

Az eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmazott tömbjei

Redeposited blocks in Upper Jurassic sediments on Eperkés Hill

PALOTAI Márton¹ – CSONTOS László¹ – DÖVÉNYI Péter² – GALÁ CZ András³

(9 ábra)

Tárgyszavak: olisztolit, felső-jura, geoelektromos szelvények, Bakony
Keywords: olistoliths, Upper Jurassic, geoelectric sections, Bakony Mts

Extended abstract

The Eperkés Hill exposures are famous for the international scientific community. The Jurassic formations exposed in two artificial exposures: the “Long trench” and the “Big excavation” challenge geological interpretation. In spite of the relatively good exposure conditions, the successions are far from being unambiguous. Besides well-bedded conformable Middle–Upper Jurassic pinkish limestone one can find bigger, sometimes apparently continuous blocks of light coloured Dachstein and Kardosrét Limestone (Upper Triassic and Lower Liassic platform carbonates). These were either interpreted as the emerging tops of smaller horsts (FÜLÖP 1969; CSÁSZÁR et al. 1988), or as olistoliths (megabreccia of GALÁ CZ 1988, GALÁ CZ & VÖRÖS 1989), or a combination of the two (MIZÁK 2002; CSÁSZÁR et al. 2002). We revisited the exposures and give here a detailed field description of the two trenches, helped by several geophysical sections.

In both exposures the pinkish, thinly bedded Kimmeridgian–Tithonian limestone contains metre-size blocks of light coloured platform limestone. Rare orientation data from these (observed algal mats; oncoïd-layers; calcite-filled palaeo-voids) suggest that each block has its own bedding which differs from that of the other blocks, and which is not compatible with that of the pelagic limestone. Moreover, 1:300 mapping of the Big excavation (Fig. 3) revealed that these blocks are of different origin and mixed. The rocks of the Big excavation are unconformably covered by Aptian – lowermost Albian crinoidal limestone.

Smaller undulations in the dip of the pelagic limestone can be interpreted as a consequence of gentle folding, or locally as draping above the bigger clasts. The Long trench exposure (Fig. 5) is dissected by two fault zones. These faults (with observed left lateral slickenslides) can explain why the three compartments of the exposure have a slightly different composition. In the westernmost compartment there is a succession of Middle Jurassic radiolarite, Kimmeridgian pelagic marly limestone and an Upper Kimmeridgian–Tithonian Hierlatz-type limestone. This latter crinoidal and organodetrital limestone was interpreted as a submarine talus cone (GALÁ CZ 1988; VÖRÖS & GALÁ CZ 1998). In the central part of the exposure the light coloured carbonates dominate. However, the pinkish pelagic limestone is observed as non-regularly bedded layers or as infiltrations among bigger blocks. Smaller grain size breccias were observed at two sites. Z. LANTOS (pers. comm.) determined one as a probable fissure filling, the other as a probable sedimentary breccia. Both had Upper Jurassic pelagic limestone matrix. The eastern part of the exposure is composed of Tithonian pinkish limestones without bigger blocks.

In order to extend the surface observations at depth we used multielectric geophysical sections. This method is a classical resistivity measurement, with a computer-controlled variation of the A–B and M–N electrode distances and configurations. The resulting resistivity measurements give cumulative information from different depths and paths. These raw data are then inverted (Res2DInv Geotomo software) to give the resistivity of a certain point at a certain location. The depth penetration is strongly dependent on electrode distance. We choose shorter electrode distances (1 m and 2 m in sections E2–3

¹ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c,
e-mail: palotai@elte.hu

²ELTE Geofizikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

³ELTE Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

and E1, respectively) because of our main interest in the shallowest horizons. From former experience the massive platform limestones have a higher, while the pinkish pelagic limestones have a lower resistivity. Cherts have a relatively low resistivity, but higher than the pinkish limestones.

The electric sections show higher resistivity patches swimming in low resistivity material. This case is best seen on sections E2 and 3 (strike and dip sections; *Figures 7 and 8*). The higher resistivity patches show a very good agreement to the mapped individual boulders. Slight variations in resistivity also suggest the dip of the matrix and that of the Jurassic-Aptian unconformity observed identically at surface. The electric sections strongly suggest that the pelagic matrix is more than 10 m thick, and bears at least metre-size boulders in several horizons. This view strongly supports the original olistolith-interpretation (GALÁ CZ & VÖRÖS 1989). The E1 section (*Fig. 9*) parallel to the "Long trench" is also in very good agreement with the observed surface section. The gentle curvature in lower resistivity material at the western part of the section corresponds to the slight variation in dip of the Middle Jurassic – Kimmeridgian part of the section. This compartment is separated from the central one by a steep fault, which is projected to the surface section by its measured dip. The central compartment is characterized by a relatively shallow, high resistivity block, which we interpret as an emergent remain of Late Triassic – Liassic platform limestone. This interpretation is supported by a nearby mapping well (Ot-86, Császár, pers. comm.). However, above the eastward dipping top of this platform, low resistivity pelagic limestone is deposited. This contains isolated smaller spots of high resistivity material that correspond to the boulders observed in the surface section. It seems that this olistolith-horizon is offset by a normal fault. Finally, low resistivity pelagic material without boulders ends the section.

Detailed geological mapping and the multielectric sections helped us demonstrate that the Upper Kimmeridgian – Lower Tithonian pelagic limestones support occasionally metre-size boulders, i.e. olistoliths of shallow platform origin. The redeposition of these bigger boulders needs a steep palaeo-topography and a nearby source. Naturally, the succession immediately below the olistolith-bearing horizon cannot be the source, the much more complete and continuous Jurassic successions found more to the west (Lókút sections), neither. The area east of Eperkés Hill is mainly made up of Upper Triassic, and locally preserved Lower Jurassic platform remains covered by Aptian – Lower Albian crinoidal limestone. Although there certainly was pre-Aptian erosion, we speculate that the uplift of this eastern area might have begun as early as Late Jurassic, to provide the necessary clasts. Steep palaeo-topography could have been produced either by normal faulting, or by thrust faulting. The first, classical solution was suggested by GALÁ CZ & VÖRÖS (1972) and was generally accepted. However, we would like to draw the reader's attention to the description of very similar redeposited material in the Middle – Upper Jurassic of the Salzkammergut area in the Northern Calcareous Alps (NCA). Austrian authors explained these redeposition phenomena by the forward propagation of a nappe system (GAWLICK et al. 1999; MANDL 2000) or by the activation of a major transpressional strike slip fault system (FRANK & SCHLAGER 2006). Their arguments were based on observed structural positions and the polymict nature of the clasts. The NCA have long ago been considered a close relative and counterpart of the Transdanubian Range (HANTKEN 1868; VÖRÖS & GALÁ CZ 1998), so these analogies might be seriously considered when interpreting the origin of the Upper Jurassic olistoliths at Eperkés Hill.

Összefoglalás

Az olaszfalui Eperkés-hegyen földtani térképezést végeztünk és geoelektromos szelvényeket értelmeztünk. Megállapítottuk, hogy a pelágikus felső-jura mátrixban nagyméretű Dachsteini, Kardosréti (és Hierlatzi) Mész-kő olisztolitok „úsznak”. Az olisztostróma kialakulása a késő-kimmeridgi – kora-tithon során történt, a hierlatzi jellegű tithon képződmények ugyanennek az áthalmozási folyamatnak disztális kifejlődései lehetnek. E két kifejlődés későbbi, valószínűleg balos eltolódással került jelenlegi helyzetébe.

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység felső-jura képződményei általában nyugodt, pelágikus körülmények közt keletkeztek. Bár a domborzat az egész jura során kiemeltebb hátságok és mélyebb vízi medencék által tagolt volt (KONDA 1970; GALÁ CZ 1984), jelentős késő-jura víz alatti áthalmozásról csak néhány előfordulás tanúskodik. Az

egyik ilyen helyszín az Olaszfalu melletti Eperkés-hegy, ahol a pelágikus felső-jura környezetben, nagyobb mennyiségben fordulnak elő felső-triász és alsó-liász platform eredetű mészkőtestek. E képződmények értelmezése, egymáshoz való viszonya az elégtelen feltártság miatt nem egyértelmű, és nagy vitákat váltott ki. Dolgozatunkban a térképező munka mellett, az eddigi felmérések során nem használt geofizikai módszerek alkalmazásával igyekeztünk magyarázatot adni a terület felépítésére.

Az Eperkés-hegy felépítése a földtani irodalom tükrében

A Zircről délnyugatra elhelyezkedő, Olaszfalu melletti 489 m magas, lankás dombon legjobban két, eredetileg a MÁFI által mélyített mesterséges feltárásban, az ún. Hosszú-árokban és a Nagy-letakarításon tanulmányozhatóak a triász-jura-alsó-kréta képződmények. Az utóbbi középső részén mélyített szelvényt Nagy-szelvény néven is elkülönítik (1. ábra – CSÁSZÁR 1988a, b).

