

Wieloetapowa dolomityzacja w sukcesji triasu dolnego i środkowego serii wierchowej (Tatry Zachodnie, Polska)

Piotr Jaglarz¹



Multi-stage dolomitization in the Lower–Middle Triassic succession of the High-Tatric series (Western Tatra Mts., Poland). *Prz. Geol.*, 60: 284–293.

Abstract. The paper is focused on multi-stage dolomitization process in the Lower–Middle Triassic succession of the High-Tatric series from the Western Tatra Mts. Lower and Middle Triassic bedded dolostones have several features indicating their early-diagenetic (synsedimentary) origin: preservation of sedimentary structures, fine-grained fraction (except redeposited deposits), relatively high concentration of siliciclastics, pseudomorphs after sulfates, lack of benthic fauna (except storm deposits). This can also be identified by presence of teepee structures and solution-collapse breccias. The sedimentological features and $\delta^{13}\text{C}$ values may lead to conclusion that bedded dolostones were formed in the hypersaline environment, within supra- to intertidal zone. The part of bedded dolostones (mainly Early Triassic and latest Middle Triassic age) were formed during dilution of hypersaline waters by periodic fresh-water inputs. Positive correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in dolomitized calcarenites suggests dolomitization with the influence of mixed meteoric and marine (hypersaline) waters. That dolomitization process took place during relatively early stage of burial diagenesis at marine regression times. The $\delta^{13}\text{C}$ values of dolomitized calcilutites, as well as mosaic and saddle dolomitic cements suggest the dolomitization by solutions of marine origin. The lack of correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ indicates high temperature of these solutions. The values of $\delta^{18}\text{O}$ indicate the temperature formation of dolomitic mosaic cements at 45–65°C. Calcilutites were dolomitized at 70–80°C, and saddle dolomite cements were formed in similar thermal conditions (70–85°C). Hydrothermal dolomitization is dated on Middle Triassic time.

Keywords: dolostones, C and O stable isotopes, Triassic, Tatricum, Western Carpathians

Procesy dolomityzacji najogólniej można podzielić na wczesnodiaogenetyczne (synsedymencyjne) oraz zachodzące po pogrzebaniu osadów (Folk & Land, 1975; Magaritz i in., 1980; Mattes & Mountjoy, 1980; Hardie, 1987). Dolomityzacja osadów triasu wierchowego była przedmiotem badań Veizera (1970) i Bełki (1976). Veizer (1970) wskazywał na hypersalinarną genezę dolomitów wczesnodiaogenetycznych, a dolomityzację późnodiaogenetyczną wiązał z roztworami uwalnianymi w czasie diagenety osadów. Bełka (1976) stwierdził, że na dolomityzację szczególnie podatne były elementy ziarniste osadów wapiennych, sugerował także, że żyły dolomityczne z masywu Kominiarskiego Wierchu mają związek z procesami hydrotermalnymi.

Niniejsza publikacja jest poświęcona kilkuetapowej dolomityzacji osadów węglanowych triasu dolnego i środkowego jednostki wierchowej (Tatricum) w Tatrach Zachodnich (ryc. 1). Stosunki izotopów trwałych C i O pozwoliły przybliżyć uwarunkowania środowiska sedymentacji w przypadku dolomitów wczesnodiaogenetycznych oraz warunki panujące podczas późniejszych etapów dolomityzacji.

