

## A rejtelmes dolomit

HAAS János, HIPS Kinga

MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport  
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

---

### *The enigmatic dolomite*

#### Abstract

Since the first description of dolomite, over the past two centuries there has been a great deal of progress with respect to knowledge on the genesis of this rock. Based on inferences emerging from the intense research that has taken place, relevant genetic models have been developed. Over a number of years and after considerable debate, it is now generally accepted that large, dolomite bodies with a wide extent were formed from lime mud or limestone via mineral replacement; furthermore, the dolomite mineral may also have been precipitated as a cement in pore spaces. The current paper provides a brief review of the main stages of the history of dolomite research and displays the main problems which have hampered the understanding of crucial aspects of dolomite-forming processes. The development of the proposed concepts for the interpretation of the observed phenomena and the suggested dolomitization models are also discussed. The paper presents the basic lithological, petrographic and geochemical characteristics of the dolomites and the commonly-applied methods for observation and measurement of the rock properties. According to our current knowledge, it summarizes the general criteria and mechanisms of dolomitization and provides an overview of the most important dolomite-forming processes. The latter take place in various depositional environments: namely, marine and lacustrine, and diagenetic settings (for example, shallow, intermediate, and deep burial). In the second part of the article, the dolomite occurrences in Hungary are considered, along with several case studies from the dolomite-rich Transdanubian Range and Tisza Megaunit. The case studies demonstrate that every dolomite body exhibits remarkably distinct features, formed as the result of multi-stage processes. These processes are mainly determined by host-rock properties, the consecutive dolomitization processes, the evolution of local structures, and the regional geodynamical setting.

*Keywords: dolomite, research history, processes and realms of dolomitization, models, case studies from Hungary*

---

#### Összefoglalás

A dolomit első leírása óta eltelt több mint két évszázad alatt e fontos karbonátos kőzetfajta képződésének körülményeit illetően igen lényeges tudományos eredmények születtek, és ezek alapján tudományosan megalapozott képződési modellek váltak ismertté. Hosszú vitákat követően általánosan elfogadott lett, hogy a kiterjedt dolomit kőzettestek mészüledékekből vagy mészkövekből ásványhelyettesítéssel jöttek létre, továbbá az, hogy a dolomitásvány a kőzetek pórusaiban cementként is kiválik. A cikk rövid áttekintést ad a dolomitkutatás történetének legfontosabb állomásairól bemutatva a képződési viszonyok tisztázásának nehézségeit, problémáit és azt is, hogy milyen koncepciók merültek fel a megfigyelt jelenségek magyarázatára, továbbá, hogy egy-egy új felismerés, megfigyelés nyomán milyen képződési modelleket javasoltak. A cikk bemutatja a dolomit kőzetfajta alapvető litológiai, petrográfiai és geokémiai jellegét és az azok megfigyelésére, mérésére leggyakrabban alkalmazott vizsgálati módszereket. Áttekintést ad a dolomitképződés általános feltételeiről, legfontosabb folyamatairól a jelenlegi ismeretek szerint, és vázolja a különböző szedimentációs (tavi és tengeri) környezetekben és diagenetikus (sekély-, köztes és mélybetemetődési) tartományokban végbemenő dolomitképződési folyamatokat. A cikk második része áttekinti a hazánkban előforduló dolomit kőzetfajtaikat, és tömören ismerteti néhány esettanulmányt is a dolomit kőzetfajtaiban igen gazdag Dunántúli-középhegység, valamint a Tiszai-főegység területéről. Az esettanulmányok azt is demonstrálják, hogy minden dolomitosodott kőzettest más és más sajátosságokat mutat, amelyek gyakran több stádiumú folyamatsor eredményeként jöttek létre. Ezeket elsősorban a befogadó képződmény jellegei, a dolomitosodási folyamatok egymásutánisága, valamint lokális tektonikai és regionális geodinamikai tényezők határozzák meg.

*Tárgyszavak: dolomit, kutatástörténet, dolomitosodási folyamatok és tartományok, modellek, magyarországi esettanulmányok*

## Bevezetés

A karbonátos kőzeteket két nagy csoportba sorolhatjuk. Az egyikbe a mészkőfajták tartoznak, amelyek uralkodóan  $\text{CaCO}_3$  ásványokból (elsősorban kalcitból) állnak, a másikba a dolomitfajták, amelyeket uralkodóan a  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  összetételű dolomitásvány épít fel.

A dolomitkőzet első leírása a kalandos életű francia természetbúvár, Déodat DE DOLOMIEU nevéhez fűződik, aki Tirol hegyvidékén kőzetek és ásványok után kutatva olyan nagy tömegben előforduló kőzetfajtákra figyelt fel, amelyek a mészkővekre emlékeztetnek, de savban azoknál sokkal gyengébben oldódnak. Ezt a felismerését 1791-ben a *Journal de Physique* folyóiratban tette közzé. Az általa gyűjtött kőzetminták kémiai elemzését azután Nicolas-Théodore DE SAUSSURE végezte el, és később hibásnak bizonyult, eredményeit 1792-ben ugyancsak a *Journal de Physique*ben publikálta „Analyse de la dolomie” címmel. Ezt követően elterjedt a dolomit (angolul *dolomite*) név használata mind a dolomitásványra, mind a főként abból álló kőzetre. Az ásvány és a kőzet nevének megkülönböztetése érdekében 1948-ban SHROCK a *dolostone* terminus bevezetését javasolta, ami azután az angol nyelvű irodalomban meglehetősen széles körben elterjedté vált.

Több mint 230 év telt el a dolomit leírása óta. E meglehetősen hosszú idő alatt a dolomit kőzetfajták képződésének körülményeit illetően igen fontos tudományos eredmények születtek, amelyek hatására mára már jól kidolgozott modellek váltak ismertté. Hosszú vitákat követően általánosan elfogadott lett, hogy a dolomit kőzettestek mészüledékekből vagy mészkővekből ásványhelyettesítéssel jöttek létre. Emellett a dolomitásvány a kőzetek pórusaiban cementként is kiválik.

A dolomitképződés értelmezésével kapcsolatos legfontosabb kérdéseket összefoglaló munkájában már VAN TUYL (1914) felvetette. Ezeket később FAIRBRIDGE (1957), majd LAND (1985), azután TUCKER & WRIGHT (1990), MCKENZIE (1991), PURSER et al. (1994), még később MACHEL (2004) több tételben fogalmazták meg. Ezek a következők: (1) Változatos diagenetikus környezetekben képződik dolomit, esetenként üledékképződési környezetben is jelen van. (2) Bár a mai tengerekben a dolomit termodinamikailag stabil (MACHEL & MOUNTJOY 1986, BUDD 1997) és feltehetően legalábbis a fanerozoikumban is stabil lehetett, a jelenkori, illetve a holocén üledékekben ritkán, és többnyire csak kis mennyiségben van jelen. A földtörténeti múltban létrejött karbonátos kőzetek közt a dolomit meglehetősen gyakori. Becslések szerint a proterozoos összletekben a mészkő/dolomit arány 3:1, a paleozoos rétegsorokban viszont már 1:3, a mezozoosokban 1:9, a kainozoosokban pedig 1:25. Nincs megfelelő recens analógia tehát a földtörténeti múlt hatalmas dolomit-tömegeinek értelmezéséhez. (3) Előfordulnak nagy számban olyan kőzettestek, ahol a petrográfiai és a geokémiai vizsgálatok alapján a felszín közelében, felszíni hőmérséklet- és nyomásviszonyok (25–30 °C, 1 bar) között végbement dolomitképződési folyamatot lehet feltételezni. Ugyanakkor számos kísérlet ellenére, ilyen kondíciók

mellett eddig nem tudtak rendezett szerkezetű, sztöchiometrikus dolomitot laboratóriumban szintetizálni (LAND 1998, GREGG et al. 2015, KACZMAREK et al. 2017).

Viszonylag magas hőmérsékleten és nyomáson viszont a dolomitszintézis már a 19. században sikeres volt. Elsőként VON MORLOT-nak sikerült ez 1847-ben. Azóta számos magas hőmérsékletű kísérlet történt, amelyekből az derült ki, hogy a folyamat a kristálycsíra-képződés hosszabb időtartamú indukciós szakaszával indul, melynek során igen nagy Mg-tartalmú kalcit (*very high Mg-calcite*, VHMC, ca 36 mol%  $\text{MgCO}_3$ ) jön létre. Ezt követően ásványhelyettesítéssel Ca-gazdag és alacsony rendezettségű dolomit képződik, majd a rendezett kristályszerkezetű és sztöchiometrikus dolomit átkristályosodással alakul ki (SIBLEY et al. 1994, KACZMAREK & SIBLEY 2014). Az indukciós szakasz időtartama elsősorban a hőmérséklettől függ. A magas hőmérsékletű kísérletekből extrapolálva, felszínközeli hőmérsékleten az indukciós idő  $10^5$ – $10^6$  évre becsülhető (SIBLEY et al. 1994). A geológiai megfigyelésekből és a laboratóriumi kísérletekből arra lehetett következtetni, hogy az ásványhelyettesítési reakció alacsony hőmérsékleten kinetikailag gátolt. A szakirodalomban számos olyan tényezőt említenek, amely befolyásolhatja a dolomitképződés kinetikáját. Ilyenek tartják mindenek előtt a (1) hőmérsékletet (pl. KATZ & MATTHEWS 1977), (2) a dolomitostító fluidum Mg/Ca arányát (pl. KACZMAREK & SIBLEY 2011), (3) a dolomitostításnak kitett  $\text{CaCO}_3$  üledék/kőzet oldhatóságát (pl. KACZMAREK & SIBLEY 2014), (4) a dolomitostító fluidum alkalinitását és pH-ját (LIPPMANN 1973, MORROW & RICKETS 1988), (5) a szulfát jelenlétét vagy hiányát (BAKER & KASTNER 1981) és (6) bizonyos mikrobák és/vagy szerves anyagok jelenlétét (VASCONCELOS et al. 1995, WRIGHT 1999, MAZZULLO 2000, WRIGHT & WACEY 2004, SÁNCHEZ-ROMÁN et al. 2008, ZHANG et al. 2012, ROBERTS et al. 2013). Talán az összes között a legjelentősebb tényező (7) a  $\text{Mg}^{2+}$  iont körülvevő hidrátburok, mivel a  $\text{Ca}^{2+}$  ionok dehidratációja sokkal könnyebben megy végbe, mint a  $\text{Mg}^{2+}$  ionoké, és ez gátolja a Ca-Mg karbonátásványok képződését (POKROVSKY 1998, POKROVSKY et al. 2000, HU et al. 2005, XU et al. 2013). Az utóbbi évtizedek laboratóriumi kísérletei a kinetikai gát csökkentésére, illetve kiiktatására irányultak. Élő vagy elpusztult, bomlásban lévő mikroba biofilmek, továbbá különböző szerves anyagok jelenlétében lefolytatott laboratóriumi kísérletek során számos esetben sikerült nem sztöchiometrikus (Ca-gazdag) és nem teljesen rendezett szerkezetű „dolomitot” előállítani. Ezt protodolomitnak vagy igen nagy Mg-tartalmú kalcitnak (VHMC) nevezték. A protodolomit kifejezést GRAF & GOLDSMITH (1956) az általuk laboratóriumban előállított kevésbé rendezett szerkezetű változatra javasolták. Később ezt a természetben talált jelenkori dolomitokra is alkalmazták, de ennek jogosságát hosszas vitát követően ma már többnyire elvetik (TUCKER & WRIGHT 1990). Az a vita még nem dőlt el, hogy a kísérletekkel mennyire sikerült a természetben végbemenő folyamatokat reprodukálni (KACZMAREK et al. 2017).

Tekintettel arra, hogy a jelenkori dolomitok tanulmányozása legfeljebb bizonyos dolomitfajták képződési viszo-

nyainak értelmezéséhez adhat támpontot (tehát az aktuálgeológiai megközelítés csak nagyon korlátozottan alkalmazható), rendkívül nagy jelentősége van azoknak az esettanulmányoknak, amelyek a földtörténet különböző szakaszaiban képződött, különböző típusú dolomitok részletes vizsgálatán alapulnak. Képződési viszonyait tekintve a dolomit meglehetősen sajátos kőzetfajta: jellemzően karbonátüledékek, illetve karbonátos kőzetek diagenetikus átalakulásával jön létre a sekély-, az intermedier (köztes) vagy a mélybetemetődési tartományban. Ennél fogva egyes dolomit kőzettestek rétegtani (litosztratigráfiai és kronosztratigráfiai) besorolása is problematikus lehet, hiszen esetenként a dolomitosodás jóval a lerakódás után történt. A dolomit diagenetikus képződése miatt a rétegtani besorolást csak az üledékes kőzetre lehet megadni. A kőzetek képződési viszonyainak értelmezésénél pedig szem előtt kell tartani, hogy míg a közvetlenül az üledékképződést követően dolomitosodott kőzetfajták az üledékképződés környezeti állapotáról árulkodnak, a mélyebb betemetődési tartományokban a dolomitosodást elsősorban hidrogeológiai áramlások határozzák meg. Ráadásul sok esetben a részleges vagy teljes dolomitosodás több szakaszban megy végbe, illetve speciális viszonyok mellett a kőzet kalcitosodására („dedolomitosodásra”) is sor kerülhet (pl. LUCIA 1961, TÖRÖK 2000, POROS et al. 2013).

A dolomit régóta fontos építőipari nyersanyag, kohászati adalékanyag, és jelenleg is számos helyen intenzíven termelik. Manapság azonban ennél sokkal fontosabb a dolomitkőzetek fluidumtároló szerepe. A felszín alatti ivóvíz és termálvíz számottevő részének tárolókőzete a gyakran jelentős töréses porozitással rendelkező dolomit. A világ szénhidrogénvagyonának közel fele karbonátos tárolókőzetekben, nem csekély részben dolomitban található (pl. a szaud-arábiai óriás Ghawar mező vagy a zalai olajmezőink). Emiatt a felszín alatti vizek, valamint a szénhidrogének kutatása és termelése nem nélkülözheti a dolomitrezervoárok jellegeinek beható ismeretét, továbbá a dolomitosodási folyamatokat is magukba foglaló képződéstörténetük felderítését.

A dolomit hazánkban is rendkívül elterjedt kőzetfajta. A Dunántúli-középhegység felépítésében meghatározó szerepet játszik, de fontos szerepe van a Mecsek, a Villányi-hegység, a Bükk hegység és az Aggteleki-karszt felépítésében is. A Pannon régióban az Alcapa-főegység Dunántúli-középhegységi-egységében, a Közép-magyarországi-főegységben, továbbá a Tiszai-főegység Villányi- és Békés-Codruiegyységében is gyakran dolomit képezi a kainozoos összletek aljzatát. A hazai nagy kiterjedésű dolomitestek a felső-perm és triász összletekben találhatóak, de paleozoos és kainozoos előfordulásokat is ismerünk.

### A dolomitkutatás története dióhéjban

A dolomitásvány, illetve -kőzet első említését, leírását követő évtizedekben igen sok helyről kimutatták létezését, térképezték elterjedését. Képződési körülményeinek kiderítése céljából már a 19. században számos laboratóriumi kísérletet végeztek, és olyan képződési modelleket, hipotéziseket

vázoltak fel, amelyek legtöbbje alapvetően ma is érvényesnek tekinthető. Azt az elképzelést, hogy a dolomit kalcitból ásványhelyettesítéssel képződhet, HÄIDINGER vetette fel 1845-ben, és a kalcitot magnézium-szulfáttal reagáltatva előállítható dolomit reakcióegyenletét is közölte. 1847-ben VON MORLOT el is végezte ezt az ásványhelyettesítési kísérletet, és 250 °C-on, 15 bar nyomás mellett sikeresen állított elő dolomitot. A földtani kutatások során szerzett tapasztalatok alapján is számos elképzelés látott napvilágot a dolomitkőzetek képződéséről. VON RICHTHOFEN például az 1860-as években a Tiroli Alpok nagy területein végzett geológiai megfigyelései alapján arra a következtetésre jutott, hogy zátonyépítő szerkezetek közreműködésével jöhettek létre olyan hatalmas dolomit kőzettestek, mint amilyen a középső-triász Schlern Dolomit.

Az I. világháború kezdetén, 1914-ben az akkor már több mint egy évszázada folyó dolomitkutatás addigi eredményeit foglalta össze, máig érvényes következtetéseket levonva, nagy ívű áttekintő munkájában VAN TUYL. Művében nyolc dolomitképződési elméletet sorolt fel. Ezeket három csoportba sorolta: (1) primér lerakódási elméletek (ezen belül a kémiai, a szerves és a törmelékes úton való képződés elméleteit különböztette meg), (2) átalakulási elméletek és (3) kioldódási elméletek.

Ezt követően, a II. világháború végéig kevés előrelépés történt, a dolomit genetikájának értelmezésének kérdése kikerült a geológusok érdeklődésének fókuszából. Az 1940-es évek végén, majd különösen az 50-es években azonban ez gyökeresen megváltozott. Ekkor váltak ismertté ugyanis Kanadában és az Egyesült Államokban az első jelentős, dolomit tárolókőzetekben lévő szénhidrogéntelepek, és esetenként az is kiderült, hogy ezek rezervoár paraméterei (porozitás, permeabilitás) gyakran kedvezőbbek, mint a mészkő tárolóké. Az Egyesült Államok déli részén lévő Perm-medence sztratiform dolomit kőzettestjei képződésének értelmezésére javasolta ADAMS & RHODES (1960) az átszivárgásos–visszáramlásos (reflux) modellt, ami később, az eredeti modellt némileg módosítva, széles körűen alkalmazást nyert.

Az 1960-as években indult el a jelenkori karbonátüledékek rendszeres aktuálgeológiai megfigyelése is, ami egyben a karbonátszedimentológia kialakulását is jelentette. Az aktuálgeológiai vizsgálatok során a mészüledékekkel közel egyidős dolomitot találtak a Perzsa-öböl (ILLING et al. 1965), a bahamai Andros-sziget (SHINN et al. 1965) és a karib-tengeri Bonaire-sziget (DEFFEYES et al. 1965) térségében.

A Perzsa-öböl partvidékét képező arid árapálysík (szabkha) karbonátüledékeiben az 1960-as években mutattak ki dolomitot (WELLS 1962). A későbbi részletes terepi megfigyelések alapján arra következtettek, hogy a viharok, szökőárok idején az árapálysíkra kerülő, annak mélyedéseiben felhalmozódó, majd a párolgás miatt betöményedő és ezáltal nagyobb sűrűségű tengervíznek az üledékeken keresztül való lefelé irányuló visszaáramlása vezetett el a mészüledékek dolomitosodásához, és ez lett az alapja a szabkha dolomitképződési modellnek (KINSMAN 1969, MCKENZIE 1976, MCKENZIE et al. 1980, PATTERSON & KINSMAN 1981).

Az édesvíz-tengervíz keveredéséből származó csökkent sótartalmú vizek dolomitosodásban játszott szerepét hangsúlyozva HANSHAW et al. (1971) kevertvízes dolomitosodási modellt javasolt, ami, némileg kiterjesztett értelemben, Dorag-modellként vált ismertté (BADIOZAMANI 1973). A koncepciót termodinamikai számításokra alapozták, amelyek szerint a kevert vizekben a kalcit telítetlenné, míg a dolomit túltelítetté válik, és ez a kevert zónában jelentős dolomitosodáshoz vezet. Tekintettel azonban arra, hogy később sehol nem találtak jelentős dolomitosodást a kevertvízes zónában (HARDIE 1987, SMART et al. 1988, MACHEL & MOUNTJOY 1990), és sokkal inkább karbonátoldódást figyeltek meg itt, e modell széleskörű alkalmazása lekerült a napirendről.

1978-ban a Mélytengeri Fúrás Program keretében mélyített fúrásokban (DSDP-63, -64) mélytengeri, szerves anyagban gazdag hemipelágikus üledékekben találtak dolomitot. Ezek vizsgálata során korai diagenetikus mikrokristályos dolomitot (protodolomitot) és pórusokban kivált dolomitcementet ismertek fel (PISCIOTTO & MAHONEY 1981, KELTS 1982, BAKER & BURNS 1985). A vizsgálati eredményekből arra következtettek, hogy a dolomitképződés a szerves anyag bomlása miatti alkalinitás növekedéshez köthető, és ez lett az alapja az organogén dolomitképződési modellnek.

MORROW (1982a, b) a dolomitosodási modelleket egységes szemlélettel tekintette át, megállapítva, hogy azok alapvető elemei a Mg-forrás, a folyamatos Mg-utánpótlódást biztosító fluidumáramlási mechanizmus és a megfelelő porozitással/permeabilitással rendelkező karbonáttest, ami átalakul. A modellek lényegi része, hogy nagy tömegű dolomit létrejöttéhez hosszú ideig működő nagy Mg-tartalmú pórusvíz átáramlása szükséges.

A dolomit felfedezésének 200. évfordulója alkalmából 1991-ben a Szedimentológusok Nemzetközi Egyesülete (IAS) nagyszabású konferenciát szervezett a Déli-Alpok részét képező Dolomitokban, amit a hegység legnagyobb részét felépítő kőzetről neveztek el. A konferencián elhangzott fontos előadások önálló kötetben is közreadásra kerültek, amelyben a szerkesztők összegezték a dolomitkutatók akkori helyzetét, problémáit, további feladatait (PURSER et al. 1994). Ez az áttekintő tanulmány elemzi a jelenkori dolomitokra vonatkozó ismereteket, illetve az ásványtani és szöveti vizsgálatok alkalmazhatóságát a földtörténeti múltban létrejött dolomitok képződési viszonyainak értelmezésében, valamint a globális tényezők szerepét a dolomitok tér- és időbeli eloszlásában. A konferencián jelentős hangsúlyt kaptak a dolomitosodással járó diagenetikus szöveti, ásványtani, geokémiai változásokkal, a szerves anyagnak a dolomitosodásban játszott szerepével, a mélybetemetődéses dolomitosodással és a hidrodinamikai modellekkel kapcsolatos kutatási eredmények. Külön említést érdemelnek a Bahama-platform késő-kainozoos mészköveinek dolomitosodását bemutató előadások, amelyek normális sótartalmú tengervíz cirkulációján alapuló modellek lehetőségét vetették fel (VAHRENKAMP & SWART 1994, WHITAKER et al. 1994).

Nem sokkal a dolomitkonferenciát követően jelent meg az Atlanti-óceán partmenti sekély, időnként kiszáradó lagú-

nájának mikrobaszövedékben talált dolomitról szóló, jelentős visszhangot kiváltó közlemény (VASCONCELOS et al. 1995). Egy későbbi cikkben arról is beszámoltak, hogy a mikrobaszövedékből vett mintákból, laboratóriumban kitenyészett szulfátredukáló baktériumok közreműködésével, sikerrel szintetizáltak dolomitot (VASCONCELOS & MCKENZIE 1997). Ezek az eredmények vezettek el azután a mikrobás dolomitképződési modellek felvetéséhez.

Az ezredforduló környékén fontos témaköröket áttekintő tanulmányokat tettek közzé. Ezek sorában kiemelkedő jelentőségűnek tekinthető BUDD (1997) összefoglaló tanulmánya az óceáni szigetek kainozoos karbonátos kőzeteiben észlelt dolomitosodásról, amit lerakódás utáni (*post-depositional*) dolomitosodásnak nevezett, és amit a mészüledékek betemetődésének korai szakaszában a normális sótartalmú tengervíznek az üledékeken való átáramlásával értelmezett. A dolomitkutatók akkori helyzetét áttekintő munkák (pl. WARREN 2000, MACHEL 2004) és esettanulmányok gyűjteményes kötetei (pl. BRAITHWAITE et al. 2004) is megjelentek. Nagy jelentőségű munkák születtek a tektonikai zónához kötődő hidrotermás dolomitosodásról (QING & MOUNTJOY 1992, 1994). SMITH Jr & DAVIES (2006) bevezető cikke mellett az AAPG Bulletin egy füzetnyi esztanulmányt közölt olyan példákkal, ahol a rezervoárközetek dolomitosodása hidrotermás fluidumhoz köthető.

A pórusvízáramlás jelentőségének felismerése inspirálta a hidrogeológiában már széleskörűen használt számítógépes modellek, majd a víz-kőzet kölcsönhatás kémiai reakcióit is figyelembe vevő reaktív áramlási modellek alkalmazását (pl. JONES & XIAO 2005, WHITAKER & XIAO 2010, GABELLONE & WHITAKER 2016).

A 21. század első évtizedében kétségtelenül a mikrobás-organogén koncepció fejlesztése és tesztelése volt a dolomitkutatók forró területe. Számos laboratóriumi kísérletet végeztek különböző környezeti feltételeket modellezve és különböző mikrobacsoportokkal, hogy kiderítsék a mikrobák és a dolomitképződés kapcsolatát (pl. SÁNCHEZ-ROMÁN et al. 2008, 2011; KENWARD et al. 2009; BONTOGNALI et al. 2010). Ezek a kísérletek azonban nem vezettek egyértelmű eredményre a mikrobák szerepét és a dolomitképződés pontos mechanizmusát illetően. Ennek ellenére a kutatók egyes csoportjai a modell széleskörű alkalmazását javasolták a földtörténeti múlt nagy tömegű dolomitösszleteinek értelmezésére is (WRIGHT 1999; WRIGHT & WACEY 2004; SÁNCHEZ-ROMÁN et al. 2005, 2008), és a dolomitnak a bio-ásványok közé sorolását is felvetették (VASCONCELOS & MCKENZIE 2008). Az évtized vége felé azonban fény derült arra, hogy a dolomit laboratóriumi előállításához nincs szükség élő mikrobákra, elég a bomló szerves anyag felszínén a karboxilcsoport nagy sűrűségben való előfordulása (ROBERTS et al. 2013) vagy csupán bizonyos szerves vegyületek (poliszacharidok) jelenléte is a kinetikai gátló hatás csökkentésére, kikapcsolására (ZHANG et al. 2012).

Az elmúlt években azonban komoly problémák vetődtek fel a laboratóriumi kísérletek geológiai alkalmazhatóságát illetően. A laboratóriumban mikrobaközreműködéssel előállított kristályok, illetve kristályhalmazok valójában proto-



dolomitnak, pontosabban igen nagy Mg-tartalmú kalcitnak (VHMC) bizonyultak, és nem  $\text{CaCO}_3$ -ból ásványhelyettesítéssel jött létre, mint a természetben ismert dolomitkőzetek. Ráadásul a kísérletileg előállított kristályhalmazok alakja is alapvetően eltér a természetben tapasztalt kristályformákétól (GREGG et al. 2015, KACZMAREK et al. 2017). A mikrobás modellel kapcsolatos vita napjainkig tart, jóllehet a mikrobák katalizáló szerepét a korai VHMC kristálycsíráképzésben a legtöbb kutató elfogadja.

## A kőzet legfontosabb jellemzői és kutatásának módszerei

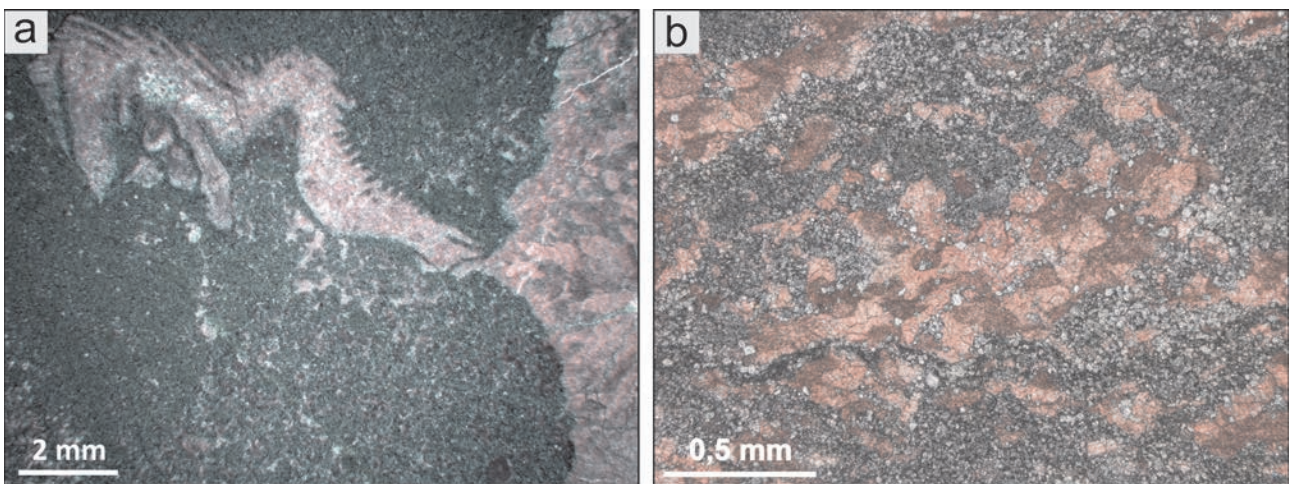
### Litológia és petrográfia

Hasonlóan más kőzetfajták képződési viszonyainak felderítéséhez, a dolomitkőzetek esetében is kőzettestek térbeli elterjedésének, települési viszonyainak megállapítása, szerkezeti helyzetük tisztázása képezi a kutatómunka első fázisát. Ezek a terepi vizsgálatok a dolomitok esetében kiemelkedően fontosak, hiszen már a megfelelő kutatási stratégia kidolgozásához ismerni kell a dolomit kőzettest alaki jellegét (rétegszerű, tömzsös, telérszerű stb.) és térbeli kapcsolatát más kőzettestekkel, jellemzően mészkövekkel. Rétegszerű kőzettestek esetében nem ritka a dolomit és mészkő kőzetfajták váltakozása, és ezt gyakran a dolomit/mészkő arány trendszerű változása is kíséri. Hasonló trendek esetenként laterálisan is megjelenhetnek. A tömzsös vagy telérszerű megjelenés esetében a befogadó kőzet általában mészkő. Ilyenkor az átmeneti zónák megfigyelésének és a testek geometriájának és a törési zónák helyzete közti kapcsolat kiderítésének lehet kiemelt jelentősége.

