

EREDMÉNYEK

Anisusi mikroba-zátonyok?

1. Bevezetés

Az Aggteleki-karszt Gutensteini Formációja azon sekélytengeri képződmények közé tartozik, melynek jelentős részét finomkristályos karbonátok alkotják. Korábbi OTKA kutatási témám eredménye volt, hogy a formáción belül számos mikrofacies-, és ezek alapján számos fácies-típust sikerült elkülöníteni. A jelen kutatási projekt a finomkristályos karbonátok eredetét vizsgálta. A mikrobák élettevékenységével összefüggésbe hozható karbonátok modern szemléletű vizsgálata az utóbbi két évtized kurrens témája a szedimentológiának. A zátonyoknak ezen eredmények fényében újraértelmezett definícióját (Wood 1999; Flügel és Kiessling 2002; Riding 2002) vettem alapul eredményeim értékelésénél. Célom a lerakódási környezet részletes elemzése volt választ keresve a következőkre: zátony képződmények előfordulása, kialakulásukat és fennmaradásukat befolyásoló tényezők, topográfia, klíma, relatív vízszintváltozások, ösföldrajzi jellegzetességek, hatásuk a fedő karbonát rámpa szedimentológiájára.

2. Elvégzett vizsgálatok

Gutensteini Formáció felső részének szedimentológiai és diagenezis vizsgálatát végeztem el. A téma kidolgozása a tervezetteknek megfelelően terepi és labor vizsgálatokkal, részben külföldi partnerekkel együttműködések keretében valósult meg. Terepi vizsgálatok: baradla-barlangi szelvény szórvány felszíni szelvényekkel kiegészítve. Fénymikroszkópos vizsgálatok: mikroszöveti térképek, petrográfia, paragenetikus szekvencia, típusok elkülönítése, értelmezése. Műszeres mérések, katódlumineszcens és fluoreszcens mikroszkópok, scanning EM, mikroszonda.

3. Eredmények

3.1. Mikrofaciesek és üledéklerakódási környezetek

Vékonycsiszolatokból mikrofacies és diagenezis petrográfiai vizsgálatok alapján az alábbi mikroszöveti típusokat sikerült elkülöníteni a Gutensteini Formáció felső felében:

A. Mikrobák közreműködésével képződött üledékek, boundstone:

1. kis kiterjedésű csomós vagy masszív mikrit halmazok (árapályöv alatti zóna),
2. csomós mikrit szövet, átmenet a Steinalmi Fm bázisát alkotó sztromatolitba (árapályöv alatti zóna),
2. biofilm bevonatok bioklasztok elsődleges üregeiben (árapályöv alatti zóna),
3. szivacsok felületén biofilm bekéregzések (árapályöv alatti zóna),
4. csomós mikrit lamina (árapályöv).

B. Szervesvázú szivacsok vagy ?mészszivacsok diagenetikusán megőrződött telepei, boundstone (árapályöv alatti zóna).

C. Egyéb üledék-típusok:

1. bioklasztos wackestone és packstone, ostracodák, foraminiferák, molluszkák, echinodermaták váztöredékeivel (sekély árapályöv alatti zóna),
2. keresztlaminált peloidos, litoklasztos, pizoidos(?) packstone (homokhullámok üledéke, sekély árapályöv alatti zóna),
3. helyenként bioturbált mudstone (árapályöv alatti vagy peritidális),
4. laminált vagy masszív finomkristályos dolomit, evaporit utáni kalcit vagy kova pszeudomorfózákkal, tepee szerkezettel (árapályöv fölötti zóna),
5. finomkristályos vagy pizoidos dolokréték (tengerszint fölötti talajosodott zóna).