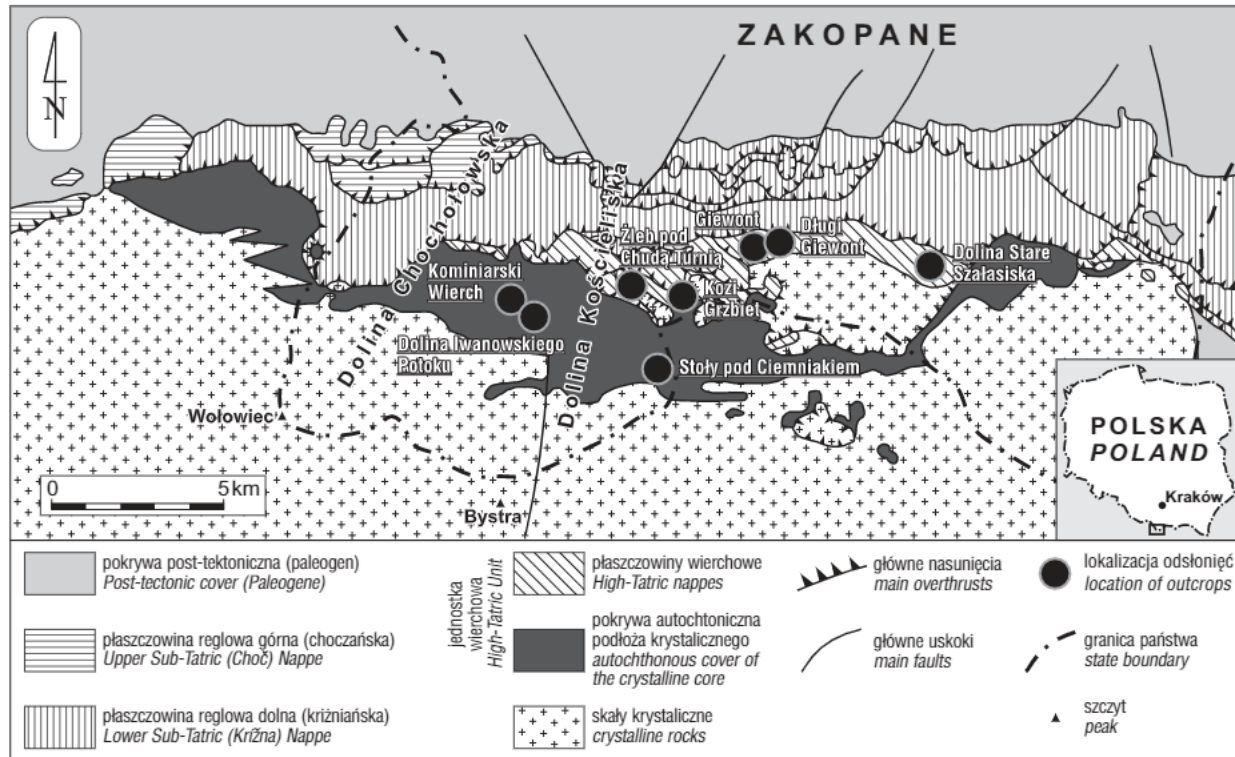
TŁO GEOLOGICZNE

Sukcesję węglanową triasu dolnego serii wierchowej rozpoczyna seria tzw. wapieni i dolomitów komórkowych, zbudowana z dolomitów przekładanych mułowcami dolomitycznymi i utworów komórkowych (Kotański, 1959). Miąższość tych osadów sięga 50 m. W wyższej części profilu występują warstwy myoforiowe (ok. 65 m): dolomity

uławicone i brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne, wapienie margliste (częściowo dedolomity) i ciemne mułowce wapniste (Kotański, 1956; Jaglarz & Rychliński, 2010). Liczne są tutaj struktury tipi, poziomy krasu synsedymencyjnego i gleby kopalne. Osady triasu dolnego przechodzą ku górze w cykliczną sukcesję węglanową triasu środkowego. Tworzą ją cykle płyciejące ku górze zbudowane (od facji najgłębszych do najpłytszych) z ciemnych wapieni drobnoziarnistych (m.in. zbiturbowane kalcyultyty i wapienie pasiaste), kalkarenitów oraz dolomitów uławiconych. Poszczególne cykle najczęściej zwieńczone są utworami wynurzeniowymi: brekcjami rozpuszczeniowo-kolapsyjnymi, poziomami krasowymi lub strukturami tipi (Jaglarz & Szulc, 2003; Jaglarz & Rychliński, 2005). W profilu Stołów pod Ciemniakiem występują wapienno-dolomitowe brekcje interpretowane jako utwory osuwiskowe (Jaglarz, 2007). Kalkarenity, kalcyultyty oraz brekcje osuwiskowe są częściowo zdolomityzowane. W stropowej części sukcesji środkowotriasowej pojawiają się dolomity uławicone przewarstwiane pstryimi mułowcami dolomitycznymi. Osady triasu środkowego osiągają 600 m miąższości.