A fentiek ismeretében kerülhet sor az anyagvizsgálati mintavételezésre is alkalmas szelvények kijelölésére, optimális esetekben kőfejtőkben vagy megfelelően kiválasztott magfúrásokban. Ha a kutatás első fázisában dolomit és mészkő kőzetfajták vertikális vagy laterális átmenetére derül fény, a kutatást indokolt a kapcsolódó mészkövek és átmeneti (pl. dolomitos mészkő) kőzetfajták vizsgálatára is kiterjeszteni, mert ez nagyban segítheti a képződési folyamatok értelmezését, megértését.

A kőzetszerkezeti jellegek (pl. rétegződés, ciklicitás, breccsásodás) dokumentálását követően kerülhet sor a mintavételre. Az anyagvizsgálati fázis minden esetben vékonycsiszolatos petrográfiai vizsgálattal indul. Ehhez tartozik a csiszolatok festése a kalcit és dolomit, és ezek vastartalmú fázisainak elkülönítése céljából (DICKSON 1966). A festés különösen fontos a részlegesen dolomitosodott kőzetfajták esetében (1. ábra). Ha a dolomitosodás szelektív, akkor csak bizonyos ásványból (leginkább nagy Mg-tartalmú kalcitból) álló komponensekhez vagy bizonyos szöveti elemekhez kötődik, például csak a legkisebb méretű szemcsékhez vagy csak a mátrixhoz, esetleg csak egyes szemcsék (pl. ooidok, bioklasztok) dolomitosodnak.

A dolomitosodás lehet szövetörző vagy szövetromboló. Szövetörző dolomitosodás esetében az eredeti üledékes szövet teljes mértékben, minden apró részletében felismerhető (2. ábra). A szövetromboló típus esetében a szövet részlegesen megőrződhet, és ennek vannak fokozatai is. Például az üledékes szövet részben felismerhető, vagy csak egyes szöveti elemei őrződtek meg (2. ábra). Olykor nem csupán szemcsék alakja őrződik meg a dolomitosodott kőzetben, de a korábban kivált cement alaki jellegei is. Ez főleg a kis Mg-tartalmú kalcit dolomittal történő ásványhelyettesítéskor jellemző. A szövetörző dolomitfajták dokumentálására a



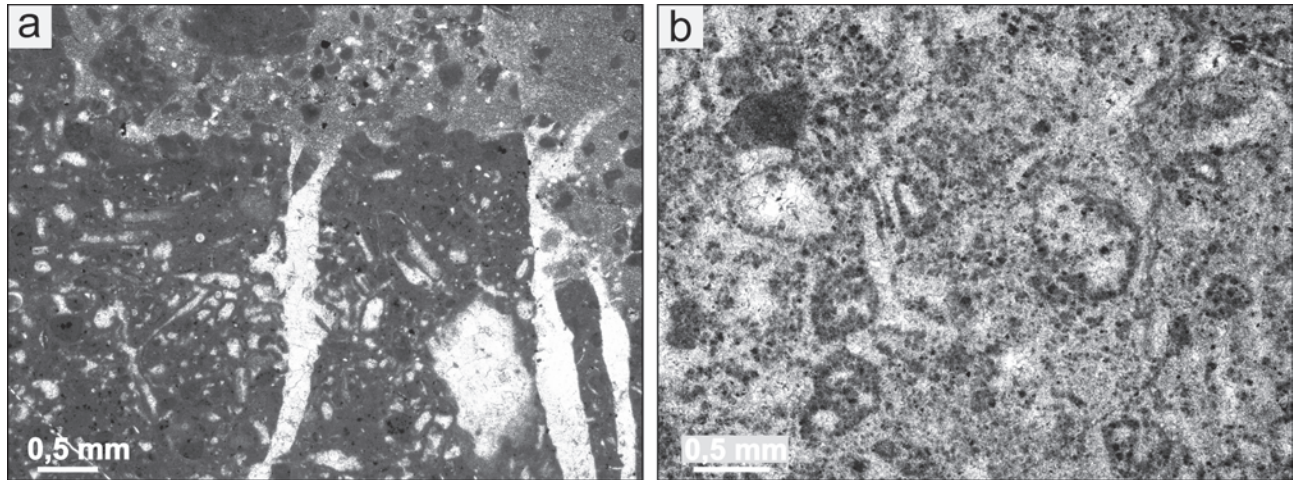
**1. ábra.** Részlegesen dolomitosodott kőzetek, festett csiszolatok mikroszkópos fotói

A) A finom- és középkrisztályos vastartalmú dolomit türkizzöldre festődött, míg a mészkő vasmentes kalcit komponensei (kalcitosodott koralltörödek közepén, kalcitcement-kristályok jobbra és hintetten a dolomitkristályok között) rózsaszínre festődtek (Edericsi F.; HAAS et al. 2014a). B) A hullámos sávokban és foltokban megjelenő finom- és középkrisztályos dolomit szintelen maradt a rózsaszínre festődött kalcitból álló mészkőben (Dachsteini F., Fenyőfői T.; HAAS et al. 2015)

**Figure 1.** Photomicrographs of partially dolomitized rocks, stained thin sections

A) Finely and medium crystalline, ferroan dolomite crystals are stained turquoise, whereas calcite components of precursor limestone (calcitized coral fragments in middle, calcite cement on right and scattered among dolomite crystals) are stained pink (Edericsi F.; HAAS et al. 2014a). B) Finely and medium crystalline dolomite (non-stained) occurs in mottles and along undulose seams within the precursor limestone stained pink (Dachstein Fm, Fenyőfői Mb; HAAS et al. 2015)





**2. ábra.** Szövetőrző és szövetromboló dolomitósodás, festett csiszolatok mikroszkópos fotói

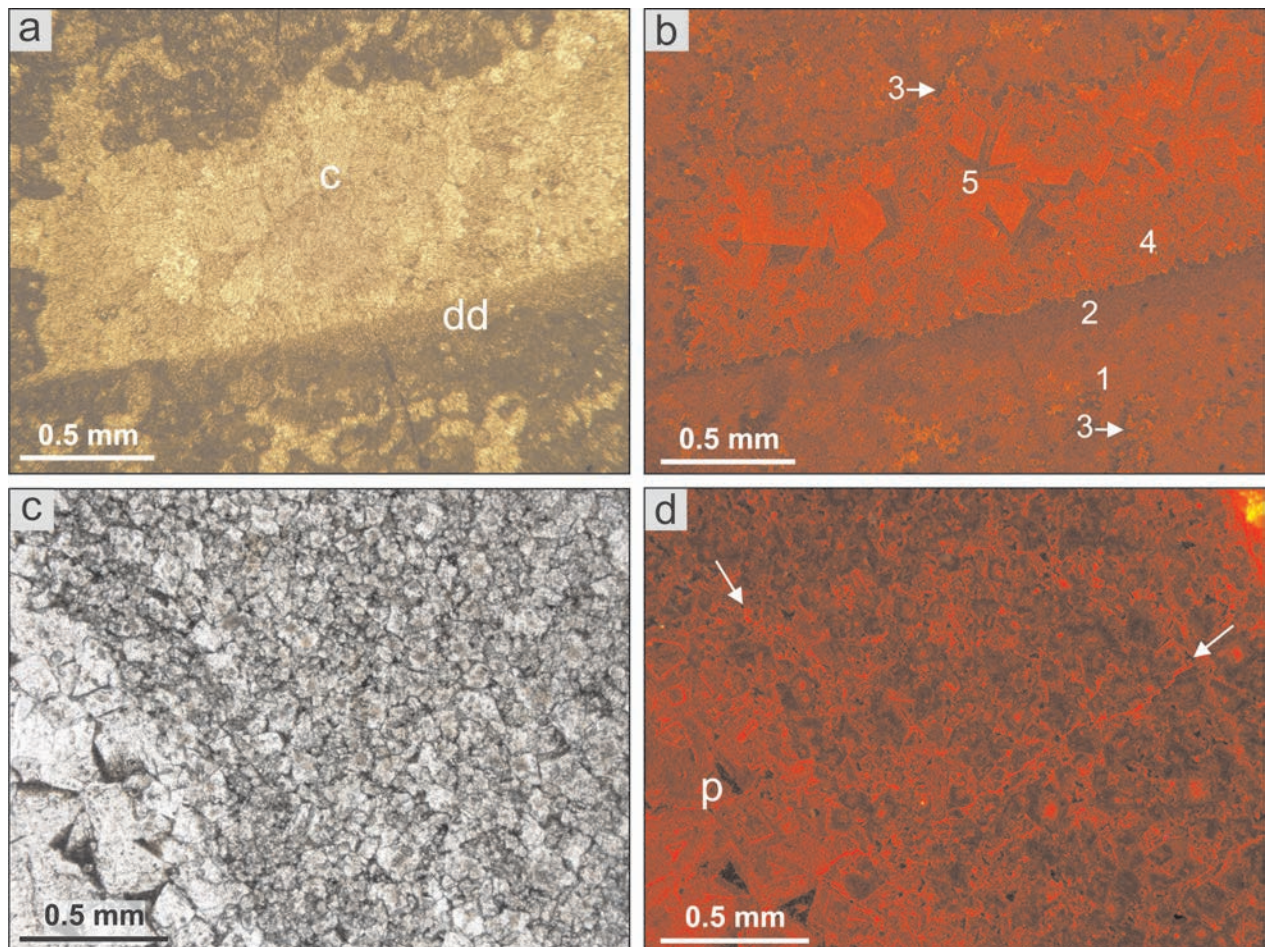
A) Finom- és középkrisztályos dolomitban felismerhető a prekursor kalkrét kőzet minden komponense, a szemcsék és a kalcitcement-kristályok is (HIPS & ÁRGYELÁN 2007). B) Finom- és középkrisztályos dolomit, ahol a prekursor kalkarenit komponensei a szilárd zárványokban dús és viztiszta foltokban csak „szellemképként” ismerhetőek fel (Földolomit F.; HAAS et al. 2015)

**Figure 2.** Fabric-preserving and fabric-destructive dolomitization, photomicrographs of stained thin sections.

A) Well-preserved components of precursor calcrete (grains and calcite cements) in finely and medium crystalline dolomite (HIPS & ÁRGYELÁN 2007). B) Ghosts of precursor calcarenite in finely and medium crystalline dolomite is delineated by solid inclusion-rich and limpid mottles

mészkövekre kidolgozott szöveti rendszerek (FOLK 1959, 1962; DUNHAM 1962; kombinált rendszerek) használata ajánlott (olykor a szöveti neveket dolo- előtaggal használják pl. dolo-wackestone, dolo-packstone).

A kőzetet a dolomitkristályok méretével jellemezzük, ahol a FOLK (1962) féle beosztás használata elterjedt, és a méreteloszlásával (azonos méretű: unimodális vagy változatos méretű: polimodális). A kristályok érintkezési vonalá-

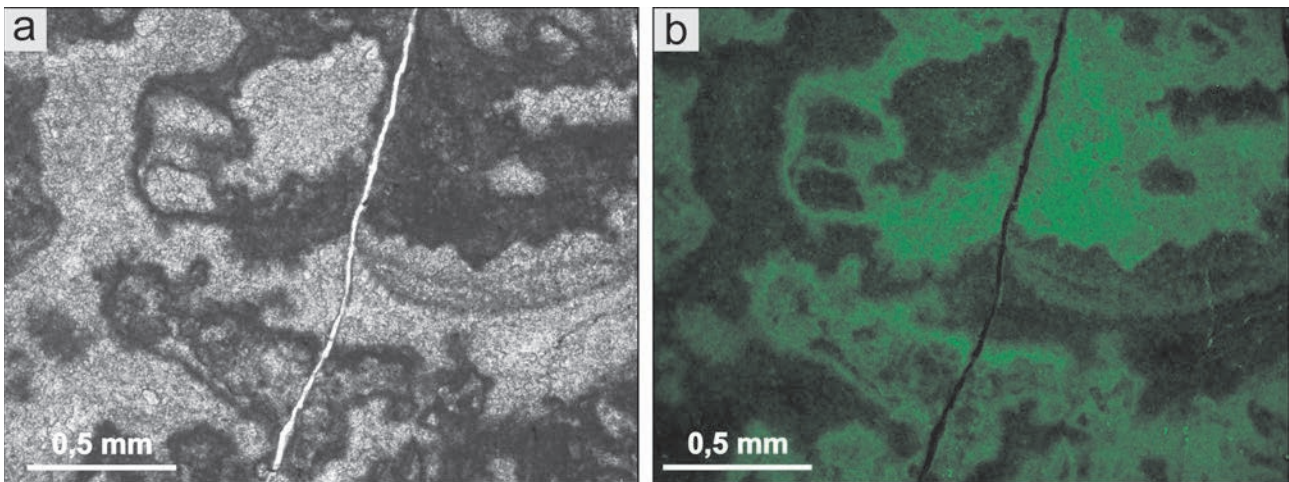




nak jellegén alapul SIBLEY & GREGG (1987) széles körűen használt szöveti osztályozási rendszere. Egy nagyon elterjedt típust képvisel a cukorszövetű dolomit, ami általában finom- és közép-kristályos, és euhedrális–szubehedrális kristályalakok jellemzik. A cukorszövetű dolomitokat vizsgálva CHOQUETTE & HIATT (2008) új értelmezést adott a dolomit-kristályok képződésének. Ezek szerint a kristályok magja, ami többnyire szilárd zárványokban dús, ásványhelyettesítéssel jön létre, míg a külső, szilárd zárványmentes zóna kicsapódással, vagyis cementként keletkezik.

A csiszolatokon áteső fényben végzett szöveti vizsgálatokat kiegészítik a katódlumineszcens (CL) és a fluoreszcens mikroszkópos, illetve pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) eljárások. A CL különösen jól használható a kristályfázisok elkülönítésére, ugyanis a helyettesítő kristályok foltos lumineszcenciát mutatnak, míg a cementkristályok gyakran zónásak (3. ábra). A dolomitra jellemző a tompa vörös CL szín vagy az, hogy nem mutat lumineszcenciát, de élénk sárga színt is dokumentáltak (RICHTER et al. 2003). Bár egyéb komponensek is közrejátszhatnak, alapvetően a dolomit lumineszcenciáját a rácsba épülő mangán és vas határozzák meg (MACHEL & BURTON 1991, EL ALI et al.

1993). A dolomitot vizsgáló tanulmányoknak elengedhetetlen eleme ez a módszer, mivel a kőzet számos sajátosságát tárja fel finom részletekben, pl. a dolomitosodás folyamatában a kristályok képződésének egyes stádiumait (3. ábra; HIPS et al. 2016), több fázisú dolomitosodás és későbbi átkristályosodás, vagy kalcitosodás mutatható így ki (pl. REINHOLD 1998, BOGGS & KRINSLEY 2006). Kiegészítő petrográfiai módszer a kék vagy UV-fényt használó fluoreszcens mikroszkópia. Üledékszemszemből relikvált ásványok, továbbá szerves anyag és mikroporozitás jeleníthető meg, ami az üledékes szövetet segíti feltárni, vagy a szerves anyag szöveti eloszlásában ad kiegészítést a dolomitok genetikai értelmezéséhez (4. ábra; DRAVIS & YUREWICZ 1985, DRAVIS 1991). Visszavert sugaras üzemmódban használt pásztázó elektronmikroszkóp (BSE) kis méretű és hintetlen megjelenő, a dolomitkristályokhoz genetikailag kapcsolt akcessóriaásványok detektálására nagyon hasznos. Ilyen ásványok, pl. anhidrit, pirit, markazit, fluorit, barit, cölesztin, galenit, szfalerit, kvarc és agyagásványok jellemzően igen kis mennyiségben társulnak a dolomitokhoz, de ezek egyértelműen jelzik a dolomitosító fluidum típusát (5. ábra; pl. NEILSON & OXTOBY 2008, GYÓRI et al. 2020). A dolomit-



**4. ábra.** Fluoreszcens jellegek mikroszkópos fotón kék fény alatt

A) Szövetőrző dolomitosodás mikroba boundstone szövetben. Csomós mikrit fenesztrális és száradási pórusokkal, amiket cementkristályok töltenek ki. Középen töréses eredetű, nyílt pórus. B) Élénkzöld színnel fluoreszkáló nagyon finom kristályos dolomit (csomós mikrit), zónás tompazöld és fekete függő cement (bal oldalon, középen), és nagyon halványan fluoreszkáló kalcitcement-kristályokat helyettesítő dolomit (Budaörsi Dolomit F.; HIPS et al. 2015)

**Figure 4.** Photomicrographs showing the fluorescent characteristics

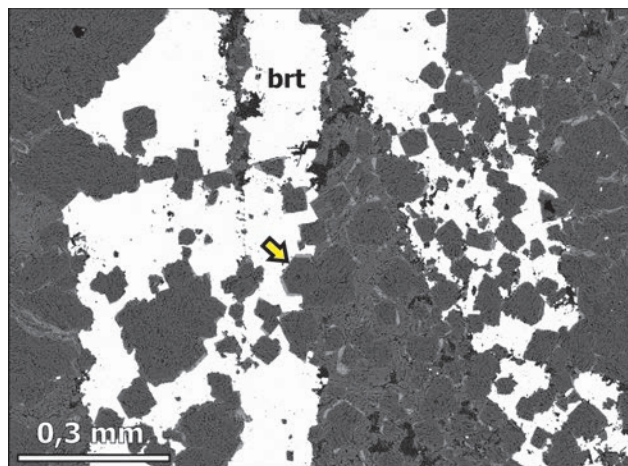
A) Fabric-preserving dolomitization in microbial boundstone. Clotted micrite fabric with fenestral and desiccation pores occluded by cement crystals. Open fracture pore is in the middle. B) Bright green fluorescent very finely crystalline dolomite (clotted micrite), dull green and non-fluorescent zonation in pendant cement (in middle on right) and very faint green fluorescence of dolomite crystals, replaced the calcite cement crystals (Budaörs Dolomit F.; HIPS et al. 2015)

←**3. ábra.** Katódlumineszcens (CL) mikroszkópos fotók

A) Szövetőrző dolomitosodás mikrobás boundstone-ban apró fenesztrális és egy nagyobb száradási pórusal, amit detritális eredetű belső üledék (d) és cement tölt ki (c). B) CL képe az A-n bemutatott szöveti területnek. Komponensei: (1) tompa vörös színű csomós mikrit, (2) sötétebb tompa vörös színű belső üledék, (3) sötét (nem lumineszkáló) és élénk narancsszínnel foltos lumineszcenciát mutató, apró dolomitosodott cementkristályok (morfológiája alapján egykori kalcitcement), (4) jellegzetes foltos lumineszcenciát mutató, kalcitcement-kristályokat helyettesítő dolomit- és (5) zónásdolomit-cement (Tagyoni F.; HAAS et al. 2014b). C) Közép- és durvakristályos dolomit. D) CL képe az C-n bemutatott szöveti területnek. A CL szín és zónáság alapján két kristálygeneráció különül el. Jobb oldalon diagenetikus brecciaszerkezet: a kristályokra jellemző a tompa vörös és sötétebb zónáság, az egyenetlen felületű kristályok vagy kristályhalmazok között élénkebb, tompavörös szabálytalan foltok jelennek meg, és ugyanilyen lumineszcencia színű hajszálerek átvágják a kristályokat (nyílak). Bal oldalon a kristályok változatosan tompavörös színnel zónáságot mutatnak. A nem lumineszkáló, sötét területek pórusok (p; Csövári F.; HIPS et al. 2016)

←**Figure 3.** Photomicrographs of CL images

A) Fabric-preserving dolomitization of microbial boundstone showing fenestral and desiccation pores with detrital internal sediment (d) and cement (c). B) CL image of the components shown in A. Components: (1) dull red clotted micrite, (2) darker dull red internal sediment, (3) blotchy non-luminescent and bright orange tiny dolomitized cement crystals (replaced precursor calcite cement), (4) characteristic blotchy luminescence of dolomitized cement crystals (5) dolomite cement with dull red zones (Tagyon F.; HAAS et al. 2014b). C) Medium and coarsely crystalline dolomite. D) CL image of the components shown in C. Two types of dolomite crystal generations can be distinguished. Diagenetic breccia fabric is visible on right side. Here crystals are characterized by variously dull red growth bands, and more intense dull red luminescent spots appear on uneven surface of crystals and crystal aggregates and veinlets of same luminescence cut across the crystals (arrows). Crystals on left show dull red luminescent zonation. The non-luminescent components are pores (p; Csövár F.; HIPS et al. 2016)



5. ábra. Visszavert elektronsugaras pásztázó elektronmikroszkópos felvétel (BSEM) dolomitról (Arácsi Márga F.; GYÖRI et al. 2020). Dolomitközetben törérendszer, amit zónás dolomit- (nyíl) és barit- (brt) cement tölt ki

Figure 5. Backscattered electron image (BSE) of dolomite (Arácsi Márga Fm; GYÖRI et al. 2020). Fracture system in dolomite is occluded by barite (brt) and dolomite typified by zones (arrow)

kristályok növekedésének és zónásságának elemzéséhez speciális detektorral felszerelt és mikroanalitikai rendszerekkel kiegészített műszerek használatosak (pl. SEM-CL, energiadiszperziós vagy hullámhossz-diszperziós spektrométer [SEM EDS/WDS]; OLANIPEKUN & AZMY 2017).

#### Kristályszerkezet, sztöchiometria és rendezettség

A dolomitásvány belső szerkezeti felépítésével és összetételének vizsgálatával a kristálykémia foglalkozik. Kristálytípusok elkülönítése, valamint a kristály fejlődésének rekonstruálása egy közettesten vagy üledékmintán belül sztöchiometria és rendezettség mérésén is alapulhat. A megfigyelések szerint gyakori, hogy dolomitósodás során kezdetben Ca-gazdag és rendezetlen kristályok képződnek, amik idővel stabilizálódnak (LUMSDEN & CHIMAHUSKY 1980, SPERBER et al. 1984). Ezek az ásványtani jellemzők röntgendiffrakciós (XRD) mérésekkel detektálhatók (GOLDSMITH & GRAF 1958). A természetben előforduló dolomitokra jellemző a rendezett kristályszerkezet, így a rendezettségi reflexió (104) még ha gyenge is, de mindig jelen van (GREGG et al. 2015). Nagy felbontású ásványtani elemzések transzmissziós elektronmikroszkóppal (TEM) végezhetők, melyek igen kis méretű kristályok morfológiái (STEM) és domén vizsgálatára is alkalmasak (TEM SAED; WENK et al. 1993, MEISTER et al. 2019).

#### Geokémiai jellemzők

Rétegsorok, pl. fúrómagok elemösszetétel-mérése röntgen fluoreszcens (XRF, micro-XRF) méréssel viszonylag gyorsan és nem destruktív módon kivitelezhető (DE WINTER et al. 2017). A dolomit genetikai értelmezéséhez azonban többféle geokémiai paraméter együttes értelmezése szükséges. A kristályok fő- és nyomelem-összetételének mérésére az in situ vizsgálatok alkalmasak, ugyanis a legtöbb dolo-

mitközetben több kristálygeneráció van jelen. Nyomelemek (Na, Sr, Fe, Mn és RFF) beépülése a rácsba több tényező függvénye: (1) a pórusfluidum jellege, (2) a megelőző ásványfázisok összetétele, aminek a nagy kőzet/víz aránnyal jellemezhető ásványhelyettesítés miatt van jelentősége és (3) az adott elem ásvány/víz megoszlási koefficiense (pl. VEIZER 1983). Általánosságban, a Na és a Sr mennyisége a hiperszalín fluidummal kölcsönhatásba került dolomitoknál lehet jelentősebb (pl. FRITZ & KATZ 1972). A Fe és Mn agyagok átalakulásából származtatható és így ezek a magasabb hőmérsékleten képződő dolomitokba épülnek be. A dolomit szöveti elemzésére elemtérkép ad lehetőséget, amit többféle műszerrel is mérhetünk, mikroszondával (EPMA) vagy detektorokkal felszerelt pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM WDS).

A stabil szén- és oxigénizotóp-méréseket, lehetőség szerint az egyes kristályfázisokból szelektíven vett mintákon célszerű elvégezni. A mérésekhez szükséges milligram mennyiségű mintát mikrofúróval vehetjük (ez lehet mikroszkópra szerelt) és a megfelelő előkészítés során feltárt CO<sub>2</sub>-gáz izotópos összetételét tömegspektrométerrel mérik (ROSENBAUM & SHEPPARD 1986, SPÖTL & VENNEMANN 2003). Amennyiben több karbonátfázis (kalcit, aragonit, dolomit, sziderit) van a mintában, akkor fokozatos feltárással és több egymás utáni méréssel lehetséges az egyes fázisok izotópjainak mérése (MORERA-CHAVARRÍA et al. 2016). Az értékelésénél figyelembe kell venni, az izotópok frakcionálódásának sajátosságait, továbbá azt is, hogy a dolomitközetek fő tömege ásványhelyettesítéssel képződik, és ennek során a szén főleg a megelőző ásványból, míg az oxigén a pórusvízből épül be a rácsba (BANNER & HANSON 1990). A legtöbb dolomit közettest esetében +2 és +4‰ közötti szénizotóp ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ )-értékek adódnak, ami az óceánok vizének izotóparányából vezethető le (MAZZULLO 2000). VEIZER et al. (1999) szerint ez az érték a fanerozoikum során jellegzetes változást mutat. Ez azonban a dolomitképződésnél csak korlátozottan vehető figyelembe (MACHEL 2004, RICHOSZ et al. 2010). A jellemző tartománytól való akár pozitív, akár negatív eltérés a képződési környezetben jelenlévő mikrobák tevékenységéből (baktériumos szulfátredukció, BSR), illetve 80 °C-nál magasabb hőmérsékleten, szerves anyag átalakulásából (termokémiai szulfátredukció, TSR) származtatható plusz szénforrással hozható összefüggésbe (MACHEL et al. 1995, MAZZULLO 2000). A pórusvízben az oxigénizotópok arányát befolyásolja a párolgás, továbbá az, hogy az izotópok a dolomit/víz hőmérsékleti frakcionációja szerint épülnek be a kristályrácsba. Így a mért  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  értékekből következtetni tudunk a pórusvíz jellegére és a dolomitósodás hőmérsékletére. A különböző dolomit típusokból mért eredmények összevetése fluidumzárvány-adatokkal azt mutatja, hogy azonos hőmérsékleten a kalcit egyensúlyi kiválásához képest a dolomitban az izotóparányok kb. 3–6‰-el eltolódtak a nehezebb izotóp felé (LAND 1980, 1983; VASCONCELOS et al. 2005).

Kapcsolt izotópok (*clumped isotopes*,  $\Delta_{47}$  egy molekulán belül kapcsolódó  $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$ ) segítségével a fanerozoikumban a dolomitósodás hőmérséklete határozható meg, és



ehhez nincs szükség a kőzet, illetve a dolomitostító fluidum izotóparányainak ismeretére (EILER 2007). A módszer elterjedésének jelenlegi korlátja, hogy speciális műszer szükséges a méréshez, illetve hogy a hőmérsékleti kalibrációk 100 °C alatti tartományra korlátozódnak (BAJNAI & KELE 2017). Dolomitból az első méréseket FERRY et al. (2011) végezte a Latemar-platfomról gyűjtött mintákon. A közelmúltban a mecseki és a villányi-hegységi triász dolomitokból is történtek mérések (LUKOCZKI et al. 2019, 2020).

Geokémiai indikátorként a radiogén izotópok közül a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -nak van jelentősége azokban az esetekben, ahol a dolomitostító fluidum a tengervíz, ugyanis a Sr frakcionációja elhanyagolható a víz és az ásványfázis között, és az óceánok vízének izotóparánya jellegzetes időbeli trendet mutat (BANNER 1995). Amennyiben a dolomitból mért adatok egyezést mutatnak az adott földtörténeti szakaszban a tengervízre megadott  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  értékével (VEIZER et al. 1999, MCARTHUR et al. 2012), úgy a tengeri pórúsvíz feltételezhető. A mért értékek azonban önmagukban nem bizonyító erejűek, más geokémiai adatokkal integrálva értelmezhetőek.