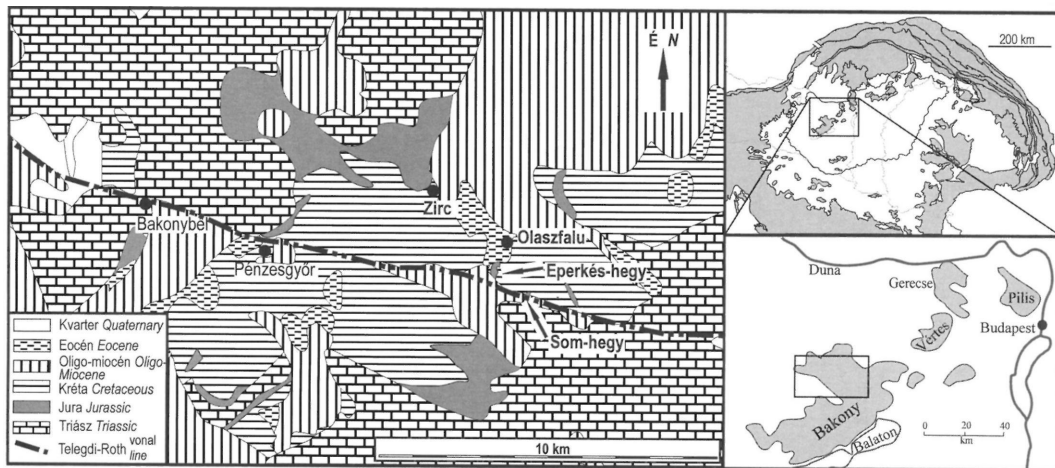
A természetvédelmi oltalom alatt álló Eperkés-hegy felépítésével sokan foglalkoztak, egyértelmű, mindenki által elfogadott megoldás azonban ez idáig nem született. Az egyik lehetséges értelmezés szerint a felső-triász-liász platformkarbonátok egyenetlenül lepusztult felszínére települnek a felső-jura pelágikus mészkövek (FÜLÖP 1964a, b 1969; KONDA 1970; CSÁSZÁR et al. 1988). Egy másik elgondolás (GALÁ CZ 1988; GALÁ CZ & VÖRÖS 1989; VÖRÖS & GALÁ CZ 1998) szerint a pelágikus mátrixban elszórtan megjelenő Dachsteini és Kardosréti Mész kő tömbjei tithon korú megabreccsaként értelmezhetőek. MÍZÁK (2002) és CSÁSZÁR et al. (2002) földtani tanösvényt előkészítő publikációi és véleménye szerint a területen, a helyben maradt triász-alsó-liász mellett, jelen vannak megabreccsának felfogható képződmények, de ezek helyét nem pontosítják, valamint szerintük az áthalmazás a doggerben történhetett.

Alkalmazott módszerek

A terepi térképező munka, és az azt segítő vékonycsiszolatos vizsgálatok mellett a terület felépítésének minél jobb megismerése érdekében geofizikai módszert is alkalmaztunk.

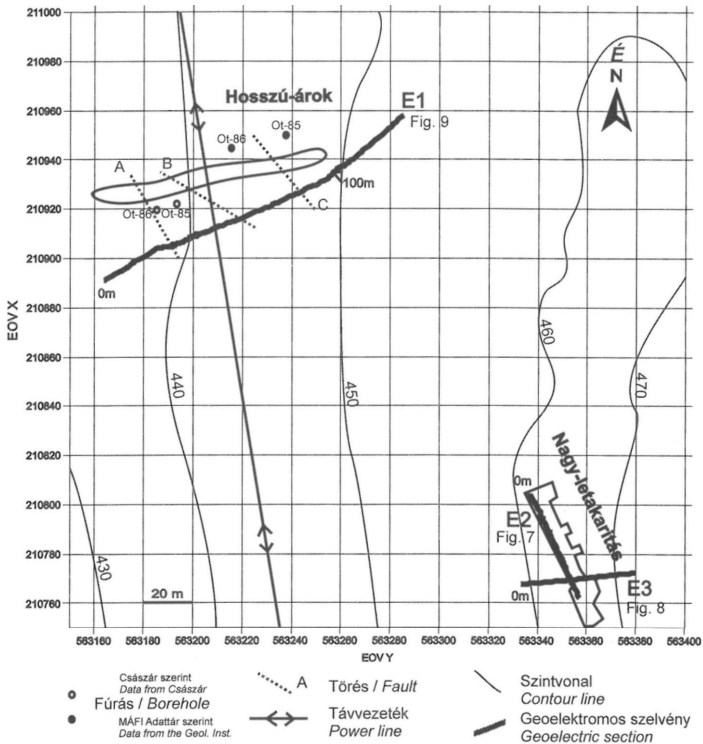
A nem elégséges feltártsági viszonyok miatt a képződmények mélybeli kiterjedését multielektrodás (geoelektromos) fajlagos ellenállás-szelvényekkel vizsgáltuk (2. ábra). E módszer alkalmazása nagymértékben elősegítette az értelmezést. Az alábbiakban ennek bemutatása következik, nagyrészt TÓTH (2002) alapján. A módszer részletesebb leírását GRIFFITHS et al. (1990) és GRIFFITHS & BARKER (1993) közzölték.

A módszer – más egyenáramú geoelektromos kutatómódszerekhez hasonlóan – a kőzetek fajlagos ellenállásának különbözőségén alapul. A fajlagos ellenállás nagyságát a kötött, illetve szabad víztartalom (közvetve tehát a porozitás is), valamint az ásványos összetétel és a kristályszerkezet határozza meg. Az eltérő agyagtartalmú karbonátos kőzetek szintén jelentősen eltérő fajlagos ellenállással rendelkeznek. A kis agyagtartalmú, „tisztá” mészkövek ellenállása az 500–10 000 Ω m közti tartományban mozog, míg az agyagtartalom növekedésével a fajlagos ellenállás csökken; márgákra már csak 5–50 Ω m fajlagos ellenállás jellemző. Ennek alapján



1. ábra. A kutatási terület tágabb környezetének vázlatos földtani térképe

Fig. 1 Geological sketch map of the surroundings of Eperkés Hill



2. ábra. Az Eperkés-hegyen vizsgált feltárások és felvett geoelektromos szelvények (E1–E3) térképe

Fig. 2 Reconnaissance map of Eperkés Hill, with examined exposures and geoelectric profiles (E1–E3). Hosszú-árok = "Long trench". Nagy-letakarítás = "Big excavation"

tehát az elenyésző agyagtartalmú platformkarbonátok jól elkülöníthetőek a magasabb agyagtartalommal rendelkező pelágikus mészkövektől. Nagy tűzkőtartalmú kőzetek (pl. radiararit) fajlagos ellenállásával kapcsolatban jelenleg még nem állnak rendelkezésre megbízható adatok, elméleti megfontolások alapján azonban valószínű, hogy az a pelágikus mészkövek és a platformkarbonátok fajlagos ellenállása közötti tartományban mozog. Felaprózódott, repedezett, töredezett vagy karsztosodott kőzettest általában kisebb fajlagos ellenállású. Ez nehezítheti a más eredetű kőzetektől való elhatárolást, ugyanakkor lehetőséget ad tektonikai vonalak felderítésére és üreghatározásra is.

A mélyfúrásokban végzett fajlagos ellenállás-mérések eredményei csak áttételesen alkalmazhatók a felszíni elektromos méréseknél. A különbségek az alkalmazott mérés, a mérőberendezések eltérő jellegeiből és a fúrás iszappal telítettségéből adódnak. Így méréseinket nem fúrási adatokkal, hanem közvetlen felszíni megfigyelésekkel kalibráltuk. Ezalatt azt kell érteni, hogy kis behatolási mélységű mérési elrendezéssel (l. alább) az elektródákat a felszínen térképezett, letisztított kőzetfelszínre helyeztük. Így közvetlen azonosítással a Dachsteini és Kardosréti Mészko igen nagy fajlagos ellenállásúnak, a felső-jura rózsaszín mikritek kicsiny ellenállásúnak, és a szintén rózsaszín Tatai Mészko közepes-nagy ellenállásúnak bizonyult. A fajlagos ellenállások ilyenét alakulásának mélyebb fizikai okaival nem foglalkoztunk, de erre a közvetlen azonosítás miatt nem is volt szükség.

Az egyenáramú módszerek közül legfejlettebb az ún. multielektrodás egyenáramú szelvényezés. Elve a többi egyenáramú geoelektromos módszeréhez hasonló: különböző helyzetű elektróda-párokon (AB) keresztül egyenáramot vezetünk a földbe, és más elektróda-párokon (MN) mérjük a kialakult potenciálkülönbséget. A feszültség arányos lesz az AB elektródák közti térrész átlagolt fajlagos ellenállásával. Egyre vastagabb (mélyebb) rétegösszlet fajlagos ellenállását úgy mérhetjük meg, hogy az áram- és feszültség-elektrodák egymáshoz viszonyított távolságát növeljük. A mérés során tehát az elektródatávolság függvényében egy látszólagos fajlagos ellenállás sorozatot kapunk. Az eredmények számítógépes feldolgozása során az elektródatávolságokat mélységekké konvertáljuk és kiszámítjuk az egyes rétegek vastagságát és valódi fajlagos ellenállását.

A multielektrodás szelvényezés során több tucat, kábellel összekötött elektródát helyezünk el egy szelvény mentén, majd az összes lehetséges (és „értelmes”) AB-MN elektróda-konfigurációban megmérjük az AB áramot és MN feszültséget. Mérőműszerünk az ARS-200 jelű „intelligens” elektródás berendezés. „Intelligens” elektródáit a vezérlő ereken kívül csak négy kábélér köti össze (A, B, M, és N erek) és a vezérlés függvényében az elektródákba épített mikroelektronika kapcsolja A, B, M, N, illetve neutrális funkcióba azokat. Az 5 darab, egymáshoz csatlakoztatható, nyolcelektrodás kábelrakat max. 8 m-es elektródatávolsággal 300 m-es maximális terítési távolságot tesz lehetővé. Ez a távolság behatárolja ugyan a módszer behatolási mélységét, de az utolsó kábelrakatot felszedve, és az első elé csatlakoztatva tetszőlegesen hosszú szelvényt mérhetünk. Az elektróda-elrendezés variálása azt is lehetővé teszi, hogy a feldolgozás során egy-egy kisebb, behatárolt térfogatú térrész (kőzetkocka) fajlagos ellenállását jó közelítéssel meghatározzuk. A módszer tehát nem csak vízszintes kiterjedésű, eltérő fajlagos ellenállású testek (rétegek) elkülönítését teszi lehetővé, hanem oldalirányban változatos fajlagos ellenállású egységek elkülönítését, belső szerkezetének megismerését is.

