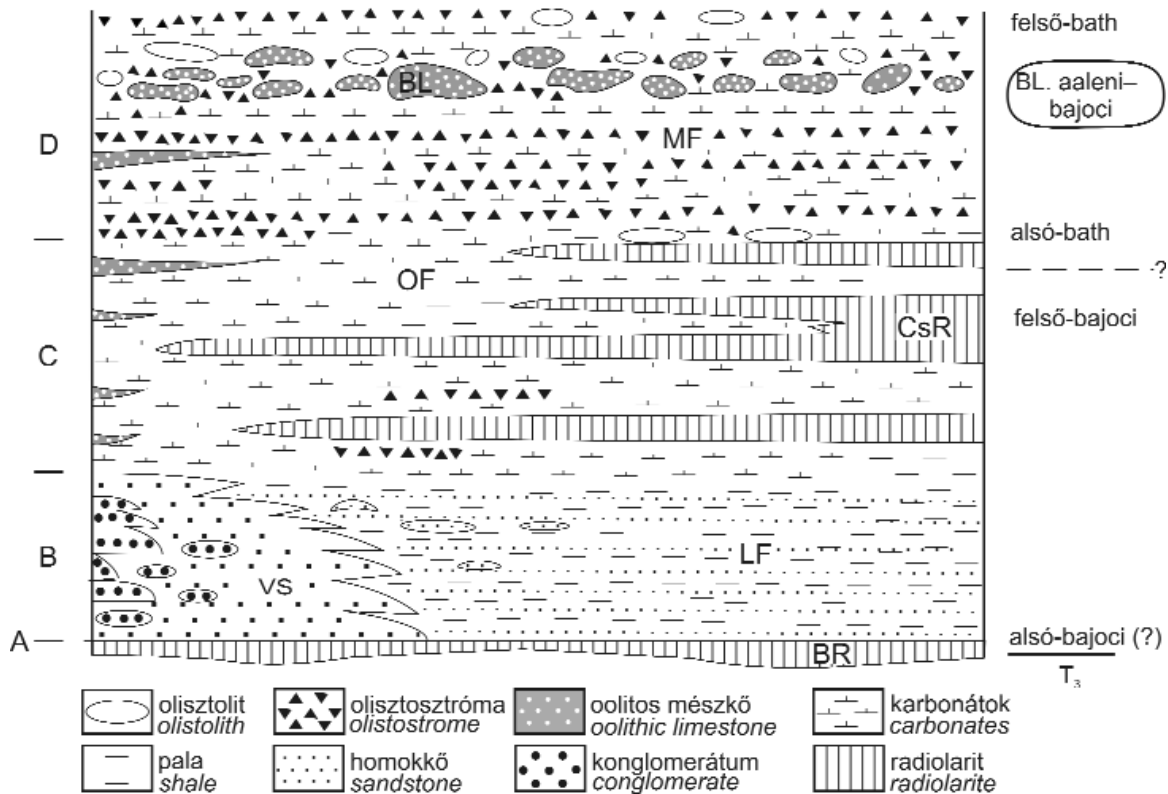
Hangsúlyozni kell, hogy a Bükkzsérci Mészkből mm-es–dm-es törmelék a Mónosbéli Formációba sorolt olisztosztrómák gyakori komponense, és több helyen m-es, többször 10 m-es blokkjai is megfigyelhetők. A biosztratigráfiai adatok azt jelzik, hogy a Bükkzsérci kőfejtőben és a Bzs-5 fúrásban feltárt 70 m vastag rétegsor is olisztolitik, amely a Bzs-5 fúrás rétegsora szerint, a radiolária biosztratigráfia alapján, a mészkőnél fiatalabb (késő-bajoci–kora-bath) palára következik (HAAS et al. 2006, HAAS et al. benyújtva). A kőfejtőben megfigyelhető ooidturbidit rétegek normál gradációja az árbuktatott rétegsorként való értelmezést nem támasztja alá. Ki kell emelni továbbá, hogy karbonátplatformról származó egyedi szemcsék (ooidok, peloidok, bioklaszrok) már az Oldalvölgyi Formáció egyes betelepüléseiben megjelennek és a Mónosbéli Formáció olisztosztrómáiban is gyakran jelen vannak a bükkzsérci típusú litoklaszrok mellett.

Az Odvas-bükk-tetőtől DNY-ra lévő Eregetőnél (helye a 2. ábrán) felszínre bukkanó Bükkzsérci Mészkből a *Meyendorffina* cf. *bathonica* AUROUZE & BIZON és a *Kilianina* cf. *blancheti* (PFENDER) nagyforaminiferák alapján késő-bath korú. Az *Orbitolinina*-félék (*Gutnicella*, *Alveosepta*, *Meyendorffina* és *Kilianina*) jelenléte azt jelzi, hogy az aalenitől vagy a kora-bajocitól a késő-bathig folyamatosan szállított karbonátanyag egy közeli karbonátplatformról a Bükkzsérci Mészkből (primer) lerakódási környezetét képező medencébe (HAAS et al. benyújtva).

A Bükkzsérc környéki megfigyeléseket összegezve valószínűnek látszik, hogy a triász képződmények fölül települő jura egységes összletet képez. A triász képződményekre különböző kifejlődésű mélytengeri sziliciklasztos középső-jura képződmények települnek. Erre mélyvízi agyagos–karbonátos kőzetfajták és biogén kovaközetek következnek, majd fölfelé vastagodó és durvuló olisztosztrómás lejtő fácieset képviselő képződmények jelennek meg (7. ábra). A teljes összlet lerakódása a mintegy 10 M év időtartamot kitevő bajoci–bath intervallumba tehető.

A jura képződmények egyéb fontosabb előfordulásai a Bükk délnyugati részén

A Szarvaskő környékén ismert sziliciklasztos – magmás összletet (Szarvaskői Komplexum) e projekt keretében részletesebben nem vizsgáltuk. A sziliciklasztos rétegsor



7. ábra. A Nyugati-Bükk jura képződményeinek kapcsolata és azok rétegtani helyzete

Rövidítések: BR - Bányahégyi Radiolarit; VS - Vashegyi Homokkő; CsR - Csipkéstetői Radiolarit; OF - Oldalvölgyi Formáció; MF - Mályinkai Formáció; BL - Bükkzsérci Mészko

Figure 7. Relations and stratigraphic setting of the Jurassic formations in the Western Bükk Mts

Abbreviations: BR - Bányahégy Radiolarite; VS - Vashegy Sandstone; CsR - Csipkéstető Radiolarite; OF - Oldalvölgy Formation; MF - Mályinkai Formation; BL - Bükkzsérec Limestone. alsó = lower, felső = upper

jellege nem tér el lényegesen a Vaskapui és Lőkölgyi Formációkétől (a térképezésnél is ezeket az egységeket ábrázolták — PELIKÁN et al. 2005).

Itt kell szólnunk a Lőkölgyi Formáció és az ugyancsak sziliciklasztos kőzetekből felépülő Vaskapui Homokkő kapcsolatának problémájáról. A földtani térképezés szerint a Vaskapui Homokkő Formációba sorolt sziliciklasztos kőzetek (uralkodóan homokkő, de helyenként aleurilit, agyagkő) több helyen a Lőkölgyi Formációval összefogazódnak látszanak, és a Lőkölgyi Formációban vastag homokkőtestek vannak (PELIKÁN et al. 2005). Nincs lényeges eltérés a Lőkölgyi Formáció és a Vaskapui Homokkő homokkőves, illetve agyagos rétegeinek ásványos összetételében sem. Mindez arra utal, hogy a két formációba sorolt sziliciklasztos képződmény heteropikus fácieseket képviselhet, bár erre biosztratigráfiai bizonyíték nincs. A Vaskapui Homokkő a forrásterülethez közelebbi, proximális, míg a Lőkölgyi Formáció disztális sziliciklasztos fácies. Ebben az összefüggésben figyelmet érdemel a bükkzsérec környéki területtől ÉNy-ra, a Vöröskő-völgy Ny-i oldalában lévő, valószínűleg a Vaskapui Homokkőbe települő, homokkő mátrixú, mátrixvázú durva konglomerátum (debrit) (8. ábra). Az osztályozatlan törmelékben a 1–10 cm-es kavicsok jellemzőek, de méretük a 30 cm-t is elérheti. Koptottságuk szélsőségesen változó. Anyaguk jellemzően

homokkő, sötétszürke mészkő, radiolarit, kvarcit, de gránit is előfordul.

A bazalt (Szarvaskői Bazalt) szoros kapcsolatban van az üledékekkel, azokat áttöri, termális kontaktusukat több helyen kimutatták. Az üledékes kőzetekkel termális



8. ábra. Mátrixvázú durva konglomerátum (debrit) a Vöröskő-völgy Ny-i oldalában

Figure 8. Matrix supported coarse-grained conglomerate (debrite) on the western slope of Vöröskő Valley

kontaktussal érintkező gabbró (Tardosi Gabbró) és a tenger alatt kiömlött bazalt óceánszegélyi medencében képződött (BALLA 1983, HARANGI et al. 1996). A Szarvaskői Komplexum térben viszonylag jól elkülöníthető egységet képez, takaróként, vagy gravitációsan a medencébe csúszott nagy kiterjedésű testként (olisztoplaka) települhet a bükki jura összletre (Szarvaskői-takaró — BALLA 1983, CSONTOS 1999, HAAS & KOVÁCS 2001).

A Szarvaskői-takarótól K-re a Köves-tető és a Vöröskő-völgy között is felszínre bukkan a Szarvaskői Bazalt és a Tardosi Gabbró sziliciklasztos pala környezetben, valószínűleg takaróroncsként (CSONTOS 2000), vagy olisztoplakaként. Az utóbbi mellett szól az alsó-jura Jómarci Mészke Formáció olisztolitjának közvetlenül a hasonló

vastag olisztostróma-réteggel tagolva (HAAS 2007). A feltárt rétegsor felső részén az olisztostrómapadok uralkodóan Pötscheni-típusú triász mészkőklasztokból állnak. A kőfejtő közelében, az Eger–Szilvásvárad közötti országút mellett található a környező palából kiálló, mintegy 100 m hosszan követhető Bagókö, ami „bükkzsérci-típusú” ooidos mészkőből áll. Ennek közelében az országút bevágásában számos kisebb méretű mészkőklaszt mellett egy közel 4 m-es kavicsoshomokkő-olisztoolit (Vaskapui Homokkő?) is található a palában.

Bátor környékén, a Laskó-völgyben az Oldalvölgyi–Cspikésetői Formáció és a Mónosbéli Formációba sorolható olisztostrómák, olisztoolitok feltárásai találhatók ÉK–DNY tengelyű redőződéssel, részben átbuktatva. A



9. ábra. 1. és 2. Mészkeolensék (boudinok) palában. Almár-völgy
Figure 9. 1 and 2. Limestone lenses (boudins) in shale. Almár Valley

méretű gabbrótest melletti helyzete (CSONTOS et al. 1991b).

A sziliciklasztos (Lök-völgyi–Vaskapui Formáció) és a karbonátos (Oldalvölgyi) pala DNY felé az Almár-völgy környékéig követhető. Itt jól megfigyelhető, hogy a homokkő-, és mészmárga- vagy mészkőrétegek igen gyakran elkülönült, olykor összetorlódozó lencsékben, jellemzően szigmoidális keresztmetszetű kőhurkákra (boudinokra) tagoltan fordulnak elő a finomszemcsés, leveles elválású mátrixukban (9. ábra).

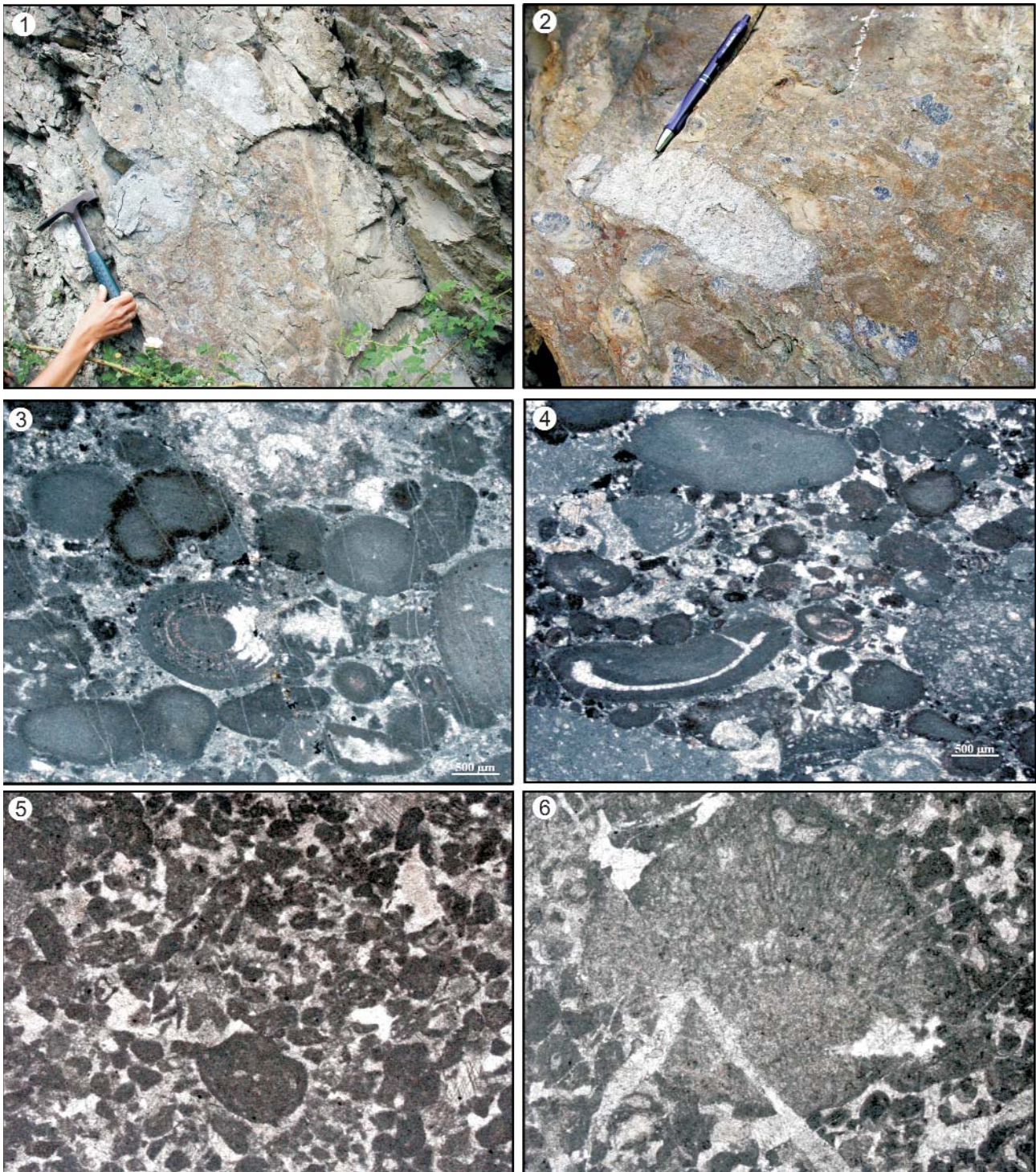
A Szarvaskői-takarótól ÉNy-ra Tardos–Mónosbél környékén, valamint a Villó-patak völgyében is végeztünk szedimentológiai és tektonikai vizsgálatokat. Ezen a területen — a szarvaskői szininform (BALLA 1983) ÉNy-i szárnyán — az Oldalvölgyi Formáció és a Mónosbéli Formáció olisztostrómái jelennek meg. Egyes feltárásokban jól megfigyelhetők a palába ágyazott különböző anyagú (mészke, homokkő, kavicsos homokkő) és változatos méretű olisztoolitok. A tardosi vasút menti mészkőbánya meredek dőléssel radiolaritot és kovásodott mészkövet tár fel (10. ábra). Fölötte olisztostróma figyelhető meg agyagos mátrixban, centiméteres–deciméteres mészkőlitoklasztokkal. E fölött méteres, mészkőolisztoolitok, majd ooidos, litoklasztos mészkőtömbök következnek, több 10–30 cm

sötétszürke pala, kovásodott mészkő, radiolarit közé debritpadok iktatódnak be. A kovásodott agyagkőmátrixban változó méretű 20–40 cm-t is elérő litoklasztok találhatóak (11. ábra: 1, 2). Ezek jelentős része ooidos mészkő, de