### Fluidumzárvány-vizsgálatok

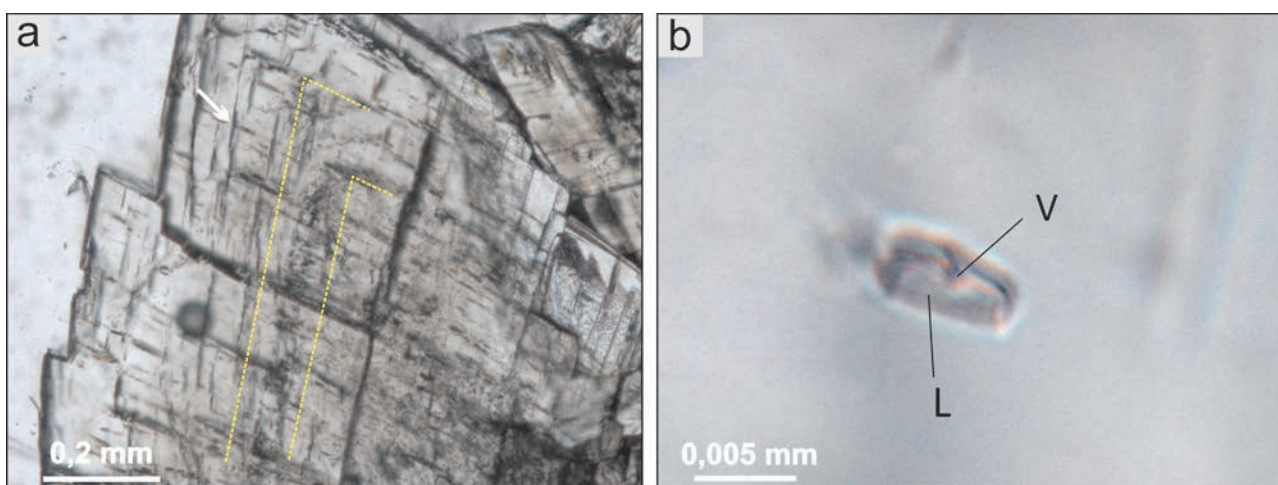
A kristály képződésének idején jelenlévő pórúsvíz fluidum elsődleges fluidumzárványok formájában csapódhatnak az ásványban (ROEDDER 1984, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994, SCHUBERT et al. 2007). Az ásványkiválást követően, a későbbi diagenetikus folyamatok során másodlagos fluidumzárványok jöhetnek létre. A zárványok petrográfiai és mikrotermometriai vizsgálata az egykori fluidum sótartalma, hőmérsékletére és a jelen lévő egyéb, pl. szénhidrogén komponensekre enged következtetni (GOLDSTEIN 2001, GOLDSTEIN & SAMSON 2003, MAKHOUKHI et al. 2003, SAMSON et al. 2003). dolomitkristályok fluidumzárvány petrográfiai vizsgálata során nagyon körültekintően kell eljár-

ni, ugyanis a dolomit reológiai tulajdonságai miatt hajsztörésekkel finoman vagy sűrűn átjárt lehet, ami mentén a zárványok felnyílhatnak, újratöltődhetnek, vagy a kristályok átalakulhatnak (pl. LUCZAJ & GOLDSTEIN 2000). A mérésekhez két oldalán polírozott, pár tíz mikrométer vastag ásványszletekre van szükség. Fűthető/hűthető asztallal ellátott mikroszkóppal történik a mérés, ami során fluidumzárvány-együttesek (*fluid inclusion assemblage*, FIA) fázisátalakulásai, majd ezek kiértékelése történik (6. ábra; pl. HIPS et al. 2015, 2016; GARAGULY et al. 2018).

### Dolomitképződési folyamatok

MACHEL (2004) a dolomitképződés három típusát különbözteti meg. Ezek az alábbiak: (1) közvetlen (primer) dolomitkiválás az üledékképződési közeg vizéből, (2) dolomitodás  $\text{CaCO}_3$  üledékből/kőzetből ásványhelyettesítéssel és (3) dolomitcementáció a pórúsvíz fluidumból történő kiválással. Természetes környezetekben primer dolomitüledék képződésére kevés példát ismerünk. Elsősorban sós tavak esetében számoltak be közvetlen kicsapódással keletkezett dolomitüledékről (LAST 1990). Kis mennyiségben azonban Mg-kalcit iszaplerakódással jellemezhető tavakban (pl. Balaton, Fertő-tó) is kimutattak primer dolomitot.

A legtöbb kutató ma is azt a véleményt képviseli, hogy a dolomitkőzetek döntő hányada mészüledékekből/mészkővekből ásványhelyettesítéssel, azaz dolomitodással jön létre (PEARCE et al. 2013). Az ásványhelyettesítés során a prekursor  $\text{CaCO}_3$  ásvány (aragonit és kalcit) kis mennyisége fluidumfilm mentén oldódik, majd ebből a fluidumfilmből csapódik ki a dolomit. A dolomitodási folyamat előrehaladásával a fluidumfilm mentén a prekursor ásványoknak egyre nagyobb hányada oldódik fel, és ezzel egy időben egyre nagyobb mennyiségben keletkezik dolomitásvány. A



**6. ábra.** Fluidumzárványok barokk dolomitkristályban (HAAS et al. 2014a)

A) Elsődleges zárványok növekedési zóna mentén (szaggatott vonalak között) és másodlagos zárványok hasadási vonalak mentén (nyilak). B) Elsődleges kétfázisú zárvány (víz-gőz, L-V; Edericsi Mészke F.)

**Figure 6.** Fluid inclusions in baroque dolomite crystal (HAAS et al. 2014a)

A) Primary fluid inclusions along growth band (between dashed lines) and secondary fluid inclusions along cleavage planes (arrows). B) Primary two-phase fluid inclusion (fluid-vapour, F-V; Edericsi Mészke F.)

dolomitosodás történhet az üledékképződéssel közel egy időben a felszín közelében, a sekélybetemetődés tartományában vagy akár a kőzetté válás után, a sekélytől a mélybetemetődés tartományában, egy vagy több későbbi diagenetikus fázisban. A dolomitcementáció során a kristályok nyílt pórusokban a pórusfluidumból csapódnak ki, illetve speciális esetben a lebomló szerves anyag képez felületet a kicsapódó kristályok számára. Gyakran kezdetben rendezetlen és nem sztöchiometrikus kristályok képződnek, amelyek fokozatos átkristályosodással stabilizálódnak (pl. MCKENZIE 1981, CARBALLO et al. 1987, GREGG et al. 1992), illetve változatos kristályszerkezetű és összetételű domének is képződhetnek egyidejűleg (WENK et al. 1993). A dolomitképződés sok esetben több fázisban megy végbe, az így képződött dolomitokat poligenetikusként nevezik. Előfordulhat nagy hőmérsékletű fluidumok hatására átkristályosodás jellemzően magmás testek környezetében, és kalcitosodás is, ez pedig a tektonikai inverzió során, a kiemelkedési szakaszban, meteorikus fluidumok hatására (pl. TÖRÖK 2000, FU et al. 2008). A már korábban dolomitosodott kőzetben, a dolomitásvány átkristályosodási folyamata során a szövet és/vagy egyes geokémiai paraméterek is megváltozhatnak (MACHEL 1997).

A dolomitképződés legfontosabb meghatározóiként összefoglaló munkájukban TUCKER & WRIGHT (1990) termodinamikai, kinetikai és hidrogeológiai tényezőket említenek. A termodinamikai alapfeltétel azt jelenti, hogy a dolomitképződési folyamatban részt vevő fluidumnak dolomitra túltelítettnek kell lennie. A dolomitképződés sebességét elsősorban a kristálycsíra-képződés időtartama határozza meg (indukciós idő), ami hőmérséklet és nyomás függő. Ez jelentősen lerövidül megfelelő szubsztrátum jelenlétében, ilyen lehet például egy korábbi dolomitfázis és a biofilmek szerves anyaga, valamint egyes szerves vegyületek katalitikus hatása miatt. A hidrogeológiai tényező Mg-tartalmú pórusvíz utánpótlását jelenti, ami nélkül nem képzelhető el jelentős tömegű dolomit kőzettest kialakulása.

Kis mennyiségben igen sokféle környezetben létrejöhet dolomit. Képződhet pedogén folyamatok eredményeként a szárazföldön (dolomitkérgék, konkréciók), időszakos sekély tavakban, pocsolyákban, barlangokban, továbbá hidrotermás kiválásként üreg- és telérkitöltésként. Jelentős kiterjedésű kőzettestek azonban elsősorban a tavi és tengeri karbonátüledékek diagenetikus átalakulásával jöttek létre.

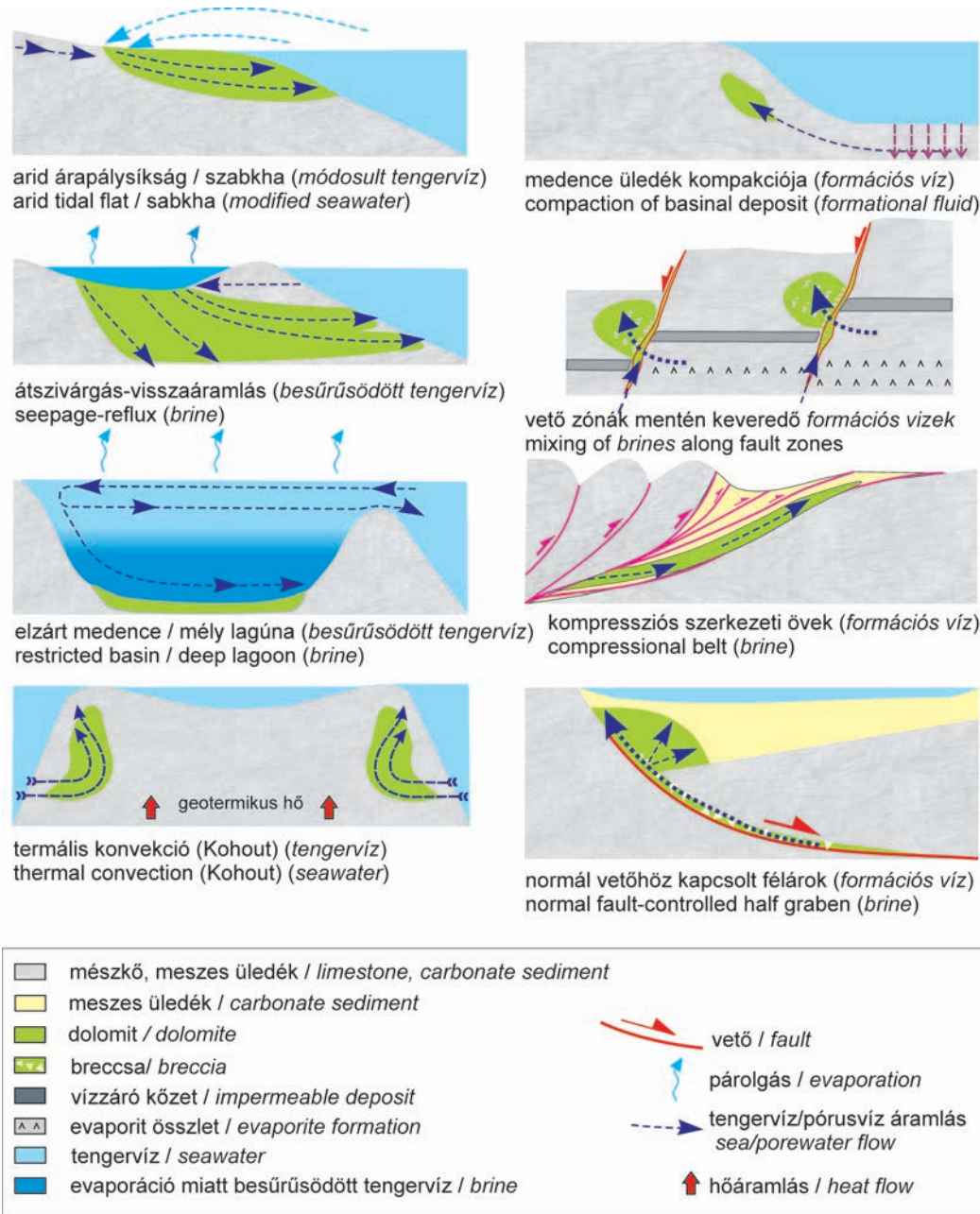
### Dolomitosodási modellek

A tavi dolomitok esetében a kristályok többnyire vízből csapódnak ki és üledékszemcseként rakódnak le. A tengeri mészüledékekből viszont jellemzően az üledék lerakódása után, a betemetődés során, ásványhelyettesítéssel keletkezik dolomit (7. ábra). Ezért a fontosabb dolomitosodási modellek bemutatásánál külön tárgyaljuk az üledékesen és a diagenetikusán képződött dolomitokat, ez utóbbiaknál pedig a tartományokat. A karbonátos kőzetek diagenézise esetében a sekély-, köztes (intermedier) és mélybetemetődés tartományai különíthetők el. A kiemelkedési szakaszhoz köthető diagenézisre a telogenezis terminus használata terjedt el. Összefoglaló tanulmányokban és kézikönyvekben azonban különböző nevezéktant alkalmazva foglalták a diagenetikus tartományokat rendszerbe (pl.: BATHURST 1975; JAMES & CHOQUETTE 1983, 1984, 1988; CHOQUETTE & JAMES 1987; MOORE 1989; TUCKER & WRIGHT 1990; MACHEL 2004). A tartományoknak nincs éles határa, mivel az átalakulási folyamatok fokozatosan változhatnak a mélységgel változó paraméterek hatására. Ebből adódik, hogy mélységtartományokhoz sem rendelhetőek, és ellentétben a sziliciklasztos kőzetekkel, a hőmérsékletnek sincs kitüntetett jelentősége. A sekélybetemetődés tartományában még a felszíni vizek és folyamatok vannak hatással, ám a mélybetemetődés tartományában ezek megszűnnek, és jellemzően formációs vizek vannak a pórusokban. A kőzetben létrejött elváltozások közül a nyomásoldódással létrejött bélyegeknél van kitüntetett jelentősége, mivel a mélybetemetődés tartományának kezdete ott jelölhető ki, ahol oldódási filmek, mikrosztrolitok (két szemcse között) vagy sztrolitok jelennek meg (vö. BATHURST 1995, JAMES & JONES 2015). A sekélybetemetődés tartományában még az üledékképződési folyamatok befolyásolják a diagenézist. A mélybetemetődési tartományban azonban már a felszín alatti formációs vizek, a hőmérséklet és a nyomás növekedése határozzák meg a diagenetikus folyamatokat. A dolomitosodási folyamatok alapján, a kettő között egy sajátos jelleget mutató, markáns intermedier (köztes) tartomány is kijelölhető. Itt már nem érvényesülnek a felszíni folyamatok. A jelentős mennyiségű más összetelekből származó (extraformációs) fluidum beáramlása meggátolja a nyomásoldódás létrejöttét, annak ellenére, hogy az üledékestest már viszonylag mélyebbre került. A betemetődést követő kiemelkedés során, a telogenezis tartományában nem jellemző a dolomitképződés.

### Tavi dolomitok

A tavi karbonátüledék képződését elsősorban a hidrológiai jellegek, az üledékbehordódás és a klímaviszonyok határozzák meg. A karbonátlerakódás legfontosabb tényezőjeként a bepárlódást (pl. MÜLLER et al. 1972, LAST 2002) valamint a biogén (mikro- és pikoplankton) közreműködéssel történő karbonátkiválást (pl. KEMPE & KAZMIERCZAK 1990, WRIGHT 1999, MAUGER & COMPTON 2011) említik. A kétségtelenül fennálló biogén közreműködés ellenére a tavakban a kiválás többnyire alapvetően abiogén úton történik. A kristálynukleációt, a kristálynövekedést és az ásványos összetételt a vizet jellemző tényezők (hőmérséklet, pH, alkalinitás, továbbá a  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  és  $\text{HCO}_3^-$ ) befolyásolják (MORSE et al. 2007, DEOCAMPO 2010). A tavak vizének párolgás miatti koncentrációnövekedése során viszonylag nagy Mg/Ca arány esetén jellemzően aragonit válik ki. A kalcitnukleációt a Mg gátolja, bár a gátlás hatásmechanismusa nem ismert (XU et al. 2013). Egyes tavakban azonban a párolgás miatti koncentrációnövekedés mégis kalcit kiválásához vezet, és a kristályok vagy kristályhalmazok gyakran sajátos formájúak. A laboratóriumi vizsgálatok szerint





7. ábra. A tengeri mészüledékek és mészkő kőzetek dolomitizációjának mechanizmusát értelmező modellek (TUCKER & WRIGHT 1990 és MACHEL 2004 alapján)

Figure 7. Dolomitization models (based on TUCKER & WRIGHT 1990 és MACHEL 2004)

ezekben az esetekben Mg jelenlétében amorf kalcium-karbonát (ACC) alakul át kalcitá. A kalcitkiválás a vízben a Mg/Ca arány növekedéséhez és ez nagy Mg-tartalmú kalcit (HMC), sőt igen nagy Mg-tartalmú kalcit (VHMC) képződéséhez vezethet. Alkáli tavakban (pl. Deep Springs Lake) autigén „dolomit” (feltehetően VHMC) kiválását figyelték meg, bár a  $Mg^{2+}$  és  $Ca^{2+}$  kationok korlátozott jelenléte miatt a tó vize nem érte el a metastabil karbonátfázisok telítettségi szintjét. Ezért a kristályok kicsapódását mikrobák és/vagy szerves vegyületek katalizáló közreműködésével értelmezték (MEISTER et al. 2011). A karbonátos és szulfátos sós tavak bepárlódása során, ahol a Mg/Ca arányt elsősorban a

Ca-szulfátok kiválása növeli, jelentős mennyiségű dolomit és magnezit válhat ki (LAST 1990).

#### Elzárt tengermedencékben és lagúnákban képződő dolomit

Az elzárt tengermedencékben és viszonylag mély lagúnákban képződött, evaporitokkal együtt megjelenő dolomitok meglehetősen gyakoriak az óceánperemi és epikontinentális tengeri rétegsorokban. Ennek ellenére képződésük értelmezése az utóbbi évtizedekben nem állt a kutatók érdeklődésének fókuszában, nem születtek általános érdeklő-

dést keltő új modellek. Így az értelmezés a SCHMALZ (1969) által közzétett modellre alapozható, figyelembe véve a szerves anyagban gazdag medencék dolomitosodására vonatkozó újabb elképzeléseket (MAZZULLO 2000, MEISTER et al. 2007). SCHMALZ (1969) a modelljét normális sótartalmú tengermedencétől küszöbrel elrekesztett, viszonylag mély lagúnára dolgozta ki. Eszerint az elrekesztett lagúnában, ahová csak a gát felett juthat be tengervíz, nem kifejezetten meleg és száraz klíma esetén, oxigénhiányos környezetben mészüledékek lerakódása folyik. Ha azonban klímaváltozás miatt a párolgás intenzitása megnő, a felső vízrétegben gipszkristályok válnak ki. Ezek a vízoszlopba lesüllyedve a folyamat korai fázisában feloldódnak ugyan, de ezzel növekszik az alsó vízrétegben és ezáltal a lerakódott mészszipa pórusvízében az ionkoncentrációt és a Mg/Ca arányt. Ez teszi lehetővé a korai diagenetikus dolomitosodást, esetenként a gipszkristályok megőrződésével vagy gipsz/anhidrit konkréciók képződésével együtt.

#### *Az árapálysíkság felszíne alatt folyó dolomitképződés*

A száraz klímával és intenzív evaporációval jellemezhető jelenkori árapálysíkságok árapály fölötti zónája (szabkha környezetek) vizsgálata során számos területen találtak dolomittartalmú karbonátüledékekkel, többnyire evaporitlerakódásokkal együtt (pl. METTRAUX et al. 2011). A földtörténeti múlt egyes szakaszaiban a maiaknál jóval kiterjedtebb szabkha környezetek létezéséről tudunk, és ezekhez igen nagy kiterjedésű, a mai szabkhák vizsgálata során megismerthez hasonló jellegeket mutató, dolomit–evaporit formációk képződése kapcsolódik (SHINN 1983). Az arid árapálysíkokhoz köthető első dolomitképződési modellek hidrológiai és geokémiai paramétereken alapultak. Ilyen volt a főként terepi megfigyeléseken és elméleti megfontolásokon alapuló átszivárgási–visszaáramlási (reflux) modell (ADAMS & RHODES 1960) és a Perzsa-öböl partvidékén (Abu Dhabi) végzett részletes terepi és laboratóriumi vizsgálatokon alapuló evaporációs–szívásos (HSÜ & SIEGENTHALER 1969) és a mindkettőt magában foglaló szabkha modell (MCKENZIE et al. 1980). Ezek közös vonása, hogy a dolomitképződést a mészüledéken átszivárgó pórusvíz Mg/Ca arányának — a kalcium-szulfát ásványok kiválása miatti — megnövekedéséhez kapcsolja. További szerepe van még a magas felszíni hőmérsékletnek. A különbség az, hogy a reflux modellben a pórusvíz a párolgás miatt betöményedett tengervíz eredetű. A fluidum áramlásának hajtóereje a sűrűségkülönbség, ami által a pórusvíz a felszín alatt visszaáramlik a tenger felé. Míg az evaporációs–szívásos modellben a pórusvíz részben tengervíz, részben talajvíz eredetű. A reflux dolomitosodást számítógépes reaktív transzport modellezéssel is vizsgálták, kimutatva annak alkalmazhatóságát jelentős volumenű mészüledék dolomitosítására hipersalin (>35%ó sótartalmú) víz esetén, továbbá kisebb hatékonysággal mezohalin (5–18%ó sótartalmú) átszivárgó pórusvíz esetében is (JONES & XIAO 2005, AL-HELAL et al. 2012, GABELLONE & WHITAKER 2016, GABELLONE et al. 2016).

A 2000-es években a mikrobás dolomitképződésről addig szerzett ismeretekkel felvértezve a MCKENZIE által vezetett kutatócsoport újvizsgálta az Abu Dhabi árapálysíkság területén korábban vizsgált szelvényt. Az árapályövben a felszín bevonó élő mikrobás szövetekben dolomitot találtak, amelynek képződését a mikrobák életműködésével hozták kapcsolatba, tehát mikrobás dolomitképződési modellel magyarázták (BONTOGNALI et al. 2010). A dagály fölötti (szupratidális) zónában eltemetett mikrobaszöveteket figyeltek meg. Az ebben gyakran előforduló dolomitról azt feltételezték, hogy vagy a betemetődés korábbi stádiumában képződött, vagy a szövetek sejten kívüli polimer anyagának (*extracellular polymeric substance*, EPS) bomlása segítette annak kiválását. Bár a tengeri mikrobás dolomitképződés több jelenkori példáját leírták, a fanerozoos fosszilis példák száma igen csekély (MASTANDREA et al. 2006, PERRI & TUCKER 200, YOU et al. 2013, HIPS et al. 2015, GUIDO et al. 2018).

A fenti modellek jelenkori megfigyeléseken alapulnak, amelyek geológiai értelemben igen rövid időszakot képviselnek. A földtörténet hatalmas sekélytengeri–árapályövi környezetben képződött dolomit kőzettestei képződésének megértéséhez azonban az üledéklerakódási és korai diagenetikus folyamatok, illetve az azokat meghatározó tényezők időbeli változásainak ismeretére is szükség van. A dolomitképződés szempontjából a tengerszintváltozásoknak és a klímaváltozásoknak van meghatározó szerepe (pl. READ & HORNBURY 1993, PURSER et al. 1994). A tengerszintváltozás határozza meg a tengerrel borított és az árapálysíksági környezetek elhelyezkedését, kiterjedését, a klíma az árapálysíkság diagenézisének jellegét. Periodikus tengerszint-fluktuáció és arid–szemiarid klíma esetén a karbonátplatformok belső övezete időről időre árapálysíksággá válik, amelynek mélyedéseiben az odajutó tengervíz besűrűsödik, és a tengerbe visszaszivároghat dolomitosítja a korábban lerakódott tengeri mészüledékeket. Ez a reflux dolomitosodás nem csupán egyetlen alkalommal megy végbe, hanem a tengerszintváltozás minden periódusában ismétlődik és végeredményben a süllyedéssel lépést tartóan létrejövő, akár az ezer méter vastagságot is meghaladó dolomitösszletek képződését eredményezheti (READ & HORNBURY 1993, PURSER et al. 1994, BALOG et al. 1999, HIPS & ÁRGYELÁN 2007, HAAS et al. 2015). A dolomitosodott kőzettesten belül jellegzetes trendek ismerhetők fel, mind a kristályok szövetében, mind geokémiai paramétereiben, továbbá a porozitás és permeabilitás változásában is (LUCIA & MAJOR 1994, SALLER & HENDERSON 1998, LUCIA 2004, WAHLMAN 2010). Ezek a változások az idővel egyre mélyebbre ható dolomitosodással magyarázhatóak.

#### *Mélytengeri dolomitképződés*

A Csendes-óceán kaliforniai peremvidékén, valamint a Kaliforniai-öbölben a Mélytengeri Fúrás Program (Deep Sea Drilling Project — DSDP) fúrásai dolomittartalmú, szerves anyagban gazdag, kvarter hemipelágikus üledékeket tártak fel (PISCIOTTO & MAHONEY 1981, KELTS 1982,



BAKER & BURNS 1985, COMPTON 1988). Az Óceáni Fúrási Program (Ocean Drilling Project — ODP) keretében mélyített fúrások pedig a Csendes-óceán peremi övezetében, Peru körzetében tártak fel a diatomás és sziliciklasztos iszap közé települt, az üledékfelszín közelében létrejött dolomitrétegeket (SUESS & VON HUENE 1988, MEISTER et al. 2007). A földtörténet korábbi szakaszaiban képződött szerves anyagban gazdag medence fáciesű kőzetekben is találtak dolomitrétegeket és -konkréciókat (pl. a kaliforniai miocén Monterey Formációban; MURATA et al. 1969, COMPTON 1988). A kvarter üledékeket feltárt fúrásokban végzett pórúsvíz kémiai vizsgálatai során baktériumos szulfátredukciót vagy anaerob metánoxidációt mutattak ki a dolomit-tartalmú szakaszon. Ebből kiindulva azt a következtetést vonták le, hogy a mikrobák metabolikus aktivitása miatti mikrokörnyezeti változások tették lehetővé a dolomitképződést. Ezt alátámasztják a dolomitmintákon végzett szénizotóp mérések eredményei. A nagymértékben negatív  $\delta^{13}\text{C}$  értékek szulfátredukcióra utalnak, míg pozitív értékek a metánképződést jelezhetik (MAZZULLO 2000, MEISTER et al. 2007). A jelenlegi ismeretek szerint a mélytengeri dolomitképződés az organogén modellel értelmezhető, tehát szerves anyag bomlásához kötötten, mikrobaközreműködéssel folyik (MAZZULLO 2000). E folyamatok eredményeként jellemzően finomkristályos dolomitcement válik ki, ásványhelyettesítéses dolomitosodást csak ritkán észleltek. A dolomitképződéshez szükséges Ca és Mg származhat karbonátüledékek oldódásából, vagy a diffúzióval kerülhet az üledék feletti tengervízből az iszapba (MAZZULLO 2000).

### *Intermedier (köztes) tartomány*

Ebben a tartományban a fluidumáramlások határozzák meg a dolomitosodási folyamatokat, ugyanis a közreműködő fluidumok alapvetően telítettek dolomitra (MACHEL 2004). Így az egyes dolomitosodási modelleket a fluidum típusa és az áramlás hajtóereje szerint lehet jellemezni és osztályozni.