A mérés felbontóképessége a mélységgel csökken: a szelvényezés a rendelkezésünkre álló berendezéssel 80–100 m kutatási mélységig hatékony. (A behatolási mélység elméleti maximuma ~150 m, ám 100 m-nél nagyobb mélységből csak kivételes geológiai modell esetén nyerhető információ.) Kisebb elektródatávolság választásával növelhetjük a módszer felbontóképességét a felszínhez közeli rétegekben, de ezzel csökkentjük a behatolási mélységet.

A mérés egyenes szelvények mentén történik. Enyhébb ívek a szelvényvonalban megengedhetők, de az egyenestől való eltérés mértékével nő a mérés pontat-

lansága. A vázolt mérési technológiából következően egy szelvény mentén csak egy fél terítési hossz után érjük el a maximális behatolást, és a behatolási mélység csökken a szelvények végén is (azaz a szelvények alsó sarkai le vannak vágva).

Az eredmények feldolgozását a Res2DInv számítógépes programmal végeztük (Geotomo software, LOKE & BARKER 1996). A feldolgozó eljárás sokkal pontosabb, nagyobb felbontóképességű, mint a hagyományos 1D vagy 1,5D módszerek, és számtalan olyan bonyolultabb földtani helyzetben szolgáltat plauzibilis eredményt, amelyben a korábbi eljárások igen korlátozott hatáskörűek voltak, vagy csődöt mondtak. Az invertált geofizikai szelvény természetesen nem közvetlen leképezése a földtani képződményeknek, de jól közelíti a valós fajlagos ellenállás-viszonyokat.

Terepi földtani leírás

Földtani térképező munkát a Nagy-letakarításon és a Hosszú-árok mentén végeztünk. Az alábbi leírást saját megfigyeléseink alapján készítettük. A feltárások részletes közzétani, őslénytani és sztratigráfiai leírását FÜLÖP (1969), CSÁSZÁR (1988a, b), CSÁSZÁR et al. (1988), FÖZY (1991), GALÁ CZ & VÖRÖS (1989) és MIZÁK (2002) közzölték.

Nagy-letakarítás

Az ÉÉNy–DDK-i irányú Nagy-letakarításon késő-triász és apti közt keletkezett képződményeket figyelhetünk meg (3. ábra).

A nori–rhaeti Dachsteini Mész kő és a hettangi (DULAI 1993) Kardosréti Mész kő elkülönült tömbökben jelenik meg (VÖRÖS et al. 1992). A két formáció elkülönítése csak Triasinák vagy Megalodontidák (Dachsteini Mész kő), illetve a jellegzetes onkoidos fácies (Kardosréti Mész kő) megfigyelése esetén mondható biztosnak. Az azonosítást helyenként vékonycsiszolatos vizsgálatok is segítették.

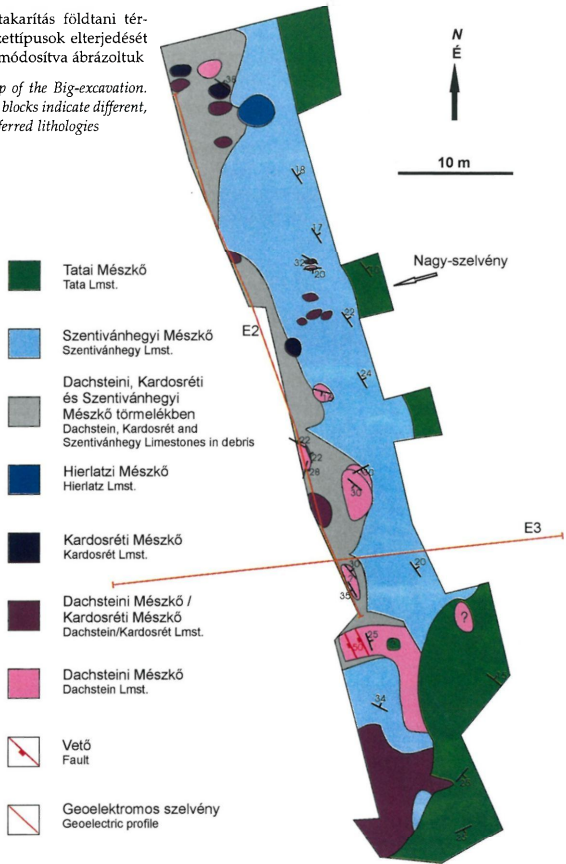
A feltárásban – a később részletezendő Hosszú-ároktól eltérően – az egyes kőzet-tömbökön belül általánosnak mondható homogén szövet miatt, mikroszkópos szöveti elemek nem igazán segítettek a tömbök orientációjának meghatározását. A Dachsteini Mész kővet a Lofér-ciklus „C” tagjai képviselik, csupán egy helyen figyeltük meg a mikrobiális eredetű, mikrolaminált „B” tagot. A különálló tömbök egy részének irányítottágát nem sikerült megállapítani, más tömbök esetében azonban szabad szemmel észlelhető síkokat figyeltünk meg. E síkok eredetileg rétegdőlés, karsztos felület stb. lehettek, azonban viszonylag egységes megjelenésük miatt azonos eredetűként kezelhetőek. Az egyes tömbökben megfigyelt dőlések egymástól, és az alapanyag dőlésétől is jelentősen eltérnek (4. ábra).

A feltárás északi végénél egy elkülönült tömbben megjelenik a sinemuri (FÜLÖP 1964b; GALÁ CZ & VÖRÖS 1989) Hierlatzi Mész kő is; dőlését sajnos nem tudtuk megállapítani. E tömb eredetileg sokkal nagyobb volt; nagy részét a gyűjtések során elhordták. Szintén a feltárás északi végénél, fehér sekélytengeri mész kőtömb alá kapirgálva rózsaszín pelágikus mész kővet találunk.

A Dachsteini és a Kardosréti Mész kő térképezhető méretű, ill. annál kisebb tömbjei között, a feltárás nyugati oldalán általában törmelékben, de pl. a Nagy-letakarítás harántirányú árkolásában (Nagy-szelvényben), és más, a letakarítás területén térképezett triász–alsó-liász tömbök oldalán szá lban állva is megjelenik a

3. ábra. A Nagy-letakarítás földtani térképe. Az egyes kőzettípusok elterjedését MIZÁK (2002) után, módosítva ábráztuk

Fig. 3 Geological map of the Big-excavation. The different coloured blocks indicate different, either identified or inferred lithologies

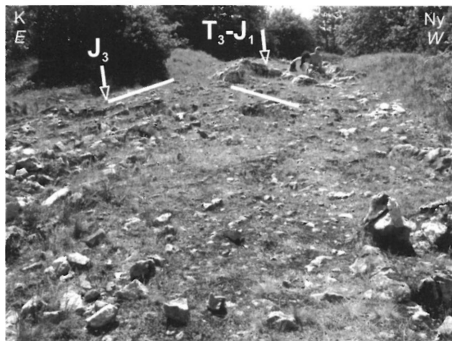


fakó sárgászöröstől sötétvörösig változó színű, erősen üledékhézagos, kimmerid-gei-kora-tithon (CSÁSZÁR et al. 1988; FÖZY 1991), „típusos” Szentiványhegyi Mésző. Ennek 20° körüli dőlése jellemzően kelet-északkeleti.

A triász-liász tömbök a feltárás keleti oldalán csupán alárendelten jelentkeznek. Egy kisebb harántirányú árkolásban (Nagy-szelvény) csak rózsaszín, pelágikus mészkő látszik; idegen tömböket itt nem látni. Az árkolás nyugati végén azonban néhány Dachsteini Mésző tömb is látható, melyek mellé Szentiványhegyi Mésző települ (l. még CSÁSZÁR 1988b). A feltárás középső részén a harántirányú árkolásban

4. ábra. Különböző dőlésű triász-liász mészkő tömbök a felső-jura mátrixban, a Nagy-letakarításon

Fig. 4 Blocks of Triassic – Lower Jurassic limestones with different dip directions in the Upper Jurassic matrix



a tithon mészkőre diszkordánsan, 10° körüli kelet-északkeleti dőléssel települ a vörös színű, durva crinoideás apti–alsó-albai Tatai Mészkő (GÖRÖG 1996). A két képződmény dőlése között kicsiny, de határozottan észlelhető szögkülönbség van. A feltárás déli részén a pelágikus mészkőből oxfordi fajok is előkerültek (FÜLÖP 1964b). Itt is jelen vannak a nagyméretű sekélytengeri tömbök. A Tatai Mészkő itt egyes helyeken szabálytalan felszínnel közvetlenül a triász–alsó-liász tömbökre is települ.