10. ábra. Meredeken álló radiolarit, olisztostrómapadok és mészkő-olisztoolitok kevés mátrixszal. Tardos, vasútmenti kőfejtő

Figure 10. Steeply dipping radiolarite, olistostrome beds and limestone olistoliths with poor matrix. Tardos, quarry along the rail road



11. ábra. A Laskó-völgyi olisztostróma és az oooidos mészkő litoklaszt szövettípusai – **Figure 11.** Characteristic texture of the limestone lithoclast and olistolith, Laskó Valley

1. Kovásodott olisztostróma. Bátor, a falutól D-re, a Laskó-völgyben. – *Silicified olistostrome. Bátor, South of the village in the Laskó Valley.*
2. Kovásodott olisztostróma oooidos mészkő litoklaszttal. Bátor, a falutól D-re, a Laskó-völgyben. – *Silicified olistostrome with oolitic limestone lithoclast. Bátor, South of the village in the Laskó Valley.*
3. Részlegesen kovásodott grainstone szövetű mészkőlitoklaszt, a kép közepén ooid és foraminifera. Bátor, a falutól D-re, a Laskó-völgyben. – *Partially silicified grainstone lithoclast, ooid grain and foraminifera are visible in the middle of the photo. Bátor, South of the village in the Laskó Valley.*
4. Részlegesen kovásodott grainstone szövetű mészkőlitoklaszt bioklaszt magvú onkoiddal és apró litoklaszttal. Bátor, a falutól D-re, a Laskó-völgyben. – *Partially silicified grainstone lithoclast with oncoid of bioclast nucleus and tiny lithoclasts. Bátor, South of the village in the Laskó Valley.*
5. Peloidos grainstone, Tubiphytesekkel. Rm-118 fúrás, 1143,0 m. – *Peloidal grainstone with Tubiphytes. Core Rm-118; 1143.0 m.*
6. *Rivularia* peloidos grainstone-ban. Rm-118 fúrás, 1163,0 m. – *Rivularia in pelodal grainstone. Core Rm-118; 1163.0 m.*

peloidos wackestone és packstone, szivacsstűs wackestone, „filamentumos” wackestone, kőzetlisztes agyagkő, átková-sodott radiolariás wackestone és radiolarit, valamint kevés bontott bazaltklaszt is megfigyelhető vékonycsiszolatban. Egyedi karbonátszemcsék (oid, onkoid) is vannak (11. ábra: 3, 4). A Laskó-völgyben déli irányba haladva a mészkő-pala váltakozásából álló összletben radiolaritblokkok jelennek meg. A vörös radiolaritból a késő-bajoci-kora-oxfordi intervallumot jelző radiolariák kerültek elő (OZSVÁRT P. vizsgálatai szerint).

Ehhez a területi egységhez tartozik az Egerbakta melletti Reszél-tetői bányában feltárt bazalt, ami „darnói-típusú” peperites fáciest képvisel, a bazalttal termális kontaktussal érintkező vörös mészkővel. Ez a bazalttest nagy olisztolit az Oldalvölgyi Formációban (KISS et al. 2008).

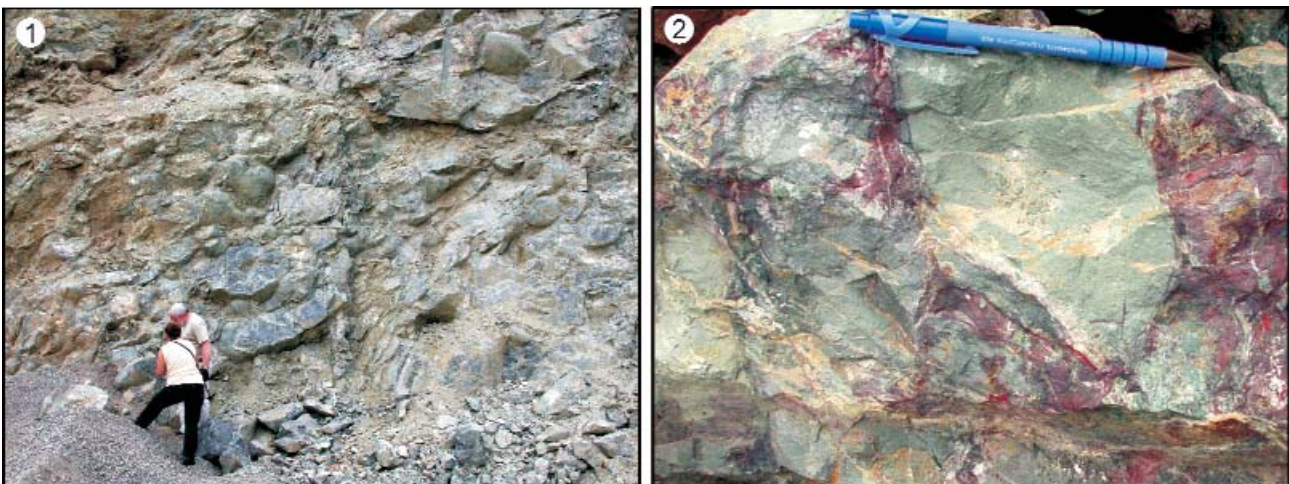
Darnó–Kelet-Mátra (Recsk)

A Darnó-hegy környékén a felszínen és a fúrási rétegsorok (Rm–131, –135, –136) felsőbb szakaszán uralkodóan magmás képződmények találhatók, kisebb-nagyobb blokkok formájában, a blokkok között kevés agyagpala mátrixszal. FÖLDESSY (1970, 1975) a Darnó-hegy tenger alatti magmatitjait, a bezáró kőzetekkel egyidejűnek, triász korúnak tartotta. Bazaltokkal együtt megjelenő radiolaritból ladin radiolariákat közölt DE WEVER (1984) a Hosszúhegyi kőfejtőből, majd felszíni és fúrási mintákból ladin és középső-jura radiolaria-együttesekről számolt be DOSZTÁLY & JÓZSA (1992). A fúrási rétegsorokban a jórészt magmás kőzettömböket tartalmazó szakasz alatt uralkodóan gravitációs tömegmozgással átülepített üledékes kőzetekből álló nagyméretű olisztolitokat is tartalmazó olisztosztrómás összlet következik, ami a bükki Mónosbéli Formációéhoz hasonló jellegeket mutat (DOSZTÁLY et al. 2002; KOVÁCS et al. 2005, 2008).

A darnói terület DNy-i és ÉNy-i részén bazalt kőzetfajták uralkodnak, ÉK-en viszont abisszikus üledékek

(vörös agyagkő, vörös radiolarit, vöröses-szürkés kovapala). Fontos új biosztratigráfiai eredmények születtek a Mély-völgy felhagyott kőfejtőjében, ahol néhány m-t is elérő méretű bazaltolisztolitok „úsznak” a kovás mátrixban. Az egyik ilyen bazalttömbbe települő vörös radiolaritból középső-triász (ladin) korú radiolariákat sikerült kimutatni, míg a tömböt körülvevő fekete, kovás mátrixból középső-jura (bath–callovi) korúakat. Ezek, valamint a korábban feldolgozott fúrások alapján feltételezhető, hogy a Darnó-hegy többi részén is hasonló lehet a helyzet, csak ott több száz méteres bazalttömbök vannak alárendelt (10–20%-nyi) mennyiségű kovás mátrixban. Ugyancsak a mély-völgyi kőfejtőben egy bazalttömbben lévő vörös, pelágikus mészkőzárványból (ún. peperites fáciés) Conodonta-töredék került elő, ami a tömb triásznál fiatalabb korát kizárja. Az ELTE Ásványtani Tanszékén jelenleg is folyamatban van a darnói terület bazaltjainak részletes ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata (KISS et al. 2008, in press). A horvát együttműködéssel, PALINKAŠ L. közreműködésével folyó vizsgálatok során a Báj-patak É-i szomszédságában nyílt új kőbányában egy tenger alatti vulkáni komplexum különböző szubfáciéseit sikerült kimutatni, köztük egy nagyon látványos vörös mikrites mészkőzárványokat tartalmazó peperites fáciest is (12. ábra: 1, 2).

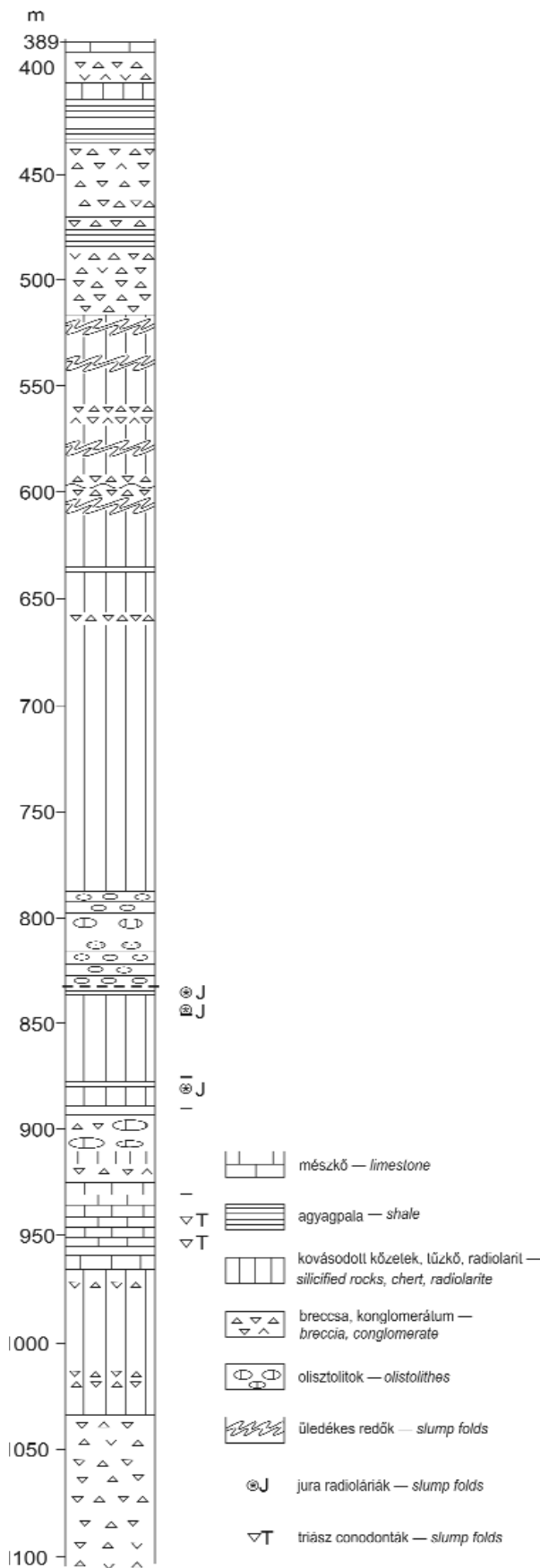
A magmás kőzetek olisztolitjait tartalmazó szakasz alatt a fúrási rétegsorokban sötétszürke, kéesszürke pala, illetve kovásodott pala, aleurolit és homokkő, valamint a szürke agyagos mikrites mészkő jellemző. Vékony márgarétegekkel váltakozó világosszürke, vékonyréteges, peloidos-bio-klasztos (crinoideás) grainstone szövetű mészkő is megjelenik. Ez a kőzetfajta disztális turbiditként értelmezhető. Gyakori az üledécsuszamlásos eredetű szerkezet és a debrit (olisztosztróma)-betelepülés. A korábban lerakódott üledék akár többször is átülepíthető. A debritpadokban uralkodóan cm nagyságú csillámshomokkő-klasztok találhatók, amelyekben jelentős mennyiségű gránit-, valamint dacit–riolit- és andezit-kőzettörmelék figyelhető meg



12. ábra. A báj-pataki kőfejtőben feltárt párna szerkezetű és peperites bazalt – Figure 12. Peperitic and pillow basalt in the Báj-patak quarry

1. Párna szerkezetű bazalt lávakőzet, báj-pataki kőfejtő. – Basalt lava rocks of pillow structure, Báj-patak quarry.

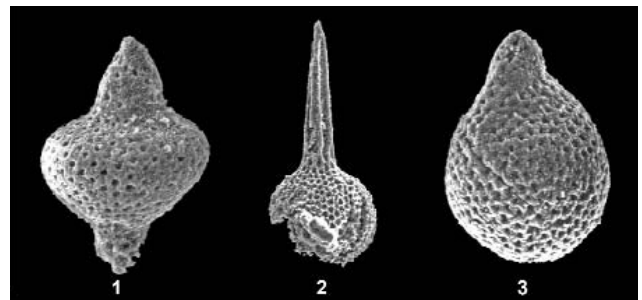
2. Peperites bazalt, a széthasadt lávakőzet repedésrendszerét vörös mikrites mészkő tölti ki, báj-pataki kőfejtő. – Peperitic basalt, fracture network of the disintegrated lava rock is filled by red micritic limestone. Báj-patak quarry



13. ábra. Az Rm-118-as fúrás rétegoszlopa
 Figure 13. Lithologic column of core Rm-118

(ÁRGYELÁN & GULÁCSI 1997). A vizsgált rétegsorokban felső-permi kőzetek blokkjait, valamint nori Hallstatti Mészke, továbbá bazalttal együtt átülepedett „bődvalenkei-típusú” vörös tűzköves mészkő olisztolitokat azonosítottunk (KOVÁCS et al. 2008).