A termális konvekciós áramlás a meghatározó (1) a tengervízi dolomitosodásnál, ami Kohout konvekciós modellként (SIMMS 1984) is ismert és (2) az extenziós rendszerben létrejött félárok medencékben lerakódott üledékek dolomitosodásánál. A tengervízi dolomitosodás elnevezést korábban több modellnél is alkalmazták, ezek többsége a sekélybetemetődéses tartományára jellemző (vö. TUCKER & WRIGHT 1990). Az intermedier tartományban a termális konvekcióhoz kapcsolt tengervízi dolomitosodás MACHEL (2004) összefoglaló tanulmánya szerint gyakran kb. 500–1500 m mélységben és 50–80 °C hőmérsékleten következik be. A meredek lejtő mentén csatlakozó mélymedencékből a hideg tengervíz átáramlik a vékony lejtőüledékeken, majd ez a pórúsvíz a geotermikus gradiensnek megfelelő hőmérsékletre melegszik fel, és felfelé áramlik (KOHOUT 1967, KOHOUT et al. 1977, HUGHES et al. 2007). Ezeknél az eseteknél a sekély karbonátplatform több fáciese is érintett, és a dolomitostító pórúsvíz a normál tengervízzel megegyező szalinitást mutat. Továbbá radiogén  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  méréssel is

igazolható a pórúsvíz egyidejű tengeri eredete (WANG et al. 2019). Jelentős kiterjedésű dolomitosodás gyors süllyedéssel jellemzett területeken nagy vastagságú platformkarbonát rétegsorokban lehetséges, ahol a vastagság legalább az 1000 m-t eléri, és nincs közbetelepülő zárórteg. Az Enewetak-atollról és a Bahama-platform fúrásaiból ismert dolomitokra alkalmazták ezt a modellt, és számítógépes modellezéssel kiterjesztették sekélyebb mélység és alacsonyabb, 20–30 °C-os hőmérséklet-tartományra is (pl. SALLER 1984, DAWANS & SWART 1988, MELIM et al. 1997, SANFORD et al. 1998, WILSON et al. 2000, WHITAKER & XIAO 2010). Bár ez egy sokat emlegetett modell, de kevés a dokumentált esettanulmány. MACHEL (2004) szerint jelentős regionális kiterjedéssel rendelkező paleozoos és mezozoos dolomitestekre is alkalmazható ez a modell.

A SEDEX (*sedimentary exhalative*) típusú ércesedésre dolgozták ki azt a termális konvekciós áramlásos modellt, ahol extenziós félárok szerkezetben mátrix porozitással rendelkező üledékek alakultak át, illetve esetenként dolomitosodtak a medencét meghatározó normál vető mentén feláramló fluidum hatására (BARNICOAT et al. 2009). A reológiai jellegeknek van szerepe abban, hogy a litifikált aljzat közeiteiben vető mentén feláramló hidrotermás fluidum a hőmérséklet-különbségből adódó felhajtó erő miatt felfelé és oldal irányba szétáramlik a cementálatlan, félig konszolidált medenceüledékben — mivel itt törés nem jön létre (BJØRLYKKE 1994, 2010). Ha a fluidum hőmérséklete 5–10 °C-kal meghaladja a befogadó közzettest hőmérsékletét, akkor az hidrotermásnak tekinthető (pl. QING & MOUNTJOY 1992, 1994; MACHEL & LONNÉE 2002). Az extenziós rendszerekre jellemző nagy mennyiségű fluidum akár a kiemelt, akár a lezökent karbonátplatform-blokkban is dolomitosodást okozhat, ha az megfelelő porozitással rendelkezik (HIPS et al. 2016).

Relatív rosszabb hővezető képességük miatt nagy kiterjedésű evaporit formációk alatt is létrejöhetnek termális konvekciós áramlások, ha a fekvőben nagy vastagságú karbonátok települnek, amelyek megfelelő permeabilitással és mátrix porozitással rendelkeznek. A formációs fluidumok zárt cellás áramlása esetén azonban a Mg-forrás nagyon korlátozott, így jelentősebb dolomitestek csak abban az esetben jönnek létre, ha a termális konvekció hajtotta pórúsvíz mellett a kőzetbe más összetetkekből származó extraformációs fluidum is beáramlik (MACHEL 2004).

A kompakciós modell, az üledékes öszlet súlyából adódó terhelés (kompakció) hatására létrejött fluidumáramlásnak tulajdonít meghatározó szerepet. Betemetődési modelleként is ismert, ugyanis ez volt a magasabb hőmérsékletű dolomitosodásra javasolt legkorábbi modell. Karbonátplatformokhoz kapcsolódó medencékben a hőmérséklet növekedésének hatására (kb. 50 °C-on) meginduló agyagásvány átalakulások Mg és Fe felszabadulásával járnak (MILLIKEN 2003). A mechanikai kompakció hatására a medenceüledékekben a porozitás jelentősen lecsökken, és a tömörödés által kiszorított fluidum felfelé, majd a további betemetődés során a porózus rétegek mentén oldalirányba áramlik (pl. MATTES & MOUNTJOY 1980, GAWTHORPE 1987). A számítá-

sok és részben az esettanulmányok is azt bizonyítják, hogy a kompakció által létrejött áramlással csak kis kiterjedésű dolomittek képződnek, és ezek főleg a platformperemi zónára korlátozódnak (GIVEN & WILKINSON 1987, HAAS szerk. 2004). Az agyagokkal gyakran szerves anyag is társul, és a lokális forrásból származó Mg félig zárt diagenetikus rendszerben is előidézhet részleges dolomitosodást, ahogy az a villányi Zuhányai Mészke Formációból is dokumentált (TÖRÖK 2000). Aszimmetrikus medencékben mutattak ki jelentős, regionális méretű dolomitosodást, ami kompakciós, illetve kombinált áramláshoz kapcsolódik (pl. MOUNTJOY et al. 1999, SHAH et al. 2012).

### *Mélybetemetődés tartománya*

A mélybetemetődés tartományában a karbonátos kőzettestekben megindul a nyomásoldódás folyamata, és ennek hatására általában teljesen cementálódnak (BATHURST 1995). Ebből adódik, hogy a magas hőmérsékletű, többnyire hidrotermás fluidumok áramlása tektonikus fázisok során létrejövő szerkezeti zónákhoz kapcsolódik (SWENNEN et al. 2003, WILSON et al. 2007). Magát a törési zónát nem mindig lehet felismerni, mert a dolomitosodás elfedheti ezt, de az átalakult kőzettest elhelyezkedéséből erre következtetni lehet (pl. NADER et al. 2007, BREESCH et al. 2010). Gyakran a hidrosztatikus nyomáshoz képest a porusfluidum nyomása túlnyomást mutat, ami hidraulikus breccsák és egy jellegzetes típus, a zebradolomit képződéséhez vezet (pl. ZENGER 1983, BONI et al. 2000, VANDEGINSTE et al. 2005). A mélybetemetődés tartományában képződő durvakristályos dolomitok közös jellemzője, hogy anhedrális kristályok építik fel, és a mért oxigénizotóp-értékek jelentős negatív eltolódást mutatnak (pl. ZENGER 1983). Jellegzetes a kristályok hullámos kioltása, ami a nyereg (vagy más néven barokk) dolomit sajátossága, ami tipikusan 60 °C felett képződik. Rezervoárkőzetek vizsgálatával RADKE & MATHIS (1980) arra a megállapításra jutott, hogy a barokk dolomit képződése gyakran kapcsolódik szénhidrogén-migrációhoz.

Vetőzónákhoz kapcsolódó hidrotermás dolomitosodásra számtalan esettanulmány jelent meg az utóbbi évtizedekben (pl. DUGGAN et al. 2001, SALLER & DICKSON 2011, NADER et al. 2012, RONCHI et al. 2012). Gyakori, hogy az így létrejött kőzettestek dolomitosodása több fázisban történt. Igen sok esetben szénhidrogén-tároló kőzetek, és ennél fogva gyakorlati jelentőségük is kiemelkedő. OLIVER (1986) publikációját követően a takarós áttolódási övekhez kapcsolódó dolomitosodás mint tektonikus modell terjedt el a szakirodalomban (pl. IANNACE et al. 2012). MACHEL (2004) áttekintő tanulmánya szerint azonban jelentősebb tömegű dolomitosodás csak akkor kapcsolódik a kompressziós övekhez jellemző, viszonylag kis mennyiségű, de nagy nyomású fluidum kipréseléséhez, ha egyéb fluidáramlás által a jelentősebb Mg-forrás biztosítva van.

A Mississippivalley típusú (MVT) ércesedés gyakran társul magas hőmérsékletű dolomitképződéssel, és ezeket leginkább breccsásodott vagy zebraszerezetű kőzetekben figyelték meg (GUTZMER 2006, WALLACE & HOOD 2018). Az

esettanulmányok kimutatták, hogy az ércesedés vetőzónához kapcsolódóan fordul elő, és a breccsásodást a túlnyomásos fluidum repesztő hatása okozza (pl. SASS-GUSTKIEWICZ et al. 1982). CSALAGOVITS (1973) a rudabányai, és a környező országokban is jellegzetes, alsó- és középső-triász kőzetekhez kapcsolódó ércesedés sajátosságait összegyűjtve kidolgozott egy törési zóna mentén létrejövő fluidumkeveredési modellt. A modell lényege, hogy a befogadó kőzettel egyensúlyban lévő formációs porusvíz és a törésszóna mentén beáramló extraformációs fluidum redoxpotenciálja eltérő. Ezzel mind az ércesedés, mind a kapcsolódó dolomitosodás magyarázható. A mélybetemetődés zónájában létrejött dolomitteknek ez a modell általánosan alkalmazható a kőzet-víz diagenetikus reakciók jellemzésére. Nagyszámú esettanulmányban a dolomitosodásnak ezt a típusát az MVT ércesedéshez kapcsolódó dolomitosodásként is említik, akkor is, ha a jellemző ércásványok csak nyomokban vannak jelen. A dolomitosodás kapcsán gyakran kimutatható szulfát- és szénhidrogén-tartalmú fluidumok keveredése (TSR; pl. MACHEL 2001, GREGG 2004, NAGY et al. 2004, HIPS & ÁRGYELÁN 2007). Ezekben az esetekben jellegzetes a szénizotóp ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ )-értékek negatív irányba való eltolódása. Ez jellemző például a rudabányai ércesedéshez kapcsolódó dolomitosodásra is (HOFSTRA et al. 1999). Továbbá a dolomitkristályokban nagy szalinitású és szénhidrogén-tartalmú fluidumzárványok is jellemzőek lehetnek (pl. MAKHOUKHI et al. 2003).

Késői stádiumú, magas hőmérsékletű vagy hidrotermás fluidumokhoz gyakran kapcsolható a korábban keletkezett dolomitok átkristályosodása (pl. MALONE et al. 1996). Az üledékes kőzetek porusvizeinek hőmérsékleti tartományához viszonyítva szokatlanul magas hőmérsékletű dolomitosodás jellemzi a magmás testek környezetében átalakult karbonátokat (WILSON et al. 1990, NADER et al. 2004).

### **Hazai dolomit kőzetfajták és kutatásuk helyzete**

A hazai dolomitok döntő hányadának megjelenése egy viszonylag szűk, a felső-permtől a triász végéig terjedő „időablakra” korlátozódik. A Dunántúli-középhegység egységben és a Tiszai-főegységben számos triász dolomit kőzettest ismert, amelyek közül néhányat az alábbiakban részletesebben is bemutatunk. Ismerünk azonban triász formációkban előforduló kisebb-nagyobb dolomitos kőzettesteket az Aggteleki–Rudabányai-hegységből és a Bükk hegységéből is (HAAS szerk. 2004).

A Kisalföld paleozoos medencealjzatában néhány fűrés dolomitot tárt fel (Büki Dolomit, FÜLÖP szerk. 1990), valamint a Tiszai-főegység délnyugat-dunántúli része medencealjzatának variszkuszi metamorf összletéből (Baksai Komplexum) dolomitmárványt írtak le (SZEDERKÉNYI 1976). Jura mészkőben kis méretű dolomitot vált ismertté a Tatai Geopark területéről (GYÓRI et al. 2018). A recski érc kutatás fűrésai a paleogén magmás komplexum aljzatában számos helyen tártak fel dolomitot, amit a kutatás idején az aljzatot felépítő egyéb kőzetfajtákkal együtt triász korúnak vélték. A



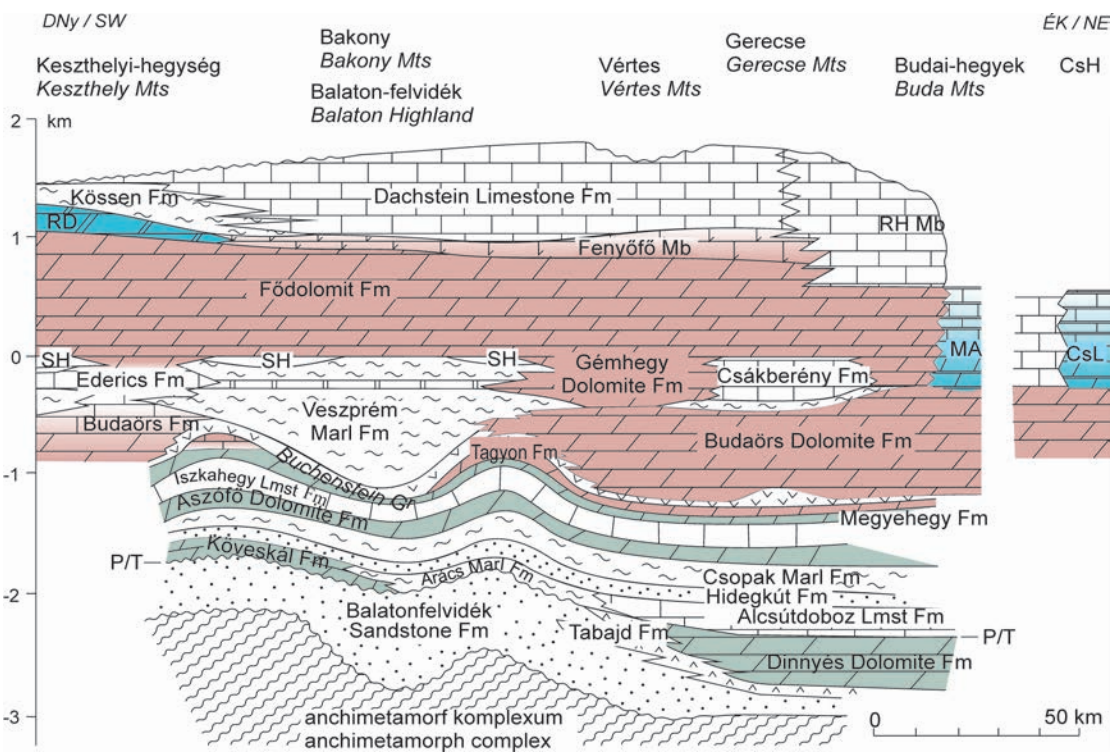
későbbi vizsgálatok során azonban kiderült, hogy jórészt jura korú kőzetekről van szó (DOSZTÁLY et al. 1998). A kutatási terület nyugati peremén mélyített Rm-109 jelű fúrás ősmaradványokkal igazoltan jura korú mészkőben tárt fel jelentős vastagságban valószínűleg hidrotermás eredetű dolomitot (HAAS et al. 2006).

A késő-miocén pannóniai összlet alsó részének mélytavi rétegsorában dolomit- és dolomárga rétegeket, az összlet felsőbb, deltasíksági szakaszában vékony dolomitbetelepüléseket figyeltek meg (JÁMBOR & KÖRPÁSNÉ HÓDI 1971, HAMOR 1996). Itt a dolomit stabilizotóp-adatai ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} -10,6$  és  $+4,1\%$  között és  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} -28,9$  és  $+15,6\%$  között) két képződési tartományra utalnak: (1) a sekélybetemetődés tartományában a szulfátredukáló és metán baktériumok aktivitásával egyidejűen és (2) a magasabb hőmérsékleten bekövetkezett dekarboxilációval egyidejűen. A Duna–Tisza köze időszakos tavaiban jelenkori dolomitképződés vált ismertté (MOLNÁR 1980, MOLNÁR et al. 1981, MOLNÁR & REINER 1996). Több tanulmány említette és jelenleg is intenzív kutatás alatt áll a Balatonban és a Fertő-tóban a képződő uralkodóan Mg-kalcit iszap, amelyben kis mennyiségben igen apró kristályméretű dolomitot is kimutattak (MÜLLER 1970, MÜLLER et al. 1978, CSERNY et al. 1991, CSERNY 2002, NYIRÓ-KÓSA et al. 2018, MEISTER et al. 2019, PÓSFALAI et al. 2019).

### Dunántúli-középhegységi triász dolomitok vizsgálata

A Dunántúli-középhegység uralkodóan triász karbonátos kőzetekből épül fel, és ezek jelentős hányada dolomit (8. ábra). Nagyon sokféle dolomit, illetve dolomittartalmú kőzetfajta található a hegységvonulatban, amelyek jelentősen különböző üledékképződési és diagenetikus környezetben jöttek létre. Ennélfogva a terület a dolomitképződés természetes laboratóriumának is tekinthető, és kiváló lehetőséget nyújt a gyakran igen összetett folyamatok esettanulmányokkal való megismerésére.

A különböző dolomitfajták szedimentológiai, illetve diagenetikus szemléletű kutatása az 1980-as években indult meg (HAAS et al. 1988, BALOG et al. 1997, HAAS & DEMÉNY 2002, POROS et al. 2013). A 2010-es évektől átfogó kutatási programok (OTKA K81296 és K124313) keretében, illetve támogatásával folyik, amelyek eredményeiről számos közlemény jelent meg (HAAS et al. 2012, 2014a, b, c, 2015, 2017; HIPS et al. 2015, 2016; GYÖRI et al. 2018, 2020; LUKOCZKI et al. 2019, 2020). Az alábbiakban néhány esettanulmány legfontosabb eredményeinek, következtetéseinek rövid összegzésével, elsősorban a dolomitképződési folyamatok sokféleségét és összetettségét kívánjuk szemléltetni.



**8. ábra.** A Dunántúli-középhegységi-egység triász dolomitot képződésének vastagságát és rétegtani kapcsolatait bemutató elvi keresztmetszvény (HAAS et al. 2017). A Fődolomit F. bázisa a referencia szint (HAAS & BUDAI 1995)

Rövidítések: CsH = Csövári-hegység, P/T = perm/triász határ, RD = Rezi Dolomite F., SH = Sándorhegyi F., RH Mb = Remetehegyi T., MF = Mátyáshegyi F., CsL = Csövári Mészkő F. Színek, zöld: ramba facieses; lila: platform facieses; kék: medence facieses

**Figure 8.** Conceptual cross section of the Transdanubian Range, showing the thickness and the relationship of the Triassic dolomitized formations (HAAS et al. 2017). The base of Fődolomit Fm is chosen for the reference level (HAAS & BUDAI 1995)

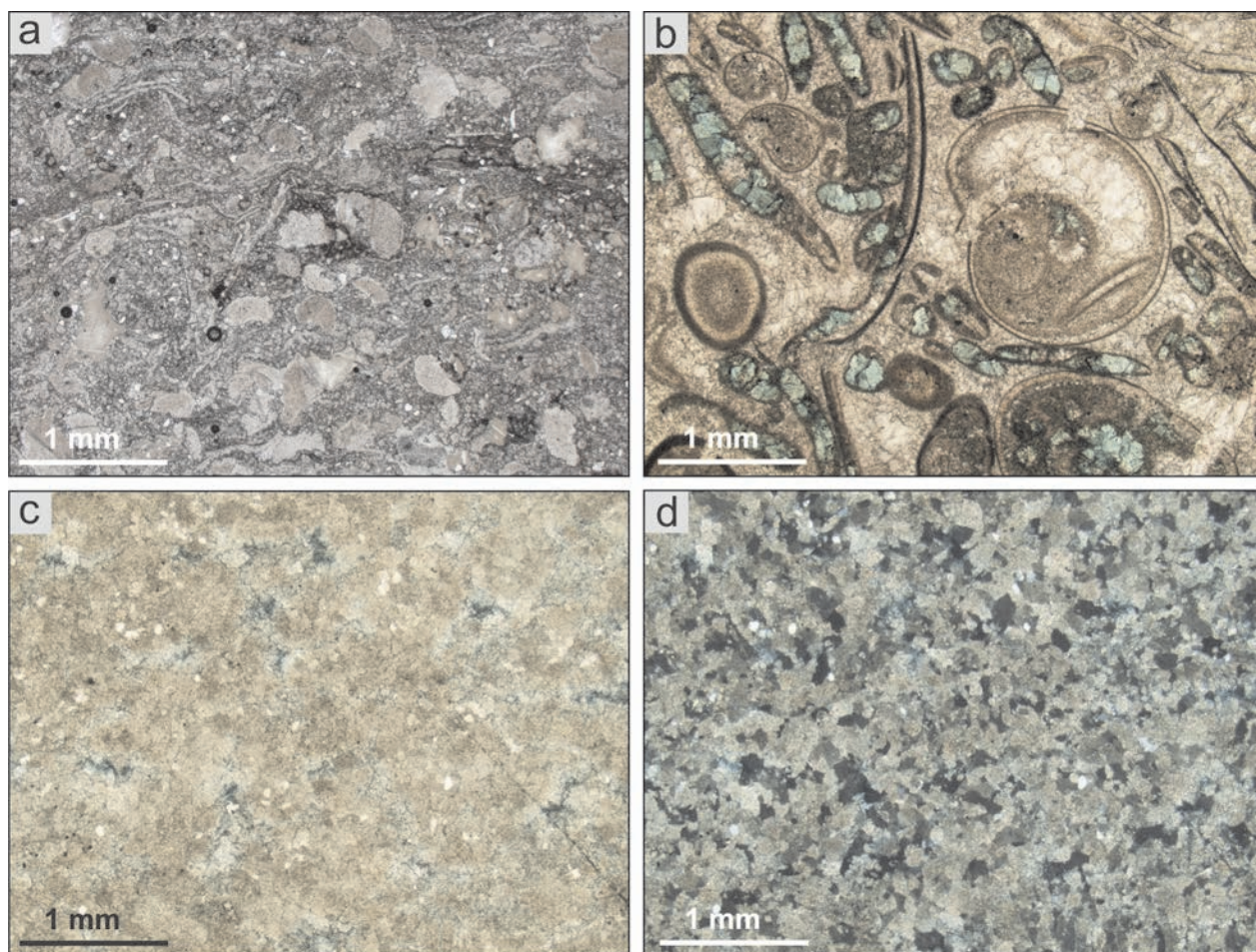
Abbreviations: CsH = Csövári Hills, P/T = Permian/Triassic boundary, RD = Rezi Dolomite Fm, SH = Sándorhegy Fm, RH Mb = Remetehegy Mb, MF = Mátyáshegy Fm, CsL = Csövár Limestone Fm. Colours, green: ramp facies; pink: platform facies; blue: basinal facies



*Alsó-triász sekélytengeri sziliciklasztos–karbonátos képződmények dolomitizációja*

A triász időszak legelején végbement tengerszint-emelkedés a perm végére már inaktívvá vált alluviális síkságon jelentős parteltolódást eredményezett, és nagy kiterjedésű sekély rámpa jött létre. A rámpán hosszú időn át finomszemcsés sziliciklasztos és karbonátos komponensekből álló üledékek rakódtak le elsősorban a klíma- és vízszintváltozások által meghatározott arányban (HAAS et al. 1988, BROGLIO LORIGA et al. 1990). A dominánsan karbonátos komponensekből álló kőzetfajták jelentős része dolomitizált, és a sziliciklasztos kőzetfajták esetében is gyakori a dolomitizáció. A jellemző kőzettípusok a következők: dolomit; homokos, kőzetlisztes, agyagos dolomit és dolomitmárga; aleurolit és homokkő (dolomittal cementált); dolomitizált mészkő; mészkő. A jellemző dolomitizációs típusok a Fe-mentes és

Fe-tartalmú ásványhelyettesítéssel keletkezett dolomit és a Fe-tartalmú dolomitcement (9. ábra; GYŐRI et al. 2020). A Fe-mentes ásványhelyettesítéses dolomitok egy részénél az üledékes kőzetcsövet jól megőrződött, más esetekben teljesen megsemmisült, és gyakran gipsz vagy anhidrit ásványhalmazokat, gumókat (vagy ezek utáni üres, olykor kalcittal kitöltött oldási pórusokat) is tartalmaznak. Ez a korai dolomitizáció a sekélybetemetődési tartományban, az arid–szemi-arid klímán többé-kevésbé betöményedett tengervíz az üledéken való lefelé irányuló visszaáramlásával történhetett (GYŐRI et al. 2020). A Fe-tartalmú, nem planáris, ásványhelyettesítéses szövetromboló típusú dolomitizációval létrejött kristályokból és dolomitcementből mért oxigénizotóp-értékek ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  –10,7 és –4,2‰ között) magasabb hőmérsékletű dolomitizációra utalnak, ami egy későbbi folyamathoz köthető. A dolomit és a homokos–kőzetlisztes dolomitmárga kőzetfajtákbán helyenként észlelt baritos–szulfidos ásványosodás is a maga-



**9. ábra.** Alsó-triász dolomit kőzetfajták mikroszkópos jellegei, festett csiszolatok (GYŐRI et al. 2020)

A) A kristálméret alapján polimodális eloszlást mutató dolomit, ahol a prekursor mészkő kalcitkomponensei felismerhetőek (echinodermata és crinoidea váztrövedékek vékony szintaxiális továbbnövekedési cementszegéllyel, vékonyhéjú kagylók); Köveskál Dolomit. B) Kalcitcementációt követő, részleges, feltételezhetően főleg szelektív (aragonit prekursor) dolomitizációs bioklasztos mészkőben, jellemzően vastartalmú szubhedrális és anhedrális kristályokkal; Arácsi Márga. C) Közép- és durvakristályos dolomit anhedrális barokk kristályokkal. Vékony törési hálózat mentén vasbeépülés jellemző az egyébként vasmentes kristályokra; Köveskál Dolomit. D) Szövetromboló dolomitizációval átalakult kőzet szövetei képe, a C-n bemutatott csiszolat keresztezett nikolokkal

**Figure 9.** Photomicrographs of dolomite types from the Lower Triassic formations, stained thin sections (GYŐRI et al. 2020)

A) Dolomite characterized by polymodal crystal size distribution where the calcite components of the precursor limestone are well-preserved (echinoderm and crinoidal fragments with syntaxial overgrowth cement rim and thin-shell bivalves); Köveskál Fm. B) Selective dolomitization (likely after aragonite precursor), with ferroan subhedral and anhedral crystals, which post-dated calcite cementation in bioclastic grainstone; Arács Marl. C) Medium and coarse crystalline dolomite with anhedral baroque crystals. Along the thin fracture system non-ferroan crystals are replaced by ferroan dolomite–ankerite. D) Textural features of fabric-destructive dolomitization (same as in shown in C, with crossed polars)

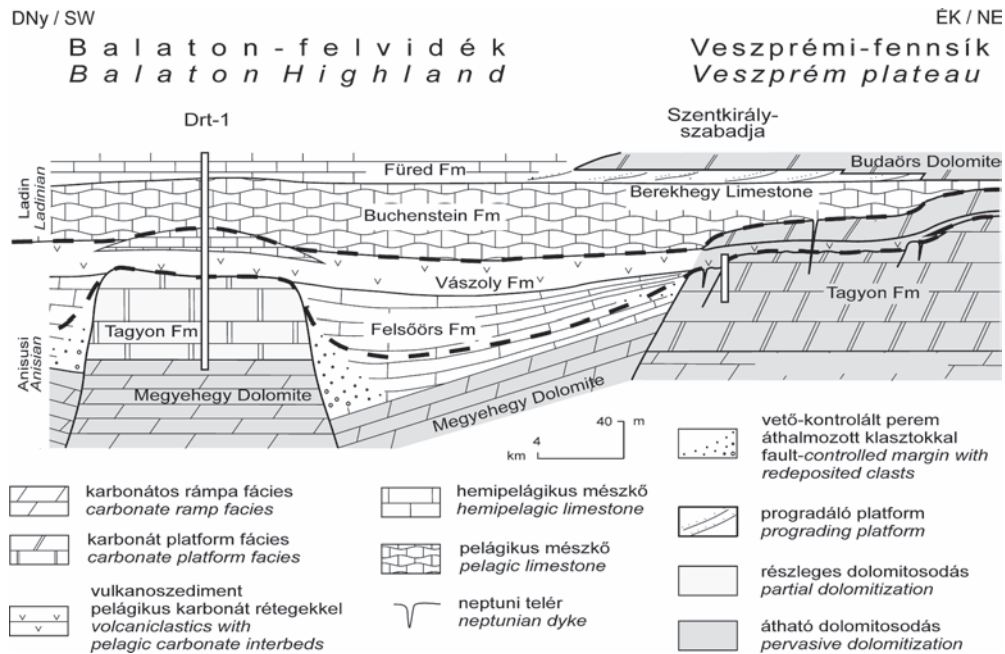


sabb hőmérsékletű dolomitizációt eredményező fluidum-áramláshoz köthető (GYÖRI et al. 2020).