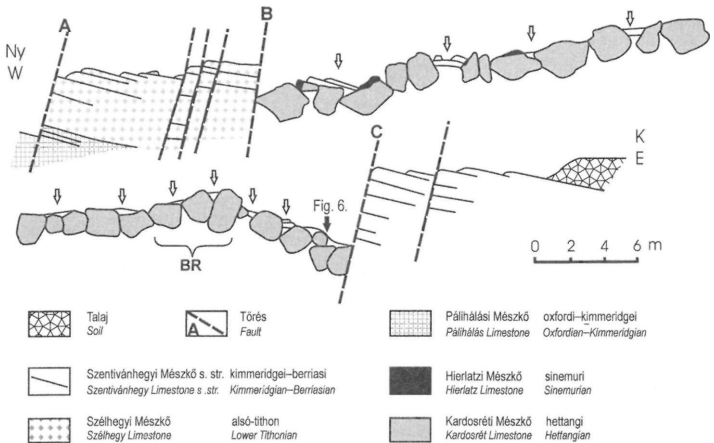
Értelmezés

A Dachsteini és Kardosréti Mészkő eltérő irányítottságú tömbjei (valamint az egy tömbben megfigyelt Hierlatzi Mészkő (mely akár egy triász–alsó-liász tömb nagyméretű hasadékkittöltéseként is felfogható,) arra utalnak, hogy a malm képződmények nem egy egységes, triász–alsó-liász kőzetfelületre települnek. Inkább egy breccsaszerű áthalmazott összletről lehet szó, melyben triász és liász tömbök „úsznak” a pelágikus malm mátrixban. E megabreccsa (sensu GALÁCZ & VÖRÖS 1989) a Nagy-letakarításban mátrixvázúnak mondható.

Hosszú-árok

A kelet-nyugati irányú feltárás (5. ábra) legnyugatibb részén az árok újramélyítésekör elérték a Lókúti Radiolaritot (tűzköves radioláriás mészkövet; FÜLÖP 1969; CSÁSZÁR et al. 1988). A jelenleg feltárt legidősebb képződmény a Pálihálási Mészkő, mely ammonitico rosso jellegű, vörös színű, gumós, gyengén rétegzett, agyagos mészkő, márga. Dőlése $180/15^\circ$ és $250/20^\circ$ között változik. E változások egy enyhe, DDK–ÉÉNy-i tengelyű redőződés meglétére utalhatnak, bár csak rossz minőségű réteglapokon sikerült dőlést mérni. FÓZY (1991) a kőzetből kimmeridgei ammonitesz-együttest határozott. A kőzet CSÁSZÁR et al. (1988) mikrofauna-vizsgálatai szerint oxfordi–kimmeridgei.

A Pálihálási Mészkőre szürkésfehér, helyenként világos vörös, durva crinoideás, időnként apró brachiopodákat, ammoniteszeket is tartalmazó, vékony pados alsó-tithon (FÜLÖP 1964b; KNAUER & VÉGH 1967; CSÁSZÁR et al. 1988; FÓZY 1991; MANNI et al. 1992) mészkő települ. A kifejlődést – a gerescei analógia alapján – a Szentiván-



5. ábra. Felső-jura megabreccsa az Eperkés-hegyi Hosszú-árok középső szakaszán (GALÁ CZ & VÖRÖS 1989 után módosítva). A nyílak a Kardosréti Mészko tömbjei közé települő Szentivánhegyi Mészkovet jelzik. BR: észlelt hasadékitöltő breccsa helye (a rajzzal majdnem párhuzamosan)

Fig. 5 Upper Jurassic megabreccia in the Long trench (after GALÁ CZ & VÖRÖS 1989). Arrows indicate observation of Upper Jurassic matrix within bigger platform blocks. BR: observed fissure-filling breccia (almost parallel to section)

hegyi Mészko Szelhegyi Tagozataként különítik el, és jellegei miatt „tithon hierlatznak” is nevezik (FÜLÖP 1964b). Dőlése 120/15° körüli.

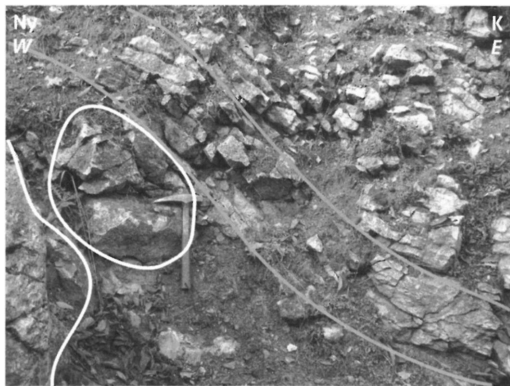
A Pálhálási és a Szelhegyi Mészkovet is harántolja az árok első feltárt szerkezeti eleme, egy ~240/80° dőlésű törés. A megfigyelt vetőkarcok, „kalcitlépcsők” balos elmozdulást jeleznek.

A Szelhegyi, és az alóla kibukkanó Pálhálási Mészkovet kelet felől egy 120–300° csapású, közel függőleges törési felület határolja. A tithon mészkőben néhány, feltételezeten balos vetőkarcot figyeltünk meg. Ez a vető a CSÁSZÁR et al. (1988), MIZÁK (2002) és CSÁSZÁR et al. (2002) által leírt, ez idáig azonosítatlan kinematikájú, markáns eltolódási vonallal egyezik meg.

A töréstől keletre egészen más fáciesű kőzetek jelennek meg. Az uralkodó kőzet-típus a gyakran onkoidos szövetű Kardosréti Mészko. Szabad szemmel megfigyelhetően is különböző dőlésű, általában egy-két méteres tömbök halmazaként jelenik meg. A változatos irányitottságot alátámasztják a vékonycsiszolatban helyenként megfigyelhető, egykori fenti irányt jelző objektumok (pl. kalcitos libella). Csak néhány ilyen vizsgálatot végeztünk, de ezek is elegendő erővel bizonyítják a tömbök eltérő orientáltságát, mely jelenségre már GALÁ CZ & VÖRÖS (1989) is felhívta a figyelmet. Egyes Kardosréti Mészko tömbök hasadékaiban megjelenik a Hierlatzi Mészko.

6. ábra. A Szentivánhegyi Mészkö dőlésváltozása a Hosszú-árok keleti részén. A Kardosréti Mészkö tömbjeit fehér vonal jelzi

Fig. 6 Change of dip in the Szentivánhegy Limestone at the eastern part of the Long trench. Kardosréti Limestone blocks marked by white line



A Kardosréti Mészköben, illetve annak felszínén helyenként vékony, vörös lamínák jelennek meg. E valószínűsíthetően mikrobiális eredetű, tömbön belüli hasadékkittöltő mikrites sávok pontos korát, korjelző ősmaradvány híján, nem lehetett meghatározni, csupán feltételezhető a liász kor (LANTOS Z. szóbeli közlése). Az egyes tömbökön belüli Hierlatzi Mészkö telérek és a mikrites rétegecskék irányítottasága erősen változó. Vízsztintes és függőlegeshez közeli dölések egyaránt megfigyelhetők.

A Kardosréti Mészkö tömbjei közt helyenként, általában csak törmelékben, megjelenik a tipikusnak mondható Szentivánhegyi Mészkö (GALÁ CZ & VÖRÖS 1989). Egy helyen, az árokvégi kimélyített árkolás kezdeténél, a tömbök hézagaiba beszivárgó pelágikus alapanyagot lehet észlelni.

E zóna keleti vége közelében a liász és malm képződményeket is harántolni látszik egy 325/75° dőlésű zóna, mely mentén breccsát, valamint hasadékkittöltő jellegű kalcitos bekéregzést találtunk („BR” jel az 5. ábrán).

Az uralkodóan Kardosréti Mészköből álló részt kelet felé egy 220/70° dőlésű törés határolja. A törés közvetlen közelében (a mesterségesen mélyített árokban), még a liászt tartalmazó szakaszban a Kardosréti Mészkö tömbjeit körülvevő, valamint azt fedő pelágikus mészkö rétegei jellegzetes dőlésváltozást mutatnak (6. ábra).

A töréstől keletre már csak a „típusos” kifejlődésű, kimmeridgei–berriasi (CSÁSZÁR et al. 1988) Szentivánhegyi Mészkö van feltárva. Dőlése 20/15° körüli.

Értelmezés

A feltárás három, eltérő jellegű szakaszra osztható. A nyugati részen a tipikusnak mondható Pálihálási Mészköre a különleges fáciesű „tithon hierlatz” mészkö települ. A Pálihálási Mészkö valószínűleg enyhén hajlított. E redő eredete nem tisztázott.

A középső részen – a Nagy-letakarításhoz hasonlóan – breccsaserűen jelennek meg a Kardosréti Mészkö változatosan irányított tömbjei. A megabreccsa (sensu GALÁ CZ & VÖRÖS 1989) mátrixát itt is a Szentivánhegyi Mészkö adja. Minthogy a

liász tömbök általában szorosan érintkeznek, a „breccsa” szöveve szemcsevázúnak mondható. Ilyen értelmezésben nem meglepő, hogy a liász üledékes telérek irányítottága is változó.

Az árok keleti részén kizárólag malm–alsó–kréta pelágikus képződmények (CSÁSZÁR et al. 1988) vannak feltárva, erősen üledékhézagos kifejlődéssel (FÖZY 1991).

A három szakaszt törések választják el. A megabreccsát nyugatról határoló, valamint a vele rokonítható, a „tithon hierlatzon” belüli törésen látható karcok balos elmozdulásra utalnak; természetesen a függőleges komponens megléte sem zárható ki. A megabreccsát keletről határoló törés mentén megfigyelt, a Szentivánhegyi Mésztkőben jelentkező térdánc vagy a törésműködéshez kapcsolódik, és ez esetben az elvonszolt rétegek geometriája alapján a törésnek feltolódásos összetevője is van; vagy a Kardosréti Mésztkő tömbje körül leülepedő képződmények még plasztikus állapotban történt meghajlásáról, vagy lefelszerű településéről lehet szó. Ez utóbbi elképzelés valószínűbb, hiszen a meredek dőlésű törésen egyéb, feltolódásra utaló nyomot nem találtunk, és azt a később részletezendő geofizikai szelvények sem támasztják alá.