A kőzetek részletes mikrofácies vizsgálata alapján a formáció felső felének pontosított fáciesmodellje került kidolgozásra. Ezek szerint az üledékek félszáraz–száraz klímán, közepes energiájú belső rámpán, annak is dominánsan a peritidális zónájában keletkeztek. A gyér ősmaradványegyüttes és az üledékes–diagenetikus bélyegek alapján extrém környezeti viszonyok uralkodtak, amit a túlsós tengervíz határozott meg. A vizsgálatok alapján a projekt címében megfogalmazott kérdésre a válasz nem. Valószínűleg nincsenek mikroba-zátonyok a Gutensteini Formáció rétegsorában. Egy eset kivételével. Ez az átmeneti szakasza a Steinalmi Fm felé. Azonban az egyértelművé vált, hogy szivacs-„zátonyok”, vagy szivacs–mikroba-„zátonyok” pedig igen. A rétegsor kronosztratigráfiai besorolásához végzett conodonta vizsgálatok nem hoztak eredményt, így a korábbi eredmények (foraminiferák: Bércziné publikálatlan adatai és magnetosztratigráfia: Nawrocki és Márton publikálatlan adatai) alapján az üledékes kőzetek kora pelsoi, vagyis a teljes c. 170 m vastag összlet ekkor rakódott le. Az üledékek jelentős, több fázisú diagenetikus

átalakuláson estek át, így a stabil szénizotóp változásokon alapuló korbesorolástól (Atudorei és Baud 1997) sem lehetett megbízható eredményre számítani.

3.2. *Fáciesváltozások*

A vertikális fáciesváltozásokban észlelt szabályszerűségek alapján ciklikus üledékképződésre lehet következtetni. A barlangban vizsgálható szakaszon 8 ciklust sikerült felismerni. Minden egyes ciklus során az üledékek egyre mélyebb majd egyre sekélyebb környezetben képződtek. Az egymást követő ciklusok sekélyesedő tendenciát mutatnak. A kisciklusok valószínűleg relatív vízszintváltozásokat tükröznek, bár az autociklicitás sem kizárt.

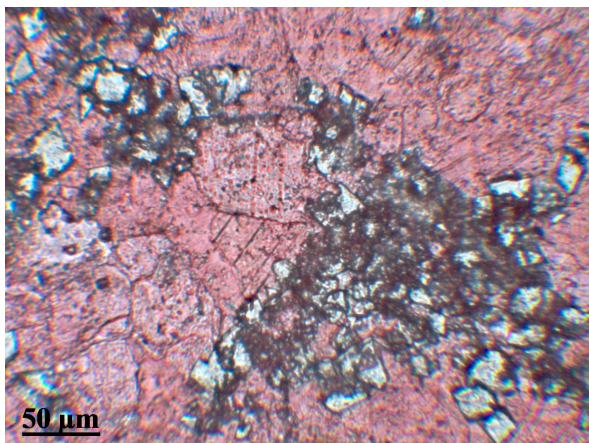
3.3. *Diagenézis*

Az eredeti üledékes bélyegek felismeréséhez feltétlenül szükséges volt a betemetődés során lezajlott szövet-átalakító folyamatok rekonstrukciója.

Dolomitosodási folyamatok jelentős szerepet játszottak a diagenézis folyamán. Petrográfiai vizsgálatokkal különböző dolomit típusokat sikerült elkülöníteni: dolokréték, peritidális dolomitok, dolomitosodott árapályöv alatti üledékek, dolomit cement, nem-szövetfüggő finom-középkristályos dolomitok. 1. Dolokréték: finomkristályos dolomit, többnyire üledécsomós-peloidos szövettel, kovagumók gyakoriak. 2. Árapályöv fölötti dolomitok: finomkristályos dolomit, gyakran laminált vagy breccsás-tepee szerkezetű, evaporit tük jellemzőek. 3. Dolomitosodott árapályövi és árapályöv alatti üledékek: gyakran szövetmegőrző a dolomitosodás finomkristályos esetében, vagy elmosódottak a szöveti elemek finom-középkristályos dolomitokban. Ez utóbbiaknál esetenként megfigyelhető egy szövetfüggetlen középkristályos euhedrális-szubhedrális második dolomit fázis, amelyhez esetenként reziduális szerves anyag kapcsolódik. 4. Dolomit cement ritkán fordul elő, pl. mikroba boundstone szövetben jellegzetes. A fenti esetek az üledéklerakódással közel egyidejű dolomitosodási modellek szerint értelmezhetők, azaz az evaporatív modell szerint az árapályöv fölötti dolomitok és a párolgással betöményedett pórusvíz lesüllyedésével, azaz a beszivárgásos modell szerint az árapályövi és árapályöv alatti üledékek átalakulási folyamatai (Tucker és Wright 1990; Machel 2004). A dolokréték a meteorikus zónában alakultak ki és a száraz éghajlatra jellemző bélyegekkkel rendelkeznek (Wright és Tucker 1991). Az árapályöv alatti üledékeknek az üledékciklusokkal összefüggést mutató korai dolomitosodása részleges lehetett, így a betemetődés során a hőmérséklet emelkedésével az