### Anisusi platformokon képződött karbonátok különböző jellegű és mértékű dolomitizációja

A Neotethys nyugat felé terjeszkedéséhez köthetően, a középső-anisusiban induló extenziós szerkezeti mozgások medencékkel elválasztott szigetplatformok kialakulását eredményezték a Dunántúli-középhegység délnyugati részén (10. ábra). A szigetplatformokon felhalmozódó ciklusos sekélytengeri karbonátösszlet (Tagyoni Formáció) a vizsgálat alá

a csupán részlegesen dolomitizált rétegsorban megfigyelt litofáciésekben a ciklusok szubtidális és peritidális szakaszait jól lehetett azonosítani. A stabilizotóp-mérések azt mutatták, hogy valamennyi litofációs esetben  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  értékek jóval pozitívabbak a teljesen dolomitizált rétegsorban. A két vizsgált terület hasonló korú és üledékképződési környezetű, de nagymértékben eltérő dolomitizációja elsősorban betemetődés-történetük különbözőségére vezethető vissza (HAAS 2014b). A kiterjedt Szentkirályszabadjai-platform esetében egy rövid idejű megfulladási eseményt követően, a karbonátplatform-környezet még hosszú ideig fennállt. Ez



10. ábra. A Balaton-felvidék középső és északi részén létrejött Tagyoni- és Szentkirályszabadjai-platformok helyzetét és a középső-triász képződmények kapcsolatát bemutató keresztmetszvény (HAAS et al. 2014b)

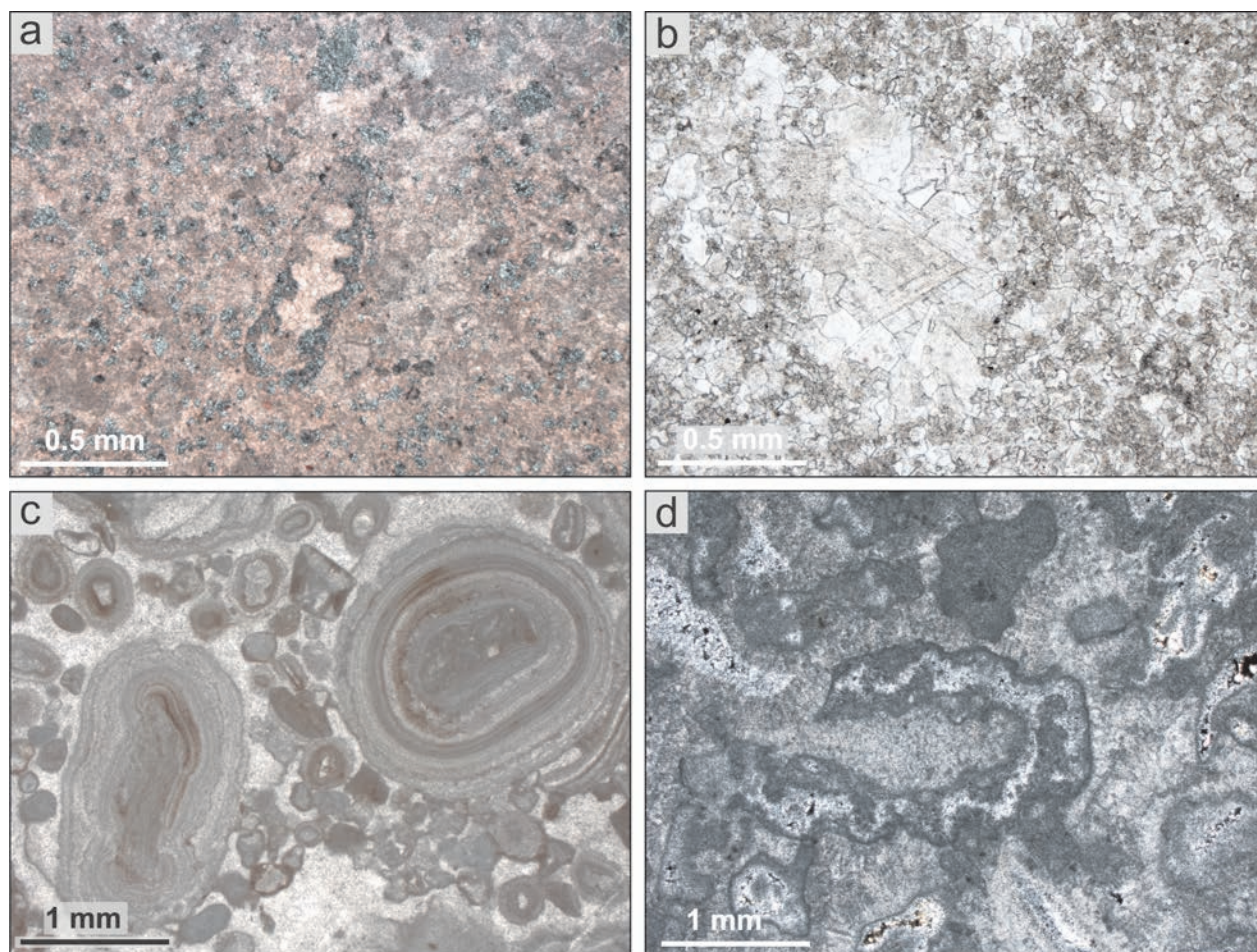
Figure 10. Geological profile between the central and north-eastern part of the Balaton Highland (HAAS et al. 2014b)

vont két, egymáshoz közeli platformon jelentősen különböző mértékű dolomitizációt mutat (11. ábra; HAAS et al. 2014b, 2017). A kis kiterjedésű Tagyoni-platformon lerakódott rétegsor esetében mészkő, részlegesen dolomitizált mészkő és dolomitzakaszok váltakoznak. A jóval nagyobb kiterjedésű Szentkirályszabadjai-platform területén viszont teljesen dolomitizált rétegsort ismerünk. A petrográfiai és izotóp-geo-kémiai vizsgálatok alapján arra lehetett következtetni, hogy a Tagyoni-platformon csupán felszín közeli dolomitizáció folyt, amelynek nyomai a későbbi dolomitizáció hiánya miatt megőrződtek a kőzetekben. A sekély szubtidális környezetben képződött üledékek esetében szelektív dolomitizációt lehetett megfigyelni a mikrobatevékenységhez köthető szöveti elemeken (onkoidok, mikrit kérgék és gumók). Az árapályövi sztratolitok is részlegesen dolomitizáltak. A ciklusokat lezáró vékony szintekben pedogén jellegű kőzetátalakuláshoz köthetően is kimutatható volt dolomitizáció. A Szentkirályszabadjai-platform nyugati peremének övezetében vizsgált szelvény esetében a teljesen dolomitizált kőzetben az üledékes szövet többnyire jól megőrződött. Ezért

időről-időre lehetővé tette a bepárlódás miatt mezohalinná vált tengervíz átáramlását és ezáltal a rétegsor teljes dolomitizációját. A kis kiterjedésű Tagyoni-platform viszont, a középső-anisusi végén itt is bekövetkezett megfulladást követően, hosszú ideig medence maradt. A sekélytengeri karbonát-kőzeteket vulkáni tufa betelepülésekkel tagolt pelágikus mészkő borította be (BUDAI et al. 2017), gátolva a későbbi sekély és mélyebb betemetődéses dolomitizációt is.

### Anisusi-ladin ciklusos mikrobás karbonátüledékek dolomitizációja

A késő-anisusiban a Dunántúli-középhegység északnyugati részén nagy kiterjedésű karbonátplatform alakult ki, amelynek épülése a kora-karniig folytatódott, míg a középhegység délnyugati részén pelágikus medencében folyt az üledéklakódás. A közel 1 km vastagságot is elérő platform-karbonát-összlet teljesen dolomitizált (Budaörsi Dolomit Formáció). A részletes vizsgálatokra két szelvényben (budaörsi és zsámbéki) került sor. A rétegsorokban a sekély szubtidális és peritidális ciklusok összehasonlításával négy



**11. ábra.** A Tagyoni Formáció dolomitizált kőzeteinek mikroszkópos jellegei (HAAS et al. 2014b)

A) Részlegesen dolomitizált mészkő, hintett elrendezésben türkizzöld színű festődött dolomitkristályokkal (festett csiszolat; Drt-1 jelű fúrás; Tagyoni-platform) B) Teljesen dolomitizált kőzet. Középkristályos dolomit, a szubhedrális és anhedrális kristályok magjai szilárd zárványokban dúsak és a külső zónájuk viztiszta. Középen durvakristályos barokk dolomit (Drt-1 jelű fúrás; Tagyoni-platform). C) Szövetőrző dolomitizálás kalkrétegekben, ahol mind a piszoid szemcsék, mind a kalcitcement dolomittal helyettesítődtek (Szentkirályszabadja kőfejtő) D) Bioklasztos dolo-grainstone, ahol az üledékes szemcsék és a szemcseközi porusokban a rostos kalcitcement is dolomitizálódott. A másodlagos porusokat részlegesen apró viztiszta dolomitcement tölti ki (keresztezett nikolok; Szentkirályszabadjai kőfejtő)

**Figure 11.** Photomicrographs of dolomite types from the Tagyon Fm (HAAS et al. 2014b)

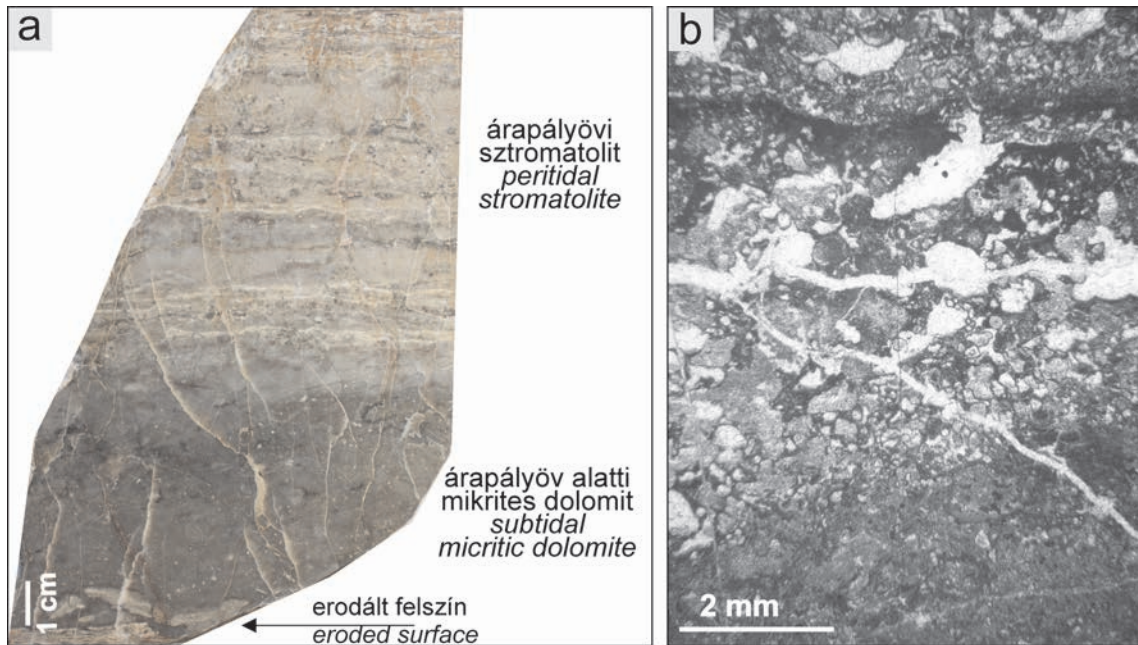
A) Partially dolomitized limestone with scattered turquoise-stained dolomite crystals (stained thin section, Drt-1 core, Tagyon platform). B) Pervasive dolomitization. Medium crystalline dolomite with crystals characterized by solid inclusion-rich core and limpid outer zone. Coarse baroque crystals are in the middle (Drt-1 core, Tagyon platform). C) Fabric-preserving dolomitization in calcarete where the pisoids and calcite cement crystals were replaced by dolomite (Szentkirályszabadja quarry). D) Bioclastic dolo-grainstone, where both the sedimentary grains and the fibrous calcite cement crystals were also dolomitized (crossed polars; Szentkirályszabadjai quarry)

generációban képződött dolomitkristályokat lehetett kimutatni (12. ábra; HIPS et al. 2015). Az árapályöv alsó és felső zónájában a mikrobiofilmekben a legkorábbi felszín közeli diagenézis során kalcit- és dolomitkristályok csapódtak ki. Ezeket a felszíni környezeti paraméterek befolyásolták, és a szerves anyag lebomlása során keletkeztek. A Budaörsi Dolomit mindkét vizsgált szelvényében jellemző a kis mennyiségben jelen lévő finomkristályos, szövetromboló, ásványhelyettesítő dolomit. Ez mind a peritidális, mind a szubtidális ciklustagokban megfigyelhető. Továbbá a száradási porusokban kőzetliszt méretű, detritális eredetű dolomit is előfordul. Az üledékképződéssel egy időben lejátszódó dolomitizáció a relatív vízszintváltozási ciklusokhoz köthető, ahol az intenzív párolgásnak és az árapályáramlás által keltett porusvíz mozgásának lehetett szerepe.

A betemetődés későbbi stádiumában képződő finom- és

középkristályos ásványhelyettesítő dolomit „szellemképek” formájában esetenként megőrizte az üledékes szövetet. Végül a porusokat dolomitcement töltötte ki. A kőzetből mért izotópadatok két csoportot alkotnak, ahol a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  értékek hasonlóak (3,9 és 2,2‰ közöttiek), és a  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  értékeken belül elkülönülnek a szelektíven mért két késői stádiumú kristályfázis adatai (–1,7 és –4,3‰ között) a kőzet átlagértékeitől (1,6 és –1,9‰ között). Ezt összevetve a két utolsó dolomitfázisból mért elsődleges fluidumzárvány-adatokkal (homogenizációs hőmérséklet: 62–90 °C és szalinitás: 3,4, 3,8 és 6,4 NaCl ekvivalens súly%), arra következtethetünk, hogy a kőzet végső és teljes dolomitizációja a tengervízhez közeli szalinitású és magasabb hőmérsékletű porusfluidumból történt. A dolomitizáció elsősorban a termális konvekciós áramlási modell alapján értelmezhető, de valószínűsíthető a normál vetőzónák mentén, a mélyeb-





**12. ábra.** Árapályöv alatti és peritidális övben lerakódott rétegpár finomkristályos dolomitban (Budaörsi Dolomit, HIPS et al. 2015)

A) Az alsó szakaszon, erodált felszínre települő litoklasztokat tartalmazó foltos, bioturbált rétegtag és a felette, folyamatos átmenettel települő gumós-lemezes és lemezes egységekből álló mikrobialit. Az árapályövi mikrobialit alul kisebb fenestrális pórusokat tartalmaz, amit felfelé egyre nagyobb száradási lemezrepedések váltanak fel. B) Mikroszkópos fotó. A legalsó szakaszon az árapályöv alatti rétegtag átmenete a mikrobás boundstone-ba, középen a gumós és legfelül a gumós és tömör lemezek váltakozása fenestrális pórusokkal. A nagyon finom dolomitkristályok a biofilm szerves anyagában közvetlenül csapódtak ki

**Figure 12.** Subtidal and peritidal couplet in finely crystalline dolomite (Budaörs Dolomit, HIPS et al. 2015)

A) In the lower part, micritic layer with lithoclast and burrow mottles deposited on eroded surface and shows gradual transition to microbialite, characterized by nodular and massive lamina. The peritidal microbialite contains smaller fenestral pores in the lower part and larger desiccation sheet cracks in the upper part. B) Photomicrograph. In the lowermost part, gradual transition from subtidal micrite deposit to peritidal microbialite, nodular fabric (middle) and alternation of nodular and massive lamina with fenestral pores (upper part). The very fine dolomite crystals precipitated within the organic matter of the biofilm

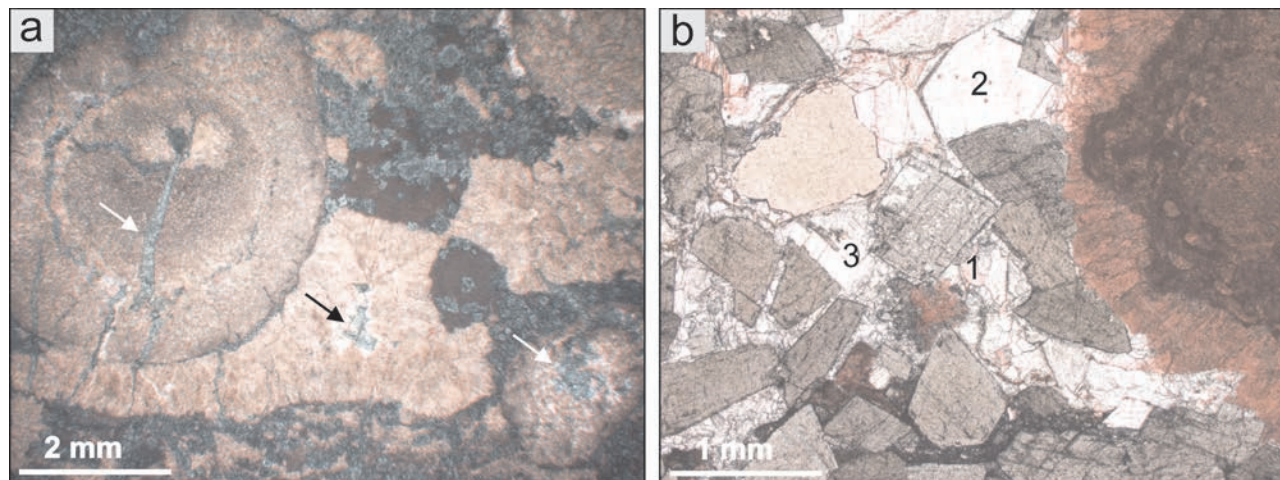
ben fekvő kőzetekből feláramló magasabb hőmérsékletű fluidum szerepe is.

#### Karni zátonymészkövek többfázisú dolomitosisa

A kora-karni késői szakaszának csapadékos klímával jellemezhető periódusában a korábban létrejött medencék feltöltődése jelentősen előrehaladt, és a késő-karni kezdetén megindult a szigetplatformok terjeszkedése. A Keszthely-hegység keleti részén feltárt karbonátos rétegsor az egyik szigetplatform medence felőli peremén helyezkedett el, ahol mészsivacsok, korallak és bekérgező szervezetek foltzátonyokat hoztak létre. Ennek eredményeként jelentős vastagságú, jórészt zátonyfaciesű karbonátos összlet (Edericsi Formáció) jött létre, amelynek alsó része uralkodóan mészkő, ami helyenként azonban részlegesen dolomitosisodott, míg felsőbb része szinte teljes mértékben dolomitosisodott. A különböző mértékben dolomitosisodott szakaszokat harántoló Balatonederics–1 fúrás vizsgálata kiváló lehetőséget kínált a dolomitosisási folyamatok jellegének és időrendjének megállapítására, valamint a dolomitképződési folyamatok kiderítésére (HAAS et al. 2014a, 2017). Az uralkodóan mészkő litofacies esetében szelektív dolomitképződés figyelhető meg a zátonyalkotó váztörődékeket körülvevő, jellemzően rostos szerkezetű mikrobás szövetekben. A dolomit itt apró, szabálytalan mikrokristályos

halmazokként vagy apró egyedi, zárványdús maggal rendelkező romboéderes kristályokként jelenik meg (13. ábra, a). A nagyobb mértékben dolomitosisodott kőzetfajták esetében már az egyedi dolomitkristályok foltokká összeolvadását lehetett megfigyelni. Ezek szerint a dolomitosisodás a finomkristályos és nagy Mg-tartalmú kalcitban indult el. A bioklasztok körvonala „szellemképként” még a teljesen dolomitosisodott kőzetfajták egy részénél is észlelhető volt, míg más részük esetében az eredeti szövet teljesen megsemmisült. Az utóbbi esetben változatos kristálméretű (polimodális) és hasonló, közepes méretű (unimodális) zárványos maggal és víztiszta peremmel rendelkező kristályokból álló típus is megjelenik.

Mind a részlegesen, mind a jelentősebb mértékben dolomitosisodott kőzetekben található bioklasztok oldódásával létrejött alakörző (biomold) és szabálytalan alakú (üreges) oldási pórusok, amelyek átvágják a részlegesen dolomitosisodott mikrobás kérgeket is. E pórusok kalcitkitöltésében nem figyelhető meg dolomit. Mindez arra utal, hogy a pórusok kioldódása és kalcittal való kitöltődésük a legkorábbi dolomitfázis képződése után történt. Egyes mintákban azonban a bioklasztokat, vagy biomoldok kitöltését is részben vagy teljesen finom és közepes kristálméretű dolomit helyettesítette, tehát ez az ásványhelyettesítéssel létrejött dolomitfázis a kalcit póruskitöltések után keletkezett. Az üledékes szövet teljes megsemmisülését



13. ábra. Az Edericsi Mészke Formáció dolomitoidált kőzetének mikroszkopos jellegei festett csiszolatokban (HAAS et al. 2014a)

A) Mészszivacs boundstone szövet rostos kalcitcementtel, ahol a közép-kristályos, vasas dolomit főleg mikritkomponenseket helyettesít, illetve póruskitöltő cementként van jelen (nyílak). B) Barokk dolomitcement rostos kalcitcementre ránóve (jobbra). A dolomitcement kristálytöredékei breccsaklasztként vannak jelen töréses porozitáshoz kapcsoltan, ez utóbbit rózsaszínre festődött kalcit cementálja (1). A kalcitkristályok a dolomitcementet (2) vagy breccsaklasztokat (3) részben helyettesítik is (kalcitiosodás vagy más néven „dedolomitoidálás”)

**Figure 13.** Photomicrographs of dolomite types from the Ederics Fm, stained thin sections (HAAS et al. 2014a)

A) Sponge boundstone with fibrous calcite cement. Medium-sized ferroan dolomite crystals selectively replaced the micrite components and occluded the pore space (arrows). B) Baroque dolomite cement overgrowth on fibrous calcite crystals (right). In the fracture zone, the breccia clasts consist mainly of fragments of dolomite cement and are cemented by pink-stained calcite (1). The calcite partially replaced the dolomite cement (2) and the breccia clasts (3) (calcitisation or “dedolomitization”)

eredményező dolomitoidálás is feltehetően ehhez a fázishoz köthető, míg a másodlagos pórusokat kitöltő közepes és durva kristályméretű, és helyenként a hajló kristálylapokkal jellemezhető nyeregdolomit-cement képviseli az utolsó dolomitkiválási fázist (13. ábra, b). A nyeregdolomit kristályok primer két fázisú (folyadék-gőz) fluidumzárványainak mérése 60–98 °C homogenizációs hőmérsékletet adott. A zátonymészke mintáin mért oxigén- és szénizotóp-értékek ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  3,1‰ és  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  -3,8 és -2,7‰ közötti) a mikrobakérgen megfigyelt legkorábbi dolomitfázisra kapott értékekhez hasonlóak. A nagymértékben dolomitoidált kőzet finomkristályos dolomitjának értékei sem térnek el szignifikánsan a zátonymészkeétől, de nagyobb szóródást mutatnak. A közepes kristályméretű dolomit és a durvakristályos nyeregdolomit  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  értékei viszont számottevően negatívabb értékeket adtak (-5,3 és -9,1‰ közöttiek), amelyek a fluidumzárvány-mérésekkel együtt 60 °C feletti hőmérsékletet jeleznek. A kőzettest sajátosságai, a petrográfiai bélyegek és a geokémiai adatok a kompációs dolomitoidálási modellel magyarázhatóak, ahol a zátonyhoz kapcsolódó medenceüledékekből kiszorított és oldalirányba, illetve felfelé áramló fluidum hatására történt a dolomitoidálás. A kőzet egy későbbi diagenetikus stádiumban vető zónák mentén összetört és a dolomit kalcitoidált („dedolomitoidált”), illetve a vetőbreccsa kalcittal cementálódott (13. ábra, b).

#### Felső-triász ciklusos karbonátüledékek teljes és részleges dolomitoidálása

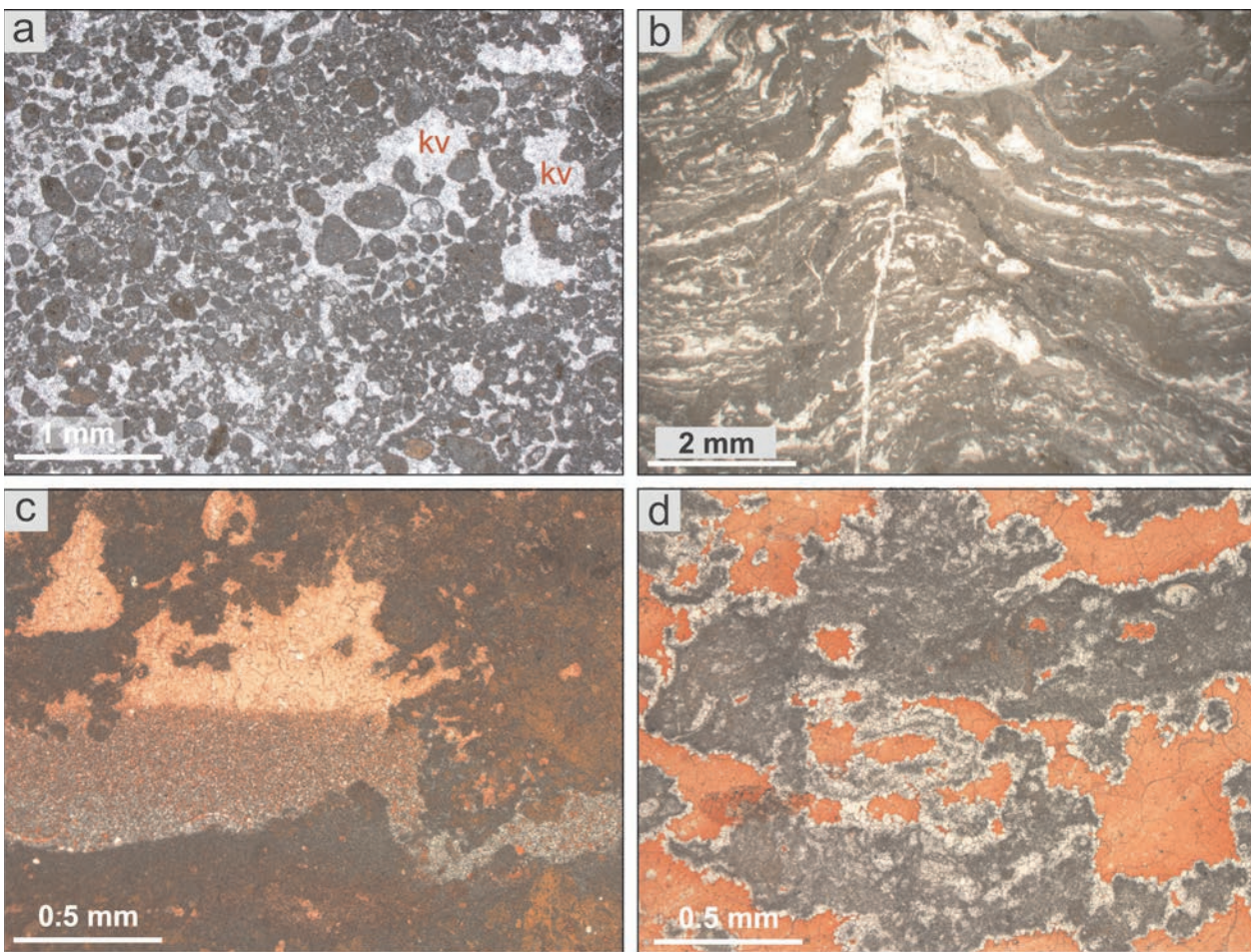
A karni késői szakaszában a korábbi platformközi medencék nagy részének teljes feltöltődését követően a Nyugati-Neotethys peremén hatalmas kiterjedésű karbonátplatform-rendszer alakult ki, amelyen a triász végére 2–3 km vastagságú karbonátos összlet jött létre. A Dunántúli-

középhegység területének uralkodó része e platform belső övezetéhez tartozott, ahol a tengerszint periodikus oszcillációjának eredményeként peritidális és sekély szubtidális környezetek váltakozását tükröző ciklusos rétegsorok képződtek. Az összlet alsóbb részét dolomit építi fel (Fődolomit Formáció), míg felsőbb részét mészke (Dachsteini Mészke Formáció). A dolomitképződés megértése szempontjából kulcsfontosságú, hogy egy jelentős vastagságú átmeneti szakasz van a kettő között (Dachsteini Mészke Fenyőfői Tagozata), amely dolomit, dolomitoidált mészke és mészke váltakozásából áll. A mindhárom említett egység esetében jellemző 1–5 m vastagságú, egyenetlen rétegfel-színekkel határolt ciklusok a teljesen dolomitoidált rétegsorok (Fődolomit Formáció) esetében sekélytengeri fossziliákat tartalmazó, az árapályöv alatt létrejött (C-tag) és peritidális sztratolitrétegek (B-tag) váltakozásából állnak. Ez utóbbi részeként esetenként megfigyelhető egy síklemezes rétegtag, ami az árapályzóna felső részén vagy az árapály feletti zónában rakódhatott le. Az átmeneti egység (Fenyőfői Tagozat) esetében a ciklushatárok felett már esetenként megjelennek azok a zöldes, vöröses színű, agyagos, breccsás rétegek (A-tag), amelyek azután a Dachsteini Mészkeben lesznek a Lofér-ciklusok általánosan megjelenő elemei. A Fődolomit Formáció C-tagja esetében az üledékes szövet olykor jól, máskor csak szelektíven őrződött meg, de teljes megsemmisülése is gyakori (HAAS et al. 2015). Az utóbbi esetben a szövet nagyon finom vagy finomkristályos, uralkodóan szubhedrális szövetű. A B-tagok üledékes szöveti jellegei jól megőrződtek, a fenestralis pórusokat dolomitcement tölti ki. A Fenyőfői Tagozat esetében a C-tagok jellemzően részlegesen dolomitoidáltak (14. ábra), a dolomit apró szórt kristályok formájában jelenik meg a mikrit alapanyagban vagy szabálytalan foltokat



alkot. A B-tagok esetében a mikrobás eredetű szálas–csomós mikrokristályok többnyire dolomitból állnak, a fensztrális pórusok falát finomkristályos dolomit borítja, míg a pórusok belsejét kalcitpát tölti ki (14. ábra, d). A Fődolomit Formáció mintáin mért  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  értékek 0,5 és 3,1‰ közöttiek, ami lényegében megegyezik a Déli-Alpok hasonló kifejlődésű és korú Dolomia Principale Formációjának 0,6 és 3,1‰ közötti értékeivel (FRISIA 1994, MEISTER et al. 2013). A Fenyőfői Tagozat mintáin mért  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  értékek a Fődolomit és a Dachsteini Mészkeő Formációk mintáin mért értékek közötti tartományba esnek. (HAAS et al. 2015).