A Darnó-hegy környezetétől, a Darnó tektonikai zónától nyugatra a recski mélyszerinti érckutatató fúrások pre-kainozoos vulkanitot nem harántoltak, a jura rétegsorokra az olisztosztrómás lejtő fáciesek, karbonátos (mészke és dolomit) kőzettestek és a többnyire erősen átkovásodott radioláriás medence fáciesek jellemzők. Az olisztosztrómás lejtő faciést részletesen az Rm-118 fúrásban vizsgáltuk. Ebben a fúrásban 50–100 m vastagságú szakaszokban harántoltak mátrixvázú breccsát-konglomerátumot (13. ábra). Ezeket az olisztosztróma-szakaszokat kovásodott agyagkő, márga, és kovásodott, dolomitósodott mészmárga-mészke szakaszok választják el egymástól. Az alsó szakaszon feltárt uralkodóan mészkeklasztokból álló olisztosztróma szakaszt nori Hallstatti Mészke olisztolit zárja. Az erre következő radiolaritból bajoci-bath kort jelző radioláriák kerültek elő (14. ábra). A fúrás felsőbb szakaszán oligomikt olisztosztrómák jellemzők, amelyekben



14. ábra. Radioláriák az Rm-118 fúrásból

Figure 14. Radiolarians from core Rm-118

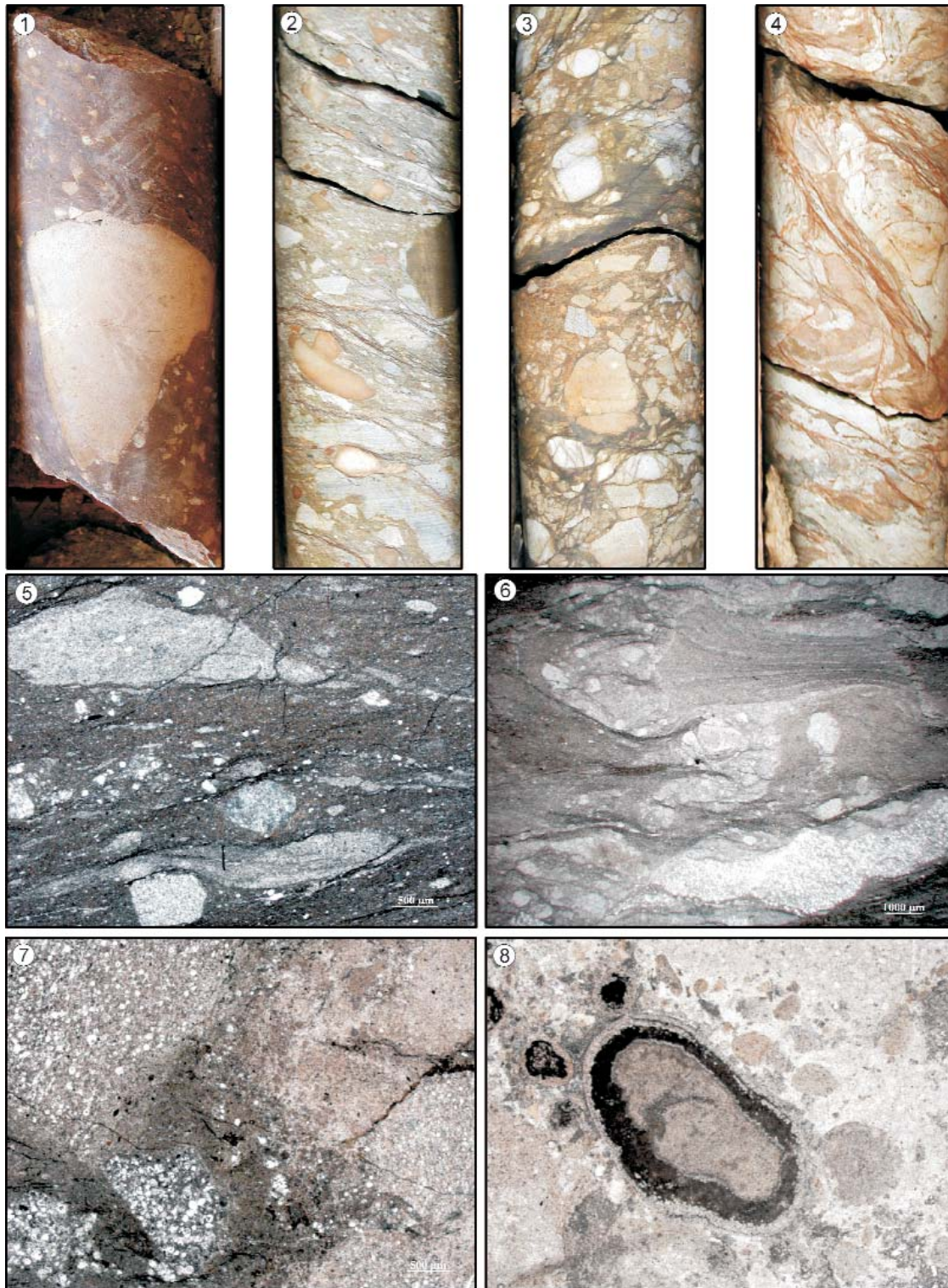
1. *Stichocapsa* sp. E.; 845.5 m

2. *Triactoma* sp.; 879.2 m

3. *Stichocapsa convexa* Yao; 835.5 m

uralkodóan radioláriás wackestone és packstone (radiolarit) litoklasztok és a mátrix anyagához hasonló intraklasztok, illetve plasztiklasztok találhatóak, a sekélytengeri eredetű karbonátszemcsék szinte teljesen hiányoznak (15. ábra: 1–7), egyetlen vékony (de az értelmezés szempontjából fontos) betelepülést kivéve, melyben ooid és onkoid szemcsék is vannak (15. ábra: 8).

Fontos új eredményekre vezetett a többi recski érckutatató fúrástól nyugatra, a Kékes közelében mélyített Recsk Rm-109 fúrás újvizsgálata. Ebben sötét kékesszürke kovásodott pala- és radiolaritösszetel alatt, világosszürke részlegesen dolomitósodott mészkövet harántoltak 125 m vastagságban. A kontaktus fölött 50 m-rel a radiolaritból bath-kora-kalovi radiolária-együttes került elő (HAAS et al. 2006, KOVÁCS et al. 2008). A mikrofácies-vizsgálatok szerint a kőzet uralkodóan grainstone szövetű, packstone-wackestone szövetű betelepülésekkel. A peloidos, bioklasztos grainstone a leggyakoribb szövettípus, amely nagy



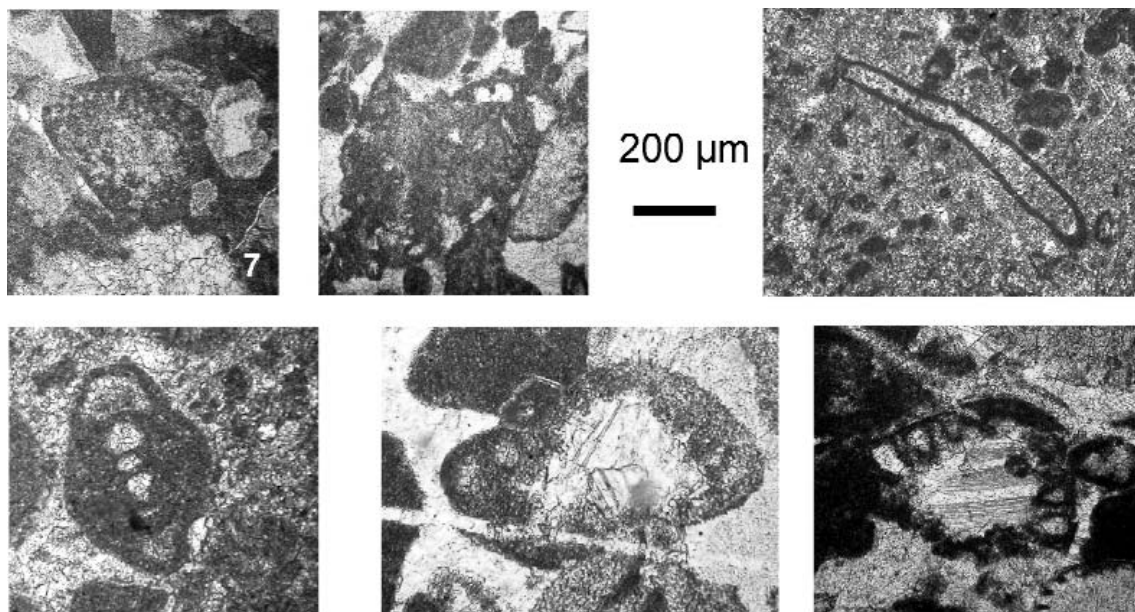
15. ábra. Az Rm-118 fúrás jellemző kőzetfajtái, mikrofaciái

Figure 15. Typical rocks and microfacies in core Rm-118

1. Mátrixvázú breccsa mészkő olisztolittal, 405 m. – *Matrix-supported breccias with limestone olistolith, 405 m.*
2. Kevés mátrixot tartalmazó breccsa, plasztiklasztos konglomerátum, 470 m. – *Breccia, plasticlastic conglomerate with poor matrix, 470 m.*
3. Mátrixvázú breccsa közepes mennyiségű törmelékzemplével (kovásodott), 503 m. – *Matrix-supported breccia with medium amount of clasts (silicified), 503 m.*
4. Üledékcsumzlási jelenségek, üledékes redők, 516 m. – *Slump phenomena, slump folds, 516 m.*
5. Az alapanyaghoz hasonló kőzetből származó, és radioláriás wackestone plasztiklasztok és radiolaritlasztok kovásodott agyagpala mátrixban, 404 m. – *Plasticlasts originated from rocks akin to the matrix, and radiolarian wackestone and radiolarite clasts in silicified shale matrix, 404 m.*
6. Csuszamlási deformációt mutató laminit és radioláriás packstone plasztiklasztok, és radiolaritlasztok agyagpala mátrixban, 464 m. – *Laminate with slump deformation, radiolarian packstone plasticlasts and radiolarite clasts in shale matrix, 464 m.*
7. Radioláriás wackestone és radiolaritlasztok, 498 m. – *Radiolarian wackestone and radiolarite clasts, 498 m.*
8. Kovásodott onkoidzemplék, 594 m. – *Silicified oncoids, 594 m.*

mennyiségben tartalmaz közepes–durva arenit méretű kalcimikroba-törmelék (11. ábra: 5, 6). Karbonátplatformról származó foraminiférák (16. ábra), valamint crinoidea-vázelemek ugyancsak gyakoriak. Ritkábban ooidos, onkoidos és intraklasztos grainstone is előfordul. A kőzetkom-

nincs olyan különbség, amit az ilyen komplexumok térbeli változatosságával ne lehetne értelmezni. Ugyanakkor vannak olyan bélyegek, amelyek genetikailag összekapcsolják a két területet (CSONTOS et al. 1991b). Ilyen, mindenképp előtt a „bükkzsérci típusú” mészkőolisztolitok megléte mindkét



16. ábra. Foraminiférák az Rm-109 fúrásból – Figure 16. Foraminifera from Core Rm-109

1. *Gutnicella* gr. *cayeuxi* (LUCAS). – Rm-109 fúrás, 1085,1 m. – Core Rm-109, 1085,1 m.
2. *Mesoendothyra croatica* GUŠIĆ. – Rm-109 fúrás, 1093 m. – Core Rm-109, 1093 m.
3. *Aeolissacus* sp. Rm-109 fúrás, 1109 m. – Core Rm-109, 1109 m.
4. *Nautiloculina oolithica* (MOHLER). – Rm-109 fúrás, 1107 m. – Core Rm-109, 1107 m.
5. *Trocholina conica* (SCHLUMBERGER). – Rm-109 fúrás, 1119 m. – Core Rm-109, 1119 m.
6. *Trocholina palastiniensis* HENSON. – Rm-109 fúrás, 1143 m. – Core Rm-109, 1143 m.

ponensek alapján a felhalmozódás a karbonátplatform előtéri lejtőjén, illetve a lejtő lábánál történhetett. A foraminifera-vizsgálatok szerint a rétegsor az aaleni(?)–kora-bajoci intervallumban képződhetett (GÖRÖG 2006, 2009; HAAS et al. 2006). A „bükkzsérci-típusú” mészkő feltehetően olisztolitiként került a fiatalabb agyagos radiolaritösszletbe.

A fentieket összegezve úgy látjuk, hogy a Darnói területen és a Keleti-Mátra aljzatában is a jura szubdukció során képződött akkréciós komplexum melanzsösszlete található (HAAS & KOVÁCS 2001; DIMITRIJEVIĆ et al. 2003; KOVÁCS et al. 2005, 2008). A teljes fúrásokkal feltárt területen megtalálhatók a sziliciklasztos, illetve a karbonátos-agyagos, vagy a radiolarit mátrixba ágyazódott olisztolitok (középső–felső-permi szárazföldi és tengerparti fáciesű evaporit és zöld agyagkő és sekélytengeri mészkő), felső-triász pelágikus mészkő, jura? homokkő, középső–jura platform előtéri mészkő) és különböző eredetű klasztokat tartalmazó debritek (olisztosztrómák). A Darnó-hegy környékén erre az összletre uralkodóan triász és jura bazalt-olisztolitokból álló egység következik.

Bár a Bükkben és a Darnó–Keleti-Mátra térségben megismert jura akkréciós komplexum mutat jellegbeli, főleg az egyes kőzet típusok eltérő arányaiban megmutatókozó eltéréseket, nincs közöttük alapvető különbség,

területen, de ilyen a „darnói típusú” bazalt és a Hallstatti Mészkő együttes jelenléte Bátor környékén, sőt a Kavicsoskilitónál ismert olisztolitban is.

Rudabányai-hegység

A Rudabányai-hegység jura képződményeinek kőzet-tani, szedimentológiai és mikropaleontológiai vizsgálatával pontosítottuk a korábbi litosztratigráfiai tagolást, mikro-fácies típusokat különítettünk el, értelmezve azok képződési környezetét, valamint foraminifera, dinoflagellata és radiolaria meghatározások segítségével pontosítottuk egyes képződmények korát. A kutatás során a jura képződmények fő előfordulási területére, a Rudabányai-hegység középső részére koncentráltunk. Itt számos felszíni feltárás, alapszelvény, geológiai kutatóárok mintázása történt meg (17. ábra). A legteljesebb szelvénymenti mintázások a területen mélyült fúrások maganyagának átértékelése során történtek.

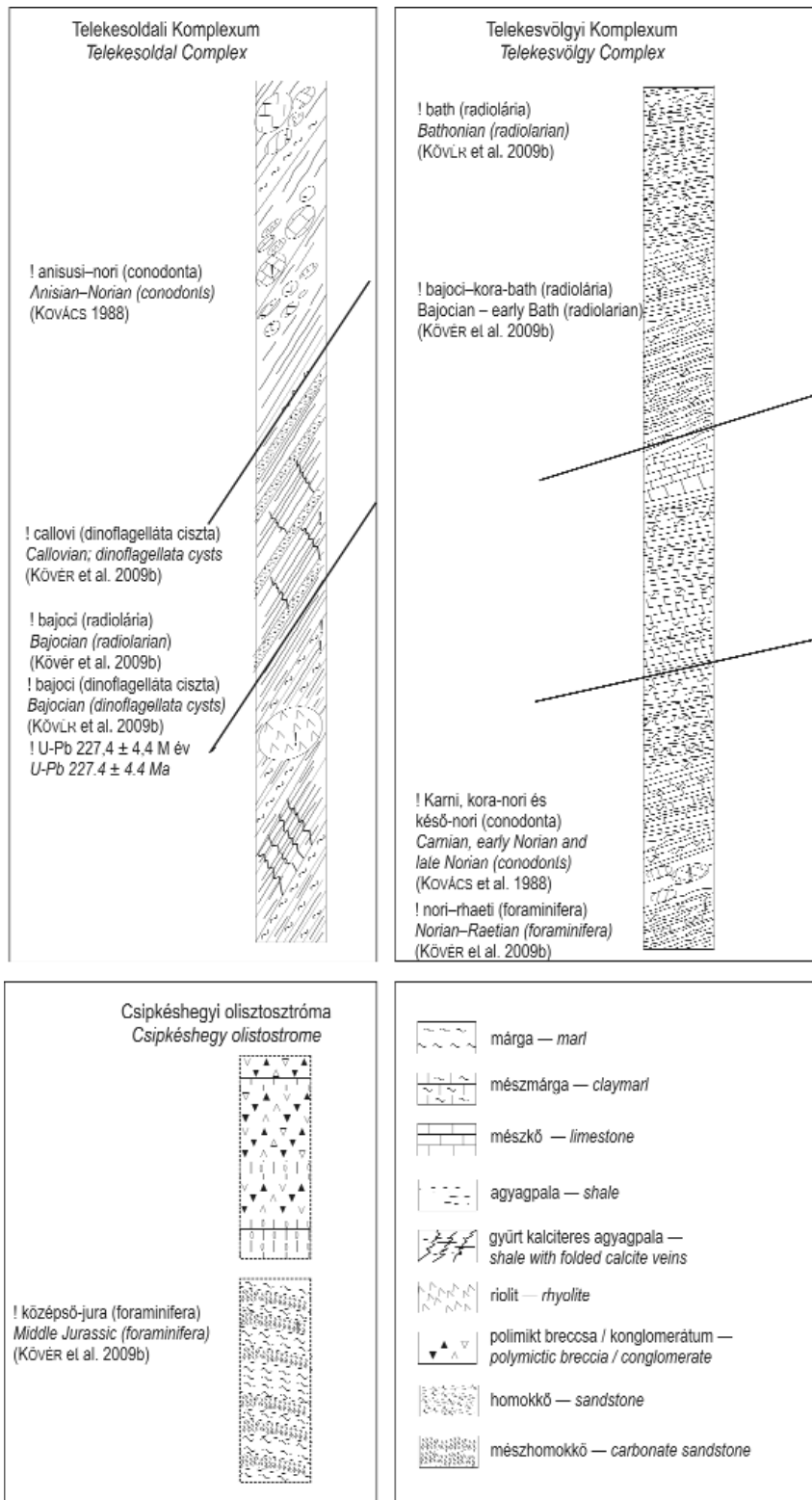
Telekesvölgyi Komplexum

A Telekesvölgyi Formációt három tagozatra bontották (GRILL 1988). A legidősebbnek tartott „vörös–zöld agyagmárga tagozatot” vörös és zöld márga, agyagmárga és