Egyéb áthalmozásra utaló bélyegek az eperkés-hegyi kőzetekben

A térképező munka során két helyen találtunk áthalmozásra utaló bélyegeket.

1. A Nagy-letakarítás déli vége közelében, a Szentivánhegyi Mésztkőben, egy helyen, a világos vörös, mikrites mátrixban 0,1–30 mm méretű szögletes klasztkok jelennek meg. A mátrixban ősmaradványt nem találtunk. A klasztkok minősége rendkívül változatos: a legnagyobb mennyiségben jelen lévő Dachsteini Mésztkő klasztkjai mellett megjelennek saccocomás, crinoideás, illetve radioláriás mésztkővek, valamint oxfordi plankton foraminiferás, dogger bositrás mésztkőklasztkok is. Mivel a mátrixban korjelző ősmaradványt nem találtunk, a breccsának csupán a saccocomás klasztkoknál fiatalabb voltában lehetünk biztosak. Minthogy a breccsát a Szentivánhegyi Mésztkő egyik rétegében találtuk, a kimmeridgei–tithon kor valószínűnek mondható. LANTOS Z. szóbeli közlése szerint, bár a hasadékkitöltő jelleg nem zárható ki, valószínű, hogy áthalmozáshoz kapcsolódó üledékes breccsáról van szó.

2. A Hosszú-árok középső részén, a Szentivánhegyi Mésztkőben, egy esetleg törésként azonosítható sík mentén látható egy oldalirányban gradált breccsa („BR” jelzés az 5. ábrán). A mikrites mátrixban egy calpionellid példányt, valamint kagylós-rákot, echinodermákat és *Nodosariák*at figyeltünk meg. A klasztkok nagy részét Dachsteini Mésztkőként azonosítható képződmények alkotják. A breccsa kora, a calpionellás mátrix alapján, tithonnak mondható. LANTOS Z. szóbeli közlése szerint ez esetben, az üledékes breccsa jelleg ellenére, valószínűleg inkább hasadékkitöltésről van szó.

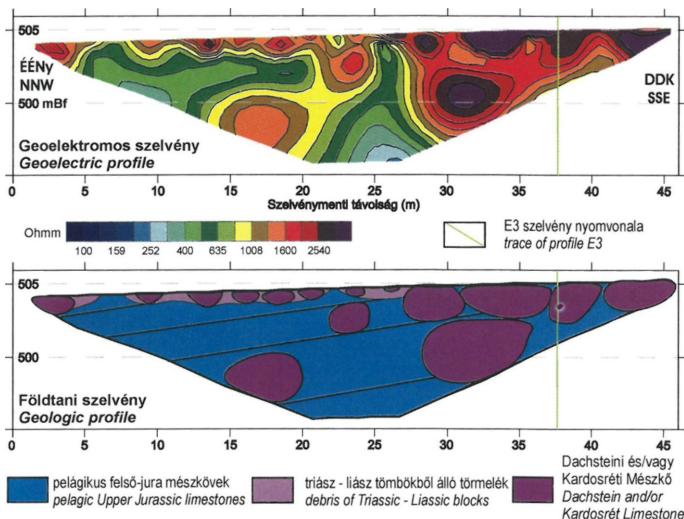
Az eperkés-hegyi geoelektromos szelvények értelmezése

A Nagy-letakarításon két geoelektromos szelvényt vettünk fel, egyméteres elektródatávolsággal. Az elektródatávolságot azért vettük ilyen kicsire, hogy akár az egy méter körüli átmérőjű feltételezett klasztkokat is el tudjuk különíteni. Fő célunk

a felszínhez közeli szerkezetek vizsgálata volt. A szelvények nyomvonalára a 2. és 3. ábrákon látható. Az E2 szelvény a Szentivánhegyi Mész-kő csapásával nagyjából megegyező irányú volt, az E3 erre közel merőleges, a kisebb kelet-nyugati irányú árkokkal (Nagy-szelvény) és a dőlésiránnyal párhuzamos.

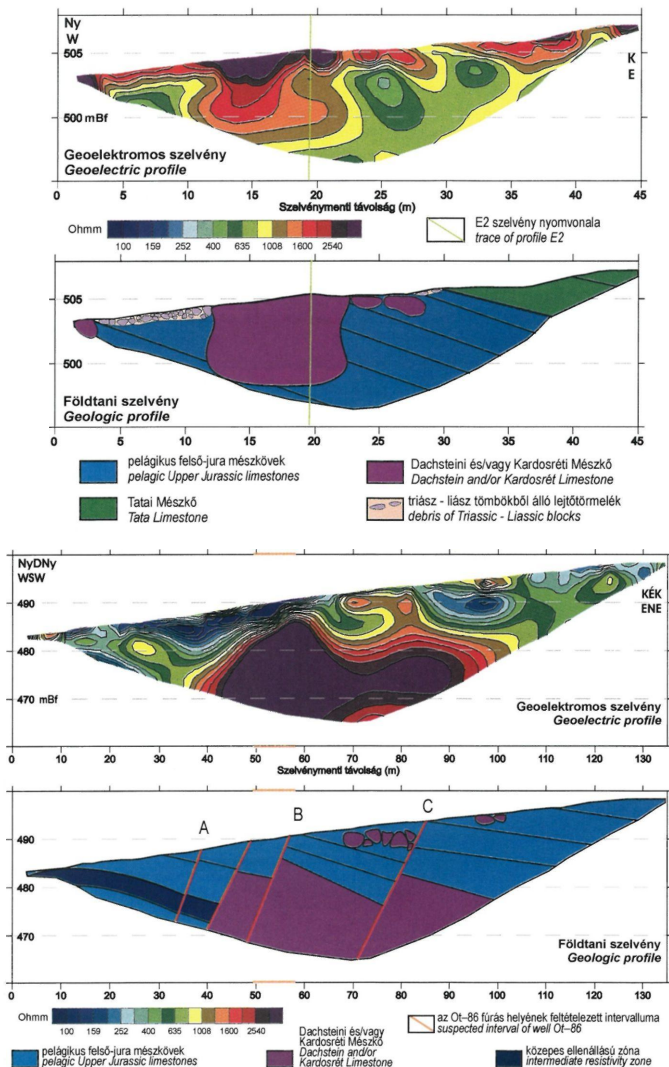
Mindkét szelvényben jól elkülönülnek az eltérő ellenállású kőzettestek. A nagy ellenállású, Dachsteini–Kardosréti Mész-kőként értelmezett, egymástól többé-kevésbé elkülönült tömbök jól láthatóan a kis ellenállású, Szentivánhegyi Mész-kőnek felfogott mátrixban „úsznak”. Az E2 szelvényben (7. ábra) különösen jól látható a triász–alsó-liász testek elkülönült volta, és az is, hogy e tömbök több szintben, egymás fölött is megjelennek.

Az E3 szelvényben (8. ábra), a felszín közelében szintén jól elkülöníthetőek az egyedi testek, a mélyebb részeken már kevésbé különülnek el a kisebb törmelékek. A szelvény nyugati szakaszán, kb. 3–12 m közt, a felszínen megfigyelt, összefüggően magas ellenállású zónát a módszer felbontóképességénél kisebb tömbökből álló recens törmelékként értelmezzük. A keleti szakaszon megjelenik a Tatai Mész-kő. Az ezt a formációt képviselő magasabb ellenállások feltehetően a litológiai jellegekből fakadnak. A szelvény 40–42 m közötti szakaszán csak nagyon gyenge kontaktust sikerült az elektródák és a talaj közt kialakítani, ez magyarázhatja az itt megfigyelhető kisebb ellenállású folt megjelenését.



7. ábra. Geoelectromos szelvény (E2) és földtani értelmezése a Nagy-letakarításon

Fig. 7 Geoelectric profile (E2) and its geologic interpretation on the Big excavation



← 8. ábra. Geoelektromos szelvény (E3) és földtani értelmezése a Nagy-letakarításon

Fig. 8. Geoelectric profile (E3) and its geologic interpretation on the Big excavation

Az E2 déli felén és az E3 nyugati harmadában látható nagy ellenállású folto(ka)t több, szorosan egymás mellett lévő kisebb, vagy esetleg egy nagyobb blokként is lehet értelmezni. Az egy nagy blokk értelmezése esetén is kiemelendő, hogy a keresztező E3 szelvényben e nagy blokk is úszik a kis ellenállású mátrixban-mátrixon (a zöld vonal mentén az adatok bevetíthetők).

A terepi megfigyelések és a geofizikai eredmények együttes értelmezése

Jó egyezést találunk a terepi térképezés eredménye és a geofizikai mérések értelmezése közt. A Szentivánhegyi Mészkö keleti-északkeleti dőlése megfelel a geoelektromos szelvényeken sejtethető döléseknek. Szintén jól észlelhető az enyhe szögdiszkordancia a Szentivánhegyi és a Tatai Mészkö közt. A szelvények mentén térképezett Dachsteini–Kardosréti Mészkö tömbök és a szelvényeken látott nagy fajlagos ellenállású foltok helyzete is jó arányban egyezik, bár a geofizika természetesen a nem feltárt, ill. csak kis mértékben felszínén levő tömböket is kimutatta. Fontos megjegyezni, hogy a kis ellenállású alapanyag a nagy ellenállású foltok alatt is megtalálható, tehát a tömbök a kis ellenállású anyagban úsznak. Az E2 szelvény északi részén e kis ellenállású alapanyag a tömbök alatt rétegszerűen húzódik; e réteg dőlése megegyezik a terepi adatokból szerkeszthető dőléssel (azaz majdnem vízszintes). Az E2 déli részén, valamint az E3 nyugati harmadában megjelenő nagy ellenállású zóna a terepi vizsgálatok alapján inkább több különálló tömb szoros halmazaként értelmezhető, mint egy, a többi észlelt tömbhöz képest nagy blokként. Lehetséges, hogy e nagyobb tömbhalmaz egy, az E2 szelvény közepe táján sejtethető törés mentén zökken le dél felé, s ez a törés magyarázza a szelvényben az eltérő jelleget. Az E3 szelvény mentén, ahol a terepen megjelenik a Tatai Mészkö, az ellenállásszelvényben is változást tapasztalunk.