átalakulási folyamat folytatódott (középkristályos dolomit). Bár erre nincsenek konkrét adataink, de valószínűsíthető, hogy a folyamat már kisebb hőmérséklet emelkedés hatására megindult és folytatódott egészen az olaj-ablak hőmérsékletén is (vö. James et al. 1993; Radke és Matthis 1993; Machel 2002). A dolomit cementek tipikusan durvakristályos barokk kristályokból állnak, ami szintén magasabb hőmérsékleten való keletkezésükre utal.

Szemcsekörüli átalakult radiaxiális–lemezes kalcit cementek árapályöv alatti mészhomokok és szivacs boundstone esetében ritkán előfordul. Kicsapódásuk a tengeri freatikus zónában történhetett.



1. ábra. Kalcitosodott dolomit, alizarin vörössel és kálium ferricianiddal festett esiszolat.

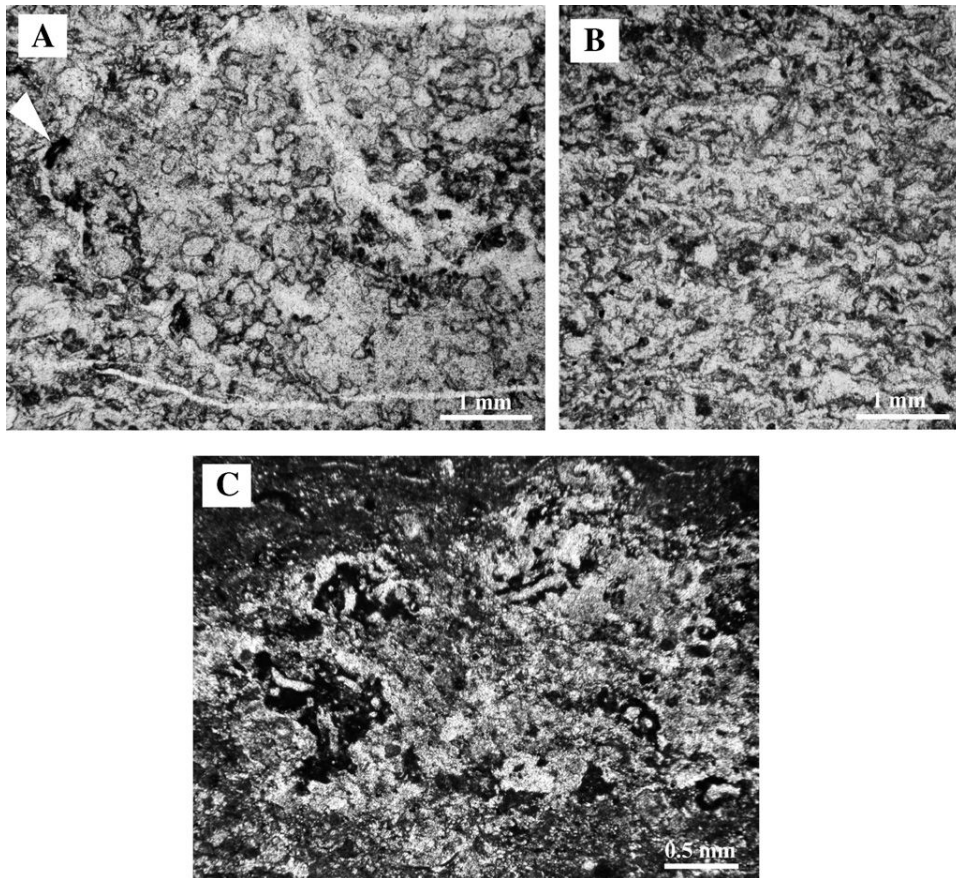
A vizsgált szelvény jelentős szakaszán a dolomitok kalcitosodása jellegzetes, ami lehet részleges (1 ábra) vagy teljes. A finomkristályos dolomitban ez gyakran csak az evaporit tükre korlátozódik, míg az árapályöv alatti üledékekben gyakran feltételezhetően a teljes szövetet helyettesíti a finomkristályos, mikropátos, vagy szemcsés kalcit. Ez utóbbi esetekben a nem-vasas, gyakran nagy Mg-tartalmú kalcit kristályok gyakran tükrözik a helyettesített dolomit kristályok petrográfiai jellegét. A legtöbb esetben egyértelmű, hogy a kalcitosodás még a Szilicei-takaró áttolódása előtt megtörtént. Feltételezhetően felszíni, meteorikus eredetű víz beszivárgásához köthető ez a diagenetikus folyamat, ami valószínűleg a takaró áttolódását megelőző vagy azzal egyidejű felboltozódás során történt. Továbbá, recens–subrecens karsztosodási folyamatokhoz kapcsolódó oldódás és kalcit cement kicsapódás és durva mozaik kalcit pát helyettesítés alárendelten előfordul a rétegsorban.