17. ábra. A Rudabányai-hegység vizsgált részének szerkezeti vázlata (KÖVÉR et al. 2008 nyomán) a cikkben szereplő földrajzi nevek és fúrások helyeinek feltüntetésével

Figure 17. Location of the study area with simplified structural elements (after KÖVÉR et al. 2008), displaying the geographical names and boreholes referred in the paper



18. ábra. A Telekesoldali és Telekesvölgyi Komplexumok, valamint a Csipkés-hegyi olisztostróma egyszerűsített rétegoszlopai a rendelkezésre álló koradatok feltüntetésével

Figure 18. Simplified reconstructed stratigraphic column of the Telekesoldal Complex, Telekesvölgy Complex and the Csipkés-hegy olistostrome, positions of the age are approximately indicated

mészkő építi fel, vörös és drapp alapszínű, vörös tűzköves mészkő és durva crinoideás mészkőrétegek betelepülésekkel, helyenként olisztolitokkal (GRILL 1988). Az

olisztolitok anyaga jórészt azonosítható a Bódvai sorozat triászának mészkőveivel. A vörös-zöld és szürke márga rétegcsoport („vörös-zöld agyagmárga tagozat”) és a feltételezeten ennek az üledékes fedőjét jelentő (középső, szürke mészkőből álló) crinoideás mészkő rétegcsoport (pontosan nem meghatározott korú, feltételeesen liász?) átmenete nincs feltárva. A legfelső, mangános agyagkő rétegcsoport helyenként kovás és mangános agyagkőből áll, amelyből toarci(?)–bathnak (DOSZTÁLY 1994), illetve bajoci–bathnak határozott radiolária fauna ismert (GRILL & KOZUR 1986, GRILL 1988).

Kutatásaink során a következő felszíni és fúrásbeli szelvények mikrofaciális vizsgálatát végeztük el: Szalonna Sza–5, Perkupa P–74, Telekesvölgy 7. és 8. mellékvölgye, Rudabánya Rb–658, Varbóc Va–2. A vizsgálatok eredményei a következőkben foglalhatóak össze (18. ábra):

A Bódvai-takaró nori Hallstatti Mészkőve a rétegsorban felfelé haladva egyre agyagosabbá válik és folyamatosan egy vörösés-zöld majd szürke márgába megy át, amely valószínűleg a nori–raeti Zlambachi Márgának felel meg (KÖVÉR et al. 2008, 2009b). A tarka márga és a Zlambachi Márga azonosságának lehetőségét a Szalonna Sza–5 fúrás, valamint a Telekesvölgy 8. mellékvölgyében már KOVÁCS is felvetette (KOVÁCS 1989). A szürke márga jelentős mennyiségű átülepített crinoidea vázelemt tartalmaz. Tenger alatti magaslat közelében, hemipelágikus környezetben képződött.

A vörös-zöld majd szürke márgát pelágikus medencében képződött, radioláriás wackestone mikrofaciális márga, mészkő követi. Az alsóbb rétegekkel való kontaktusa nincs feltárva (KÖVÉR et al. 2009b).

A felette lévő radioláriákban és szivacsstűkben gazdag fekete agyagkő tipikus mély medence környezetet jelez. Kora-bajoci–kora-bath (KÖVÉR et al. 2009b). Az alsóbb szürke radioláriás wackestone szövetű mészkővel való kontaktusa az ismert feltárásokban mindenhol tektonikus eredetű (GRILL 1988, KÖVÉR et al. 2008).

Telekesoldali Komplexum

A Telekesoldali Komplexum a korábbi felosztás szerint három rétegcsoportha — GRILL (1988) munkájában „tagozatra” — bontható. A legelső, agyagpala és márga rétegcsoporthat sötétszürke, helyenként kovás márga, márgapala és agyagpala (olisztolitokkal és allodapikus mészkövekkel) építi fel, és szubvulkáni riolitteket tartalmaz (GRILL 1988). A riolit helyzete évtizedes vita tárgyát képezte. A legelfogadottabb nézet szerint a vele érintkező agyagpalával termális kontaktus mentén érintkezik, és a két képződmény kora közel azonos (MÁTHÉ & SZAKMÁNY 1990, SZAKMÁNY et al. 1989). A rioliton végzett radiometrikus vizsgálatok eredményei: Rb-Sr 154 ± 38 millió év (KOVÁCS 1987) és K-Ar 120 ± 6 millió év (BALOGH Kad. et al. 1984). Az első adat nagyon tág időintervallumot ad a magma benyomulására, míg az utóbbi a kréta metamorf esemény hatását tükrözi, vagyis a riolit pontos korát nem ismertük. A szubvulkáni testet befogadó agyagpala–márga rétegcsoportha kora a Szendrő Szt-3 fúrás (52–70 m) radioláriái alapján bajoci (DOSZTÁLY 1994). GRILL (1988) szerint a formáció a teljes liász–malm időintervallumot átfogja, bár őslénytani bizonyíték csak a doggerre volt (GRILL & KOZUR 1986).

A középső, homokkőves agyagpala rétegcsoportha fekete agyagpalából és a GRILL (1988) értelmezése szerint homokkő-olisztolitokból épül fel. A legelső olisztolitos agyagpala rétegcsoportha változatos összetételű, általában mátrixmentes olisztosztrómaszinteket tartalmazó agyagpala alkotja, amelyben szürke, helyenként metamorf anisusi–nori mészkő-, agyagpala-, tűzkő-, riolit- és néhány bazaltklaszt fordul elő (GRILL 1988, KOVÁCS 1987).

Az elmúlt években végzett vizsgálatok a fenti megállapításokat számottevően módosították (18. ábra).

Az alsó rétegcsoportha legfontosabb feltárásainak (Nagy-Telekes-tető déli lejtője, Balázs-tető, Csehi-hegy, Mélyvölgy, valamint a Szalonna Sza-4, -7, -10, -11, -12, Szendrő Szt-3 és Rudabánya Rb-661 fúrások) vizsgálata alapján megállapítottuk, hogy a fekete palákban és agyagmárga palákban finoman elszórva, vagy diszkrét laminákat képezve aleurit és finomhomok méretű szemcsék fordulnak elő (KÖVÉR et al. 2008; 2009a, b). A homokszemcsék anyaga főleg kvarc, albit és muszkovit. A szemcseméret aleurit és finomhomok között változik. Az intrakristályos deformáció számos jele figyelhető meg rajtuk: a kvarc szemcsék gyakran hullámos kioltásúak, míg néhány szemcse esetén az átrendeződés elérte a legutolsó fázist, és kissé eltérő orientációjú alszemcsék alkotják az eredeti szemcséket (KÖVÉR et al. 2009a, b).

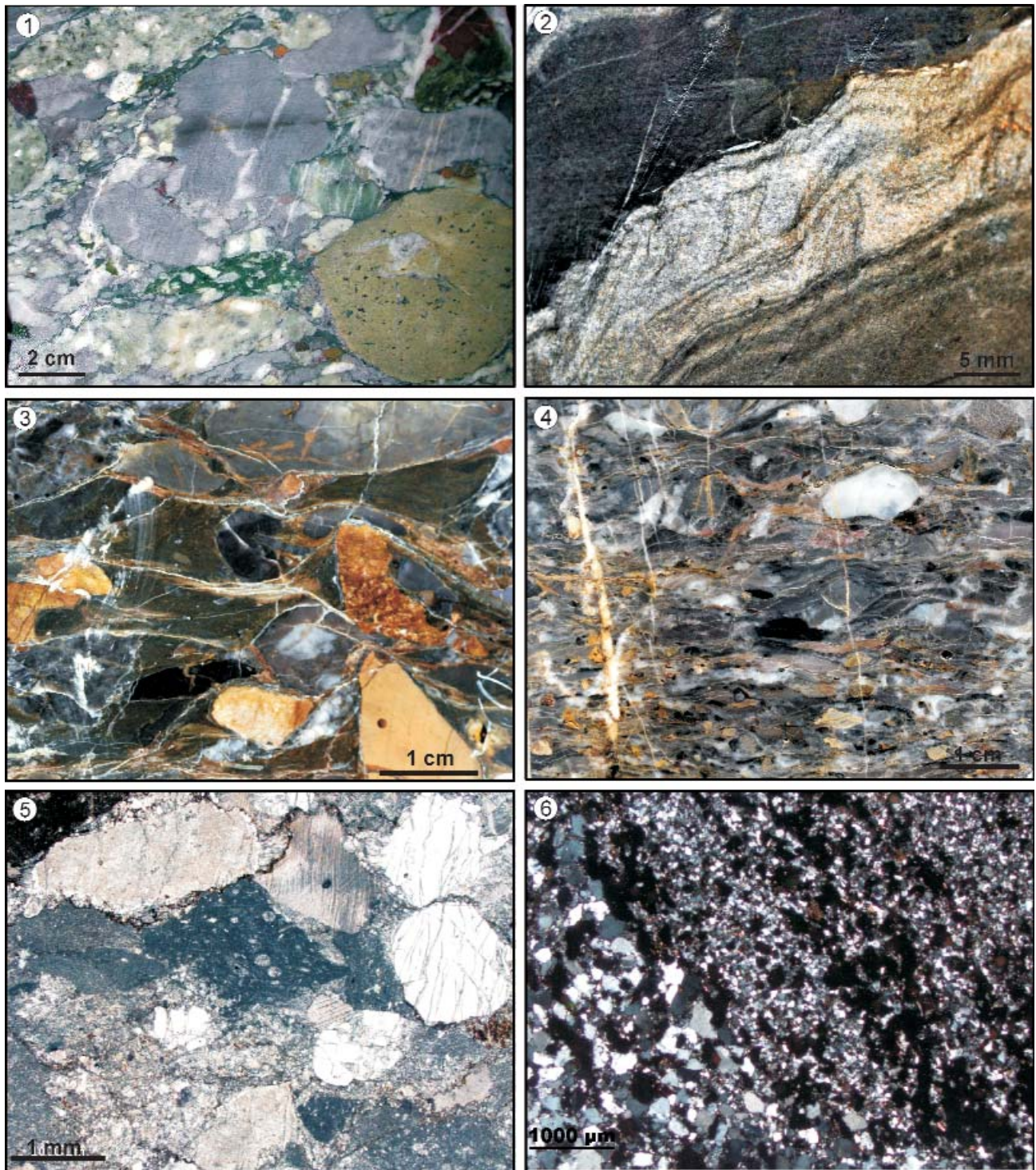
A korábban homokkő-olisztolitként leírt homokkőtesteknek egy része nem valódi olisztolit. Lehetnek „intra-olisztolitok”, (az olisztolitok homokkőve közel egyidős a mátrixot alkotó fekete palával), vagy más esetekben a homokkő- és aleuritrétegek betelepülésként jelennek meg (19. ábra: 2, 6) a finomabb szemcsés üledékben (agyagpalában vagy finom aleuritpalában). A homokkőrétegek gyakran eróziós felszínnel települnek az alattuk lévő

agyagos rétegre. A homokkőrétegen belül gyakran normálgradáció és keresztlamináció figyelhető meg (KÖVÉR et al. 2008, 2009b). Ezek turbiditokra jellemző bélyegek. Gravitációs tömegmozgásra utaló további szerkezetek, pl. üledékes redők (slump) is jelen vannak. Az utólagos deformációs események hatására a kompetensebb homokkőrétegek helyenként szétszaggatott hurkakként (boudin) jelennek meg az agyagpalában, ezeket korábban olisztolitként értelmezték.

A középső szakaszra vonatkozóan a Rudabánya Rb-661 és Szalonna Sza-10 fúrások anyagán, továbbá a telekesvölgyi vadászháznál, és a Szalonna–Perkupa közötti műútbevágás alapszelvényén végeztünk vizsgálatokat. Ezek alapján megállapítottuk, hogy az olisztosztrómaszintek klasztjainak jelentős része világosszürke medencefáciesű mészkő (19. ábra: 1). A radioláriás és filamentumos wackestone szövet dominál, de crinoideás mészkő is előfordul, és egy szintben áthalmazott platform eredetű klasztok is megjelennek (KÖVÉR et al. 2009b). KOVÁCS (1988) conodonta-vizsgálatai alapján feltételezhető a medencefáciesű mészkőklasztok középső–késő-triász kora. Szövetük és koruk alapján a szürke hallstatti (pötscheni) fácieszónából származtathatóak (KÖVÉR et al. 2009b). A karbonátanyag mellett az olisztosztróma gyakori alkotóelemei a riolitos vulkanitklasztok, valamint a kvarc és földpát ásványtöredékek. A riolitklasztok között lávaközetek és ignimbritok is előfordulnak (KÖVÉR et al. 2009b).