Hosszú-árok

A Hosszú-árok mentén (2. ábra) kétméteres elektródatávolsággal vettük fel az E1 jelű fajlagos ellenállásszelvényt. Ezzel a felszínközeli objektumokat csak kisebb felbontással tudtuk megfigyelni, viszont mélyebb behatolást értünk el. A feltárástól való távolságot az árok oldalhatásának kiküszöbölése érdekében választottuk, bár a terepi viszonyok is befolyásolták azt.

A szelvény (9. ábra) meghatározó eleme a középső részen található, nagyméretű, nagy ellenállású test, melyet tiszta karbonátként, triász–alsó-liász mészkőként foghatunk fel. E test két részre tagolódik. Fölötte kisebb ellenállású zónát, magasabb agyagtartalmú, pelágikus mészkőként felfogható képződményeket találunk, melyben több helyütt nagy ellenállású, Dachsteini–Kardosréti Mészkönek vélhető testek „úsznak”: 65–85 m közt egy nagyobb szakaszon, és 95–100 m közt egy kisebb méretű testként. A 120 méternél megjelenő, a környezetéhez képest kissé nagyobb

← 9. ábra. Geoelektromos szelvény (E1) és földtani értelmezése a Hosszú-árok mentén

Fig. 9 Geoelectric profile (E1) and its geologic interpretation at the Long trench

ellenállás különálló testként való értelmezése nem valószínű. A kis ellenállású zónában enyhe keleti döléseket sejthetünk.

A két nagyobb méretű, pelágikus mátrixban úszó platformkarbonát test feltételesen ugyanazt a szintet képviseli, csupán egy törés vetette el őket.

A központi triász–alsó-liász testtől nyugatra elhelyezkedő, kis ellenállású zónák közt fekvő részt egy összefüggő, közepes ellenállású zónaként értelmezhetjük, mely akár enyhén redőzött is lehet. E zónának – a szelvény keleti részéhez hasonlóan – elkülönült, nagy ellenállású, platformeredetű tömbökként való értelmezése nem valószínű.

A szelvényben több töréses elemet is felfedezhetünk. A legszembetűnőbb a központi triász–liász testet nyugat felé határoló törésrendszer (B és a tőle közvetlenül nyugatra lévő törés), amely néhány törés együtteséből állhat. A központi testet egy nyugat felé dőlő törés osztja két részre (C). A 70 és 80 m közti szakaszon, a szelvény legmélyebb részén megfigyelhető alacsonyabb ellenállású zóna megjelenését ehhez a töréshez köthetjük, bár a szelvények legalsó, peremi zónáinak értelmezése amúgy sem egyértelmű.

A terepi megfigyelések és a geofizikai eredmények együttes értelmezése

A Hosszú-árok feltárását és a mellette húzott geoelektromos szelvény helyzetét a 2. ábrán láthatjuk. Párhuzamba állításuk a feltárás egyes részeinek a geofizikai jellemzőkkel való megfeleltetésével, valamint az árokban mért törések csapásának segítségével lehetséges.

A feltárás Kardosréti Mészkö tömbökét tartalmazó részét nyugat felé lehatároló, 120–300° csapású törés (B a 2. 5. és 9. ábrán) a geofizikai szelvényben szinte tökéletesen megfelel a központi, nagy ellenállású testet nyugat felől közvetlenül határoló törésnek (a szelvény 50–60. métere környéke). Az árok nyugati részén lévő, a Pálihálási és a Szélhegyi Mészkövet is harántoló, 240/80° dőlésű törés a szelvényben (9. ábra) gyengén látszó A töréssel azonosítható. Az árokban a Kardosréti Mészkö olisztolitikok által dominált részt kelet felé határoló, 220/70° dőlésű törés (C a 2., 5. és 9. ábrán) csapása alapján a szelvényben a 80. méter körül a felszínre kifutó, a központi nagy ellenállású testen keresztül is áthaladó töréssel azonosítható.

Ezek alapján a terepen megfigyelt, Kardosréti Mészkö tömbök összedobált hazmazaként megjelenő rész a szelvényben a 65–85 m közti szakaszon látható, kis ellenállású, pelágikus mátrixban úszó megabreccsa zónának felel meg. Kis ellentmondás, hogy míg a terepen a megabreccsát közvetlenül határolja a 120–300° csapású törés (B), addig a szelvény értelmezése szerint a töréstől keletre kisebb szakaszon még nem jelennek meg a nagy ellenállású foltok. Ez adódhat a nagyobb elektróda-távolságból és gyengébb felbontásból, de akár abból is, hogy a geoelektromos szelvény nyomvonala már jó 20 méterrel az árkolástól délre húzódik, és itt a megabreccsatest kiterjedése más lehet, mint az árokban. A szelvényben 100 m körül látható, nagy ellenállású felszínközeli folt még kellene jelenjen az árokban. A helyén létesített sekély talajszelvényben az elsőként felszínre hozott kőzettörmelék tithon korú volt. Mivel a szelvény alapján a nagy ellenállású kőzettest nem ér egészen a felszínig, lehetséges, hogy a feltételezett platform karbonát tömböt csekély vastagságban felső-jura mészkö fedí. A helymeghatározás nem tökéletesen pontos volta miatt a talajszelvény néhány méterrel a kívánt helytől való mélyítése sem zárható ki.

A különböző pelágikus képződmények ellenállás alapján való elkülönítését még nem oldották meg. Feltételezzük, hogy a radiarlit – közettani jellegei alapján – valamivel nagyobb ellenállást mutat, mint pl. az agyagos mészkő. Ez alapján nem kizárt – de biztosnak sem mondható – hogy a szelvényben 10 és 30 m közt megfigyelt, „közepes” ellenállású zóna a Lókúti Radiolaritnak felel meg, mely jelenleg már nincs feltárva az árok legalján, a Pálihálási Mészkő alatt. A geofizikai mérések és a terepi megfigyelések alapján ennek a zónának enyhe redőződését feltételezzük. A feltárásban, a Pálihálási Mészkőben egy széles redő megléte valószínűsíthető, mely, feltételezhet tengelyének iránya alapján, megegyezhet a szelvényben értelmezett redővel. Valószínű tehát, hogy a Pálihálási Mészkővel együtt meggyúrt Lókúti Radiolaritot figyeljük meg az ellenállásszelvényben „közepes” ellenállású zónaként.

Az árok keleti, csak Szentivánhegyi Mészkövet feltáró szakaszán megfigyelt dőlések jól egyeznek a geofizikai szelvényből sejtethető értékekkel. A középső, megabreccsás szakaszon a felső-jura részből nem sikerült dölést mérni. A nyugati szakaszon, a Szelvényi Mészkőben mért dölések alapján viszont közel vízszintes áldöléseket várnánk az elektromos szelvényben; ez nem teljesül.

Fúrások az eperkés-hegyi feltárások közelében

A Hosszú-árok mellett, az árok nyugati vége közelében, attól nem messze délre (CSÁSZÁR G. szóbeli közlése) egy 10 méteres kutatófúrást létesítettek az 1980-as évek végén (Ot-86 fúrás). Helyének koordinátái (MÁFI Adattár, fúrási jegyzőkönyv; az ároktól északra és a távvezetéktől keletre) ellentmondanak a fúrás annak idején felügyelő CSÁSZÁR G. emlékeinek, jegyzeteinek, ezért a fúrás pontos helyzete bizonytalan. Mivel ilyen esetben a személyes emlékek sokkal megbízhatóbbak, mint egy esetleg elrontott geodéziai bemérés vagy koordináta-lejegyzés, CSÁSZÁR G. helyszínét elfogadva, a fúrás a szelvényünk „A” és „B” törések közti szakaszára vetíthető (2. és 9. ábra). Itt az alábbi rétegsort fúrták: A 20 cm vastag Szentivánhegyi Mészkő hierlatz kifejlődésű volt. Alatta rossz magkihozattal két méter vastag Pálihálási Mészkövet, majd 3,1 m Lókúti Radiolaritot találtak. Ez alatt 10 cm Hierlatzi Mészkő, majd Kardosréti Mészkő következett, melynek üregeiben közel függőleges, mangános és mikrites mészkő kitöltéseket figyeltek meg (CSÁSZÁR G. szóbeli közlése). A fúrás 10 m mélyen, Kardosréti Mészkőben állt meg. A mészkőtest nagy valószínűséggel összefügg a triász „aljzattal”, azaz a fúrás az elektromos szelvény nagy, összefüggő alsó platformkarbonát tömbjét érte el – bár teljességgel nem zárható ki, hogy egy igen nagy méretű tömbökből álló, vélhetően a dogger radiolaritba települő megabreccsa szintről van szó.