3.4. Zátonyalkotók

A mikrofaciális típusok elemzésével a legfontosabb felismerés a bekérgező szivacsok esetleges zátonyalkotó jellegével kapcsolatos. Egyidejű képződményekből szivacsok előfordulására csak sporadikus adatok vannak. A korábban mikroba mikroszerkezetnek vélt struktúráról szakemberek segítségével (R. Riding, B. Pratt, P. Gautret, A. Baud, R. Leinfelder, J. Reitner, B. Bádenas, és a párizsi Mikroba Workshop 2004 résztvevői) bebizonyosodott, hogy ezekben a mikrofaciális típusokban a szivacsok a domináns elemek (2 ábra). Rendszertani besorolásuk azonban elég bizonytalan, mivel nem sikerült kapcsolatba lépnem olyan szakemberrel, aki biztosat mondott volna. Megjegyzem, hogy triász mészszivacsokkal foglalkozó szakemberek (Kovács S., B. Senowbari-Daryan) szerint ezek nem mészszivacsok. A csiszolatokban megfigyelhető jellegzetességek sok szivacs taxonnal mutatnak rokon vonásokat, pl. inozoa szivacsokkal (vö. Flügel 2004 fig. 19.3), Pharetronida mészszivacsokkal (vö. Flügel 2004 fig. 19.3, Kovács szóbeli közlés), stromatoporoidea szivacsokkal (vö. S. Holland's website), illetve recens szervesvázú szivacsokkal.

Legvalószínűbb a bekérgező szervesvázú szivacsok előfordulása (P. Gautret szóbeli közlés) és ezeknek egy speciális diagenetikus megőrződése valószínűsíthető. Mikrobák és szivacsok szerves anyagának kalcitosodásának folyamata Reitner és Schumann-Kindel (1997), Neiweiler et al. (2000), és Dupraz et al. (2004) modelljeik szerint nem vethető össze a Gutensteini Fm-ban megfigyelhető jellegzetességekkel (kivéve a mikroba biofilmeket). Továbbá az is kizárható, hogy a szabályos formák rendszeres ismétlődése ebben a szöveti típusban szervesetlen eredetű lenne, azaz szövetfüggetlen dolomitosodási folyamat eredménye.