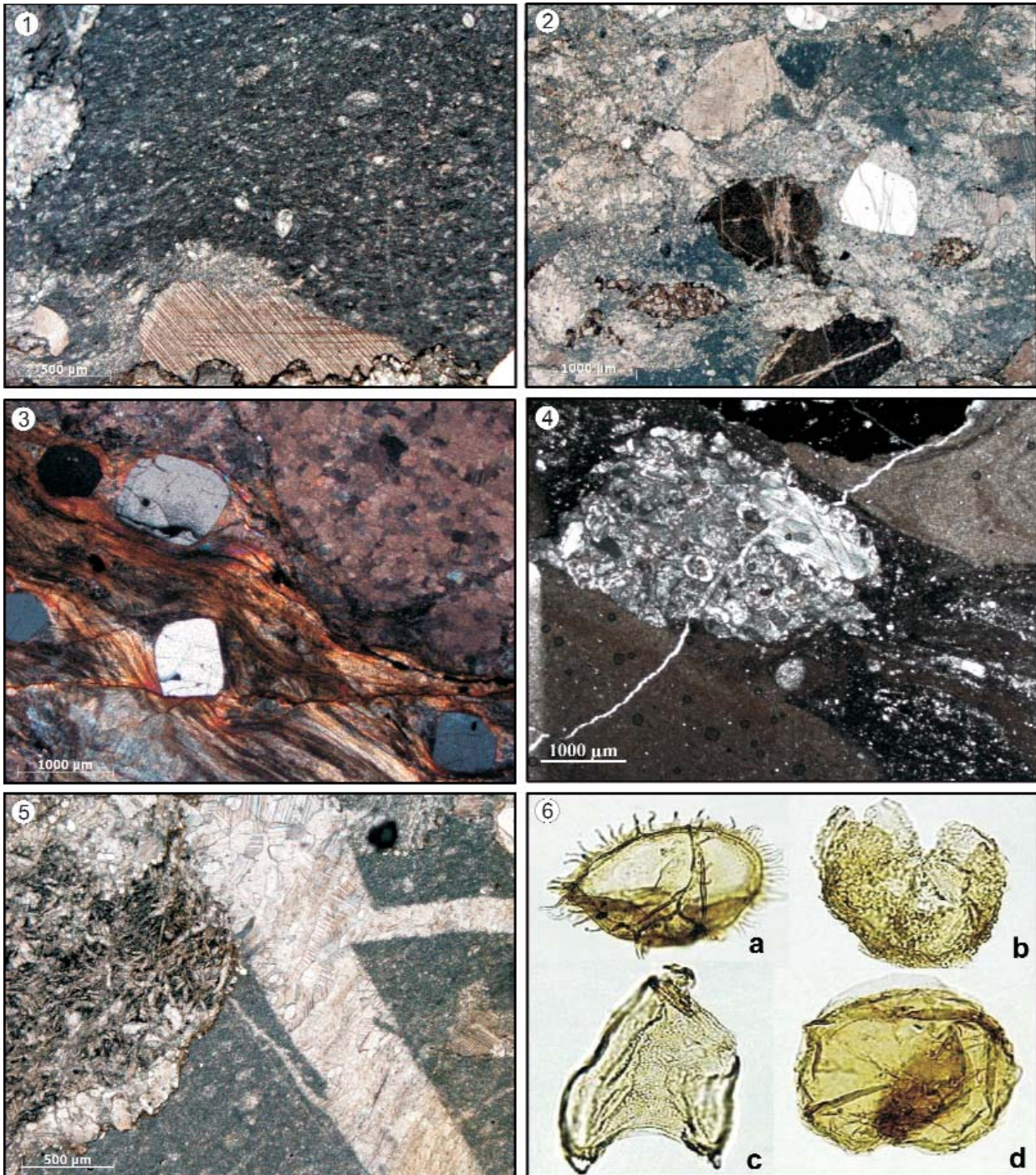
Az olisztosztrómából származó savanyú vulkanitkavicsokon radiometrikus kormeghatározást végeztünk a kavicsok anyagából szeparált cirkonszemcsék segítségével. A cirkonszemcsék szeparálása és vizsgálata a bükki mintákkal azonos módon, egyidőben történt. Az adatok a bükki mintákhoz hasonlóan általában diszkordánsak voltak. Az előzetes számítások alapján a vulkanizmus kora $227,4 \pm 4,4$ M év. Nem mutatkozott szignifikáns eltérés a különböző helyzetből származó minták esetében. A Telekesoldali alapszelvény kis méretű olisztolitjából, az olisztosztróma mátrixából, valamint a telekes-völgyi vadászházzal szembeni feltárásból származó cirkonok a már említett, késő-ladin–kora-karni kort adták. Az új radiometrikus koradatok alapján megállapítható tehát, hogy — a korábbi feltételezésekkel ellentétben (GRILL 1988, MÁTHÉ & SZAKMÁNY 1990, SZAKMÁNY et al. 1989) — a telekesoldali riolitok a befoglaló középső-jura üledékeknél lényegesen idősebbek, tehát nem lehetnek az üledékbe nyomult szubvulkáni testek.

A radiometrikus kormeghatározás mellett mikropaleontológiai vizsgálatokkal is pontosítottuk a képződmények korát. A Telekesoldali-takaró több pontjáról származó minták radiolária faunájának újrahatózása, és korbesorolásuk átértékelése történt meg (OZSVÁRT P.). Ennek eredményeképpen a Szendrő térképező Szt-3 fúrásban harántolt összetett bajoci korú (KÖVÉR et al. 2009b). A GÖTZ, A. által végzett palinomorfa vizsgálat több minta középső-jura korát igazolta (20. ábra: 6). A Szalonna Sza-12 fúrás 50,3 m-ről vett mintájából callovi korú dinoflagelláta ciszták kerültek elő, míg a Szögliget Szö-3, eddig koratriászknak tartott fekete palájáról igazolást nyert, hogy bajoci



19. ábra. A Telekesoldali Komplexum egyes kőzetfajtáinak jellemző mikroszövege – *Figure 19. Characteristic texture of some rock-types of the Telekesoldal Complex*

1. A telekes-oldali olisztostróma makroszkópos képe a Szalonna-Perkupa közötti műút bevágásában lévő alapszelvényből. A szemcsevázú breccsa főleg világosszürke finomkristályos mészkő, vörös radiolarit- és riolitklasztokat tartalmaz. – *Macroscopic photo of the Telekesoldal olisthostrome from the Telekesoldal key section. The grain supported breccia consists of light grey micritic limestone, red radiolarite and rhyolite clasts.*
2. Finomszemcsés homokkő betelepülése agyagmárga palában a Telekesoldali Komplexumban. A homokkő üledékrogyásos redői gravitációs tömegmozgásos eredetre utalnak. Szendrő (térképező) Szet-3 fúrás, 32,2 m. – *Fine grained sandstone intercalation in claymarl. The stamp folds of the sandstone refer to gravitational mass flow origin. Core Szet-3, 32.2 m, Telekesoldal Complex.*
- 3-4. A Telekesoldali olisztostróma makroszkópos képe a Dunna-tető D-i lejtőjéről. A klasztok anyaga főleg szürke, mikrites mészkő, kvarc, sárga márga és agyagpala. A klasztok határai nyomásoldódási felszínek. A palásági síkokat a nyomásoldódási felszínek jelzik. – *Macroscopic view of the Telekesoldal olisthostrome from the Southern slope of Dunna-tető Hill. The main components are grey micritic limestone, quartz, yellow marl and shale. The boundaries of the clasts are pressure solution surfaces. The foliation is indicated by the pressure solution surfaces.*
5. Polimikt, szemcsevázú, koptatatlan, és alig koptatott homok méretű litoklasztokból és bioklasztokból (crinoidea váztöredék) álló kőzet. A litoklasztok egy része mészkő (mudstone, radiolarias wackestone), más részük kvarc. 1N. – *Micrograph of polymict, grainsupported rock consisting of unrounded to poorly rounded lithoclasts and bioclasts (crinoid fragments). Some of the lithoclasts are limestones (mudstone, radiolarian wackestone), the others are quartz grains.*
6. Homokkő- és aleurolitrég a Telekesoldali Komplexumból (Szalonna Sza-12). A szemcsék anyaga főleg kvarc, alárendelten csillám. – *Micrograph of mica-bearing quartz sandstone and siltstone beds of the Telekesoldal Complex. Core Sza-12*



20. ábra. A Telekesoldali Komplexum egyes kőzeteinek jellemző mikroszövege és korjelző mikrofosziliái – **Figure 20.** Characteristic texture of some rock-types of the Telekesoldal Complex and its age-diagnostic microfossils

1. Bioklasztos, peloidos wackestone szövetű litoklaszt, jelentős mennyiségű szivacsú eredetű biomoddal. Medence fácies. A kép alsó részén a mikropátos alanyagban crinoidea váztrödékek látható. Szalonna–Perkupa közötti műútbevágás. – Lithoclast of bioclastic peloidal wackestone texture rich in sponge spicule moulds. Crinoid fragment is visible at the lower part of the picture. Telekesoldal key section.
2. Polimikt, szemcsesvázú, koptatatlan és alig koptatott, homok méretű litoklasztokból álló kőzet. A szemcsék határa többnyire mikrosztílitos. A szemcsék uralkodó része mészkő (mudstone, bioklasztos wackestone, packstone, pátit), néhány magmás eredetű kvarc is előfordul. Szalonna–Perkupa közötti műút bevágásában lévő alapszelvény. – Polymict, grainsupported rock consisting of unrounded and poorly rounded lithoclasts. Microstylolithic grain boundaries are typical. A predominant part of the grains is limestone (mudstone, bioclastic wackestone, packstone, sparite); a few quartz grains of magmatic origin also occur. Telekesoldal key section.
3. Nagyméretű kvarc és kisebb kálföldpát kristályokat tartalmazó, szálas kalcittal körülvett litoklaszt; +N, Rudabánya Rb-661 fúrás, 116,1 m. – Rock fragment surrounded by fibrous calcitic cement and containing large, fragmented quartz and smaller K-feldspar crystals in a sheared fine-grained, mostly sericitized matrix; +N, Rb-661, 116.1 m.
4. Ritkán előforduló, sekély tengeri eredetű ooidos-crinoidás packstone szövetű klaszt a telekesoldali olisztosztrómából. Szalonna Sza-11, 36,5 m. – An uncommon ooidal-crinoidal packstone clast of shallow marine origin from the Telekesoldal olistostrome. Sza-11, 36.5 m.
5. Erősen bontott, karbonátosodott interszertális bazaltklaszt léces plagioklaszokkal, kalcittal és limonitizált magnetit aggregátumokkal; 1 N, Telekesoldali alapszelvény. – Strongly altered opacitized and carbonatized intersertal basalt fragment with skeletal structured laths of plagioclase, calcite and limonitized magnetite aggregates. 1 N, Telekesoldal key section.
6. Korjelző dinoflagelláta ciszták a Telekesoldali Komplexumból (Fotó: A. GÖTZ). – Age diagnostic dinoflagellata cysts from the Telekesoldal Complex (photo: A. GÖTZ)
 a: *Ctenodinium* sp. – Szalonna Sza-12 fúrás, 50,3 m, callovi. – Core Sza-12, 50.3 m, Callovian. b: *Lithodinia* sp. c: *Nannoceratopsis gracilis* – Szögliget Sző-3 fúrás, 76,0 m, bajoci. – Core Sző-3 76.0 m, Bajocian. d: *Wanaea* sp. – Szalonna Sza-12 fúrás, 50,3 m, callovi – Core Sza-12 50.3 m, Callovian

korú, és a Telekesoldali-takaró részét képezi (KÖVÉR et al. 2009b).

Mind a „homokkő-olisztolitos palák”, mind a legfelső, „konglomerátum-olisztolitok” gravitációs tömegmozgással keletkeztek. A „konglomerátum-olisztolitok” olisztosztrómaként való értelmezése megegyezik KOVÁCS (1987) értelmezésével (részben tektonikusan széttagolt olisztosztrómák). Megfigyeléseink alapján tehát a rétegsor egységes, felfelé durvuló gravitációs tömegmozgásos eredetű összelteként értelmezhető (KÖVÉR et al. 2008, 2009b).

Csipkés-hegyi rétegsor

A vizsgált területen jelen van még egy korábban ismeretlen vagy más formációkhoz sorolt, jura képződmény, melynek rétegtani helyzete egyelőre kérdéses. A képződmény a Csipkés-hegy délkeleti lejtőjén jelenik meg. A szelvény márga és durva szemcsés karbonáthomok váltakozásával kezdődik, melyet felfelé olisztosztrómaszintek követnek.

A karbonáthomok rétegei normál gradáltak, kontaktusuk a fekü márga felé általában eróziós felület (21. ábra: 1, 2). A mikroszkópi vizsgálat szerint ezek a karbonáthomok-rétegek mm-es vastagságú mikrorétegekből épülnek fel. A karbonátanyag erősen polimikt. A szemcsék között egyedi szemcséként áthalmozódott, karbonátplatformról származó foraminifera vázak is megjelennek. Ezek alapján a karbonátturbiditek kora középső-jura (KÖVÉR et al. 2009b).

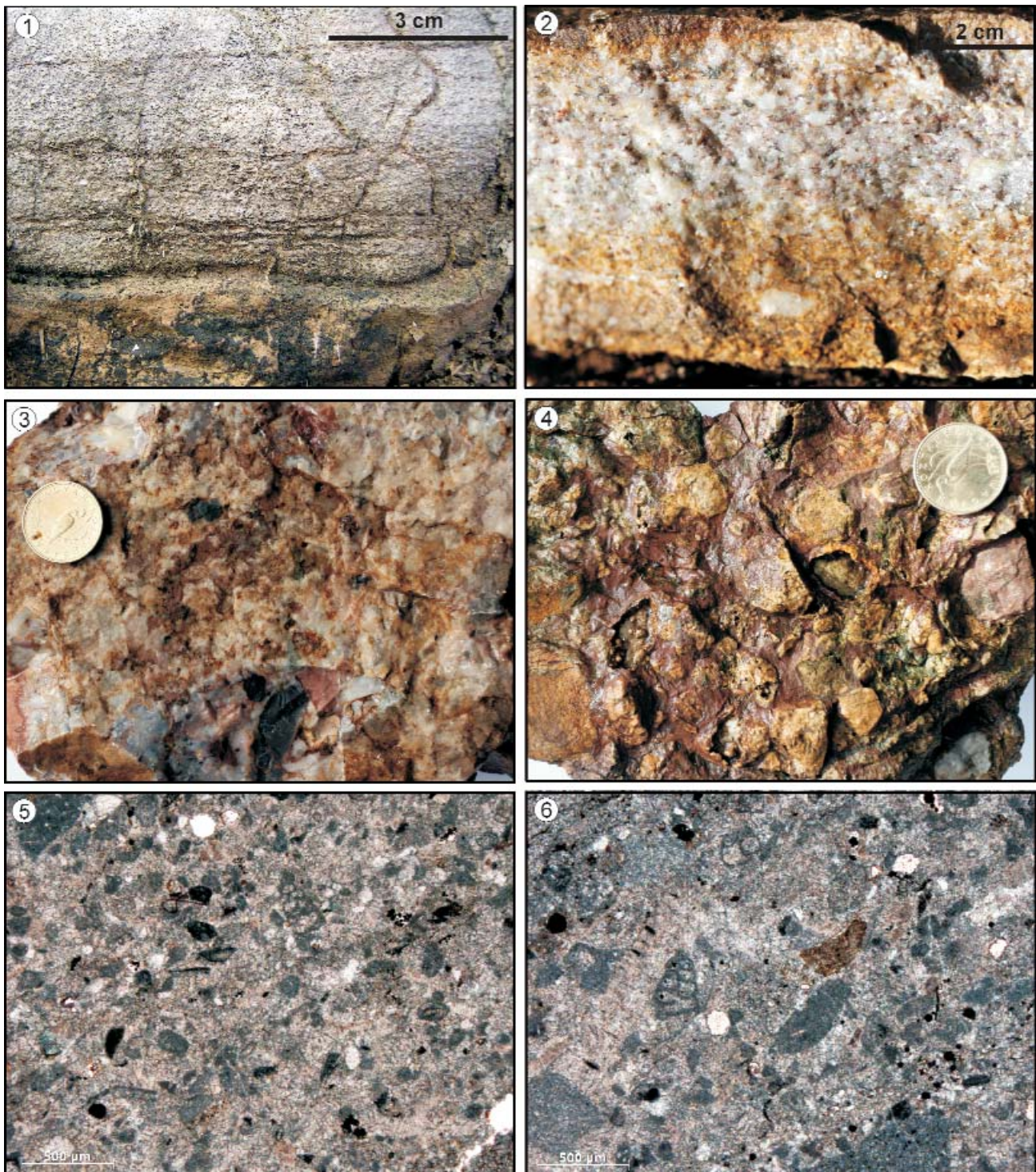
A rétegsor felsőbb részét jellemző „konglomerátum” vagy „breccsa” szemcsevázú. A klasztok mérete néhány mm-től néhány cm-ig terjed, általában 2–3 cm. A szemcsék gyakran kerekítettek. Anyaguk a bódvai típusú triász rétegsor számos elemét tartalmazza — világosszürke, platform eredetű Steinalmi Mészke, rózsaszínes-szürke, mikrites mészke (Dunnatetői Formáció); rózsaszínű, „filamentumos”, radioláriás mészke valamint vékonyhéjú kagyló kokvina (Bódvalenkei Mészke), sötétszürke, radioláriás, mikrit mikrofáciesű mészke (Bódvarákói Mészke), valamint vörös tűzkő (a Bódvalenkei Mészkeből vagy Szárhegyi Radiolaritból). A felsoroltakon kívül gyakran tartalmaz zöld, szürkészöld színű agyagkődarabokat is, amelyeket talán a Telekesvölgyi Formáció vörös-zöld és szürke márga rétegcsoportjának egyes kőzetfajtaival azonosíthatunk (KÖVÉR et al. 2009b). A képződmény klasztjainak anyaga a hidvérgardói temetődombon feltárt olisztosztrómához hasonló. Ennek alsó része zöldesszürke agyagos mészke alapanyagú összetett olisztosztróma, felső részében pedig hasonló mátrixban egyedi olisztolitok találhatóak. A klasztok anyaga világosszürke mészke, vörös tűzköves mészke és vörös radiolarit, koruk conodonták alapján késő-anisusi-középső-nori (LESS 1998, SZENTPÉTERY & LESS 2006).