W wyższej części wczesnego triasu i w triasie środkowym w basenie Tatricum (wierchowym) dominowały płytkomorskie osady węglanowe i ewaporatowe deponowane na okresowo wynurzanej rampie węglanowej z ograniczoną cyrkulacją wód. Sedymentacja niskiej energii była przerywana incydentalnymi wpływami sztormów subtropikalnych (Jaglarz & Szulc, 2003; Jaglarz & Uchman, 2010). Osady węglanowo-klastyczne dolnego triasu reprezentują

¹Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2A, 30-063 Kraków; piotr.jaglarz@uj.edu.pl.



Ryc. 1. Schematyczna mapa tektoniczna Tatr (Bac-Moszaszwili i in., 1979; zmodyfikowana)

Fig. 1. Tectonic sketch-map of the Tatra Mts. (Bac-Moszaszwili et al., 1979; modified)

najpłytsze facje związane z inicjalną fazą triasowej transgresji morskiej. Większa koncentracja osadów silikoklastycznych w tych osadach świadczy o względnie wilgotniejszym klimacie we wczesnym triasie w porównaniu do triasu środkowego. Z pluwializacją klimatu można też wiązać pojawienie się osadów terygeniczných w najwyższym triasie środkowym (Michalík, 1994).

Silna subsydencja basenu Tatricum w środkowym triasie, która umożliwiła depozycję miąższych serii płytkomorskich osadów węglanowych, miała związek z warunkami tensyjnymi. Znajdowały one odzwierciedlenie w aktywności tektonicznej basenu (Jaglarz & Szulc, 2003; Jaglarz, 2007). Ekstensja w basenie wierzchowym była spowodowana otwieraniem Oceanu Meliata-Hallstatt i separacją szelfu alpejsko-karpackiego od stabilnej Paleoeuroopy, wzdłuż strefy uskoku przesuwczego na północ od Tatricum (Kozur, 1991; Michalík, 1994; Wiczorek, 2000). Pod koniec triasu środkowego obszar Tatricum uległ wynurzeniu. Górny trias jest zdominowany przez silikoklastyczne osady lądowe. W późnym triasie i we wczesnej jurze doszło do procesów riftingu poprzedzających powstanie na północ od Tatricum nowego ramienia Oceanu Tetydy (Vahicium; Michalík, 1994; Wiczorek, 2000). We wczesnej jurze obszar Tatricum stanowił pasywną krawędź doliny ryftowej (Wiczorek, 2000). W związku z tym pełny profil triasu występuje jedynie w części autochtonu wierzchowego, gdzie ponad utworami triasu górnego zalegają osady węglanowo-klastyczne dolnej jury (Kotański, 1961). W płaszczewinie Giewontu i Czerwonych Wierchów utwory triasu uległy częściowej erozji, a profil triasu kończy się odpowiednio na anizyku dolnym i lądynie dolnym. W płaszczewinach wierzchowych ponad utworami triasu środkowego zalegają wapienie środkowej jury (Kotański, 1961).