Az összes petrográfiai bélyeg magyarázatára az a legvalószínűbb, hogy a tengeraljazaton és a sekély betemetődés zónájában a szivacs váz üregeit mészszip és biofilmek töltötték ki. A szivacsokkal együtt élő mikrobák és bekérgező mikroszervezetek korai diagenetikus kalcitosodása (fent említett modellek szerint) hozzájárulhatott a szivacs váz formájának megőrződéséhez. Majd még a sekélybetemetődés zónájában a spongin váz bomlásával közel egyidőben (esetenként kissé megelőzve azt, vagy már a folyamat során) a váz dolomitosodott. Így magyarázhatóvá válnak a szövet azon elemei, amelyek különböző mértékű kompakciót mutatnak. Ez a modell részben hasonló ahhoz a folyamathoz, amit recens körülmények között figyeltek meg Neuweiler et al. (2007). Csak egy-két mintában figyelhető meg, hogy a váz üregeit kitöltő tengeri freatikus cement is hozzájárult a formák megőrződéséhez.



1 ábra. Szivacs–mikroba boundstone mikrofáciesek szöveti képei. A: Szivacs váz kalcitosodott dolomit által megőrződve, pórustérben cement és mikrobekéregzők (nyíl). B: Szivacs boundstone vertikális metszetben, a vázon kalcitosodott biofilmekkel. C: Szivacs–„Tubiphytes” asszociáció automikritként megőrződve.

Egy kérdésre nem sikerült választ találni, a barlangi szelvényben az egyes fáciesek feltártságának korlátai miatt. Ez pedig az a fő kérdés, hogy zátony fáciesnek tekinthető-e ez a szivacs boundstone. Nincsenek adataink arra nézve, hogy topográfiai kiemelkedést alkottak-e a szivacs telepek. A bizonytalanságok ellenére a bekéregző szivacsok megjelenése és tömeges előfordulása az Aggteleki fácies területén egy igen fontos adat a perm végi kihalást követően.

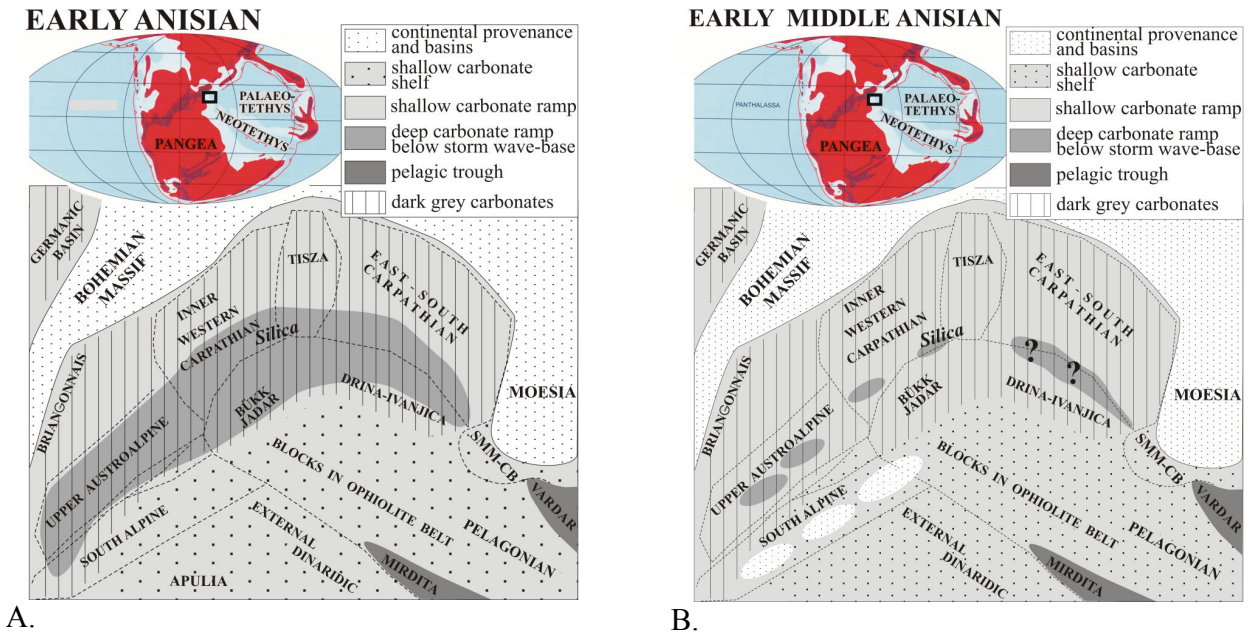
A Steinalmi Fm felé való átmeneti szakaszon (Hips 2003) a világosszürke sztromatolit alatt sötét- és középszürke masszív mikroba boundstone települ. Sajnos szintén a feltártsági viszonyok nem megfelelőek arra, hogy el lehessen dönteni, hogy zátony képződményként vagy mikroba gyepeként értelmezhezzük az előfordulást. Önmagában a laminált szerkezet (azaz a sztromatolit) nem definitív.