Összefoglalva, a Rudabányai-hegység különböző képződményeiben (Telekesvölgyi Komplexum, vörös-zöld és szürke márga, Telekesoldali Komplexum, csipkés-hegyi és hidvérgardói „olisztosztróma”) ismertek gravitációs üledékfolyással létrejött olisztosztrómák. Jelentős különbségek vannak azonban a klasztok anyagában. A Telekesvölgyi

Komplexum alsó rétegcsoportjában előforduló olisztolitok az eddigi vizsgálatok alapján a karni-késő-nori Bódvai sorozatba tartozó elemeket tartalmaznak (BALOGH & KOVÁCS 1977). A hidvérgardói „olisztosztróma” és a csipkés-hegyi „konglomerátum” anyagának nagy része a Bódvai sorozat középső-felső-triászából származik (vörös, gyakran tűzköves, mészkövek, vörös tűzkövek, világosszürke platform eredetű klasztok). A csipkés-hegyi olisztosztróma esetében a mátrixban egyedi szemcsékként talált középső-jura platform eredetű foraminifera vázak előfordulása feltételezi egy üledékképződéssel egy idősebb közeli karbonátplatform jelenlétét, ahonnan ezek a bioklasztok származhatnak. Hasonló átülepített foraminifera-együttest találtunk a Bükkben a Mónosbéli Formáció olisztosztrómáiban, részben a Bükkzsérci Mészke klasztjaiban, de részben egyedi szemcséként a klasztok között is. A csipkés-hegyi olisztosztróma esetében is feltételezhető, hogy az áthalmozott fossziliák az Adriai-Dinári-karbonátplatformról származnak (KÖVÉR et al. 2009b).

A Telekesoldali Komplexumban az agyagpala-, bazalt-, jáspis- és riolitklasztok mellett csak szürke színű, medence fáciesű mészkeklasztok jelennek meg. (KÖVÉR et al. 2008, 2009b). A Telekesoldali Komplexum gravitációs tömegmozgásos üledékeihez nagyon hasonló képződmények ismertek a Bükk DNY-i részén, valamint a Recsk Rm–118, –131, –136 fúrásokban (DOSZTÁLY et al. 2002, KOVÁCS et al. 2005, HAAS et al. 2006). A bükki és a telekesoldali olisztolitok közös elemei a medence fáciesű, szürke színű mészkeklasztok, valamint a riolitok (odvas-bükki feltárás, Bükkzsérc Bzs–11 fúrás; CSONTOS 1988, PELIKÁN & DOSZTÁLY 2000). A két övezet közötti fő különbség, az, hogy a bükki olisztosztrómáknak a középső-jura platform eredetű (Bükkzsérci Mészke) klasztok és egyedi karbonátszemcsék is jellemző elemei (HAAS et al. 2006), míg a Telekesoldali Formációban ilyeneket nem találtunk, csupán lejtő és medence fáciesű mészke-törmelék fordul elő (KÖVÉR et al. 2009b). Bár az olisztosztrómák változatos méretű törmelékanyagának származási területe (részben) más jellegű volt, az üledékek felhalmozódása hasonló módon, gravitációs tömegmozgásokkal történt és a lerakódás a lejtőlábi övezetben és medence környezetben folyhatott.

Délkelet-Szlovákiában a Mellétei (Meliata)-egységben is ismertek olyan melanzs-jellegű képződmények, olisztosztrómák, amelyek a legújabb rétegtani vizsgálatok szerint az észak-magyarországiakéhoz hasonló korúak és szedimentológiaiailag is hasonló jellegűek. A Meliata (Melléte) falu melletti típusszelvény alsó szakaszáról, amit korábban anisusi-karni rétegsorként értelmeztek, kiderült, hogy jura mátrixba ágyazott triász blokkokról van szó, mivel a ladin alatti és az anisusi feletti mintákból callovio-kora-oxfordi intervallumot jelző radioláriák kerültek elő. A szelvény felsőbb részén a melanzs mátrixa középső-jura korú, amiben a karni mészke mellett pötscheni típusú nori mészke is megjelenik (AUBRECHT et al. 2010). A Margecany (Margitfalva) melletti feltárásban a bazalt közé települő, vörös tűzköves mészkeben triász radioláriák és conodonták mellett jura radioláriákat is találtak. A bazalt fölötti vörös



21. ábra. A Csipkés-hegy jura képződményeinek litológiai jellegei – **Figure 21.** Lithological features of Jurassic formations of Csipkés Hill

1. Karbonátturbidit-réteg a Csipkés-hegy DK-i lejtőjén. – *Calciturbidite bed on the SE slope of Csipkés Hill.*

2. Durva szemcsés, polimikt karbonáthomokkő a Csipkés-hegy DK-i lejtőjén. – *Coarse grained, polymictic carbonate sandstone from the SE slope of Csipkés Hill.*

3-4. Polimikt breccsa a Csipkés-hegy DK-i lejtőjén. A klasztok anyaga főleg világosszürke, sötétszürke és vörös mészkő, valamint vörös radiolarit. – *Polymictic breccia containing light grey, dark grey and red limestones and red radiolarite clasts. Csipkés Hill.*

5-6. A Csipkés-hegy egyik calciturbidit rétegéből vett minta vékonycsiszolati képei. Bioklasztos, peloidos, intraklasztos wackestone. Mindkét képen jól látható, hogy a foraminiférák önálló bioklasztszemcséként kerültek az átülepített üledékbe. Csipkés-hegy DK-i lejtője. – *Micrograph of a sample taken from calciturbidite layer of the Csipkés Hill olistostrome. Bioclastic, peloidal, intraclastic wackestone. It is well visible on both pictures that the foraminifera got into the redeposited sediment as individual bioclast grains. SE slope of Csipkés Hill*

tűzköves mészkőből és radiolaritból aalenii– bajoci és callovi–oxfordi radioláriák kerültek elő. Ezek az eredmények azt jelzik, hogy a triász mészkőzárványokat tartalmazó bazalt mellett jura kőzetek törmeléke is jelen van a középső–késő-jura melanzsban (AUBRECHT et al. 2010).

A fejlődéstörténet értelmezése

A nemzetközi együttműködések keretében végzett összehasonlító kutatások során, az elmúlt évtizedben sokoldalúan alátámasztást nyert a Bükk paleozoos–triász rétegsorának nagyfokú kifejlődési hasonlósága a Dinaridák Jadar és Sana–Una egységeivel (PESIC et al. 1986, PROTIC et al. 2000, FILIPOVIC et al. 2003). A korábbi összehasonlító elemzések (PAMIC et al. 2002, PAMIC 2003, DIMITRIJEVIC et al. 2003), során már körvonalazódott, és a legújabb vizsgálatokkal további alátámasztást nyert a Darnó környéki magmatitok közeli rokonsága a Kalnikban feltárt, a Dinaridák diszlokált szuturázónájához tartozó magmás testekkel. A korábbi terepi megfigyelések és a jelenlegi projekt keretében végzett terepi munkák és vizsgálatok alátámasztották az Észak-Magyarországon megismert jura olisztosztróma-összletek kifejlődési hasonlóságát a Dinaridákban hatalmas területeken feltárt melanzs-összletekkel. A tények megerősítették azokat a feltételezéseket, hogy Észak-Magyarországon a Dinaridák övezeteiből származó, onnan kiszakadt és tektonikusan elszállított közettömegeket találunk (pl.: WEIN 1978, KÁZMÉR & KOVÁCS 1985, BALLA 1984, CSONTOS 2000, HAAS & KOVÁCS 2001, PAMIC et al. 2002, CSONTOS & VÖRÖS 2004). A jelentős diszlokáció, ahogy ezt számos tanulmány részletesen elemezte a Középmagyarországi övben történt a késő-paleogén–kora-miocén idején (pl.: KÁZMÉR & KOVÁCS 1985, BALLA 1984, CSONTOS & NAGYMAROSY 1998, KOVÁCS I. et al. 2008, HAAS et al. 2010a). A kapcsolatokat a jelenlegi medencealjzatban Magyarországon új medencealjzat-térképe mutatja (HAAS et al. 2010b).

Vizsgálataink alapján úgy látjuk, hogy az Észak-Magyarországon megismert összletek a Tethys-óceán fejlődésének fontos szakaszairól őriztek meg információkat, de a vizsgálható közzettettek csekély mérete, feltártsága nem teszi lehetővé, hogy csupán azokból a hatalmas területeket érintő lemeztectonikai jelenségeket értelmezzünk. Ehhez a Balkán-félszigetre vonatkozó adatok és azok értelmezése elengedhetetlen (pl.: PAMIC et al. 1998, DIMITRIJEVIC et al. 2003, KARAMATA 2006, ROBERTSON et al. 2009), de Neotethys Ny-i elvégződésénél képződött alpi összletek tanulmányozásánál szerzett tapasztalatok is lényegesek (GAWLICK & FRISCH 2003, GAWLICK et al. 2009, MISSONI & GAWLICK 2010).

A regionális fejlődéstörténeti modellek, a korábbi kutatások és közelmúltban végzett újabb vizsgálataink alapján a fejlődéstörténet fő szakaszainak alapvető sajátosságai az alábbiakban foglalhatók össze (22. ábra).

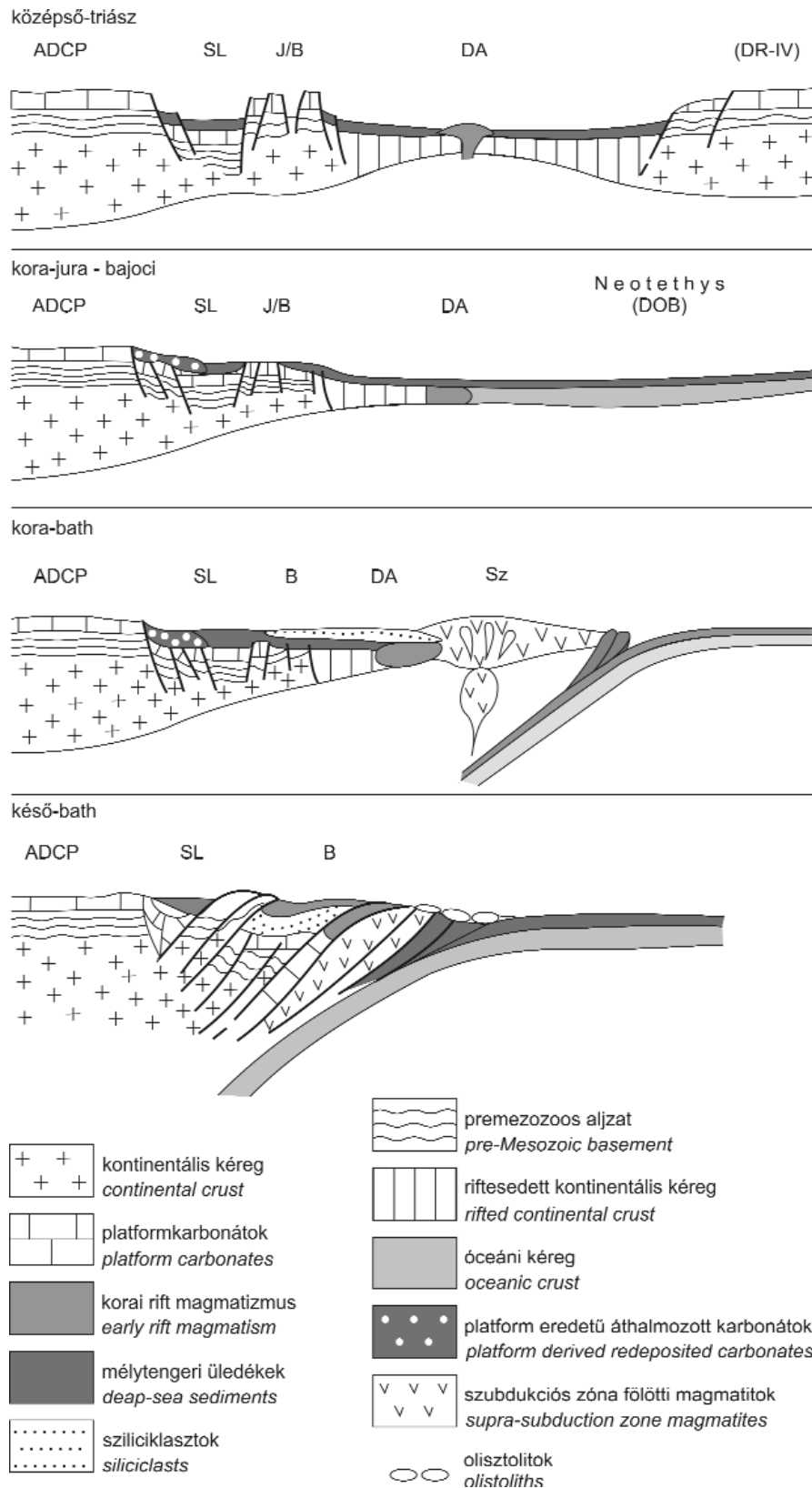
Kontinentális riftesedés

A Bükk hegység felső-paleozoos–triász rétegsora kiválóan megőrizte a Gondwana északi szegélyén, illetve az attól szeparálódott Adriai-mikrokontinens lejátszódott folyamatok nyomait. A terület a karbon idején a Paleotethys kontinentális aljzat nyugati peremvidékéhez tartozott, ahol a karbon végére a mélyebb medencét sekély rámpa környezet váltotta fel. Viszonylag rövid idejű kiemelkedést követően az alpi lemeztectonikai ciklus a középső-permben szárazföldi, tengerparti üledéklerakódással indult, ezt a késő-permben sekélytengeri karbonátképződés követte és a sekély rámpán történő üledéklerakódás a középső-triászig folyt (HAAS et al. 2004, PELIKÁN et al. 2005). Az anisusi végén az addig egységes karbonátrámpa tagolódott, rövid idejű kiemelkedés után árkok alakultak ki, melyekben a vulkáni működést követően, már a ladinban, medence fáciest képviselő karbonátüledékek lerakódása kezdődött. A tektonikai mozgásokhoz intenzív vulkánosság is társult. Mindezek a folyamatok a Neotethys riftesedéséhez köthetők (VELLEDITS 2000) és azt is jelzik, hogy a Bükk területe Adria riftesedő, kivékonyodó kontinentális aljzat pereméhez tartozott ekkor (22. ábra). Valószínű, hogy a Bükki-egység egésze, más leváló blokkokkal (Juli, Sana–Una, Kodrun–Banja, Jadar) együtt ekkor kezdett elkülönülni a Dinári-platform belsőbb részeitől.