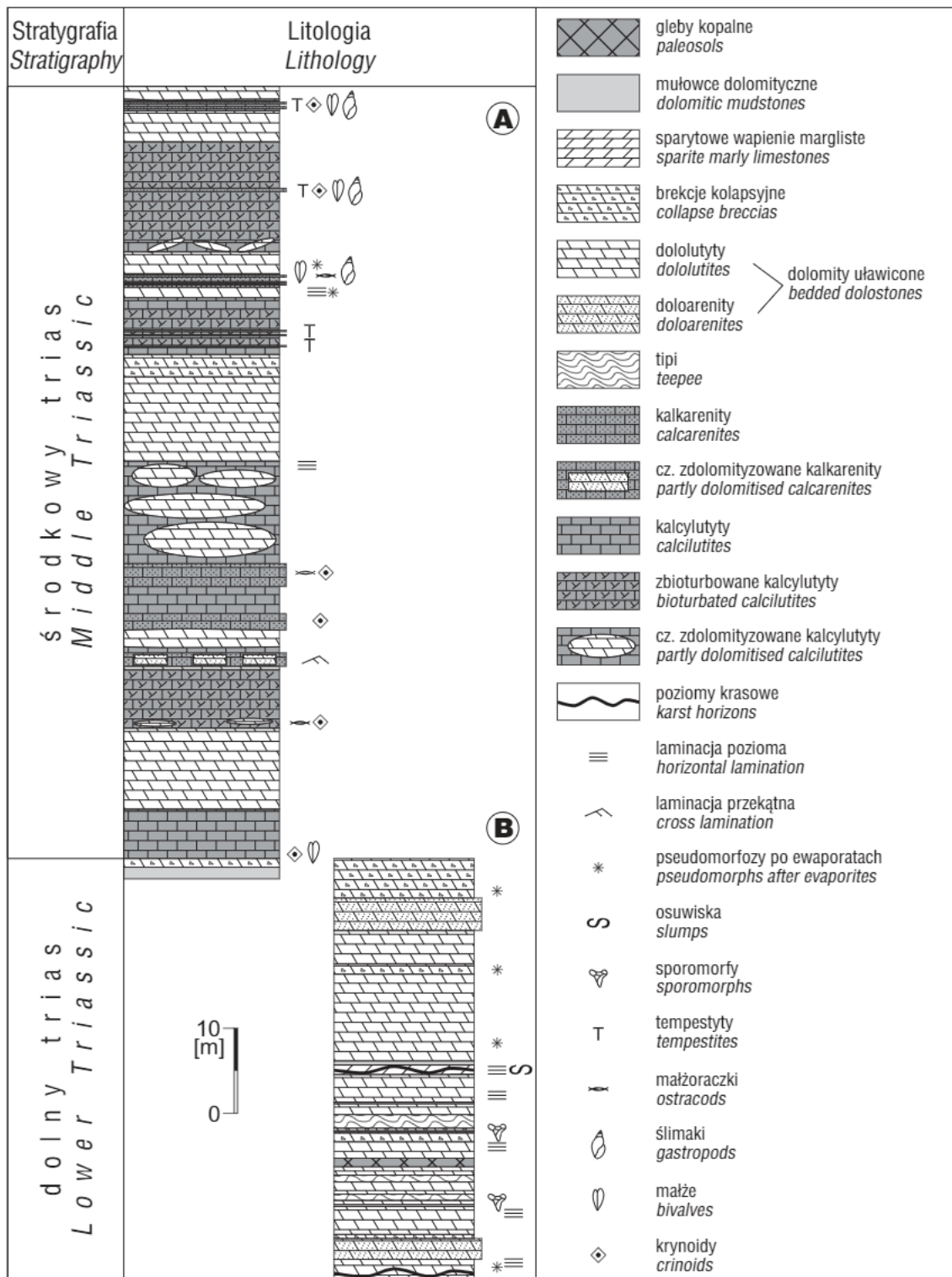
MATERIAŁY I METODY

Badaniami objęto skały węglanowe z kilku profili w triasu dolnego (w Dolinie Iwanowskiego Potoku, w Żlebie pod Chudą Turnią, na Giewoncie, na południowym stoku Długiego Giewontu i w Dolinie Stare Szalasiska) i środkowego (na Kominiarskim Wierchu, na Stołach pod Ciemniakiem, na Kozim Grzbiecie i na Giewoncie) jednostki wierzchowej w Tatrach Zachodnich (ryc. 1, 2). Badania terenowe były uzupełnione obserwacjami mikrofacji w płytkach cienkich (ok. 150). Wyselekcjonowane próbki poddano analizom zawartości pierwiastków głównych (Ca, Mg, Si; 54) i izotopów trwałych C i O (104). Analizy zawartości pierwiastków głównych przeprowadzono metodą ICP-ES w Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Kanada). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w standardzie PDB zostały oznaczone przy użyciu spektrometru mas w Instytucie Nauk Geologicznych Białoruskiej Akademii Nauk w Mińsku.