3.5. Ősföldrajzi rekonstrukció

Irodalmi adatok és szórvány mintagyűjtés alapján (Dinaridákból M. Sudar vezetésével és a Belső Nyugati Kárpátok Choč takarójából), továbbá az északi mészkő alpi szelvényekben osztrák kollegákkal (R. Lein, M. Moser) összehasonlító vizsgálatokat végeztünk egy nagyobb léptékű ősföldrajzi rekonstrukcióhoz (3 ábra). Az alpi szelvények közül vizsgáltuk azokat is ahol Steinalmi Fm és ahol közvetlenül Reiflingi Mészkő települ a Gutensteini Fm-ra. Az első esetben csak kevés területen vannak megbízhatóan szétválasztva a litosztratigráfiai egységek, köszönhetően az újabb térképezési eredményeiknek. Az utóbbi esetben biztosabb az egységek elkülönítése, a tűzkövek és conodonták megjelenése jelzi a két formáció határát.

Az alpi szelvényekben a medence fáciesű Gutensteini Fm középső szintjéből pados sekélyvízi mészkő betelepülések ismertek. Ezeket az osztrák kollegák a Steinalmi Fm összefogazódó rétegeinek tartják. Azonban a gyűjtött minták mikrofácies vizsgálatai alapján ez az aggteleki rétegsorból ismert Annabergi Tagozat fáciesével azonosíthatók. Ilyen szövettípusok a Steinalmi Fm-ból nem ismertek. Tehát az eddigi eredmények alapján módosításra szorul az az elképzelés miszerint a Gutensteini és a Steinalmi Formációk összefogazódnak az alpi szelvényekben. Az újabb modell szerint a sekélytengeri fáciesű szakasz megjelenése egy relatív vízszintesökkenési fázishoz köthető. A nagyobb süllyedési sebességgel jellemezhető területeken azonban egy rövid szakasz után ismét folytatódott a medence fáciesű üledékek lerakódása. Ezeken a területeken a Gutensteini Fm-ra közvetlenül települ a Reiflingi Fm, ami a Steinalmi Fm heteropikus képződményének tekinthető. Feltehetően a Szinpetri Mészkő és a Gutensteini Fm képződményei jelzik a riftesedéshez kötődő első kimélyülési fázist, a fedő két formáció egyidejű megjelenése pedig újabb tengeri csatornák felnyílását jelzi, ami biztosította, hogy a korábban elzárt cirkulációjú vályú újra összekötetésbe került az oxidatív nyílt tengeri víztömegekkel.