A kiterjedt belső platformövezettel jellemezhető késő-triász platformokon lerakódott karbonátüledékek dolomitizációja jórészt a felszín közelében történhetett. A dolomitképződést, illetve annak mértékét elsősorban a klímavizonyok határozták meg, de a dolomitizációs folyamatban meghatározó szerepet játszott a periodikus tengerszintváltozás is, melynek során a belső platform hatalmas területei időről-időre szárazra kerülhettek. Az utóbbit bizonyítja az, hogy a Fődolomit Formáció képződésével egy időben az állandóan tengerrel borított külső platformövezetben képződött Remetehegyi Mészkeőben (a Dachsteini Formáció tagozata) hasonló jellegű dolomit nem jelenik meg. Emlí-



**14. ábra.** A Fődolomit F. és a Dachsteini F. Fenyőfői Tagozatának dolomitizált kőzetek mikroszkópos jellegei (HAAS et al. 2015)

A) Szövetőrző dolomitizáció litoklasztos-peloidos grainstone-ban, amiben a szemcseközi és a vadózus zónában keletkezett megnagyobbodott szemcseközi (key-stone vug pórusokat, kv) cementkristályok töltik ki. Egyes litoklasztok barnás színezésűek, ami jelzi, hogy az áthalmazást megelőzően az árapály feletti zónában finomszemcsés, szél szállította vasas dolomitpor csapódott az üledék felszínén (Fődolomit F.; Aranyosvölgyi köfőjtő). B) Lemezpedésekkel sűrűn átjárt mikroba boundstone szövet. A pórusokban finomszemcsés belső üledék rakódott le és kalcitcement vált ki, majd ez követően szövetőrzően dolomitizált, és a maradék pórusokban dolomitcement vált ki (Fődolomit F., Csákvár). C) Mikroba boundstone mikrofaciális mészkő, ahol a csomós mikritben (sötétvörös) és a fensztrális és nagyobb száradási pórusok alján finomszemcsés dolomit (szürke) és kalcit (vörös) detritus halmozódott fel. Végül kalcit (rózsaszín) cementálta a kőzetet (festett csiszolat; Fenyőfői T., Po-89 fúrás). D) Mikroba boundstone, ahol a csomós mikrit (sötétszürke) feltehetően dolomitként vált ki a biofilm szerves anyagában, vagy a diagenézis nagyon korai stádiumában dolomitizált, mivel a fensztrális pórusok falát is apró dolomitcement-kristályok szegélyezik (világosszürke). A diagenézis későbbi fázisában a pórusokat mozaik kalcitkristályok (rózsaszín) cementálták (festett csiszolat; Fenyőfői T.; Po-89 fúrás)

**Figure 14.** Photomicrographs of dolomite types from the Fődolomit Fm and from the Fenyőfői Mb of the Dachstein Fm (HAAS et al. 2015)

A) Fabric-preserving dolomitization in lithoclastic-peloidal grainstone, where the intergranular and key-stone vug pores are occluded by cement. Many of the lithoclasts are stained brownish, which indicates that eolian, ferroan, fine silt was trapped on the surface of the sediment before reworking (Fődolomit Fm; Aranyos valley). B) Microbial boundstone with abundant sheet cracks. In the pore space, fine-grained internal deposit occurs and cement precipitated that was post-dated by dolomitization and dolomite cement precipitation (Fődolomit Fm; Csákvár). C) Microbial boundstone where detrital fine-grained dolomite (grey) and calcite (red) deposited within clotted micrite (dark red) and in fenestral and larger desiccation cracks. Finally, calcite cement precipitated (pink) (stained thin section; Fenyőfői Mb, Po-89 core). D) Microbial boundstone, in which the clotted micrite (dark grey) likely precipitated directly within the organic matter of biofilm or the sediment was dolomitized in the early stage of diagenesis, which is suggested by the presence of postdating dolomite cement (light grey) that rims the fenestral pores (stained thin section; Fenyőfői Mb of Dachstein Fm; Po-89 core)

tést érdemel azonban, hogy a váci Naszály környékén nagy méretű, szabálytalan testekben hidrotermás dolomitosodás ismert ebben a képződményben, amit a miocén vulkanizmussal hoztak összefüggésbe (VITÁLIS & HEGYI 1969, BALOG & HAAS 1990). A Fenyőfői Tagozatban azt lehetett megfigyelni, hogy a sztromatolitpadok (B-tagok) általában teljesen vagy jelentős mértékben dolomitosodtak (ezek még a Dachsteini Mésző felsőbb részében is néhány % dolomit-tartalmúak; HAAS 1991), míg a C-tagok csak részlegesen és/vagy részben (pl. a pad alsó részén; HAAS & DEMÉNY 2002) dolomitosodtak. Ez a B-tagokra jellemző mikrobaszövetekhez, illetve annak bomlásához köthető organogén dolomitképződés szerepére utal. A szubtidális C-tagok dolomitosodása viszont a bepárlódás miatt feltehetően mezo-halinná vált tengervíznek az üledéken való lefelé irányuló visszaáramlásával (reflux) magyarázható. Tekintettel arra, hogy a tengerszint-oszcilláció miatti ciklusos üledékképződés a triász végéig változatlan volt, a dolomit-tartalom felfelé csökkenő tendenciája az átmeneti egységben, majd a dolomit szinte teljes hiánya a Dachsteini Formáció felsőbb részén a klímaváltozás meghatározó szerepét sejteti. A továbbra is magas felszíni hőmérséklet mellett a középső-nori későbbi szakaszában a klíma csapadékosabbá válása vezethetett a meteorikus diagenetikus folyamatok uralkodóvá válásához (BALOG et al. 1999, HAAS szerk. 2004, HAAS et al. 2012).

#### Felső-triász lejtőlábi és medence fáciesű karbonátközetek dolomitosodása

A késő-triászban a Neotethys passzív peremén, extenziós félárokszerkezetekben viszonylag mély medencék jöttek létre, amelyekben karbonátturbidit és pelágikus radiolariás-kovaszivacsos karbonátüledékek rakódtak le. A medence-rendszer rétegsorát a Budai-hegyekben a Mátyáshegyi Formáció, a Duna balparti rögök területén a Csővári Formáció képviseli. A rétegsorok alsó szakasza teljes mértékben, míg felsőbb része nem, vagy csupán részlegesen dolomitosodott (HIPS et al. 2016). A Csővári Formáció esetében a dolomitosodás a felső-karni–alsó-nori szakaszt érintette (HAAS et al. 1997, KARÁDI et al. 2016), míg a Mátyáshegyi Formáció esetében a felső-karni–felső-nori szakasz közzetei dolomitosodtak (HAAS et al. 2000, KARÁDI et al. 2016). Petrográfiai, geokémiai és a fluidumzárvány-adatok alapján két típust lehet megkülönböztetni: (1) finom- és közép-kristályos dolomitot és (2) közép- és durvakristályos dolomitot. Lemezes szerkezet jellemző a Mátyáshegyi Formáció dolomitosodott szakaszán belül a finomkristályos felsőbb részre. A két típus külön is megjelenik, vagy „álbreccsa” (diagenetikus breccsa) szerkezetben együtt fordulnak elő (3. ábra). Ez a breccsa-szerű szerkezet nagyon speciális, mert nem üledékes eredetű, de nem is a dolomitközet tektonikus eredetű törésével alakult ki, hanem a dolomitosodási folyamattal egyidejű szeizmikus rengések hatására keletkezett, tehát diagenetikus eredetű. A diagenetikus breccsa klasztjainak határa esetenként éles, ami markáns kristályméret-változásban mutatkozik meg, esetenként pedig fokozatos átmenetet mutat a környezete felé, ahol a kristályméret-változás fokozatos, vagy akár ez a kettő egy-

szerre is megjelenhet ugyanazon klasztnál. Szórványosan, diagenetikusan keletkezett tűzkő klasztjai is megjelennek a dolomitbreccsa-szerkezetben.

A mért szénizotóp-adatok egy szűk tartományba esnek ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  3,3 és 2,2‰ között). Az oxigénizotóp-adatok pedig két csoportot alkotnak, a durvakristályos barokk dolomit negatívabb értékeket adott ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  -6,0 és -9,1‰ között), mint a kőzetátlag ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  2,1 és -1,3‰ között). A Csővári Formáció egy mintájának fluidumzárvány-vizsgálatai 50 °C alatti keletkezési hőmérsékletet jeleznek (monofázisú elsődleges zárványok) a közép-kristályos fázisra, míg a barokk kristályok magasabb hőmérsékleti értéket adtak (homogenizációs hőmérséklet: 72 és 108 °C között) és 1,9 és 3,1 NaCl ekvivalens súly% szalinitás volt kalkulálható. A két vizsgált medencét létrehozó normál vetők mentén feláramló hidrotermás fluidum, a még porózus és permeabilis medenceüledékkel kapcsolatba kerülve eredményezte a dolomitosodást. A termális konvekció hajtotta áramlással a fluidum a vetőzónáktól egyre távolabb jutott és keveredett a tengeri eredetű pórúsvízzel. A távolabbi és felsőbb helyzetű üledékekben azonban ez a dolomitosodás csak részleges volt.

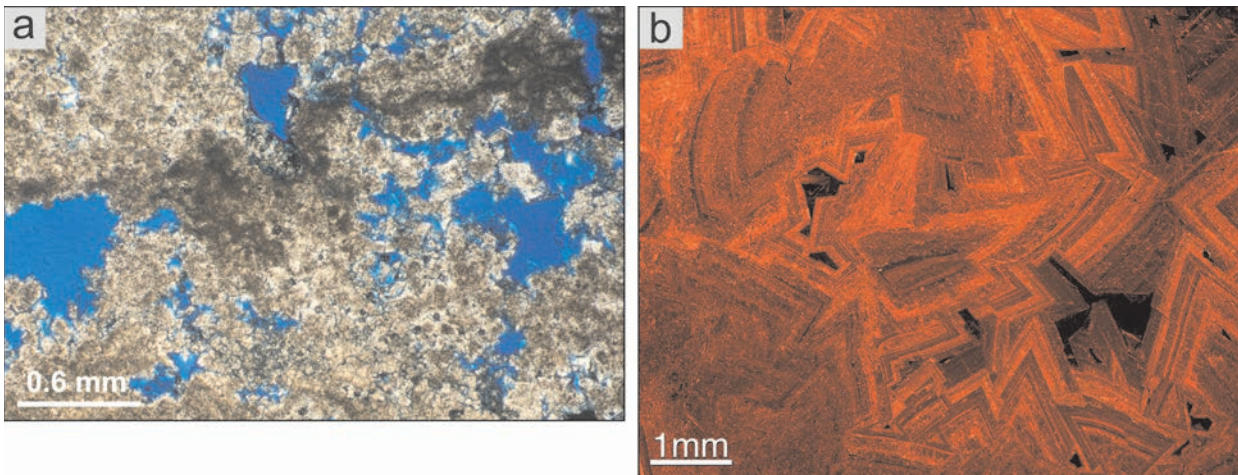
#### A Tiszai-főegység triász dolomitközzetei

A triász dolomitközzetek meghatározó szerepet játszanak a Villányi-hegység felépítésében, és jelenlétük a Mecsekben is számottevő (TÖRÖK 1998). Az Alföld aljzatában is jelen vannak mind a Mecseki, mind a Villány-Bihari-egységben, és igen jelentős a szerepük a Békés-Codruj-egységben, a Szegedi- és a Békési-medence aljzatának felépítésében (BÉRCZINÉ MAKK 1998). Az elmúlt években a hazai dolomitok vizsgálatára irányuló OTKA-projektek keretében (K81296 és K124313), továbbá a Szegedi Egyetemen a Tiszai-főegység triász dolomitközzeteink beható megismerését és képződési viszonyainak tisztázását célzó kutatások is megkezdődtek.

#### A Mecsek és a Villányi-hegység középső-triász sekélytengeri karbonátüledékeinek dolomitosodása

A triász időszakban a Tiszai-főegység területe a Nyugati-Neotethys európai peremén a lepusztuló variszkuszi vonulatok, ezen belül a Cseh-masszívum közelében helyezkedett el. A középső-triász kezdetén induló tengerszint-emelkedés a Mecsek és a Villányi-hegység üledékképződési területén is sekély, majd a középső-anisusiig mélyülő karbonátos rámpa kialakulását eredményezte (TÖRÖK 1997). Az ezt követő tengerszint-csökkenési szakaszban sekélytengeri és árapálysíksági környezetben jött létre a Csukmai Formáció, amely a Villányi-hegységben teljesen, míg a Mecsekben csak helyenként és részlegesen dolomitosodott (15. ábra). A különböző mértékű és eltérő jellegű dolomitosodás vizsgálata képezte a nemzetközi együttműködéssel készült esettanulmányok tárgyát (LUKOCZKI et al. 2019, 2020). A vizsgálati módszerek közt a hagyományos petrográfiai, geo-





**15. ábra.** A Csukma F. dolomitosodott kőzeteinek mikroszkópos jellegei (LUKOCZI Georgina felvételei)

A) Finom- és középkristályos cukorszövetű dolomit euhedrális és szubhedrális kristályokkal. Foltokban a kristályok szilárd zárványokban dúsak (a prekursor karbonát maradványai), a kék gyantával megjelenített pórusok közelében pedig a kristályok magja zárványdús és a peremi zónája áttetsző (Villányi-hegység). B) Durvakristályos barokk dolomit CL mikroszkópos fotója. A kristályok tompa vörös színnel zónásságot mutatnak, ahol egyes zónákra a foltos lumineszcencia jellemző. Ezeket élénkebb vörös, nagyon vékony hajszálerek metszik keresztül (Mecsek)

**Figure 15.** Photomicrographs of dolomite types from Csukma Fm (photos courtesy of Georgina LUKOCZI)

A) Finely and medium crystalline sucrosic dolomite with euhedral and subhedral crystals. In mottles, the crystals are rich in solid inclusions (remnants of precursor carbonate), whereas nearby the pores (filled by blue dyed epoxy), the crystals have core rich in solid inclusions and limpid outer zone (Villány Hills). B) Coarse baroque dolomite crystals under CL. The crystals exhibit variable dull red zonation, where a number of zones show blotchy luminescence. Hairline veins, with more intense red colour, cut across the crystals

kémiai, stabil szén- és oxigén-, valamint radiogén Sr-izotóp vizsgálata mellett, a kapcsolt izotópok módszere is bevetésre került. A Villányi-hegységben előforduló rétegsor az árapálysíksági (peritidális) és sekélytengeri környezetben létrejött padok váltakozásából áll. A rétegsor teljes dolomitosodása a felszín közelében, a sekélybetemetődés tartományában történhetett, a rétegsor alsó részén a tengervíz vagy az evaporációval gyengén megnövekedett sótartalmú tengervíz karbonátüledéken való visszaáramlásával (reflux), felsőbb szakaszán geotermális konvekciós áramlás közreműködésével, amelyet részleges átkristályosodás követett a késő-kréta kiemelkedést megelőzően (LUKOCZI et al. 2020). A Mecsek esetében a dolomitosodás folyamata összetettebb volt. Az árapálysíksági és sekélytengeri rétegek váltakozásából álló rétegsorok dolomitosodása felszín közeli és a sekélybetemetődés környezetében folyt átáramlásos (reflux) folyamathoz köthető (Káni Dolomit Tagozat). A korai diagenetikus ásványhelyettesítéses dolomit az eltemetődés során, a sekélybetemetődési diagenetikus környezetbe kerülve (ez a késő-triász és jura idején lehetett) átkristályosodott.

A kora-kréta riftesedés és vulkanizmus idején a törések mentén cirkuláló és felfűtött tengervíz a korábban képződött dolomit ismételt átkristályosodásához, és a Csukmai Formáció korábban nem dolomitosodott kőzeteinek (Kozári Mészke Tagozat), valamint az alatta lévő idősebb mészkövek (Zuhányai Mészke Formáció) törésmenti dolomitosodásához vezetett mélybetemetődési környezetben. Nyereg-dolomit-cement képviseli az utolsó dolomitképződési fázist (LUKOCZI et al. 2019). A Villányi-hegység területén a karbonátrámpa mélyebb, árapályöv alatti környezetében lerakódott Zuhányai Mészkeben előforduló, szabálytalan alakú foltokban megjelenő dolomitosodást és ezt követő,

későbbi stádiumban, törési pórusokat kitöltő dolomitcement képződését TÖRÖK (2000) vizsgálta. A foltokban megjelenő dolomit képződését zárt diagenetikus rendszerben végbement ásványhelyettesítéssel magyarázta és agyagásvány-átalakulással is kapcsolatba hozta. A kőzettel egyensúlyban kiváló cement képződését a maximális betemetődés szakaszához kötötte, amit a kréta idején érhetett el a kőzettest.

#### A Szegedi-medence aljzatában feltárt középső-triász karbonátösszlet dolomitosodása

A Szegedi-medencének a Békés–Codrui-egységhez tartozó aljzatában több fúrás középső-triász (felső-anisusi-ladin) dolomitot tárt fel (Szegedi Dolomit Formáció; BÉRCZINÉ MAKK 1986). Az elmúlt évek kutatásai szerint az árapálysíksági és sekélytengeri (lagúna és külső platform) környezetben képződött karbonátüledékek (SZUROMINÉ KORECZ et al. 2018) dolomitosodása többfázisú folyamat eredménye (GARAGULY et al. 2017, 2018). Az első szakaszban a bepárlódással kismértékben besűrűsödött tengervíz üledéken keresztül való visszaáramlásával (reflux) a dolomitosodás valószínűleg teljesen végbement már a felszín közelében. Ez egyszerre szövetörző és szövetromboló dolomitosodás volt. A következő szakaszban, a köztés és/vagy mélybetemetődési tartományban anhedrális kristályokból álló szövet és nyereg-dolomit-cement jött létre. Ennek okaként a fluidumzárványvizsgálatok eredményei (homogenizációs hőmérséklet: 138–235 °C; szalinitás: 4,1–8,7 NaCl ekvivalens súly%) alapján feltételezhető egy viszonylag magas hőmérsékletű és mérsékelt szalinitású fluidum beáramlása, amit metamorf, esetleg magmás eredetűnek véltek, és injektálódását a késő-kréta feltolódási zónák létrejöttével hozták kapcsolatba (GARAGULY et al. 2018).

## Zárógondolatok

A karbonátos kőzetek két nagy családjának, a mészköveknek és a dolomitoknak a képződése alapvetően különböző. A mészkövek — elsősorban a tengeri mészkőfajták — esetében a biológiai tényező szerepe meghatározó. A mészüledékek döntő hányada biológiai tényezők hatására vagy élő szervezetek mészvázából jön létre. A mészüledékek sokféleségét a szedimentológiai folyamatok határozzák meg, bár kétségtelen, hogy a kőzet jellegének kialakulását a diagenetikus folyamatok is befolyásolják. Ezzel szemben a dolomitek képződését alapvetően a diagenetikus folyamatok határozzák meg. Az átalakult mészüledék/kőzet jellegeinek (pl. mineralógia, szemcseméret, porozitás, permeabilitás) van jelentős befolyása a folyamatra.

Részben a fentiek következménye, hogy míg a mészkőképződés szedimentológiai folyamatainak és körülményeinek értelmezésében az aktuálgeológiai ismereteknek kiemelkedő jelentősége van — az aktualizmus alkalmazhatóságának korlátai ellenére —, addig a dolomitok esetében ez a megközelítés csak kivételes esetekben nyújt támpontot. Ugyancsak nem vezettek egyértelmű eredményre a felszín közeli környezetben folyó dolomiteképződést modellező laboratóriumi kísérletek. Bár ezek tanulságai nem elhanyagolhatóak, és a jövőbeli kutatások még fontos új ismereteket eredményezhetnek.

A fentiekből következik, hogy a részletes és célirányos esettanulmányoknak kiemelkedő jelentősége van a dolomiteképződésének megismerésében. Az elmúlt évtizedekben sokféle dolomit kőzettetről nagyszámú esettanulmány készült. Ezek eredményei alapján az a következtetés vonható le, hogy bár kétségtelenül vannak genetikai csoportok, melyek bizonyos dolomittípusokat határoznak meg, minden kőzettetről képződéstörténete egyedi jellegeket mutat. Így ezek a sajátosságok csak beható vizsgálatok alapján bogozhatók ki. Az átalakulási folyamat ugyanis gyakran komplex és több szakaszban történt. A dolomitosodás már közvetlenül a mészüledékek lerakódását követően megkezdődhet, nem ritkán már a diagenézis korai szakaszában igen jelentős, sőt akár teljes mértékű is lehet egyes üledékes rétegekben. A részlegesen dolomitosodott üledékes testekben a dolomitosodás a betemetődés során tovább folytatódhat, amit azonban már más folyamatok határoznak meg. Így két vagy akár több generációban keletkezett kristályok együttesen vannak jelen a dolomitosodott kőzettetrben. A korai szakaszhoz kapcsolható jellegeket a későbbi, magasabb hőmérsékleten és nyomáson történő vagy esetleg a még

későbbi kiemelkedésekhez kötődő diagenetikus folyamatok felülírhatják, részben vagy teljesen el is tüntethetik.

A folyamatok sorozatának felderítése sokoldalú megközelítést igényel. Tisztában kell lenni a vizsgálandó kőzetest geometriájával, rétegtani és szerkezeti helyzetével. Mindezek ismeretében különös gondot kell fordítani a mintavételi stratégia kialakítására. Kulcsfontosságúak a petrográfiai vizsgálatok, mert csak ezek eredményein alapulhatnak a szükséges ásványtani és geokémiai anyagvizsgálatok. Csak valamennyi adat együttes értékelése vezethet el a folyamatok értelmezéséhez, a kristálygenerációk megértésére alkalmas megfelelő modell megtalálásához. Fontos a folyamatok sorrendjének meghatározása (különös tekintettel a dolomitosodási szakaszokra és a teljes betemetődés történetére is), amit a paragenetikai sorrend fejez ki, ahol az összes diagenetikus komponens figyelembe van véve. Kedvező esetben ezt követi koradatok rendelése a sorrendhez, a betemetődés során a vizsgált kőzetest térbeli helyzetének, hőmérsékleti és nyomásviszonyainak, a porozitás és a permeabilitás változásainak kiderítése.

Sekélybetemetődési dolomitosodás esetén az üledék-képződés környezete és a diagenézis tartománya szoros kapcsolatban van. Így a dolomitosodás fő meghatározói a környezeti paraméterek (pl. tengerszintváltozás, klímaváltozás), továbbá a pórúsvíz, mely a felszíni (üledékes) vízzel kapcsolatban van. Az intermedier és a mélybetemetődés tartományaiban a pórúsvíz már nincs kapcsolatban a felszíni vizekkel, itt a módosult, formációs víz a meghatározó. A dolomitosodásnál jelentős szerepe van a fluidumáramlás hajtóerejének, a hőmérsékletnek és a tektonikai folyamatoknak. Az egyes kőzetestek eltérő porozitása és permeabilitása döntően meghatározza a dolomitosodás helyét.

Összességében elmondhatjuk, hogy minden dolomitosodott kőzettetr más és más. Annak ellenére, hogy mára csaknem valamennyi dolomitosodást meghatározó paraméter és folyamat már felderített, a befogadó kőzettetr jellegei, a dolomitosodási folyamatok egymásutánisága és a lokális tektonikai, a regionális geodinamikai fejlődéstörténet a dolomit kőzetestek számtalan változatát hozhatja létre.

## Köszönet nyilváníítás

A kutatást az OTKA K124313 projektje támogatta. A szerzők köszönetüket fejezik ki GYÓRI Orsolyának a cikkel kapcsolatos konzultációkért, valamint a cikk lektorainak, POROS Zsófiának és LUKOCZKI Georginának a javaslataikért.

## Irodalom — References

- ADAMS, J. & RHODES, M. 1960: Dolomitization by seepage refluxion. — *AAPG Bulletin* **44/12**, 1912–1920., <https://doi.org/10.1306/0bda6263-16bd-11d7-8645000102c1865d>
- AL-HELAL, A. B., WHITAKER, F. F. & XIAO, Y. 2012: Reactive transport modeling of brine reflux: dolomitization, anhydrite precipitation, and porosity evolution. — *Journal of Sedimentary Research* **82/3**, 196–215., <https://doi.org/10.2110/jsr.2012.14>



- BADIOZAMANI, K. 1973: The dorag dolomitization model, application to the middle Ordovician of Wisconsin. — *Journal of Sedimentary Research* **43/4**, 965–984., <https://doi.org/10.1306/74d728c9-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- BAJNAI D. & KELE S. 2017: Kapcsolt izotópok (clumped isotopes) a földtudományi kutatásokban. — *Földtani Közlöny* **147/2**, 177–194., <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.2.177>
- BAKER, P. A. & BURNS, S. J. 1985: Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. — *AAPG Bulletin* **69/11**, 1917–1930.
- BAKER, P. A. & KASTNER, M. 1981: Constraints on the formation of sedimentary dolomite. — *Science* **213/4504**, 214–216., <https://doi.org/10.1306/94885570-1704-11d7-8645000102c1865d>
- BALOG A. & HAAS J. 1990: A váci Nagyszál Dachsteini Mészkövének szedimentológiai jellegei és diagenézise. — *Földtani Közlöny* **120/1–2**, 11–18.
- BALOG, A., HAAS, J., READ, J. F. & CORUH, C. 1997: Shallow marine record of orbitally forced cyclicity in a Late Triassic carbonate platform, Hungary. — *Journal of Sedimentary Research* **67/4**, 661–675., <https://doi.org/10.1306/d426860d-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- BALOG, A., READ, J. F. & HAAS, J. 1999: Climate-controlled early dolomite, Late Triassic cyclic platform carbonates, Hungary. — *Journal of Sedimentary Research* **69/1**, 267–282., <https://doi.org/10.2110/jsr.69.267>
- BANNER, J. L. 1995: Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. — *Sedimentology* **42/5**, 805–824., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00410.x>
- BANNER, J. L. & HANSON, G. N. 1990: Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54/11**, 3123–3137., [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90128-8)
- BARNICOAT, A. C., SHELDON, H. A. & ORD, A. 2009: Faulting and fluid flow in porous rocks and sediments: implications for mineralisation and other processes. — *Mineralium Deposita* **44/6**, 705–718., <https://doi.org/10.1007/s00126-009-0236-4>
- BATHURST, R. G. C. 1975: *Carbonate sediments and their diagenesis*. — Amsterdam, Elsevier, 660 p.
- BATHURST, R. G. C. 1995: Burial diagenesis of limestones under simple overburden; stylolites, cementation and feedback. — *Bulletin de la Société géologique de France* **166/2**, 181–192.
- BÉRCZINÉ MAKK, A. 1986: Mesozoic formations types of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 261–282.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Budapest: MOL–MÁFI kiadvány, 281–298.
- BJØRLYKKE, K. 1994: Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. — *Geological Society, London, Special Publications* **78/1**, 127–140., <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1994.078.01.11>
- BJØRLYKKE, K. 2010: Subsurface water and fluid flow in sedimentary basins. — In: *Petroleum geoscience, from sedimentary environments to rock physics*. Berlin, Elsevier. 258–280., [https://doi.org/10.1007/978-3-642-02332-3\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-642-02332-3_10)
- BOGGS, S. & KRINSLEY, D. 2006: *Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks*. Cambridge, Cambridge University Press., <https://doi.org/10.1017/cbo9780511535475.008>
- BONI, M., PARENTE, G., BECHSTAEDT, T., DE VIVO, B. & IANNACE, A. 2000: Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event. — *Sedimentary Geology* **131/3–4**, 181–200., [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(99\)00131-1](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(99)00131-1)
- BONTOGNALI, T. R. R., VASCONCELOS, C., WARTHMAN, R. J., BERNASCONI, S. M., DUPRAZ, C., STROHMENGER, C. J. & MCKENZIE, J. A. 2010: Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). — *Sedimentology* **57/3**, 824–844., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01121.x>
- BRAITHWAITE, C. J. R., RIZZI, G. & DARKE, G. 2004: The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs. — *Geological Society of London, Special Publication* **235**, p. 413., <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.235.01.01>
- BRESCH, L., SWENNEN, R., VINCENT, B., ELLISON, R. & DEWEVER, B. 2010: Dolomite cementation and recrystallisation of sedimentary breccias along the Musandam Platform margin (United Arab Emirates). — *Journal of Geochemical Exploration* **106/1–3**, 34–43., <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.02.005>
- BROGLIO LORIGA, C., GÓCZÁN, F., HAAS, J., LENNER, K., NERI, C., ORAVECZ SHEFFER, A., POSENATO, R., SZABÓ, I. & TÓTH MAKK, A. 1990: The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation. — *Memorie di Scienze Geologiche* **42**, 41–103.
- BUDAI, T., HAAS, J., VÖRÖS, A. & MOLNÁR, Z. 2017: Influence of upwelling on the sedimentation and biota of the segmented margin of the western Neotethys: a case study from the Middle Triassic of the Balaton Highland (Hungary). — *Facies* **63/4**, 22., <https://doi.org/10.1007/s10347-017-0504-1>
- BUDD, D. A. 1997: Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. — *Earth-Science Reviews* **42/1–2**, 1–47., [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(96\)00051-7](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(96)00051-7)
- CARBALLO, J., LAND, L. S. & MISER, D. E. 1987: Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida. — *Journal of Sedimentary Research* **57/1**, 153–165., <https://doi.org/10.1306/ad460b70-16f7-11d7-8645000102c1865d>
- CHOQUETTE, P. W. & HIATT, E. E. 2008: Shallow burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites. — *Sedimentology* **55/2**, 423–460., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00908.x>
- CHOQUETTE, P. W. & JAMES, N. P. 1987: Diagenesis #12. Diagenesis in Limestones-3. The deep burial environment. — *Geoscience Canada* **14/1**, 3–35.
- COMPTON, J. S. 1988: Degree of supersaturation and precipitation of organogenic dolomite. — *Geology* **16/4**, 318–321., [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016%3C0318:dosapo%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016%3C0318:dosapo%3E2.3.co;2)
- CSALAGOVITS, I. 1973: Stratigraphically controlled Triassic ore mineralization, a genetic model based on Hungarian geochemical investigations. — *Acta Geologica Hungarica* **17/1–3**, 39–48.

- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* **132**, 193–213.
- CSERNY T., FÖLDEVÁRI M., IKRÉNYI K., NAGY-BODOR E., HAJÓS M., SZUROMINÉ KORECZ A. & WOJNÁROVITS L. 1991: A Balaton aljzatába mélyített Tó–24. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése az 1989. évről*, 177–238.
- DAWANS, J. M. & SWART, P. K. 1988: Textural and geochemical alternations in late Cenozoic Bahamian dolomites. — *Sedimentology* **35/3**, 385–403., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb00993.x>
- DE DOLOMIEU, D. G. 1791: Sur un genre de pierres calcaires très peu effervescentes avec les acides et phosphorescentes par la collision. — *Journal de Physique* **39**, 3–10.
- DE SAUSSURE, N. T. 1792: Analyse de la dolomie. — *Journal de Physique* **40**, 161–173.
- DE WINTER, N. J., SINNESAEEL, M., MAKARONA, C., VANSTEENBERGE, S. & CLAEYS, P. 2017: Trace element analyses of carbonates using portable and micro-X-ray fluorescence: performance and optimization of measurement parameters and strategies. — *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **32/6**, 1211–1223., <https://doi.org/10.1039/c6ja00361c>
- DEFFEYES, K. S., LUCIA, F. J. & WEYL, P. K. 1965: Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene Sediments by Marine Evaporite Waters on Bonaire Netherlands Antilles. — In: PRAY, C. & MURRAY, R. C. (eds): *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. Special Publications of SEPM., 71–88., <https://doi.org/10.2110/pec.65.07.0071>
- DEOCAMPO, D. M. 2010: The geochemistry of continental carbonates. — In: ZARZA, A. M. & TANNER, L. H. (eds): *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications* **62**, 1–59.
- DICKSON, J. A. D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Research* **36/2**, 491–505., <https://doi.org/10.1306/74d714f6-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- DOSZTÁLY L., GULÁCSI Z., KOVÁCS S. & BÉRCZI I. 1998: Az észak-magyarországi jura képződmények rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol–MÁFI kiadvány, Budapest, 309–318.
- DRAVIS, J. J. 1991: Carbonate petrography; update on new techniques and applications. — *Journal of Sedimentary Research* **61/4**, 626–628., <https://doi.org/10.1306/d426778f-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- DRAVIS, J. J. & YUREWICZ, D. A. 1985: Enhanced carbonate petrography using fluorescence microscopy. — *Journal of Sedimentary Research* **55/6**, 795–804., <https://doi.org/10.1306/212f8800-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- DUGGAN, J. P., MOUNTJOY, E. W. & STASIUK, L. D. 2001: Fault controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west central Alberta, Canada. — *Sedimentology* **48/2**, 301–323., <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00364.x>
- DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional textures. — In: *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Memoirs, 108–121., <https://doi.org/10.1306/M1357>
- EILER, J. M. 2007: “Clumped-isotope” geochemistry—The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues. — *Earth and planetary science letters* **262/3–4**, 309–327., <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.020>
- EL ALI, A., BARBIN, V., CALAS, G., CERVELLE, B., RAMSEYER, K. & BOUROULEC, J. 1993: Mn<sup>2+</sup>-activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite: quantitative determination of manganese and site distribution by EPR and CL spectroscopy. — *Chemical Geology* **104/1–4**, 189–202., [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90150-h](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90150-h)
- FAIRBRIDGE, R. W. 1957: The dolomite question. — In: LE BLANC, R. J. & BREEDING, J. G. (eds): *Regional Aspects of Carbonate Deposition* 125–178., <https://doi.org/10.2110/pec.57.01.0125>
- FERRY, J. M., PASSEY, B. H., VASCONCELOS, C. & EILER, J. M. 2011: Formation of dolomite at 40–80° C in the Latemar carbonate buildup, Dolomites, Italy, from clumped isotope thermometry. — *Geology* **39/6**, 571–574., <https://doi.org/10.1130/g31845.1>
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *AAPG Bulletin* **43/1**, 1–38., <https://doi.org/10.1306/0bda5c36-16bd-11d7-8645000102c1865d>
- FOLK, R. L. 1962: Spectral subdivision of limestone types. — In: HAM, W. E. (ed.): *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Memoir. 62–84
- FRISIA, F. 1994: Mechanisms of complete dolomitization in a carbonate shelf: Comparison between the Norian Dolomia Principale (Italy) and the Holocene of Abu Dhabi Sabkha. — In: PURSER, B., TUCKER, M. & ZENGER, D. (eds): *Dolomites*. International Association of Sedimentologists Special Publication. 55–74., <https://doi.org/10.1002/9781444304077.ch5>
- FRITZ, P. & KATZ, A. 1972: The sodium distribution of dolomite crystals. — *Chemical Geology* **10/3**, 237–244., [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(72\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(72)90005-8)
- FU, Q., QING, H., BERGMAN, K. M. & YANG, C. 2008: Dedolomitization and calcite cementation in the middle Devonian Winnipegosis formation in central Saskatchewan, Canada. — *Sedimentology* **55/6**, 1623–1642., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00960.x>
- FÜLÖP, J. (szerk.) 1990: Magyarország geológiája. Paleozoikum I. — Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 325 p.
- GABELLONE, T. & WHITAKER, F. 2016: Secular variations in seawater chemistry controlling dolomitization in shallow reflux systems: insights from reactive transport modelling. — *Sedimentology* **63/5**, 1233–1259., <https://doi.org/10.1111/sed.12259>
- GABELLONE, T., WHITAKER, F., KATZ, D., GRIFFITHS, G. & SONNENFELD, M. 2016: Controls on reflux dolomitisation of epeiric-scale ramps: Insights from reactive transport simulations of the Mississippian Madison Formation (Montana and Wyoming). — *Sedimentary Geology* **345**, 85–102., <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.003>
- GARAGULY I., RAUCSIK B., RAUCSIK VARGA A. B. & SCHUBERT F. 2017: Középső-triász dolomitok képződésének története és töréss deformációja a Szegedi-medence területén. — *Földtani Közlöny* **147/1**, 39–60., <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.1.39>
- GARAGULY, I., VARGA, A., RAUCSIK, B., SCHUBERT, F., CZUPPON, G. & FREI, R. 2018: Pervasive early diagenetic dolomitization, subsequent hydrothermal alteration, and late stage hydrocarbon accumulation in a Middle Triassic carbonate sequence (Szeged Basin, SE Hungary). — *Marine and Petroleum Geology* **98**, 270–290., <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.024>
- GAWTHORPE, R. L. 1987: Burial dolomitization and porosity development in a mixed carbonate clastic sequence: an example from the Bowland Basin, northern England. — *Sedimentology* **34/4**, 533–558., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00785.x>
- GIVEN, R. K. & WILKINSON, B. H. 1987: Dolomite abundance and stratigraphic age; constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic



- dolostone formation. — *Journal of Sedimentary Research* **57/6**, 1068–1078., <https://doi.org/10.1306/212f8cf1-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- GOLDSMITH, J. R. & GRAF, D. L. 1958: Structural and compositional variations in some natural dolomites. — *The Journal of Geology* **66/6**, 678–693., <https://doi.org/10.1086/626547>
- GOLDSTEIN, R. H. 2001: Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. — *Lithos* **55/1–4**, 159–193., [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(00\)00044-x](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(00)00044-x)
- GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J. 1994: Fluid inclusion microthermometry. — In: GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J.: *Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. Special Publications of SEPM* **31**, <https://doi.org/10.2110/scn.94.31.0087>
- GOLDSTEIN, R. H. & SAMSON, I. 2003: Petrographic analysis of fluid inclusions. — *Fluid inclusions: Analysis and interpretation* **32**, 9–53.
- GRAF, D. L. & GOLDSMITH, J. R. 1956: Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. — *The Journal of Geology* **64/2**, 173–186., <https://doi.org/10.1086/626332>
- GREGG, J. M. 2004: Basin fluid flow, base-metal sulphide mineralization and the development of dolomite petroleum reservoirs. — In: BRAITHWAITE, C. J. R., RIZZI, G. & DARKE, G. (eds): *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs* **235**, 157–175, Geological Society of London, Special Publication., <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.235.01.07>
- GREGG, J. M., BISH, D. L., KACZMAREK, S. E. & MACHEL, H. G. 2015: Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: a review. — *Sedimentology* **62/6**, 1749–1769., <https://doi.org/10.1111/sed.12202>
- GREGG, J. M., HOWARD, S. A. & MAZZULLO, S. J. 1992: Early diagenetic recrystallization of Holocene (< 3000 years old) peritidal dolomites, Ambergris Cay, Belize. — *Sedimentology* **39/1**, 143–160., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb01027.x>
- GUIDO, A., RUSSO, F., MIRIELLO, D. & MASTANDREA, A. 2018: Autochthonous micrite to aphanodolomite: the microbialites in the dolomitization processes. — *Geosciences* **8/12**, 451., <https://doi.org/10.3390/geosciences8120451>
- GUTZMER, J. 2006: The paleoproterozoic carbonate-hosted Pering Zn–Pb deposit, South Africa: I. Styles of brecciation and mineralization. — *Mineralium Deposita* **40/6–7**, 664., <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0014-x>
- GYÓRI, O., HAAS, J., HIPS, K., LUKOCZKI, G., BUDAI, T., DEMÉNY, A. & SZÓCS, E. 2020: Dolomitization of shallow-water, mixed silicilastic-carbonate sequences: The Lower Triassic ramp succession of the Transdanubian Range, Hungary. — *Sedimentary Geology* **395**, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.105549>
- GYÓRI O., MINDSZENTY A., HAAS J. & CZUPPON G. 2018: Részlegesen dolomitósodott alsó-jura mészkő a tatai Kálvária-dombon. — *Földtani Közlöny* **148/1**, 27–34., <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.1.27>
- HAAS, J. 1991: A basic model for Lofer cycles. — In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds): *Cycles and events in stratigraphy*. Heidelberg: Springer-Verlag Berlin, 722–732.
- HAAS J. (szerk.) 2004: *Magyarország geológiája. Triász*. — Budapest, ELTE Eötvös Kiadó, 384 p.
- HAAS, J., BUDAI, T. & DEMÉNY, A. 2014a: Partial dolomitization of foreslope and toe-of-slope facies of a Carnian carbonate platform, Transdanubian Range, Hungary. — *Central European Geology* **57/1**, 1–19., <https://doi.org/10.1556/ceugeol.57.2014.1.1>
- HAAS, J., BUDAI, T., GYÓRI, O. & KELE, S. 2014b: Multiphase partial and selective dolomitization of Carnian reef limestone (Transdanubian Range, Hungary). — *Sedimentology* **61/3**, 836–859., <https://doi.org/10.1111/sed.12088>
- HAAS, J., BUDAI, T., GYÓRI, O. & KELE, S. 2014c: Similarities and differences in the dolomitization history of two coeval Middle Triassic carbonate platforms, Balaton Highland, Hungary. — *Facies* **60/2**, 581–602., <https://doi.org/10.1007/s10347-014-0397-1>
- HAAS, J., BUDAI, T. & RAUCSIK, B. 2012: Climatic controls on sedimentary environments in the Triassic of the Transdanubian Range (Western Hungary). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **353**, 31–44., <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.06.031>
- HAAS, J. & DEMÉNY, A. 2002: Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). — *Sedimentary Geology* **151/3–4**, 225–242., [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(01\)00259-7](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(01)00259-7)
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., MATYÓK, I. & PELIKÁN, P. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in Northeast Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49/2**, 125–163., <https://doi.org/10.1556/ageol.49.2006.2.3>
- HAAS, J., HIPS, K., BUDAI, T., GYÓRI, O., LUKOCZKI, G., KELE, S., DEMÉNY, A. & POROS, Z. 2017: Processes and controlling factors of polygenetic dolomite formation in the Transdanubian Range, Hungary: a synopsis. — *International Journal of Earth Sciences* **106/3**, 991–1021., <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1347-7>
- HAAS J., KÖRÖG L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMOR-VIDÓ M., ORAVECZ-SCHEFFER A. & TARDI-FILÁČZ E. 2000: Felső-triász medence-és lejtőfáciesek a Budai-hegységben a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében (Upper Triassic basin and slope facies in the Buda Mts. based on study of core drilling Vérhalom tér, Budapest). — *Földtani Közlöny* **130/3**, 371–421.
- HAAS, J., LUKOCZKI, G., BUDAI, T. & DEMÉNY, A. 2015: Genesis of upper Triassic peritidal dolomites in the Transdanubian Range, Hungary. — *Facies* **61/3**, 8., <https://doi.org/10.1007/s10347-015-0435-7>
- HAAS, J., TARDI-FILÁČZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F. & DOSZTÁLY, L. 1997: Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csővár-1, North Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **40/2**, 111–177.
- HAAS, J., TÓTH-MAKK, Á., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F., ORAVECZ, J. & SZABÓ, I. 1988: Lower Triassic key sections in the Transdanubian Mid-Mountains. — *Annals of the Hungarian Geological Institute* **65/2**, 131–173.
- HAIDINGER, W. 1845: Ueber die Pseudomorphosen und ihre anogene und katogene Bildung. — *Abhandlungen der K. Böhm. Gesellschaft der Wissenschaften. Prague, Ser.* **5/3**, 231–259.
- HÁMOR, T. 1996: S, O, C isotopic signatures of the Late Miocene Pannonian Lake. — *Acta Geologica Hungarica* **39/Suppl**, 68.
- HANSHAW, B. B., BACK, W. & DEIKE, R. G. 1971: A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. — *Economic Geology* **66/5**, 710–724., <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.5.710>
- HARDIE, L. A. 1987: Dolomitization; a critical view of some current views. — *Journal of Sedimentary Research* **57/1**, 166–183., <https://doi.org/10.1306/212f8ad5-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- HIPS, K. & ÁRGYELÁN, G. B. 2007: Controls on diagenesis of the Triassic Kurrachine Dolomite, Syria. — *GeoArabia* **12/2**, 41–64.

- HIPS, K., HAAS, J. & GYÓRI, O. 2016: Hydrothermal dolomitization of basinal deposits controlled by a synsedimentary fault system in Triassic extensional setting, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **105/4**, 1215–1231., <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1237-4>
- HIPS, K., HAAS, J., POROS, Z., KELE, S. & BUDAI, T. 2015: Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): origin of microcrystalline dolomite. — *Sedimentary Geology* **318**, 113–129., <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.12.002>
- HOFSTRA, A. H., KÖRPÁS, L., CSALAGOVITS, I., JOHNSON, C. A. & CHRISTIANSEN, W. D. 1999: Stable isotopic study of the Rudabánya iron mine, a carbonate-hosted siderite, barite, base-metal sulfide replacement deposit. — *Geologica Hungarica, series Geologica* **24**, 295–302.
- HSÜ, K. J. & SIEGENTHALER, C. 1969: Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. — *Sedimentology* **12/1–2**, 11–25., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb00161.x>
- HU, X., GROSSIE, D. A. & HIGGINS, S. R. 2005: Growth and dissolution kinetics at the dolomite-water interface: An in-situ scanning probe microscopy study. — *American Mineralogist* **90/5–6**, 963–968., <https://doi.org/10.2138/am.2005.1798>
- HUGHES, J. D., VACHER, H. L. & SANFORD, W. E. 2007: Three-dimensional flow in the Florida platform: Theoretical analysis of Kohout convection at its type locality. — *Geology* **35/7**, 663–666., <https://doi.org/10.1130/g23374a.1>
- IANNACE, A., GASPARRINI, M., GABELLONE, T. & MAZZOLI, S. 2012: Late dolomitization in basinal limestones of the southern Apennines fold and thrust belt (Italy). — *Oil & Gas Science and Technology–Revue d'IFP Energies nouvelles* **67/1**, 59–75., <https://doi.org/10.2516/ogst/2011166>
- ILLING, L. V., WELLS, A. J. & TAYLOR, J. C. M. 1965: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. — In: PRAY, L. C. & MURRAY, R. C. (eds): *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 89–111., <https://doi.org/10.2110/pec.65.07.0089>
- JÁMBOR Á. & KÖRPÁS NÉ HÓDI M. 1971: A pannóniai képződmények szintezési lehetőségei a Dunántúli-középhegység DK-i előterében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1969. évről* 155–192.
- JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. 1983: Diagenesis 6. Limestones—the sea floor diagenetic environment. — *Geoscience Canada* **10/4**, 162–179.
- JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. 1984: Diagenesis 9. Limestones—the meteoric diagenetic environment. — *Geoscience Canada* **11/4**, 161–194.
- JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. 1988: *Paleokarts*. — New York, Springer-Verlag, 416 p.
- JAMES, N. P. & JONES, B. 2015: *Origin of carbonate sedimentary rocks*. — John Wiley & Sons, 464 p.
- JONES, G. D. & XIAO, Y. 2005: Dolomitization, anhydrite cementation, and porosity evolution in a reflux system: Insights from reactive transport models. — *AAPG Bulletin* **89/5**, 577–601., <https://doi.org/10.1306/12010404078>
- KACZMAREK, S. E., GREGG, J. M., BISH, D. L., MACHEL, H. G., FOUKE, B. W., MACNEIL, A., LONNÉE, J. & WOOD, R. 2017: Dolomite, very-high magnesium calcite, and microbes: implications for the microbial model of dolomitization. — *SEPM Special Publication* **109**, 1–14., <https://doi.org/10.2110/sepmsp.109.01>
- KACZMAREK, S. E. & SIBLEY, D. F. 2011: On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: an alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. — *Sedimentary Geology* **240/1–2**, 30–40., <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.07.003>
- KACZMAREK, S. E. & SIBLEY, D. F. 2014: Direct physical evidence of dolomite recrystallization. — *Sedimentology* **61/6**, 1862–1882., <https://doi.org/10.1111/sed.12119>
- KARÁDI V., PELIKÁN P. & HAAS J. 2016: A Budai-hegység felső-triász medence kifejlődésű dolomitjainak conodonta biosztratigráfiája. — *Földtani Közlemények* **146/4**, 371–386.
- KATZ, A. & MATTHEWS, A. 1977: The dolomitization of CaCO<sub>3</sub>: an experimental study at 252–295 °C. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **41/2**, 297–308., [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90238-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90238-1)
- KELTS, K. R., MCKENZIE, J. A. 1982: Diagenetic dolomite formation in Quarternary anoxic diatomaceous muds of Deep Sea Drilling Project Leg 64, Gulf of California. — *Initial Report Deep Sea Drilling Project* **64/2**, 553–569., <https://doi.org/10.2973/dsdproc.64.110.1982>
- KEMPE, S. & KAZMIERCZAK, J. 1990: Calcium carbonate supersaturation and the formation of in situ calcified stromatolites. — In: ITTEKKOT, V., KEMPE, S., MICHAELIS, W. & SPITZY, A. (eds): *Facets of modern biogeochemistry*. Berlin, Festschrift for E. T. DEGENS, Springer-Verlag, 255–278,
- KENWARD, P. A., GOLDSTEIN, R. H., GONZALEZ, L. A. & ROBERTS, J. A. 2009: Precipitation of low temperature dolomite from an anaerobic microbial consortium: the role of methanogenic Archaea. — *Geobiology* **7/5**, 556–565., <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2009.00210.x>
- KINSMAN, D. J. J. 1969: Interpretation of Sr (super+ 2) concentrations in carbonate minerals and rocks. — *Journal of Sedimentary Research* **39/2**, 486–508., <https://doi.org/10.1306/74d71cb7-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- KOHOUT, F. A. 1967: Ground-water flow and the geothermal regime of the Floridan Plateau. — *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* **17**, 339–354.
- KOHOUT, F. A., HENRY, H. R. & BANKS, J. E. 1977: Hydrogeology related to geothermal conditions of the Floridan Plateau. — In: SMITH, K. L. & GRIFFIN, G. M. (eds): *The Geothermal Nature of the Floridan Plateau*. Florida Department of Natural Resources Bureau, Geology Special Publications **21**, 1–34.
- LAND, L. S. 1980: The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. — In: ZENGER, D. H., DUNHAM, J. B. & ETHINGTON, R. L. (eds): *Concepts and Models of Dolomitization*. Special Publications of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 87–110.
- LAND, L. S. 1983: The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments. — In: ARTHUR, M. A., ANDERSON, T. F., KAPLAN, I. R., VEIZER, J. & LAND, L. S. (eds): *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. 4.1–4.22. Society of Sedimentary Geology.



- LAND, L. S. 1985: The origin of massive dolomite. — *Journal of Geological Education* **33/2**, 112–125., <https://doi.org/10.5408/0022-1368-33.2.112>
- LAND, L. S. 1998: Failure to Precipitate Dolomite at 25 °C from Dilute Solution Despite 1000-Fold Oversaturation after 32 Years. — *Aquatic Geochemistry* **4/3–4**, 361–368.
- LAST, W. M. 1990: Lacustrine dolomite — an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences. — *Earth-Science Reviews* **27/3**, 221–263., [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90004-f](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90004-f)
- LAST, W. M. 2002: Mineralogical analysis of lake sediments. — In: LAST, W. M. & SMOL, J. P. (eds): *Tracking environmental change using lake sediments*. Developments in Paleoenvironmental Research **2**, Dordrecht, Springer, 143–187., [https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3\\_6](https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3_6)
- LIPPMANN, F. 1973: Sedimentary Carbonate Minerals. — *Minerals, Rocks and Inorganic Materials: Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies* **4**, p. 228.
- LUCIA, F. J. 1961: Dedolomitization in the Tansill (Permian) formation. — *Geological Society of America Bulletin* **72/7**, 1107–1109., [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1961\)72\[1107:dittpf\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1961)72[1107:dittpf]2.0.co;2)
- LUCIA, F. J. 2004: Origin and petrophysics of dolostone pore space. — *Geological Society, London, Special Publications* **235/1**, 141–155.
- LUCIA, F. J. & MAJOR, R. P. 1994: Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. — In: PURSER, B., TUCKER, M. & ZENGER, D. (eds): *Dolomites*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 325–341., <https://doi.org/10.1002/9781444304077.ch18>
- LUCZAJ, J. A. & GOLDSTEIN, R. H. 2000: Diagenesis of the lower Permian Krider member, southwest Kansas, USA: fluid-inclusion, U-Pb, and fission-track evidence for reflux dolomitization during latest Permian time. — *Journal of Sedimentary Research* **70/3**, 762–773., <https://doi.org/10.1306/d4268ca2-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- LUKOCZKI, G., HAAS, J., GREGG, J. M., MACHEL, H. G., KELE, S. & JOHN, C. M. 2019: Multi-phase dolomitization and recrystallization of Middle Triassic shallow marine–peritidal carbonates from the Mecsek Mts. (SW Hungary), as inferred from petrography, carbon, oxygen, strontium and clumped isotope data. — *Marine and Petroleum Geology* **101**, 440–458., <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.12.004>
- LUKOCZKI, G., HAAS, J., GREGG, J. M., MACHEL, H. G., KELE, S. & JOHN, C. M. 2020: Early dolomitization and partial burial recrystallization: a case study of Middle Triassic peritidal dolomites in the Villány Hills (SW Hungary) using petrography, carbon, oxygen, strontium and clumped isotope data. — *International Journal of Earth Sciences* <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01851-7>
- LUMSDEN, D. N. & CHIMAHUSKY, J. S. 1980: Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. — *Concepts and Models of Dolomitization* **28**, 123–137., <https://doi.org/10.2110/pec.80.28.0123>
- MACHEL, H. G. 1997: Recrystallization versus neomorphism, and the concept of ‘significant recrystallization’ in dolomite research. — *Sedimentary Geology* **113/3–4**, 161–168., [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(97\)00078-x](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(97)00078-x)
- MACHEL, H. G. 2001: Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings—old and new insights. — *Sedimentary Geology* **140/1–2**, 143–175., [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(00\)00176-7](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(00)00176-7)
- MACHEL, H. G. 2004: Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. — In: BRAITHWAITE, C., RIZZI, G. & DARKE, G. (eds): *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. London: Geological Society, Special Publications **235**, 7–63., <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.235.01.02>
- MACHEL, H. G. & BURTON, E. A. 1991: Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. — In: BAKER, C. E. & KOPP, O. C. (eds): *Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* **37**, Special Publications of SEPM., <https://doi.org/10.2110/scn.91.25.0037>
- MACHEL, H. G., KROUSE, H. R. & SASSEN, R. 1995: Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. — *Applied Geochemistry* **10/4**, 373–389., [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(95\)00008-8](https://doi.org/10.1016/0883-2927(95)00008-8)
- MACHEL, H. G. & LONNÉE, J. 2002: Hydrothermal dolomite—A product of poor definition and imagination. — *Sedimentary geology* **152/3–4**, 163–171., [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(02\)00259-2](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(02)00259-2)
- MACHEL, H. G. & MOUNTJOY, E. W. 1986: Chemistry and environments of dolomitization—a reappraisal. — *Earth-Science Reviews* **23/3**, 175–222., [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(86\)90017-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90017-6)
- MACHEL, H. G. & MOUNTJOY, E. W. 1990: Coastal mixing zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of platform-margin carbonates: Discussion. — *Journal of Sedimentary Petrology* **60/6**, 1008–1012., <https://doi.org/10.1306/d4267668-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- MAKHOUKHI, S., MARGINAC, C., PIRONON, J., SCHMITT, J. M., MARRAKCHI, C., BOUABDELLI, M. & BASTOUL, A. 2003: Aqueous and hydrocarbon inclusions in dolomite from Touissit-Bou Beker district, Eastern Morocco: a Jurassic carbonate hosted PbZn (Cu) deposit. — *Journal of Geochemical Exploration* **78**, 545–551., [https://doi.org/10.1016/s0375-6742\(03\)00098-0](https://doi.org/10.1016/s0375-6742(03)00098-0)
- MALONE, M. J., BAKER, P. A. & BURNS, S. J. 1996: Hydrothermal dolomitization and recrystallization of dolomite breccias from the Miocene Monterey Formation, Tepsuquet area, California. — *Journal of Sedimentary Research* **66/5**, 976–990., <https://doi.org/10.1306/d426845a-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- MASTANDREA, A., PERRI, E., RUSSO, F., SPADAFORA, A. & TUCKER, M. 2006: Microbial primary dolomite from a Norian carbonate platform: northern Calabria, southern Italy. — *Sedimentology* **53/3**, 465–480., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00776.x>
- MATTES, D. H. & MOUNTJOY, E. W. 1980: Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. — In: ZENGER, D. H., DUNHAM, J. B. & ETHINGTON, R. L. (eds): *Concepts and Models of Dolomitization*. Special Publications of SEPM. 259–297., <https://doi.org/10.2110/pec.80.28.0259>
- MAUGER, C. L. & COMPTON, J. S. 2011: Formation of modern dolomite in hypersaline pans of the Western Cape, South Africa. — *Sedimentology* **58/7**, 1678–1692., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01229.x>
- MAZZULLO, S. J. 2000: Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. — *Journal of Sedimentary Research* **70/1**, 10–23., <https://doi.org/10.1306/2dc408f9-0e47-11d7-8643000102c1865d>