A Hosszú-árok környezetében még egy fúrás mélyült 1988-ban (Ot-85) (2. ábra). Koordinátái (MÁFI Adattár) alapján a feltárástól 15–20 m-re északra, az árok keleti vége közelében helyezkedik el. CSÁSZÁR G. emlékei szerint a fúrás is az ároktól délre, a távvezetéktől nyugatra mélyült, a szelvényünk „A” és „B” törései közé szorítható. A MÁFI Adattárban fellelhető információ alapján a kvarter üledékek alatt 1,9 m vastag triász mészkövet fúrtak. Ez alatt, a fúrás talpáig, 9,3 m vastag jura mészkő és márgás, homokos mészkő következett. E települési helyzet a megabreccsa létezését támasztaná alá, azonban a fúrás egyik leírója, CSÁSZÁR G. jegyzetei a közelben létesült Ot-86-os fúráshoz teljesen hasonló, normális helyzetű rétegsorról tanús-

kodnak. Itt is CSÁSZÁR G. leírását fogadjuk el, mely összhangban van geoelektromos szelvényünk említett szakaszával.

Diszkusszió

Az Eperkés-hegyi feltárásokban elkülönült tömbökként megjelenik a Dachsteini és Kardosréti Mészkö, valamint a Nagy-letakarításon egy helyütt a Hierlatzi Mészkö. Néhány helyen e tömbök között rózsaszínű pelágikus mészkö maradványai találhatóak. A geoelektromos szelvények alapján e testek a felső-jura pelágikus képződményeken belül települnek, a Nagy-letakarításon valószínűen több szintben is. Így a megabreccsaként történő értelmezés (GALÁ CZ & VÖRÖS 1989) tűnik helytállóknak, mely képződmény olisztosztrómaként (RICHTER 1973; KOVÁCS 1988) is felfogható. A Nagy-letakarításon a „breccsa” (a feltárás déli végén megfigyelhető, valószínűleg sűrűn egymás mellett elhelyezkedő tömbökből álló résztől eltekintve) mátrixvázúnak mondható, így ezt az összetetet s. str. olisztosztrómaként (sensu KOVÁCS 1988) értelmezhetjük. A Hosszú-árokban megfigyelt megabreccsa szemcsevázú, így ez olisztoszínagmaként (sensu KOVÁCS 1988) értelmezhető. A két képződmény közti genetikai különbség az áthalmozási mechanizmus: míg a s. str. olisztosztróma törmelékfolyással, addig az olisztoszínagma szemcsefolyással keletkezik (KOVÁCS 1988). A továbbiakban, minthogy az értelmezésben nincs szerepe, nem teszünk különbséget a két képződmény közt, hanem egységesen olisztosztrómáról, vagy az egyes tömbök esetén olisztolitikokról írunk.

A víz alatti gravitációs áthalmozás korát az áthalmozott tömböket befogadó kőzet korával azonosíthatjuk. Ennek megfelelően az olisztosztromatikus képződmények az Eperkés-hegyen a kimmeridgei-kora-tithonban képződhetek. Míndazonáltal teljességgel nem zárható ki, hogy a még képlékeny állapotban lévő üledékebe annak képződése után, csupán a késő-kimmeridgei-kora-tithonban halmozódtak át a triász-liász tömbök.

Az áthalmozott tömbök között nincsen lényegi koreltérés a feltárások különböző részein. Mindenhol a Dachsteini és Kardosréti Formáció alkotja a klasztok döntő többségét. Az igen kevés, elszórtan jelentkező egyéb korú klaszt nem teszi lehetővé azt, hogy a lepusztulás időbeni fejlődéséről, a lepusztulás térszínéről nyilatkozzunk.

A feltárások alapján kapott kép eltérő magyarázatául két alternatív helyzetet említünk. Az egyik szerint a Kardosréti Mészkö platform tetejére települnek a helyi erőziónból származó nagyméretű tömbök, melyeket körbevesz-beborít a középső-felső-jura pelágikus üledék (CSÁSZÁR et al. 2002). E magyarázatnak ellentmondani látszik a szerencsés feltárásokban a platform tömbök alatt is megtalálható pelágikus mészkö és az elektromos szelvények, melyek szerint a tömbök alatt, rétegszerűen is található kis ellenállású pelágikus mészkö. Másrészt a klasztok és az üledék semmilyen sekélytengeri jellegzetességet (abráziós breccsa stb.) nem mutat; az alapanyag kizárólag pelágikus, sziliciklasztos törmelék-mentes mészkö (l. még GALÁ CZ 1988).

A másik alternatív magyarázat szerint (KNAUER J., írásbeli közlés) a Kardosréti Mészkö karsztosodott volna, majd az üregek beomlott főtéje alkotná a mai nagyobb tömböket. E magyarázatnak szintén ellentmond a szárazföldi, illetve sekélytengeri képződmények teljes hiánya, a pelágikus alapanyag kizárólagos jelenléte, valamint

geofizikai szelvényeink, amelyek elszigetelt tömböket mutatnak a sima, réteg-szerűen elvégződő autochton Kardosréti Mészke felszín felett.

Megjegyezzük, hogy a feltételezeten áthalmozott tömbökön végzett paleomágneses vizsgálat (CONVERT et al. 2006) az egyes tömbökre egymástól és az alapanyagtól igen eltérő paleomágneses vektorokat talált, ezzel is alátámasztva a tömbök allochton eredetét.

Az olisztolitokat tartalmazó felső-jura kőzetek nyugati határa a Hosszú-árokban valószínűleg az árokbeli olisztosztrómát nyugat felé határoló törés (B a 2., 5. és 9. ábrán), amely meredek dőlése, és főleg balos karcái alapján eltolódás. Az eltolódással jól magyarázható az ettől nyugatra előforduló „tithon hierlatz” megjelenése is: így jelentősen eltérő fáciesű kőzetek kerülhettek utólag egymás mellé (CSÁSZÁR et al. 1988). Figyelemre méltó azonban, hogy a „tithon hierlatz” is áthalmozási eseményre utal (GALÁ CZ 1988, FÓZY 1993). VÖRÖS (1995) Hierlatzi Mészke kidolgozott modellje szerint a nagy mészketömbök, melyek a tenger alatti lejtők lábánál, a környező medenceterületek peremi zónáiban szóródtak szét, másodlagos sziklás felszínekként szolgálhattak az egyébként iszapos környezetben, jó megtapadási lehetőséget kínálva a brachiopodák és crinoideák számára. Ez a modell a „tithon hierlatzra” is alkalmazható. Feltételezésünk szerint ugyanazon szerkezeti események vezethettek az olisztosztróma és a „tithon hierlatz” kialakulásához. A „hierlatz tithon” tehát vagy a késő-kimmeridzei-kora-tithon áthalmozási esemény(sor) lecsengését jelző képződményként fogható fel, vagy a csupán a kora-tithonban működő áthalmozás disztálisabb kifejlődéseként.

Gravitációsan áthalmozott üledékek létrejöhetnek vetők mentén kiemelt területekről történő átülepítéssel. Ugyanakkor eltolódások, feltolódások, takaró-frontok által létrehozott topográfiai magaslatok is lehetnek hasonló áthalmozott üledékek forrásterületei. Nagyméretű olisztolitok átülepítéséhez mindenképpen közeli forrásterület, jelentős magasságkülönbségek szükségesek. A kissé tágabb környezet, a Bakony vizsgálatok kitűnik, hogy az Eperkés-hegytől nyugatra teljesebb jura kifejlődések találhatók (NOSZKY 1961, GALÁ CZ 1988, VÖRÖS & GALÁ CZ 1998), s ezek a késő-jurában nem igazán mutatnak áthalmozódási jelenségeket. Az Eperkés-hegytől keletre viszont nagyobb területen a Tatai Mészke bázisán triász és liász képződmények vannak feltárva (CSÁSZÁR 1986). Természetesen az erózió a krétában is hathatott, mégis a jelenlegi kép alapján ez az a terület, amelyről az Eperkés-hegy felső-jurájában található, nagyméretű triász-liász klastrok származtathatók. A területől keletre lévő Som-hegyen (1. ábra) a dogger-malm rétegsor (NOSZKY 1961) igen kicsiny foltban őrződött meg a Telegdi Roth-vonal közvetlen szomszédságában. Így ez az adat semmiképpen nem tekinthető jellemzőnek az Eperkés-hegytől keletre és a Telegdi Roth-vonaltól északra lévő nagyobb terület egészére. E som-hegyi folt jelenlétét a Telegdi Roth-vonal menti jelentős eltolódással (strike-slip duplex) magyarázhatjuk.

Az Eperkés-hegy területét hagyományosan (CSÁSZÁR et al. 1988, GALÁ CZ 1988, VÖRÖS & GALÁ CZ 1998) hátságperemi (seamount-, horst- stb. peremi) kifejlődésként fogták fel, vetős szegéllyel. GALÁ CZ (1988) és VÖRÖS & GALÁ CZ (1998) modellje szerint a liász óta fennálló hátság menti extenziós tektonikai aktivitás késő-jura felújulása okozhatta a megabreccsa áthalmozását. Érdekes, hogy a kesztölci területen (PALOTAI et al. jelen kötet) szintén nagyméretű idősebb tömbök találhatók felső-jura mátrix-

ban-mátrixon. Az áthalmozást kiváltó szerkezeti mozgások jellege itt sem bizonyítható, de az egyik lehetséges megoldás szerint akár takarós áttolódásról, a másik szerint akár késő-jura olisztolitokról is szó lehet.