Összességében a Gutensteini Fm képződményeinek lerakódása idején az üledékképződést befolyásoló tényezők a felgyorsult süllyedési sebesség, a tengerszint változásai, a félszáraz–száraz klíma, túlsós tengervíz és ennek sűrűségi rétegződése, és az élővilág evolúciója a permii kihalást követően.



3. ábra. Ösföldrajzi rekonstrukció a Gutensteini Fm lerakódása idején (egyszerűsítve Michalík 1994; Haas et al. 1995; Gaetani et al. 2000; Csontos és Vörös 2004 munkái után; Glóbus egyszerűsítve Scotese és Golonka 1992 után). Nem méretarányos. SMM-CB: Serbian-Macedonian Massif. A késő középső-anisusiban Steinalmi Fm települ a Gutensteini Fm szinte teljes elterjedési területén (A: középszürke sraffozott) kivéve a medence területeken (B: középszürke sraffozott) ahol a Reiflingi Fm települ.

Irodalom

- Atudorei, V., Baud, A., 1997. Carbon isotope events during the Triassic. *Albertiana* 20, 45–49.
- Csontos, L., Vörös, A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, 1–56.
- Dupraz, C., Vischer, P.T., Baumgartner, L.K., Reid, P., 2004. Microbe–mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* 51, 745–765.
- Gaetani, M. et al. (35 co-authors) 2000. Early Ladinian (238–235), map 5. In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds.), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps*. CCGM/CGMW, Paris.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks*. Springer, Germany.
- Flügel, E., Kiessling, W., 2002. A new look at ancient reefs. In: Kiessling, W., Flügel, E., Golonka, J. (eds.) *Phanerozoic reef patterns*, SEPM, Spec. Publ. 72, 3–10.
- Haas, J., Kovács, S., Krystyn, L., Lein, R., 1995. Significance of Late Permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine–North Pannonian domain. *Tectonophysics* 242, 19–40.
- Hips, K., 2003. Gutensteini Formáció a Szilicei takaró Aggteleki fáciesében. *Földtani Közlemény* 133/4, 445–468.

- James, N.P., Bone, Y., Kyser, T. K., 1993. Shallow burial dolomitization and dedolomitization of Mid-Cenozoic, cool-water, calcitic, deep-shelf limestones, Southern Australia. *J. Sediment. Petrol.* 63/3, 528–538.
- Riding, R., 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Rev.* 58, 163–231.
- Machel, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., Darke, G. (eds) *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 235, 7–63.
- Michalík, J., 1994. Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 86, 101–110.
- Neuweiler, F., Rutsch, M., Geipel, G., Reimer, A., Heise, K-H., 2000. Soluble humic substances from in situ precipitated microcrystalline calcium carbonate, internal sediment, and spar cement in a Cretaceous carbonate mud-mound. *Geology* 28/9, 851–854.
- Neuweiler, F., Daoust, I., Borque, P-A., Burdige, D.J., 2007. Degradative calcification of a modern siliceous sponge from the Great Bahama Bank, The Bahamas: a guide for interpretation of ancient sponge-bearing limestones. *J. Sediment. Res.* 77/7, 552–563.
- Radke, B.M., Mathis, R.L., 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sediment. Petrol.* 50, 1149–1168.
- Reitner, J., Schumann-Kindel, G., 1997. Pyrite in mineralized sponge tissue – product of sulfate reducing sponge related bacteria? In: Neuweiler, F., Reitner, J., Monty, C. (eds) *Biosedimentology of microbial buildups*, IGCP project No. 380, *Facies* 36, 272–276.
- Scotese, C.R., Golonka, J., 1992. *Paleographic Atlas*. PALEOMAP Project, University of Texas, Arlington.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, UK.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1991. Calcretes: an introduction. In: Tucker, M.E., Wright, V.P. (eds) *Calcretes*, Blackwell Science, UK, 1–22.
- Wood, R., 1999. *Reef evolution*. Oxford Univ. Press, UK.