OPIS LITOLOGICZNY

Termin dolomity uławiczone (właściwie dolomity i dolomity wapniste) odnosi się do jednorodnie zdolomityzowanych dololutyów oraz rzadziej występujących mikrobalityów i doloarenitów. Dolomity uławiczone tworzą wyraźnie indywidualizujące się warstwy lub pakiety warstw wśród innych utworów dolnego i środkowego triasu.

Zdolomityzowane kalkarenity i kalcyłutyty występują jedynie w triasie środkowym. W przeciwieństwie do dolomityów uławiczonych, dolomityzacja kalkarenitów i kalcyłutyty jest niejednorodna. W obu przypadkach zdolomityzowane partie wapieni wyróżniają się grubokrystaliczną teksturą.

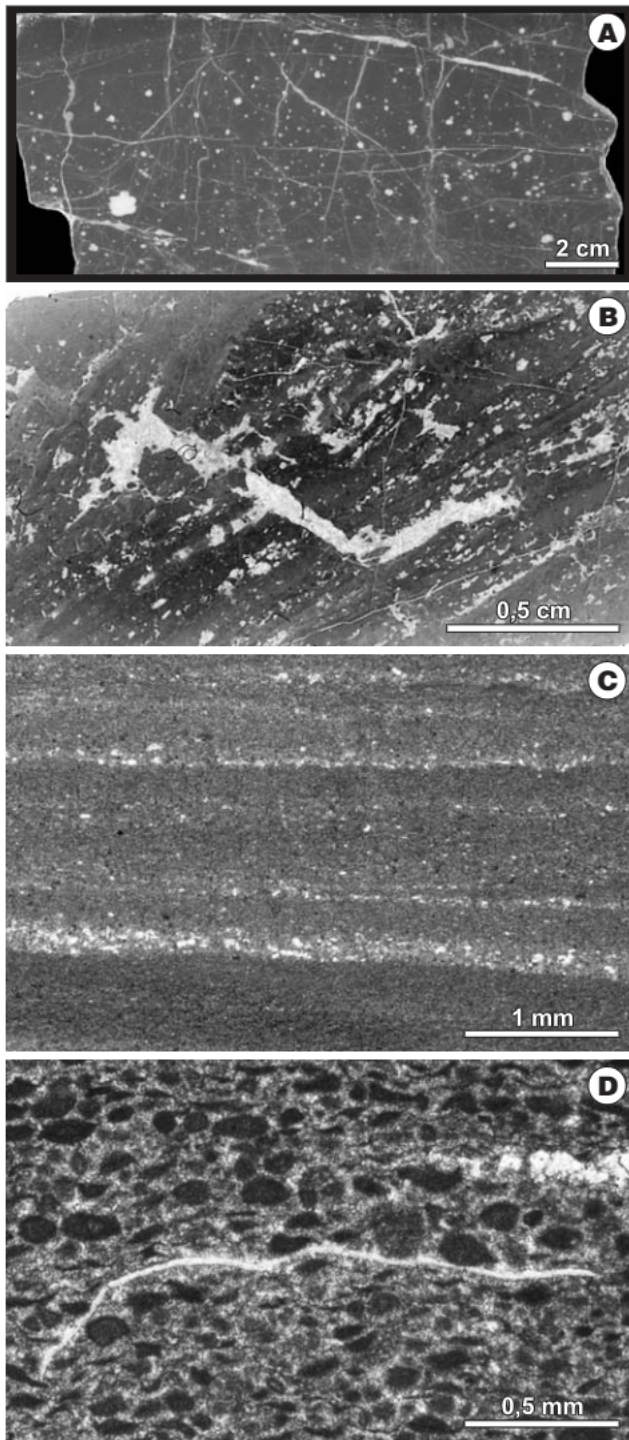


Ryc. 2. Przykładowe profile utworów węglanowych triasu dolnego i środkowego serii wierzchovej Tatr Zachodnich (płaszczowina Czerwonych Wierchów): **A** – profil Koziego Grzbietu; **B** – profil Żlebu pod Chudą Turnią
 Fig. 2. Exemplified sections of the Lower and Middle Triassic carbonates of the High-Tatric series (Czerwone Wierchy Nappe): **A** – Kozi Grzbiet section; **B** – Żleb pod Chudą Turnią section