Szintén figyelemre méltó, hogy a Dunántúli-középhegységhez oly hasonló Északi-Mészköalpok salzkammergut-i részén jura radiolaritban és malm pelágikus mészkőben, heterogenitásuk miatt bizonyíthatóan takarófrontról származó olisztosztrómákat írtak le (GAWLICK et al. 1999, MANDEL 2000). Egy másik vélemény szerint (FRANK & SCHLAGER 2006) az áthalmozott tömbök nagyszabású késő-jura transzpresszív zónából származnak. Véleményünk szerint csupán az Eperkés-hegy vizsgálatával nem dönthető el, hogy a megfigyelt olisztolitok vetős, eltolódásos vagy feltolódásos hatásra keletkeztek-e. A korábbi egyszerű vetőfelújulási modell azonban mindenképpen árnyalendő, újragondolandó. A kérdés megválaszolásához egyéb területek vizsgálata és regionális összegzés szükséges.

Összefoglalás

A sokat vitatott Eperkés-hegyen – a korábbi elképzelések közül – a megabreccsa értelmezés (GALÁ CZ 1988, GALÁ CZ & VÖRÖS 1989) nyert alátámasztást. A Dachsteini, Kardosréti, és kisebb mennyiségben Hierlatzi Mészkövek tömbjei a kimmeridgei-kora-tithon során halmozódtak át a pelágikus medencébe, melyben a Pálihálási és a Szentivánhegyi Mészkö képződése folyt. Ezek az olisztolitok általában méteres nagyságrendűek, bár a Nagy-letakarítás déli részén nem kizárt, hogy egy, több tíz méteres tömb jelentkezik a malm mátrixban. Az olisztosztróma kialakulása – a Hosszú-árok mentén felvett geoelektromos szelvény értelmezése alapján – (jelenlegi konszolidált állapotában) akár 10–15 méter vastag felső-jura üledék lerakódása után történt. A triász és (a Hosszú-árookban biztosan) alsó-liász platform-karbonátok a felső-jura képződményeken belül települnek, a késő-jura üledék-képződés az áthalmozás előtt és után is folyt.

A Hosszú-árookban megfigyelt „tithon hierlatz”, véleményünk szerint, az olisztosztrómát eredményező áthalmozásnak egy eltérő kifejlődése. Az árokban észlelt eltolódási zóna tehát csupán megjelenésükben eltérő kőzeteket választ el, azok genetikája rokonnak mondható. Az olisztosztróma létrejöttével csupán alárendelten képződtek kisebb méretű üledékes breccsák.

Az olisztolitok feltehetően az Eperkés-hegytől keletre lévő, jura képződményeket elvétele tartalmazó közeli területről származhattak. Külföldi analógiák alapján az áthalmozást kiváltó késő-jura tektonikai esemény inkább feltolódás vagy eltolódás, semmint (korábban feltételezett) vetőfelújulás volt. E feltevés tisztázására azonban a vizsgált területnél jóval tágabb régiót kell értelmeznünk.

Köszönetnyilvánítás

Hálával tartozunk CSÁSZÁR Gézának (ELTE – MÁFI) értékes tanácsaiért. HÁMORI Zoltánnak (Geomega) köszönjük a geoelektromos mérések kivitelezését. Hálásak vagyunk GÖRÖG Ágnesnek (ELTE) és LANTOS Zoltánnak (MÁFI) az ősmaradványok, ill. a mikrofaciesek meghatározásáért, valamint SASVÁRI Ágostonnak (ELTE) és

POCSAI Tamásnak (MÁFI) technikai segítségükért. A dolgozat javítását VÖRÖS Attila (NM Őslénytár), FODOR László, CSÁSZÁR Géza és KNAUER József (MÁFI) végezték. Köszönjük a hasznos észrevételeket, vitapontjait.

Munkánkat az OTKA T 043760 számú pályázata támogatta.

Irodalom – References

- CONVERT, P., MÁRTON, E. & HAAS, J. 2006: Paleomagnetic evidence for megabreccia horizon in the Upper Jurassic sequence of Eperkés Hill, Transdanubian Range (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **49/1**, 43–56.
- CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. – *Geologica Hungarica series Geologica* **23**, 1–295.
- CSÁSZÁR G. 1988a: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy, Hosszú-árok EH-1 szelvény. Magyarország geológiai alapszelvényei 6. – MÁFI, 6 p.
- CSÁSZÁR G. 1988b: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy, EH-2 Nagyszelvény. Magyarország geológiai alapszelvényei 6. – MÁFI, 6 p.
- CSÁSZÁR G., MIZÁK J., BARCZI A., VONA M., BAUER N., KENYERES Z. & PENSZKA K. 2002: Az Eperjes-hegy élettelen és élővilága. – ELTE, 62 p.
- CSÁSZÁR, G., NAGY, I., TARDINÉ FILÁCZ, E. 1988: Jelentés az olaszfalui Eperkés-hegy jura szelvényeinek vizsgálatáról. – Kézirat, MÁFI Adattár, T/14664, 26 p.
- DULAI, A. 1993: Hettangian (Early Jurassic) megafauna and paleogeography of the Bakony Mts. (Hungary). – In: PÁLFY, J., VÖRÖS, A. (eds): Mesozoic brachiopods of Alpine Europe – Hungarian Geological Society, 31–37.
- FÖZY I. 1991: Bakonyi és gerecei felső-jura alapszelvények ammonitesz faunájának rétegtani és ökológiai értékelése (jelentés). – Kézirat, Természettudományi Múzeum, Föld- és Őslénytár, 18 p.
- FÖZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerece and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földtani Közöny* **123/4**, 441–464.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. 2006: Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundschau)* **95/3**, 431–450.
- FÜLÖP J. 1964a: A bakonyhegységi alsó-kréta. – *MÁFI Évi jelentése 1961-ről*, 227–252.
- FÜLÖP J. 1964b: A Bakonyhegységi alsó-kréta (berriasi-apti) képződményei. – *Geologica Hungarica series Geologica* **13**, 1–194.
- FÜLÖP J. 1969: Olaszfalu, Eperkés-hegy – hézagos jura rétegsor. – In: FÜLÖP, J., GÉCZY, B., KONDA, J., NAGY, E.: Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi hegységben és a Dunántúli-középhegységben. – Kirándulásvezető, Mediterrán Jura Kollokvium. MÁFI, 57–58.
- GALÁCZ, A. 1984: Jurassic of Hungary: a review. – *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4**, 359–377.
- GALÁCZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica*, **31/3–4**, 313–328.
- GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. 1989: Jurassic Sedimentary Formations in Transdanubia. – In: CSÁSZÁR G. (ed.): Excursion Guidebook. IAS Tenth Regional Meeting, Budapest, 24–26th April 1989. – MÁFI, 125–188.
- GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1972: A Bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. – *Földtani Közöny* **102/2**, 122–135.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSÉI, 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.
- GÖRÖG Á. 1996: Magyarországi kréta Orbitolina-félék vizsgálata, sztratiográfiai és ökológiai értékelése. – Doktori értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, 329 p.
- GRIFFITHS, D. H. & BARKER, R. D. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. – *Journal of Applied Geophysics* **29**, 211–226.
- GRIFFITHS, D. H., TURNBULL, J. & OLAYINKA, A. I. 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. – *First Break* **8**, 121–129.
- HANTKEN M. 1868: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. – *Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* **4**, 48–56.

- KNAUER J. & VÉGH S. 1967: Olaszfalu. A Bakony-hegység 25 000-es földtani térképsorozata. – MÁFI kiadvány
- KONDA J. 1970: A Bakony hegységi júra időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. – *MÁFI Évkönyv* 50/2, 161–260.
- KOVÁCS, S. 1988: Olistostromes and other deposits connected to subaqueous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleo-Mesozoic. – *Acta Geologica Hungarica* 31/3–4, 265–287.
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. – *Geophysical Prospecting* 44, 131–152.
- MANDL, G. W 2000: The Alpine sector of the Tethyan self – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 92, 61–77.
- MANNI, R., NICOSIA, U. & SZABÓ, J. 1992: Late Jurassic crinoids from the Eperkés-hegy (Bakony Mts., Hungary). – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* 15, 115–137.
- MIZÁK, J. 2002: Az olaszfalui Eperjes üledékhézagainak vizsgálata, földtani térképezés, természetvédelem. – Diplomamunka, ELTE TTK Regionális Földtani Tanszék, 116 p.
- NOSZKY J. jun. 1961: Formations jurassiques de la Hongrie. – *Földt. Int. Évk.* 49, 481–501.
- PALOTAI M., CSONTOS L. & DÖVÉNYI P. 2006: A kesztölci mezozoós (felső-jura) előfordulás terepi és geoelektromos vizsgálata. – *Földtani Közlöny* jelen kötet.
- RICHTER, D. 1973: Olistostrom, Olistolith, Olistothrymma und Olistoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentations-Vorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 3, 304–344.
- TÓTH T 2002: Fajlagos ellenállás szelvényezések a kismarosí ivóvízbázis környezetében. – Kutatási jelentés, kézirat, Geomega Földtani és Környezetvédelmi Szolgáltató Kft., 27 p.
- VÖRÖS, A. 1995: Extinctions and survivals in a Mediterranean Early Jurassic brachiopod fauna (Bakony Mts, Hungary). – *Géczy Jubilee Volume Hantkeniana* 1, 145 p.
- VÖRÖS, A., PÁLFY, J., DULAI, A., CSONTOS, L., DETRE, Cs., FÓZY, I., GALÁ CZ, A. & TÖRÖK, Á. 1992: Regional field symposium on Mesozoic brachiopods. Program, Abstract and Field trip guide. – Hungarian Natural History Museum, Budapest, 68–71.
- VÖRÖS, A. & GALÁ CZ, A. 1998: Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 104, 69–84.
- Kézirat beérkezett: 2005. 11. 03.