A Dinári ofiolit öv melanzsában gyakran található felső-paleozoos klasztok és nagy variszkuszi gránittömbök (KARAMATA et al. 1996), továbbá a melanzsot fedő felső-jura–alsó-kréta rétegsorban (Pogari sorozat) is gyakori a granitoidok törmeléke. Ezeket a kontinentális eredetű klasztokat ROBERTSON et al. (2009) a kontinens-óceán közötti átmeneti zónában végbement riftesedés során exhumálódott Adriai-mikrokontinens kérgéből származtatja. Ennek alapján elképzelhető, hogy a kontinentális riftesedés során kerülhettek felszínközébe azok a mélyben lévő közzettettek (paleozoos kőzetek, variszkuszi granitoidok és metamorf kőzetek), amelyek a bükki jura rétegsorban törmeléként jelennek meg.

Az aktív riftesedési szakasz, a ladinban andezites-dacitos, majd a ladin-karni határon dacitos-riolitos, a késő-karniban bazaltos vulkanizmussal folytatódott (SZOLDÁN, 1990, HARANGI et al. 1996). Ezt követően az intraplatform medencék peremének lezökkenésével a medencék terjeszkedtek a platformok rovására. A pelágikus medence fáciésben megjelennek lejtő fáciest képviselő breccsa-konglomerátum testek, melyek anyaga a környező platformokról, illetve a lejtő felsőbb részéről származik (VELLEDITS 2000).

A Bükk legnyugatabbi részén (Reszél-tető), a Kavicsoskilátónál, valamint a Darnó-hegy környékén a jura akkréciós komplexumban található középső–felső-triász magmás és üledékes olisztolitok az óceánfelnyílásról hordoznak lényeges információkat (22. ábra). A tenger alatti bazalt a pelágikus medencében lerakódott karbonátüledékbe nyomult, így jött létre az ezekre a bazaltokra jellemző peperites fáciés. A láva hólyagosodása viszonylag kis mélységű kiömlést jelez (KISS et al. 2008, KOVÁCS et al. 2008).



22. ábra. Az észak-magyarországi középső-triász és jura képződmények kialakulását értelmező elvi szerkezetfejlődési modell
 ADCP = Adriai-Dinári-karbonátplatform, B = Bükk, DOB = Dinári-ofiolitöv, DR-IV = Drina-Ivanjicai-egység, J = Juliai Alpok, SL = Szlovéniai-árok, Sz = Szarvaskő

Figure 22. Conceptual tectonic model for explanation of the genesis of the Middle Triassic to Jurassic formations of Northern Hungary
 ADCP = Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform, B = Bükk, DOB = Dinaridic Ophiolite Belt, DR-IV = Drina-Ivanjica Unit, J = Julian Alps, SL = Slovenian Trough, Sz = Szarvaskő

Óceánfelfnyílás; a passzív kontinentális perem lesüllyedése

Az elsősorban paleomágneses adatokon alapuló geodinamikai-ősföldrajzi rekonstrukciók (pl.: SENGÖR 1985; DERCOURT et al. 1986, 1993; CHANNELL et al. 1992; HAAS et al. 1995; GAWLICK et al. 1999; STAMPLI & BOREL 2002; CSONTOS & VÖRÖS 2004) a Neotethys jelentős mértékű terjeszkedését ábrázolják a késő-triász–kora-jura idején, jóllehet nyugat felé csökkenő mértékű felfnyílással számolnak. A Dinaridákban a petrográfiai-geokémiai adatok jelenlegi értelmezése szerint MOR-típusú bazalt lávaközetek kizárólag a melanzs triász blokkjaiban található (ROBERTSON et al. 2009). Ez a vulkanizmus a kivékonyodott kontinentális kéregből kialakult kontinens-óceán közti átmenti zónában kezdődött az óceáni aljzat szétterülésének a kezdetén. A korábbi feltételezésekkel ellentétben (pl.: PAMIC et al. 1998) a régióban ismert jura ofiolitok — petrológiai és geokémiai jellegeik alapján — a szubdukcióhoz kapcsolhatók, a szubdukciós zóna fölött keletkeztek (SSZ-típusúak) (SMITH 2006, ROBERTSON et al. 2009).

Az Adriai kontinentális mikrolemez peremén elhelyezkedő Bükki-egységben nyomon követhető az aktív riftesedés megszűnése a késő-triász folyamán, ami a spreading korai fázisával egyidőben történhetett. A kéreg kivékonyodását, a kontinens-óceán közötti átmeneti övezet kialakulását jelzi az az intenzív süllyedés, amely a még létező platformok megfulladásához vezetett a triász végén. Ezt követően már egységesen mélytengeri viszonyok uralkodtak, legfeljebb kondenzált pelágikus üledéklerakódással, vagy a lejtők peremén és neptuni telérekben folyó (VELLEDITS & BLAU 2003) üledékfelhalmozódással. A késő-triász platformok és medencék területének nagy részén, feltehetően az intenzív vízáramlás miatt, hosszú ideig nem volt üledékfelhalmozódás. Ez valószínűleg a bajociban indulhatott meg radiolarit képződésével (CSONTOS et al. 1991a, HAAS et al. benyújtva) (22. ábra).

A Dinári karbonátplatform előterében a kora-jura folyamán, majd a középső-jurában is folyt a platformról átülepített karbonátszemcsék felhalmozódása. A platform és a platform előtéri karbonátüledék-felhalmozódást részletesen dokumentálták a Szlovén-árok területén (ROŽIČ & POPIT 2006). A Bükkben olisztolitiként ismertek szinemuri–plesienschi (Jómarci Mésző — CSONTOS et al. 1991b) és aaleni(?)–bajoci (Bükkzsérci Mésző — HAAS et al. 2006), az Adriai–Dinári-karbonátplatform előteréből származó mészkőfajták (22. ábra).

A mélybe süllyedt bükki területen a radiolarit képződést követően, még a bajociban az üledékképződést elsősorban a terrigén sziliciklaszt-beszállítódás dominanciája határozta meg. A sziliciklasztos üledékek legvalószínűbb forrását a kontinentális aljzat képződményei képezhették, amelyek feltáródása, a dinári modell alapján, rift-exhumációval magyarázható (ROBERTSON et al. 2009). A Vaskapui Homokkőben lévő durva konglomerátum (debrit)-testek, mélytengeri törmelék-kúpok csatornakitöltéseként értel-

mezhetők; figyelemre méltó, hogy a durva törmelék anyagában paleozoos karbonátok, magmás és metamorf kőzetek mellett gránit is található. A Vaskapui Homokkő vastagpados kifejlődése is valószínűleg csatornakitöltés. A Lök-völgyi Formáció disztális turbiditje a külső törmelék-kúpon, illetve a környező mély medencében képződött.

Szubdukció, akkréciós komplexum kialakulása

A szubdukciós folyamat megindulásához köthető az óceán peremi övezetében a szubdukciós zóna feletti magmatitok (bazalt, gabbró) keletkezése (Szarvaskői és Tardosi Fm). A Szarvaskői Komplexum, azaz a sziliciklasztos sorozat a benyomult magmatitokkal együtt kicsúszott takaróként, vagy olisztoplakaként kerülhetett később az akkréciós komplexumba (22. ábra).

A mélybe süllyedt passzív peremen a bath során a homok méretű sziliciklaszt-beszállítást kőzetliszt–agyag-beszállítás váltja fel, és valószínűleg távoli karbonátplatformról beszállított karbonát (mikritiszap, peloid, apró ooid) is lerakódik (Oldalvölgyi Formáció). Ezzel egyidőben, valószínűleg a mélyebb medencerészekben radioláriás iszap felhalmozódása folyt (Csipkés-tetői Radiolarit). A tektonikai aktivitás korai szakaszát jelezhetik a betelepülő kis vastagságú, főként magmatitok törmelékét tartalmazó olisztosztrómák.

A bath későbbi szakaszában megjelenő nagyobb vastagságú olisztosztrómák jelzik az intenzív tektonikai aktivitást, az akkréciós komplexum épülésének fő periódusát, ami a calloviban is folytatódhatott (22. ábra).

A Bükk területén az olisztosztrómákban paleozoos(?) metamorfotok, késő-triász karbonátok, késő-triász vulkanitok, és jura(?) homokkővek mellett a középső-jura korábbi szakaszában keletkezett átülepített mészkő változatos méretű törmelékdarabjai jelennek meg. A Darnó–Mátra területén radioláriás óceáni üledékek alkotják az olisztosztrómák jelentős részét. A Darnó-hegy környékén az óceánperemre került triász bazaltok, és az óceánperemi jura bazaltok és gabbrók törmelékei képezik az akkréciós komplexum felsőbb részét. Ezek a törmelékek az alábukó lemez és a felső lemez között kialakuló szubdukciós frontról csúszhattak le a szubdukciós árokba. A feldarabolódó kőzetek részben a kontinentális lemez peremi öveinek összetorlódása során, részben az óceáni medencékből lenyíródva kerültek a frontra (hasonló folyamatot vázolt CSONTOS 2000). A Szarvaskői-takaró is feltehetően ekkor került — eredeti helyzetéből kicsúszva — az olisztosztróma melanzs fölé.

A Neotethys akkréciós komplexumának részét képező bükki, továbbá a Mátra aljzatát alkotó és a Darnó környéki képződmények alapvető jellegei megfellelthetők a Dinaridákban ismertekkel, és ennél fogva képződési körülményeik is levezethetők a Dinaridákra a közelmúltban kidolgozott modellekből (KARAMATA 2006, SMITH 2006, ROBERTSON et al. 2009). A Rudabányai-hegységben megismert olisztosztrómák törmelékanyaga mutat ugyan összetételbeli eltéréseket a bükkiekhez és a mátraiakhoz képest, de a felső-

triász savanyú vulkáni törmelék előfordulása és a Csapkés-tető jura sekélytengeri foraminiferái fontos összekapcsoló bélyegek. A Dél-Szlovákiában ismert Mellétei (Meliata) Komplexum jellegei is nagyfokú hasonlóságot mutatnak a Darnó környéki és a recski fúrásokban feltárt összletekéhez megfelelően annak, hogy mindezek az előfordulások a Neotethys akkréciós komplexumának tektonikusak széttagolt részei (ZELENKA et al. 1983; KOVÁCS 1984; GRILL et al. 1983; BALLA 1987; CSONTOS 1988, 2000; DOSZTÁLY & JÓZSA 1992; KÖVÉR et al. 2009; AUBRECHT et al. 2010). Az Északi-Mészköalpokban a szubdukcióhoz kapcsolt mélytengeri medencék kialakulása és gravitációs tömegmozgásos üledékekkel való kitöltődése a bajociban indult és az oxfordiig tartott, amikor megindult a karbonátplatformok progradációja a medencekitöltő üledékekre (MISSONI & GAWLICK 2010). A szubdukcióhoz köthető jelenségek időbeli lefolyása tehát a Bükkben megismerthez hasonló és az árokrendszerek kialakulásának módja ugyancsak hasonló lehetett, de a medencékben felhalmozódott törmelékben

lényeges eltérések vannak. A legfontosabb különbség az alsó- és a középső-jura platformkarbonát kőzetekből származó törmelékanyag hiánya az Alpokban, ami viszont Észak-Magyarországon jellemző. Ezzel szemben Észak-Magyarországon hiányzik a Dachsteini-plattformról származó törmelék, amely az Alpok egyes medencéiben megvan. Mindezt az akkréciós komplexum törmelékanyagát szolgáltatató egységek felépítésének különbségére vezethető vissza és alátámasztja legalábbis a bükki, és a mátrai–darnói egységeknek a Dinaridákhoz (ezzel együtt az Adriai–Dinári-karbonátplatformhoz) szorosan kapcsolódó eredeti elhelyezését.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás a HAAS J. által vezetett K 61872 sz OTKA program támogatásával folyt. A szerzők köszönetüket fejezik ki FÖLDESSY János és CSONTOS László lektoroknak lényeges észrevételükért és hasznos javaslataikért.

Irodalom — References

- ÁRGYELÁN, G. B. & GULÁCSI, Z. 1997: Acidic extrusive and plutonic rock fragments in the siliciclastic sediments of the Darnó and Szarvaskő Unit. — *Terra Nostra, Sediment'97 Kurzfassungen*, p. 3.
- AUBRECHT, R., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SUZUKI, H., PLAŠIENKA, D., KRONOME, K. & KRONOME, B. 2010: Middle Jurassic matrix radiolarians from Meliata ophiolite melange at the type Meliatic sites Meliata and Jaklovce (Western Carpathians): palaeogeographic evidence. — *Geologica Balcanica* **39/1–2**, 33–34.
- BALLA, Z. 1983: Stratigraphy and tectonics of the Szarvaskő synform, Bükk Mts, North Hungary. — *Annual Report of Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary* **1982**, 42–65.
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30**, 313–353.
- BALLA, Z. 1987: Tectonics of the Bükkian (North Hungary) Mesozoic and relations to the West Carpathians and Dinarids. — *Acta Geologica Hungarica* **30**, 25–287.
- BALLA Z., CSONTOS L., HAVAS L., & HORVÁTH Á 1986: A tarkői fennsíkperem és –előtér (DNy-Bükk) geológiája. — *Annual Report of Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary* **1985**, 37–51.
- BALOGH K. & KOVÁCS S. 1977: Előzetes jelentés a Rudabányai-hegységi triász vizsgálatáról. — *Kézirat*, József Attila Tudományegyetem, Szeged.
- BALOGH K., KOZUR, H. & PELIKÁN P. 1984: Die Deckenstruktur des Bükkgebirges. — *Geologische-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* **13**, 89–96.
- BALOGH KAD., ÁRVÁNE SOÓS E. & PÉCSKAY Z. 1984: Jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet és az MTA Atommagkutató Intézete között létrejött 4020/84 sz. Kutatási szerződés keretében végzett vizsgálatokról. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- BANNER, F. T., SIMMONS, M. D. & WHITTAKER, J. E. 1991: The Mesozoic Chrysalidinidae (Foraminifera, Textulariaceae) of the Middle East: the Redmond (Aramco) taxa and their relatives. — *Bulletin of the British Museum Natural History (Geology)* **47**, 101–52.
- BASSOUILLET, J. P. 1997: Foraminifères. Les grands foraminifères. — In: CARIU, E. & HANTZPERGUE, P. (eds): Groupe français d'étude du Jurassique. Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. — *Bulletin des Centre de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine, Mémoire* **17**, 293–304.
- BÉRCZI-MAKK A. 1999: Bükkzsérci (Észak-Magyarország) jura rétegsorok sztratiográfiai eredményei foraminiferák alapján (Foraminiferal stratigraphy of Jurassic beds in Bükkzsérc, N Hungary). — *Földtani Közlemény* **116**, 161–172
- BÉRCZI-MAKK A. & PELIKÁN P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységből. (Jurassic formations from the Bükk Mountains). — *Annual Report of the Hungarian Geological Institute* **1982**, 137–166.
- CHANNELL, J. E. T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J. S. 1992: Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). — *Tectonics* **11**, 792–810.
- CLERC, C. 2005: Les Miliolina (Foraminifères porcelanés) du Dogger du Jura méridional (France): Systématique, stratigraphie et paléoenvironnement. — *Terre & Environnement, Université de Genève These No* **3599**, 250 p.
- CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). — *Thèse de Doctorat*, Université de Lille Flandres-Artois, 250 p.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk-hegység szerkezetének főbb vonásai (Structural outline of the Bükk Mts (N Hungary)). — *Földtani Közlemény* **129**, 11–651.

- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. — *Földtani Közlöny* **130**, 95–131.
- CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. — *Tectonophysics* **297**, 57–71.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **210**, 1–56
- CSONTOS L., BÉRCZI-MAKK A. & THIEBAULT, F. 1991a: Újabb Foraminifera-leletek a Déli-Bükkből. — *A MÁFI Évi Jelentése 1989-ről*, 383–409.
- CSONTOS L., DOSZTÁLY L. & PELIKÁN P. 1991b: Radioláriák a Bükk-hegységből. — *MÁFI Évi Jelentése 1989-ről*, 357–382.
- DE WEVER, P. 1984: Triassic radiolarians from the Darnó area (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 295–306.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L. E., KAZMIN, V. G., LE PICHON, X., KNIPPER, A. L., GRANDIACQUET, C., SBORTSHIKOV, I. M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D. H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L. A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M. L., LAUER, J. P. & BIJU-DUVAL, B. 1986: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* **123**, 241–315.
- DIMITRIJEVIĆ, M. N., DIMITRIJEVIĆ, M. D., KARAMATA, S., SUDAR, M., GERZINA, N., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., LESS, Gy. & PELIKÁN, P. 2003: Olistostrome/mélanges — an overview of such formations in Yugoslavia and NE Hungary. — *Slovak Geological Magazine* **9**, 3–21
- DOSZTÁLY L. 1994: Mezozoos radiolária vizsgálatok Észak-Magyarországon. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 108 p.
- DOSZTÁLY, L. & JÓZSA, S. 1992: Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Recsk on the basis of radiolarians and K-Ar data. — *Acta Geologica Hungarica* **35**, 371–393.
- DOSZTÁLY L., GULÁCSI Z. & KOVÁCS S. 1998: Az észak-magyarországi jura képződmények rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Budapest, Mol Rt. és MÁFI, 309–318.
- DOSZTÁLY, L., JÓZSA, S., KOVÁCS, S., LESS, Gy., PELIKÁN, P. & PÉRO, Cs. 2002: North-East Hungary. Post congress excursion guide. — In: VOZÁR, J., VOJTKO, R. & SLIVA, L. (eds): *Guide to geological excursions, XVIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava*, 104–117.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, Gy. & HIPS, K. 2003: Comparison of the Variscan – Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and “Bükkium” (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. — *Slovak Geological Magazine* **9**, 23–40.
- FÖLDESSY J. 1970: A Darnó-hegyi bázisos magmas kőzetek ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata. — *Szakkoloztat*, ELTE, Budapest.
- FÖLDESSY, J. 1975: *Petrographical study of a diabase-spilite magmatic rock suite, Darnó-hegy (Sirok, Hungary)*. — Geol. Ustav, D. Stura, 55–64.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. 2003: The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics — an overview. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **230**, 163–213.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. 1999: The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. — *Geologische Rundschau* **87**, 644–657.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. 2009: Jurassic tectono-stratigraphy of the Austroalpine domain. — *Journal of Alpine Geology* **50**, 1–152.
- GÖRÖG Á. 2006: A bükki jura foraminifera kutatás újabb eredményei. — *9. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Ajka*, 12–13.
- GÖRÖG Á. 2009: Foraminifera vizsgálatok az észak-magyarországi mezozoos képződményekből. — *12. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron*, p. 11.
- GRILL J. 1988: A Rudabányai-hegység jura formációi. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ről*, 69–103.
- GRILL, J. & KOZUR, H. 1986: The first evidence of the *Unuma echinatus* radiolarian zone in the Rudabánya Mts (Northern Hungary). — *Geologische und Paleontologische Mitteilungen des Universität Innsbruck* **13/11**, 239–275.
- HAAS J. (szerk.), BÉRCZINÉ MAKK A., BUDAI T., HARANGI SZ., HIPS K., JÓZSA S., KONRÁD Gy., KOVÁCS S., LESS Gy., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PIROS O., RÁLISHNÉ FELGENHAUER E., TÖRÖK Á. & VELLEDETS F. 2004: *Magyarország geológiája — Triász*. — ELTE Eötvös kiadó, Budapest 384 p.
- HAAS, J. & KOVÁCS, S. 2001: The Dinaridic–Alpine connection — as seen from Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **44/2–3**, 345–362.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRZYSTYN, L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian – Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine – North Pannonian domain. — *Tectonophysics* **242**, 19–40
- HAAS J. 2007: Paleogeographic setting and relationships of the Jurassic formations in the Bükk–Darnó area. — *MÁFI Évi Jelentés 2006-ről*, 85–95.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P. & MATYÓK, I. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaroidic origin in Northeast Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49/2**, 125–163.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KARAMATA, S. & SUDAR, M. 2010a: Displaced South Alpine and Dinaridic elements in the Mid-Hungarian Zone. — *Bull. CXL de l'Académie Serbe des Sciences et des Arts* **46**, 82–103.
- HAAS J, BUDAI T, CSONTOS L, FODOR L. & KONRÁD Gy. 2010b: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1:500 000*. — MÁFI, Budapest.
- HAAS J., PELIKÁN P, GÖRÖG Á., OZSVÁRT P., JÓZSA S. & KÖVÉR SZ. 2010c: Subduction related Jurassic gravity deposits in Bükk–Darnó area, Northeast Hungary. — *Proceedings 19th Congress of the CBGA, Thessaloniki, Greece*, 149–156.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KARAMATA, S., SUDAR, M., GAWLICK, H.-J., GRÁDINARU, E., MELLO, J., POLÁK, M., PÉRO, Cs., OGORELEC, B. & BUSER, S. 2010d: Jurassic environments in the Circum-Pannonian region. — In: VOZÁR, J. (ed.) *Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian region. Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Geological Institute*, 157–201.
- HAAS, J., PELIKÁN, P., GÖRÖG, Á., JÓZSA, S. & OZSVÁRT, P. (benyújtva) Stratigraphy, facies and geodynamical settings of Jurassic formations in the SW part of the Bükk Mountains, North Hungary. — *Geological Magazine*.

- HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVÁNE SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys.— *International Geological Review* **38**, 336–360.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 71–84.
- KISS, G., MOLNÁR, F. & PALINKÁŠ, L. A. 2008: Volcanic facies and hydrothermal processes in Triassic pillow basalts from the Darnó Unit, NE Hungary. — *Geologica Croatica* **61**, 385–394.
- KISS, G., MOLNÁR, F., PALINKÁŠ, L. A., KOVÁCS, S. & HRVATOVIĆ, H. (in press): Correlation of Triassic advanced rifting related Neotethyan submarine basaltic volcanism of the Darnó Unit (NE Hungary) with some Dinaridic and Hellenidic occurrences on the basis of volcanological, fluid-rock interaction and geochemical characteristics. — *International Journal of Earth Sciences*.
- KARAMATA, S. 2006: The geodynamical framework of the Balkan peninsula: its origin due to the approach, collision, compression of Gondwanian and Eurasian units. — In: ROBERTSON, A. H. F. & MOUNTRAKIS, D. (eds): Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. — *Geological Society, London, Spec. Publ.* **260**, 155–178.
- KARAMATA, S., KNEŽEVIĆ, V., PUSKAREV, YU. & CVETKOVIĆ, V. 1996: Granites of Straža. Geologija Zlatibora. — *Geoinstitute, Spec. Publ., Belgrad* **18**, 49–50.
- KOVÁCS I., CSONTOS L., SZABÓ CS., BALI E., FALUS Gy., BENEDEK K. & ZAJACZ Z. 2007: Paleogene-early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine–Carpathian–Pannonian–Dinaridic region: An integrated approach. — *Geological Society of America Special Paper* **418**, 93–112.
- KOVÁCS, S. 1984: North Hungarian Triassic Facies Types: A review. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4**, 251–264.
- KOVÁCS S. 1987: Olistosztromák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo–mezozóikumban, II. — *Földtani Közlemények* **117/1**, 101–119.
- KOVÁCS, S. 1988: Olistostromes and other deposits connected to subaqueous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleozoic–Mesozoic. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 265–287.
- KOVÁCS, S. 1989: Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terranes. — In: KECSKEMÉTI, T. (ed.): *XXIst European Micro-paleontological Colloquium, Guidebook*, 15–36.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., SZEBÉNYI, G., GULÁCSI, Z., PELIKÁN, P., BAGOLY-ÁRGYELÁN, G., JÓZSA, S., OZSVÁRT, P., GECSE, ZS. & SZABÓ, I. 2008: Permo-Mesozoic formations of the Reck-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the pre-Tertiary basement of the Paleogene Reck Orefield. — In: FÖLDESSY, J., & HARTAI, É. (eds): Reck and Lahóca geology of the Paleogene Ore Complex – *Geosciences, Miskolc University Press*, 33–56.
- KOVÁCS, S., JÓZSA, S., GULÁCSI, Z., DOSZTÁLY, L., B. ÁRGYELÁN, G., FORIÁN-SZABÓ, M. & OZSVÁRT, P. 2005: Permo–Mesozoic formations of the Darnó Hill area, NE Hungary — a displaced fragment of the Inner Hellenidic – Inner Dinaridic accretionary complexes. — In: TOMLJENOVIC, B., BALEN, D. & VLAHOVIC, I. (eds.): *Abstracts book 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Opatija, Croatian Geological Society, Zagreb*, 51–52.
- KÖVÉR SZ., FODOR L. & KOVÁCS S. 2008: A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata: régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis. — *MÁFI Évi Jelentése* **2006**, 97–120.
- KÖVÉR, SZ., HAAS, J., OZSVÁRT, P., GÖRÖG, Á., GÖTZ, A. E. & JÓZSA, S. 2009a: Lithofacies and age data of Jurassic foreslope and basin sediments of Rudabánya Hills (NE Hungary) and their tectonic interpretation. — *Geologica Carpathica* **60/5**, 351–379.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., NÉMETH, T., BALOGH, KAD. & KOVÁCS, S. 2009b: Deformation history and nappe stacking in Rudabánya Hills (Inner Western Carpathians) unravelled by structural geological, metamorphic petrological and geochronological studies of Jurassic sediments. — *Geodinamica Acta* **22**, 3–29.
- LESS Gy. 1998: Földtani felépítés. — In: BAROSS G. (szerk.): *Az Aggteleki Nemzeti Park*. — Mezőgazda Kiadó, 26–66.
- LESS Gy. (szerk.) GULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELENYI L., REZESSY A. & SÁSDI L. 2002: A Bükk hegység földtani térképe (1:50 000). MÁFI, Budapest.
- MAJOROS P. 2008: Az Aggtelek–Rudabányai- és a Bükk hegység jura korú vulkanitjainak cirkonmorfológiai vizsgálata.— Diplomaterv. ME Földtan-Teleptani Tanszéke.
- MÁTHÉ, Z. & SZAKMÁNY, Gy. 1990: The genetics (formation) of rhyolite occurring in the Rudabánya Mts. (Northeastern Hungary). — *Acta Mineralogica–Petrographica Szeged* **31**, 43–55.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H-J. 2010: Evidences for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden Austroalpine, Germany). — *International Journal of Earth Sciences* **99**, 1–27.
- NÉMETH N. 2007: A bükkzsérci Patkó-sziklák kőfejtőjének és környezetének szerkezetföldtani jelenségei (Structural features of the quarry at the Patkó Cliffs, Bükkzsérc and its surrounding). — *Földtani Közlemények* **137**, 473–486.
- PAMIĆ, J. 2003: The allochthonous fragments of the Internal Dinaridic units in the western part of the South Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **46/1**, 41–62.
- PAMIĆ, J., GUŠIĆ, I. & JELASKA, V. 1998: Geodynamic evolution of the Central Dinarides. — *Tectonophysics* **297**, 251–268.
- PAMIĆ, J., TOMLJENOVIC, B. & BALEN, D. 2002: Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the Central and NW Dinarides: An overview. — *Lithos* **65**, 113–142.
- PELIKÁN, P. & DOSZTÁLY, L. 2000: Jurassic formations of the Bükkzsérc boreholes (SW Bükk Mts, NE Hungary) and their structural setting. — *Földtani Közlemények* **130/1**, 25–46.
- PELIKÁN P. (szerk.) LESS Gy., KOVÁCS S., PENTELENYI L. & SÁSDI L. 2005: *A Bükk hegység földtana*. — Magyarország tájegységi térképsorozata, MÁFI, Budapest, 249 p.
- PEŠIĆ, L., RAMOVŠ, A., STREMAC, J., PANTIC-PRODANOVIĆ, S., FILIPOVIĆ, I., KOVÁCS, S. & PELIKÁN, P. 1986: Upper Permian deposits of the Jadar region and their position within the Western Paleotethys. — *Memoirs Societa Geologica Italiana* **34**, 211–219.

- PROTIĆ, L., FILIPOVIĆ, I., PELIKÁN, P., JOVANOVIĆ, D., KOVÁCS, S., SUDAR, M., HIPS, K., LESS, Gy. & CVJIĆ, R. 2000: Correlation of the Carboniferous, Permian and Triassic sequences of the Jadar Block, Sana-Una and "Bükkium" Terranes. — In: KARAMATA, S. & JANKOVIĆ, S. (eds): *Proceedings of the International Symposium Geology and Metallogeny of the Dinarides and Vardar Zone, Banja Luka*, 61–69.
- ROBERTSON, A., KARAMATA, S. & ŠARIĆ, K. 2009: Overview of ophiolites and related units in the Late Paleozoic – Early Cenozoic magmatic and tectonic development of Tethys in the northern part of the Balkan region. — *Lithos* **108**, 1–36.
- ROŽIĆ, B. & POPIT, T. 2006: Redeposited limestones in the Middle and Upper Jurassic successions of Slovenian basin. — *Geologija* **49/2**, 219–234.
- SENGÖR, A. M. C. 1985: The story of the Tethys: How many wives did Okeanos have? — *Episodes* **8**, 3–12.
- SMITH A.G. 2006: Tethyan ophiolite emplacement, Africa to Europe motions, and Atlantic spreading. — In: ROBERTSON, A. H. F. & MOUNTRAKIS, D. (eds.): *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Spec. Publ.* **260**, 11–34.
- STAMPFLI, G. & BOREL, G. 2002: A plate-tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by geodynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. — *Earth and Planetary Science Letter* **196**, 17–33.
- SZAKMÁNY, Gy., MÁTHÉ, Z. & RÉTI, Zs. 1989: The position and petrochemistry of the rhyolite in the Rudabánya Mts. (NE Hungary). — *Acta Mineralogica–Petrographica* **30**, 81–92.
- SZENTPÉTERY I. & LESS Gy. (szerk.) 2006: *Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana*. [Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez] (Magyarország tájegységi térképsorozata). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 92 p.
- SZOLDÁN, Zs. 1990: Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mountains (NE Hungary). — *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged* **31**, 25–42.
- VELIĆ, I. 2007: Stratigraphy and Palaeobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). — *Geologica Croatica* **60/1**, 1–113.
- VELLEDITS F. 2000: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső–felső-triászban. — *Földtani Közlemény* **130/1**, 47–93.
- VELLEDITS, F., BLAU, J. 2003: The Büdöskút olistolith, an exotic limestone block from the Bükk Mts. (Büdöskút olistolith, NE-Hungary), *Facies* **48**, 23–48.
- WEIN, Gy. 1978: Alpine-type tectogenesis of the Carpathian Basin. — *Annual Report of the Hungarian Geological Institute* **1976**, 245–256
- ZELENKA, T., BAKSA, Cs., BALLA, Z., FÖLDESSY, J. & FÖLDESSY-JÁRÁNYI, K. 1983: The role of the Darnó Line in the basement structure of Northeastern Hungary. — *Geologicky Zborník – Geologica Carpathica* **34**, 53–69.

Kézirat beérkezett: 2011. 01. 07.