- MCARTHUR, J. M., HOWARTH, R. J. & SHIELDS, G. A. 2012: Strontium isotope stratigraphy. — In: GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SCHMITZ, M. & OGG, G. (eds): *The geologic time scale* **1**, 127–144 Elsevier, New York.
- MCKENZIE, J. A. 1976: Isotope study of the hydrology and the co-existing carbonate phase from site of recent dolomitization the coastal sabkha of Abu Dhabi, Persian Gulf — ETH Zurich, Nr. 5778.
- MCKENZIE, J. A. 1981: Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study. — *The Journal of Geology* **89/2**, 185–198., <https://doi.org/10.1086/628579>
- MCKENZIE, J. A. 1991: The dolomite problem: an outstanding controversy. — In: MÜLLER, D. W., MCKENZIE, J. A. & WEISSERT, H. (eds): *Controversies in modern geology*. London, Academic Press, 37–54.
- MCKENZIE, J. A., HSÜ, K. J. & SCHNEIDER, J. F. 1980: Movement of subsurface waters under the sabkha Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis. — In: ZENGER, D. H., DUNHAM, J. B. & ETHINGTON, R. L. (eds): *Concepts and Models of Dolomitization*. Special Publications of SEPM. 11–30., <https://doi.org/10.2110/pec.80.28.0011>
- MEISTER, P., MCKENZIE, J. A., BERNASCONI, S. M. & BRACK, P. 2013: Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. — *Sedimentology* **60/1**, 270–291., <https://doi.org/10.1111/sed.12001>
- MEISTER, P., MCKENZIE, J. A., VASCONCELOS, C., BERNASCONI, S., FRANK, M., GUTJAHR, M. & SCHRAG, D. P. 2007: Dolomite formation in the dynamic deep biosphere: results from the Peru Margin. — *Sedimentology* **54/5**, 1007–1032., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00870.x>
- MEISTER, P., PÓSFAI, M., PEKKER, P., MOLNÁR, Z., NEUHUBER, S., DEMÉNY, A., GIER, S. & FRISIA, S. 2019: Mineralogy and nano-structure of modern dolomite in Lake Neusiedl, Austria. — *Geophysical Research Abstracts* **21**.
- MEISTER, P., REYES, C., BEAUMONT, W., RINCON, M., COLLINS, L., BERELSON, W., STOTT, L., CORSETTI, F. & NEALSON, K. H. 2011: Calcium and magnesium limited dolomite precipitation at Deep Springs Lake, California. — *Sedimentology* **58/7**, 1810–1830., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01240.x>
- MELIM, L. A., MASAFERRO, J. L., VACHER, H. L. & QUINN, T. M. 1997: Geology of the Bahamas: subsurface geology of the Bahamas banks. — In: VACHER, H. L. & QUINN, T. (eds): *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*. Developments in Sedimentology, **54**, 161–182.
- METTRAUX, M., HOMEWOOD, P. W., KWARTENG, A. Y. & MATTNER, J. 2011: Coastal and continental sabkhas of Barr Al Hikman, Sultanate of Oman. — *International Association of Sedimentologist Special Publication* **43**, 183–204., <https://doi.org/10.1002/9781444392326.ch8>
- MILLIKEN, K. L. 2003: Late diagenesis and mass transfer in sandstone shale sequences. — *Treatise on geochemistry* **7**, 159–190., <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.00707-5>
- MOLNÁR B. 1980: Hiperszalin tavi dolomitképződés a Duna–Tisza közén. — *Földtani Közöny* **110/1**, 45–64.
- MOLNÁR, B. & REINER, B. 1996: Geochemistry and stable isotope ratio of modern carbonates in natron lakes of the Danube–Tisza Interfluve, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39/2**, 153–174.
- MOLNÁR B., SZÓNOKY M. & KOVÁCS S. 1981: Recens hiperszalin dolomitok diagenetikus és litifikációs folyamatai a Duna–Tisza közén.
- MOORE, C. H. 1989: *Carbonate diagenesis and porosity*. — Developments in Sedimentology **46**, Amsterdam, Elsevier, 337 p.
- MORERA-CHAVARRÍA, A., GRIFFIOEN, J. & BEHRENDTS, T. 2016: Optimized sequential extraction for carbonates: Quantification and <sup>13</sup>C analysis of calcite, dolomite and siderite. — *Chemical Geology* **443**, 146–157., <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.09.025>
- MORROW, D. W. 1982a: Diagenesis 1. Dolomite-Part 1: the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. — *Geoscience Canada* **9/1**, 5–13.
- MORROW, D. W. 1982b: Diagenesis 2. Dolomite-Part 2, Dolomitization models and ancient dolostones. — *Geoscience Canada* **9/1**, 95–107.
- MORROW, D. W. & RICKETS, B. D. 1988: Experimental investigation of sulfate inhibition of dolomite and its mineral analogues. — In: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Special Publications of SEPM* **43**, 25–38., <https://doi.org/10.2110/pec.88.43.0025>
- MORSE, J. W., ARVIDSON, R. S. & LÜTTGE, A. 2007: Calcium carbonate formation and dissolution. — *Chemical reviews* **107/2**, 342–381., <https://doi.org/10.1021/cr050358j>
- MOUNTJOY, E. W., MACHEL, H. G., GREEN, D., DUGGAN, J. & WILLIAMS-JONES, A. E. 1999: Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: a comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin of west-central Alberta. — *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* **47/4**, 487–509.
- MÜLLER, G. 1970: High-magnesian calcite and protodolomite in Lake Balaton (Hungary) sediments. — *Nature* **226/5247**, 749–750., <https://doi.org/10.1038/226749a0>
- MÜLLER, G., IRION, G. & FÖRSTNER, U. 1972: Formation and Diagenesis of Inorganic Ca-Mg Carbonates. — *Naturwissenschaften* **59**, 158–164., <https://doi.org/10.1007/bf00637354>
- MÜLLER, G., WAGNER, F., MATTER, A. & TUCKER, M. E. 1978: Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man. — In: *Modern and ancient lake sediments*. **2**, Blackwell Oxford. 57–81., <https://doi.org/10.1002/9781444303698.ch4>
- MURATA, K. J., FRIEDMAN, I. & MADSEN, B. M. 1969: Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine Miocene formations of California and Oregon. — *USGS Professional Paper* **614-B**, 24 p.
- NADER, F. H., LÓPEZ-HORGUE, M. A., SHAH, M. M., DEWIT, J., GARCIA, D., SWENNEN, R., IRIARTE, E., MUCHEZ, P. & CALINE, B. 2012: The Ranero hydrothermal dolomites (Albian, Karrantza Valley, northwest Spain): Implications on conceptual dolomite models. — *Oil & Gas Science and Technology–Revue d'IFP Energies nouvelles* **67/1**, 9–29., <https://doi.org/10.2516/ogst/2011165>
- NADER, F. H., SWENNEN, R. & ELLAM, R. 2004: Reflux stratabound dolostone and hydrothermal volcanism associated dolostone: a two stage dolomitization model (Jurassic, Lebanon). — *Sedimentology* **51/2**, 339–360., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00629.x>
- NADER, F. H., SWENNEN, R., ELLAM, R. M. & IMMENHAUSER, A. 2007: Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, central Lebanon). — *Sedimentology* **54/5**, 1093–1120., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00874.x>



- NAGY, Z. R., GREGG, J. M., SHELTON, K. L., BECKER, S. P., SOMERVILLE, I. D. & JOHNSON, A. W. 2004: Early dolomitization and fluid migration through the Lower Carboniferous carbonate platform in the SE Irish Midlands: implications for reservoir attributes. — In: BRAITHWAITE, C. J. R., RIZZI, G. & DARKE, G. (eds): *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs* **235**, Geological Society of London, Special Publication. 367–392., <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.235.01.16>
- NEILSON, J. E. & OXTOBY, N. H. 2008: The relationship between petroleum, exotic cements and reservoir quality in carbonates—A review. — *Marine and Petroleum Geology* **25/8**, 778–790., <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.02.004>
- NYIRŐ-KÓSA, I., ROSTÁSI, Á., BERECZK-TOMPA, É., CORA, I., KOBLAR, M., KOVÁCS, A. & PÓSFAL, M. 2018: Nucleation and growth of Mg-bearing calcite in a shallow, calcareous lake. — *Earth and Planetary Science Letters* **496**, 20–28., <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.029>
- OLANIPEKUN, B. J. & AZMY, K. 2017: In situ characterization of dolomite crystals: Evaluation of dolomitization process and its effect on zoning. — *Sedimentology* **64/6**, 1708–1730., <https://doi.org/10.1111/sed.12371>
- OLIVER, J. 1986: Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. — *Geology* **14/2**, 99–102., [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14%3C99:fetfob%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14%3C99:fetfob%3E2.0.co;2)
- PATTERSON, R. J. & KINSMAN, D. J. J. 1981: Hydrologic framework of a sabkha along Arabian Gulf. — *AAPG bulletin* **65/8**, 1457–1475., <https://doi.org/10.1306/03b5956c-16d1-11d7-8645000102c1865d>
- PEARCE, M. A., TIMMS, N. E., HOUGH, R. M. & CLEVERLEY, J. S. 2013: Reaction mechanism for the replacement of calcite by dolomite and siderite: implications for geochemistry, microstructure and porosity evolution during hydrothermal mineralisation. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **166/4**, 995–1009., <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0905-2>
- PERRI, E. & TUCKER, M. 2007: Bacterial fossils and microbial dolomite in Triassic stromatolites. — *Geology* **35/3**, 207–210., <https://doi.org/10.1130/g23354a.1>
- PISCIOITTO, K. A. & MAHONEY, J. J. 1981: Authigenic dolomite in Monterey Formation, California, and related rocks from offshore California and Baja California. — *AAPG Bulletin* **65/5**, 972–973., <https://doi.org/10.1306/2f91a151-16ce-11d7-8645000102c1865d>
- POKROVSKY, O. S. 1998: Precipitation of calcium and magnesium carbonates from homogeneous supersaturated solutions. — *Journal of Crystal Growth* **186/1–2**, 233–239., [https://doi.org/10.1016/s0022-0248\(97\)00462-4](https://doi.org/10.1016/s0022-0248(97)00462-4)
- POKROVSKY, O. S., MIELCZARSKI, J. A., BARRES, O. & SCHOTT, J. 2000: Surface speciation models of calcite and dolomite/aqueous solution interfaces and their spectroscopic evaluation. — *Langmuir* **16/6**, 2677–2688., <https://doi.org/10.1021/la980905e>
- POROS, Z., MACHEL, H. G., MINDSZENTY, A. & MOLNÁR, F. 2013: Cryogenic powderization of Triassic dolostones in the Buda Hills, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **102/5**, 1513–1539., <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0883-7>
- PÓSFAL, M., MOLNÁR, Z., ROSTÁSI, Á., FODOR, M. & CSERNYI, T. 2019: A Balaton üledékének kutatása. 16–19 Földtani és Geofizikai Vándorgyűlés 2019, Magyarhoni Földtani Társulat és Magyar Geofizikusok Egyesülete.
- PURSER, B. H., TUCKER, M. E. & ZENGER, D. H. 1994: Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. — In: PURSER, B., TUCKER, M. & ZENGER, D. (eds): *Dolomites*. International Association of Sedimentologists Special Publication, **21**, 3–20.
- QING, H. & MOUNTJOY, E. 1992: Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. — *Geology* **20/10**, 903–906., [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0903:lsffit%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0903:lsffit%3E2.3.co;2)
- QING, H. & MOUNTJOY, E. W. 1994: Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'ile Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. — *AAPG bulletin* **78/1**, 55–77., <https://doi.org/10.1306/bdff9014-1718-11d7-8645000102c1865d>
- RADKE, B. M. & MATHIS, R. L. 1980: On the formation and occurrence of saddle dolomite. — *Journal of Sedimentary Research* **50/4**, 1149–1168., <https://doi.org/10.1306/212f7b9e-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- READ, J. F. & HORBURY, A. D. 1993: Eustatic and Tectonic Controls on Porosity Evolution Beneath Sequence-Bounding Unconformities and Parasequence Disconformities on Carbonate Platforms. — In: HORBURY, A. D. & ROBINSON, A. G. (eds): *Diagenesis and Basin Development*. Tulsa, AAPG Special Volumes. 155–197., <https://doi.org/10.1306/f4c8ec60-1712-11d7-8645000102c1865d>
- REINHOLD, C. 1998: Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany. — *Sedimentary Geology* **121/1–2**, 71–95., [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(98\)00077-3](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(98)00077-3)
- RICHOZ, S., KRYSZYN, L., BAUD, A., BRANDNER, R., HORACEK, M. & MOHTAT-AGHAI, P. 2010: Permian–Triassic boundary interval in the Middle East (Iran and N. Oman): Progressive environmental change from detailed carbonate carbon isotope marine curve and sedimentary evolution. — *Journal of Asian Earth Sciences* **39/4**, 236–253., <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.12.014>
- RICHTER, D. K., GÖTTE, T., GÖTZE, J. & NEUSER, R. D. 2003: Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. — *Mineralogy and Petrology* **79/3–4**, 127–166., <https://doi.org/10.1007/s00710-003-0237-4>
- ROBERTS, J. A., KENWARD, P. A., FOWLE, D. A., GOLDSTEIN, R. H., GONZÁLEZ, L. A. & MOORE, D. S. 2013: Surface chemistry allows for abiotic precipitation of dolomite at low temperature. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **110/36**, 14540–14545., <https://doi.org/10.1073/pnas.1305403110>
- ROEDDER, E. 1984: Fluid inclusions. — *Mineralogical Society of America* **12**, 646., <https://doi.org/10.1515/9781501508271-004>
- RONCHI, P., MASETTI, D., TASSAN, S. & CAMOCINO, D. 2012: Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting: A hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian Southern Alps, Italy). — *Marine and Petroleum Geology* **29/1**, 68–89., <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.09.004>
- ROSENBAUM, J. & SHEPPARD, S. M. F. 1986: An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50/6**, 1147–1150., [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90396-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90396-0)
- SALLER, A. H. 1984: Petrologic and geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite, Enewetak Atoll: An example of dolomitization by normal seawater. — *Geology* **12/4**, 217–220., [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12%3C217:pagcot%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12%3C217:pagcot%3E2.0.co;2)
- SALLER, A. H. & DICKSON, J. A. D. 2011: Partial dolomitization of a Pennsylvanian limestone buildup by hydrothermal fluids and its effect on reservoir quality and performance. — *AAPG bulletin* **95/10**, 1745–1762., <https://doi.org/10.1306/02141110117>

- SALLER, A. H. & HENDERSON, N. 1998: Distribution of porosity and permeability in platform dolomites: Insight from the Permian of west Texas. — *AAPG bulletin* **82/8**, 1528–1550., <https://doi.org/10.1306/1d9bcb01-172d-11d7-8645000102c1865d>
- SAMSON, I., ANDERSON, A. & MARSHALL, D. 2003: *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. — Mineralogical Association of Canada, Short Course 32.
- SÁNCHEZ-ROMÁN, M., MCKENZIE, J. A., VASCONCELOS, C. & RIVADENEYRA, M. 2005: Bacterially induced dolomite formation in the presence of sulfate ions under Aerobic conditions. — *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- SÁNCHEZ-ROMÁN, M., ROMANEK, C. S., FERNÁNDEZ-REMOLAR, D. C., SÁNCHEZ-NAVAS, A., MCKENZIE, J. A., PIBERNAT, R. A. & VASCONCELOS, C. 2011: Aerobic biomineralization of Mg-rich carbonates: Implications for natural environments. — *Chemical Geology* **281/3–4**, 143–150., <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.11.020>
- SÁNCHEZ-ROMÁN, M., VASCONCELOS, C., SCHMID, T., DITTRICH, M., MCKENZIE, J. A., ZENOBI, R. & RIVADENEYRA, M. A. 2008: Aerobic microbial dolomite at the nanometer scale: Implications for the geologic record. — *Geology* **36/11**, 879–882., <https://doi.org/10.1130/g25013a.1>
- SANFORD, W. E., WHITAKER, F. F., SMART, P. L. & JONES, G. 1998: Numerical analysis of seawater circulation in carbonate platforms: I. Geothermal convection. — *American Journal of Science* **298/10**, 801–828., <https://doi.org/10.2475/ajs.298.10.801>
- SASS-GUSTKIEWICZ, M., DZULYNSKI, S. & RIDGE, J. D. 1982: The emplacement of zinc-lead sulfide ores in the Upper Silesian District; a contribution to the understanding of Mississippi Valley-type deposits. — *Economic Geology* **77/2**, 392–412., <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.2.392>
- SCHMALZ, R. F. 1969: Deep-water evaporite deposition: a genetic model. — *AAPG Bulletin* **53/4**, 798–823., <https://doi.org/10.1306/5d25c7fd-16c1-11d7-8645000102c1865d>
- SCHUBERT F., KÓTHAY K., DÉGI J., M. TÓTH T., BALI E., SZABÓ CS., BENKÓ ZS. & ZAJACZ Z. 2007: A szakirodalomban használt fluidum-és olvadékszárványokkal kapcsolatos kifejezések és szimbólumok szótára. — *Földtani Közlemény* **137/1**, 83–102.
- SHAH, M. M., NADER, F. H., GARCIA, D., SWENNEN, R. & ELLAM, R. 2012: Hydrothermal dolomites in the Early Albian (Cretaceous) platform carbonates (NW Spain): Nature and origin of dolomites and dolomitising fluids. — *Oil & Gas Science and Technology–Revue d'IFP Energies nouvelles* **67/1**, 97–122., <https://doi.org/10.2516/ogst/2011174>
- SHINN, E. A. 1983: Tidal flat environment. — In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds): *Carbonate depositional environments* **33**, 172–210 AAPG Memoirs.
- SHINN, E. A., GINSBURG, R. N. & LLOYD, R. M. 1965: Recent supratidal dolomite from Andros Island Bahamas. — In: PRAY, C. & MURRAY, R. C. (eds): *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. Special Publications of SEPM. 112–123., <https://doi.org/10.2110/pec.65.07.0112>
- SHROCK, R. R. 1948: A classification of sedimentary rocks. — *The Journal of Geology* **56/2**, 118–129.
- SIBLEY, D. F. & GREGG, J. M. 1987: Classification of dolomite rock textures. — *Journal of Sedimentary Research* **57/6**, 967–975., <https://doi.org/10.1306/212f8cba-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- SIBLEY, D. F., NORDENG, S. H. & BORKOWSKI, M. L. 1994: Dolomitization kinetics of hydrothermal bombs and natural settings. — *Journal of Sedimentary Research* **64/3a**, 630–637., <https://doi.org/10.1306/d4267e29-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- SIMMS, M. 1984: Dolomitization by groundwater-flow system in carbonate platforms. — *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions* **24**, 411–420.
- SMART, P. L., DAWANS, J. M. & WHITAKER, F. 1988: Carbonate dissolution in a modern mixing zone. — *Nature* **335/6193**, 811–813., <https://doi.org/10.1038/335811a0>
- SMITH JR, L. B. & DAVIES, G. R. 2006: Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs: Introduction. — *AAPG Bulletin* **90/11**, 1635–1640., <https://doi.org/10.1306/intro901106>
- SPERBER, C. M., WILKINSON, B. H. & PEACOR, D. R. 1984: Rock composition, dolomite stoichiometry, and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks. — *The Journal of Geology* **92/6**, 609–622., <https://doi.org/10.1086/628901>
- SPÖTL, C. & VENNEMANN, T. W. 2003: Continuous flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. — *Rapid communications in mass spectrometry* **17/9**, 1004–1006., <https://doi.org/10.1002/rcm.1010>
- SUESS, E. & VON HUENE, R. 1988: Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin: Part 2, Sedimentary history and diagenesis in a coastal upwelling environment. — *Geology* **16/10**, 939–943., [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016%3C0939:odplpc%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016%3C0939:odplpc%3E2.3.co;2)
- SWENNEN, R., FERKETA, H., BENCHILLA, L., ROURE, F. & ELLAM, R. 2003: Fluid flow and diagenesis in carbonate dominated Foreland Fold and Thrust Belts: petrographic inferences from field studies of late-diagenetic fabrics from Albania, Belgium, Canada, Mexico and Pakistan. — *Journal of Geochemical Exploration* **78**, 481–485., [https://doi.org/10.1016/s0375-6742\(03\)00064-5](https://doi.org/10.1016/s0375-6742(03)00064-5)
- SZEDERKÉNYI, T. 1976: Barrow type metamorphism in the crystalline basement of southeast Transdanubia. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **20/1–2**, 47–61.
- SZUROMINÉ KORECZ A., GARAGULY I., SZENTE I., VARGA A. & RAUCSIK B. 2018: „Oázis a sivatagban” —különösen gazdag ósmaradvány-együttés a fosszíliazegény üllési Szegedi Dolomitból. — *Földtani Közlemény* **148/2**, 119–124., <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.2.119>
- TÖRÖK, Á. 1997: Triassic ramp evolution in Southern Hungary and its similarities to the Germano-type Triassic. — *Acta Geologica Hungarica* **40/4**, 367–390.
- TÖRÖK, Á. 1998: Controls on development of Mid-Triassic ramps: examples from southern Hungary. — *Geological Society, London, Special Publications* **149/1**, 339–367., <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.149.01.16>
- TÖRÖK, Á. 2000: Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonates (Southern Hungary). — *Sedimentary Geology* **131/3–4**, 131–145., [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(99\)00137-2](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(99)00137-2)
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. 1990: *Carbonate Sedimentology*. — Oxford, Blackwell Science, 496 p.
- VAHRENKAMP, V. C. & SWART, P. K. 1994: Late Cenozoic dolomites of the Bahamas: metastable analogues for the genesis of ancient



- platform dolomites. — In: PURSER, B., TUCKER, M. & ZENGER, D. (eds): *Dolomites*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists **21**, 133–153., <https://doi.org/10.1002/9781444304077.ch9>
- VAN TUYL, F. M. 1914: The origin of dolomite: Annual Report 1914. — *Iowa Geological Survey* **25**, 257–421.
- VANDEGINSTE, V., SWENNEN, R., GLEESON, S. A., ELLAM, R. M., OSADETZ, K. & ROURE, F. 2005: Zebra dolomitization as a result of focused fluid flow in the Rocky Mountains Fold and Thrust Belt, Canada. — *Sedimentology* **52/5**, 1067–1095., <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00724.x>
- VASCONCELOS, C. & MCKENZIE, J. A. 1997: Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). — *Journal of Sedimentary Research* **67/3**, 378–390., <https://doi.org/10.1306/d4268577-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- VASCONCELOS, C. & MCKENZIE, J. A. 2008: Dolomite as a biomineral and possible implications. — *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía* **9**, 21–22.
- VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J. A., BERNASCONI, S., GRUJIC, D. & TIENS, A. J. 1995: Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. — *Nature* **377/6546**, 220–222., <https://doi.org/10.1038/377220a0>
- VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J. A., WARTHMAN, R. & BERNASCONI, S. M. 2005: Calibration of the  $\delta^{18}\text{O}$  paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments. — *Geology* **33/4**, 317–320., <https://doi.org/10.1130/g20992.1>
- VEIZER, J. 1983: Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. — *Reviews in mineralogy* **11**, 265–300., <https://doi.org/10.1515/9781501508134-012>
- VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D., BRUHN, F., CARDEN, G. A. F., DIENER, A., EBNETH, S. & GODDERIS, Y. 1999:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. — *Chemical geology* **161/1–3**, 59–88., <https://doi.org/10.1180/minmag.1998.62a.3.165>
- VITÁLIS G. & HEGYI I. 1969: Hidrotermális és metasomatikus jelenségek a váci Nagyszál nyugati részén. — *Hidrológiai Közlöny* **49/4**, 148–158.
- VON MORLOT, A. 1847: Ueber Dolomit und seine künstliche Darstellung aus Kalkstein. — In: HAIDINGER, W. (ed.): *Naturwissenschaftliche Abhandlungen* 305–315. Braumüller und Seidel.
- VON RICHTHOFEN, F. 1860: *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol*. — Gotha: Verlag von Justus Perthes.
- WAHLMAN, G. P. 2010: Reflux dolomite crystal size variation in cyclic inner ramp reservoir facies, Bromide Formation (Ordovician), Arkoma Basin, southeastern Oklahoma. — *The Sedimentary Record* **8/3**, 4–9., <https://doi.org/10.2110/sedred.2010.3.4>
- WALLACE, M. W. & HOOD, A. V. S. 2018: Zebra textures in carbonate rocks: Fractures produced by the force of crystallization during mineral replacement. — *Sedimentary Geology* **368**, 58–67., <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.03.009>
- WANG, R., JONES, B. & YU, K. 2019: Island dolostones: Genesis by time-transgressive or event dolomitization. — *Sedimentary Geology* **390**, 15–30., <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.07.002>
- WARREN, J. 2000: Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. — *Earth-Science Reviews* **52/1–3**, 1–81., [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(00\)00022-2](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(00)00022-2)
- WELLS, A. J. 1962: Recent dolomite in the Persian Gulf. — *Nature* **194/4825**, 274–275., <https://doi.org/10.1038/194274a0>
- WENK, H. R., HU, M. & FRISIA, S. 1993: Partially disordered dolomite: microstructural characterization of Abu Dhabi sabkha carbonates. — *American Mineralogist* **78/7–8**, 769–774.
- WHITAKER, F. F., SMART, P. L., VAHRENKAMP, V. C., NICHOLSON, H. & WOGELIUS, R. A. 1994: Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas. — *Dolomites, A Volume in Honour of Dolomieu* **21**, 111–132., <https://doi.org/10.1002/9781444304077.ch8>
- WHITAKER, F. F. & XIAO, Y. 2010: Reactive transport modeling of early burial dolomitization of carbonate platforms by geothermal convection. — *AAPG Bulletin* **94/6**, 889–917., <https://doi.org/10.1306/12090909075>
- WILSON, A. M., SANFORD, W., WHITAKER, F. & SMART, P. 2000: Geothermal convection: a mechanism for dolomitization at Enewetak Atoll? — *Journal of Geochemical Exploration* **69**, 41–45., [https://doi.org/10.1016/s0375-6742\(00\)00048-0](https://doi.org/10.1016/s0375-6742(00)00048-0)
- WILSON, E. N., HARDIE, L. A. & PHILLIPS, O. M. 1990: Dolomitization front geometry, fluid flow patterns, and the origin of massive dolomite: the Triassic Latemar buildup, northern Italy. — *American Journal of Science* **290/7**, 741–796., <https://doi.org/10.2475/ajs.290.7.741>
- WILSON, M. E. J., EVANS, M. J., OXTOBY, N. H., NAS, D. S., DONNELLY, T. & THIRLWALL, M. 2007: Reservoir quality, textural evolution, and origin of fault-associated dolomites. — *AAPG bulletin* **91/9**, 1247–1272., <https://doi.org/10.1306/05070706052>
- WRIGHT, D. T. 1999: The role of sulphate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia. — *Sedimentary Geology* **126/1–4**, 147–157., [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(99\)00037-8](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(99)00037-8)
- WRIGHT, D. T. & WACEY, D. 2004: Sedimentary dolomite: a reality check. — In: BRAITHWAITE, C. J. R., RIZZI, G. & DARKE, G. (eds): *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publications, **235**, 65–74., <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.235.01.03>
- XU, J., YAN, C., ZHANG, F., KONISHI, H., XU, H. & TENG, H. H. 2013: Testing the cation-hydration effect on the crystallization of Ca–Mg–CO<sub>3</sub> systems. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **110/44**, 17750–17755., <https://doi.org/10.1073/pnas.1307612110>
- YOU, X., SUN, S., ZHU, J., LI, Q., HU, W. & DONG, H. 2013: Microbially mediated dolomite in Cambrian stromatolites from the Tarim Basin, north-west China: implications for the role of organic substrate on dolomite precipitation. — *Terra Nova* **25/5**, 387–395., <https://doi.org/10.1111/ter.12048>
- ZENGER, D. H. 1983: Burial dolomitization in the Lost Burro Formation (Devonian), east-central California, and the significance of late diagenetic dolomitization. — *Geology* **11/9**, 519–522., <https://doi.org/10.2110/pec.80.28.0259>
- ZHANG, F., XU, H., KONISHI, H., SHELOBOLINA, E. S. & RODEN, E. E. 2012: Polysaccharide-catalyzed nucleation and growth of disordered dolomite: A potential precursor of sedimentary dolomite. — *American Mineralogist* **97/4**, 556–567., <https://doi.org/10.2138/am.2012.3979>