Dolomity uławicone

Dolomity uławicone są barwy od ciemno- do jasnoszarej, rzadziej pomarańczowej. Miąższość ławic wynosi od 1 do 80 cm. W najniższej części sukcesji triasu dolnego dolomity są alternowane mułowcami dolomitycznymi barwy czarnej, zielonej, czerwonej i pstrej. W wyższej części dolnego

triasu (warstwy myoforiowe) i w triasie środkowym ławice dolomitów występują w zespołach od kilku do kilkunastu metrów miąższości. W obrębie warstw myoforiowych pakiety dolomitowe przełamują się z ciemnymi wapieniami marglistymi i mułowcami wapnistymi, a w triasie środkowym z kalcyliny i kalkarenitami. W stropowej części sukcesji triasu środkowego dolomity są alternowane



Ryc. 3. Dolomity ulawicone: **A** – owalne dolomitowe pseudomorfozy po siarczanach rozproszone w dololutycie (zgląd). Profil Żlebu pod Chudą Turnią, dolny trias; **B** – dolomit mikrobialny ze strukturami fenestralnymi; płytka cienka. Profil Giewontu, środkowy trias; **C** – dololutyt z laminami pyłu kwarcowego prawdopodobnie pochodzenia eolicznego (płytko cienka). Profil Iwanowskiego Potoku, dolny trias; **D** – pakston peloidowo-intraklastowy (płytko cienka). Profil Giewontu, dolny trias

Fig. 3. Bedded dolostones: **A** – nodular, dolomitic pseudomorphs after sulfates dispersed in dololutite (polished slab). Żleb pod Chudą Turnią section, Lower Triassic; **B** – microbial dolostone with fenestral structures; thin section. Giewont section, Middle Triassic; **C** – dololutite with laminae of quartzitic silt probably eolian in origin (thin section). Iwanowski Potok section, Lower Triassic; **D** – peloidal-intraclastic packstone (thin section). Giewont section, Lower Triassic

pstrymi mułowcami dolomitycznymi. Dolomitom ulawionym często towarzyszą struktury tipi i dolomitowe brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne.

Omawiane dolomity zdominowane są przez dolo-madstony i dolomity mikrosparytowe (zrekrytalizowane dolo-madstony). Powszechnie występują w nich pseudomorfozy po ewaporatach o pokroju romboidalnym, nodularno-sferolitycznym lub nodularnym (owalnym; ryc. 3A). Obecne są także pseudomorfozy tworzące struktury typu enterolitycznego (ryc. 2 w Jaglarz & Rychliński, 2010). Pseudomorfozy wypełnione są przez kryształy dolomitowe o pokroju od sub- do anhedralnego wielkości do 0,5 mm, mikryt i/lub osady rezydualne po rozpuszczeniu węglanów. W dolomitach o genezie mikrobialnej występują struktury fenestralne (ryc. 3B). W omawianych dolomitach powszechne są laminacje. Laminacje mają genezę mikrobialną lub są związane z obecnością osadów detrytycznych (ryc. 3C).

W obrębie wcześniej opisanych dolomitów podrzędnie występują doloarenity (pakstony, wakstony) zbudowane z dolomitowych intraklastów i peloidów (<0,25 mm średnicy; ryc. 3D). Niektóre z nich zawierają szczątki ślimaków, małży i otwornic. Doloarenity charakteryzują się erozyjnymi spągami oraz reliktywno zachowaną laminacją przekątną i poziomą.

Zdolomityzowane kalkarenity

Termin zdolomityzowane kalkarenity odnosi się do kilkumetrowej miąższości zestawów ławic kalkarenitów, częściowo lub całkowicie zastąpionych przez dolo-sparyt. Najczęściej partie zdolomityzowane mają w przekroju formę nieregularnych warstw (ryc. 7A i 8 w Jaglarz & Rychliński, 2010). Zdarza się również, że front dolomityzacji obejmuje większe fragmenty lub całe pakiety warstw kalkarenitów.

Kalkarenity pierwotnie były zbudowane z wapiennych peloidów, ooidów, intraklastów i bioklastów (ryc. 4). Dolomityzacja prowadziła do częściowego lub całkowitego zastępowania allochemów albo allochemów i mikrytu. Stosunkowo najlepiej zachowane są komponenty mikrytowe lub zmikrytyzowane (ryc. 4B). Często obserwowano jednak tylko „duchy” lub obrysy allochemów (ryc. 4A, C). Kryształy dolomitów są białe lub zabarwione na szaro. Najczęściej są one subhedralne, rzadziej an- lub euhedralne. Kryształy euhedralne występują przede wszystkim we wnętrzach allochemów (głównie ooidów; ryc. 4B). Wielkość kryształów jest zróżnicowana. Przeważają kryształy nieprzekraczające 0,2 mm, ale w przypadku skał, gdzie allochemy występują jako „duchy”, ich wielkość może wynosić do 1 mm. Generalnie kryształy zastępujące komponenty są większe od zastępujących mikrytową matriks.

Zdolomityzowane kalcyłutyty

Termin zdolomityzowane kalcyłutyty odnosi się do w różnym stopniu zdolomityzowanych madstonów (m.in. ze strukturami bioturbacyjnymi; ryc. 5) oraz częściowo zdolomityzowanej, mikrytowej matriks brekcji osuwiskowych z profilu Stołów pod Ciemniakiem. Strefy dolomityzacji kalcyłutytów obejmują swym zasięgiem pakiety warstw od kilku do kilkudziesięciu metrów miąższości. Najczęściej partie zdolomityzowane mają formę izolowanych gniazd w obrębie wapieni (ryc. 5C) lub poprzecznych do warstwo-

wania żył o średnicy od kilku do kilkunastu centymetrów, posiadających drobniejsze odgałęzienia wnikające w zastępowane wapienie. Zdolomityzowane obszary w kalcytulitach ze strukturami bioturbacyjnymi nawiązują do śladów rycia (ryc. 5A).

Zdolomityzowane partie kalcytulitów są zbudowane z mlecznobiałych an- i subhedralnych kryształów dolomitu ($\leq 0,2$ mm), które tworzą skupiska. Większe, pojedyncze, euhedralne kryształy dolomitów występują w kalcytulitach ze strukturami bioturbacyjnymi (ryc. 5B). Opiswane kryształy mają intensywne barwy interferencyjne.

Dolomitowe cementy brekcyj rozpuszczeniowo-kolapsyjnych

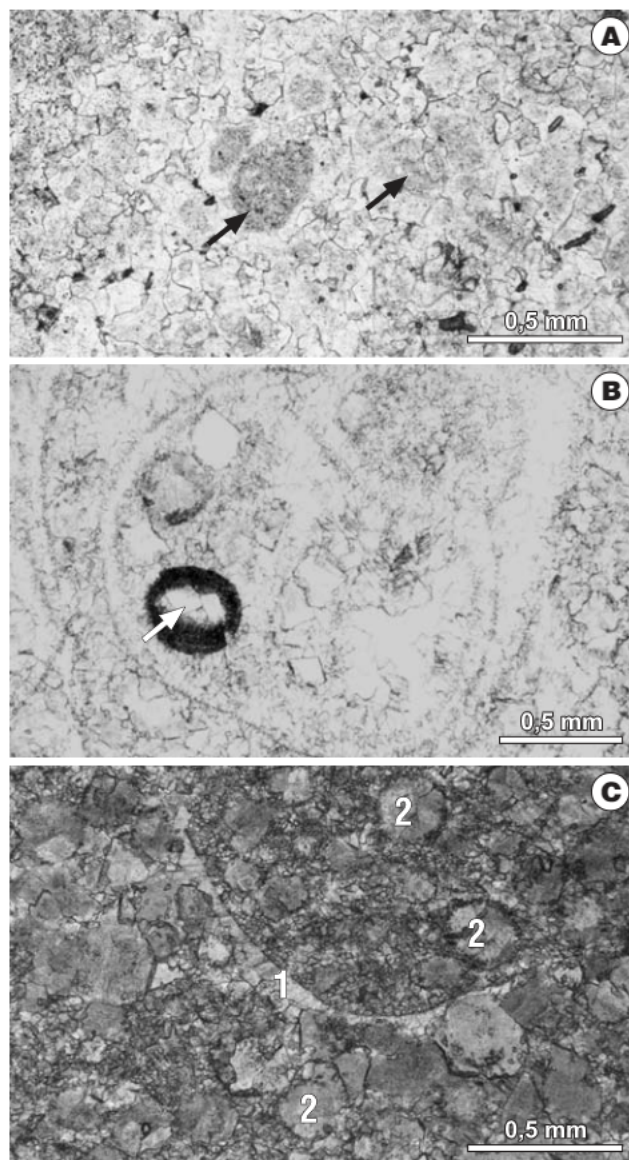
Brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne współwystępują z dolomitami uławionymi triasu dolnego i środkowego. Często występują w stropowych partiach ich pakietów. Tworzą one kilkumetrowej miąższości nieuławicone lub niewyraźnie uławicone litosomy o ostrych powierzchniach spagowych. Brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne zbudowane są z klastów dolomitowych o średnicy do kilku centymetrów, z których część zawiera pseudomorfozy po ewaporatach. Omawiane brekcje powstawały na skutek rozpuszczania ewaporatów przez wody meteoryczne podczas epizodów emersji. Klasty brekcyj najczęściej spojone są cementami dolomitowymi, sporadycznie kalcytowymi. Oprócz cementów w spoiwie brekcyj spotyka się matriks zbudowaną z osadów detrytycznych (m.in. osadów rezydualnych po rozpuszczeniu węglanów) lub drobnoziarnistego materiału identycznego ze szkieletem ziarnowym.

Stwierdziłem kilka rodzajów cementów dolomitowych w brekciach rozpuszczeniowo-kolapsyjnych. Pierwszym są reliktywno zachowane cementy zbudowane z kilkudziesięciomikrometrowych, wydłużonych kryształów dolomitu. Cementy te obrastają zewnętrzne części klastów lub zblźniają ich spękania (ryc. 6A). Drugim rodzajem są cementy mozaikowe, zbudowane z od an- do subhedralnych kryształów dolomitu wielkości od kilkudziesięciu mikrometrów do 1 mm (ryc. 6A). W brekciach, których matriks stanowiły osady silikoklastyczne, cementy te występują jako wyraźnie indywidualizujące się kryształy, często o budowie zonalnej związanej z kontaminacją osadów detrytycznych w centralnych częściach kryształów (ryc. 6B). Cementy mozaikowe tworzą również część pseudomorfoz po ewaporatach i wypełnień struktur fenestralnych w dolomitach uławionych.

Trzecim typem cementów są sporadycznie występujące tzw. dolomity siodłowe (*saddle, baroque dolomite*; Radke & Mathis, 1980; Tucker & Wright, 1990), czyli subhedralne kryształy dolomitów z dobrze rozwiniętą łupliwością, intensywnymi barwami interferencyjnymi, falistym wygaszaniem światła i inkluzjami kalcytowymi o trójkątnym pokroju (ryc. 6C).

WYNIKI BADAŃ GEOCHEMICZNYCH

Średnia zawartość MgO w dolomitach uławionych triasu dolnego (ilość próbek $n = 21$) i środkowego ($n = 15$) wynosi odpowiednio 19,31% wag. $\pm 1,58\%$ wag. i 19,37% wag. $\pm 0,98\%$ wag., natomiast koncentracja SiO₂ wynosi odpowiednio 0,65–8,28% wag. i 0,45–4,53% wag. Średnie wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w dolomitach uławionych triasu

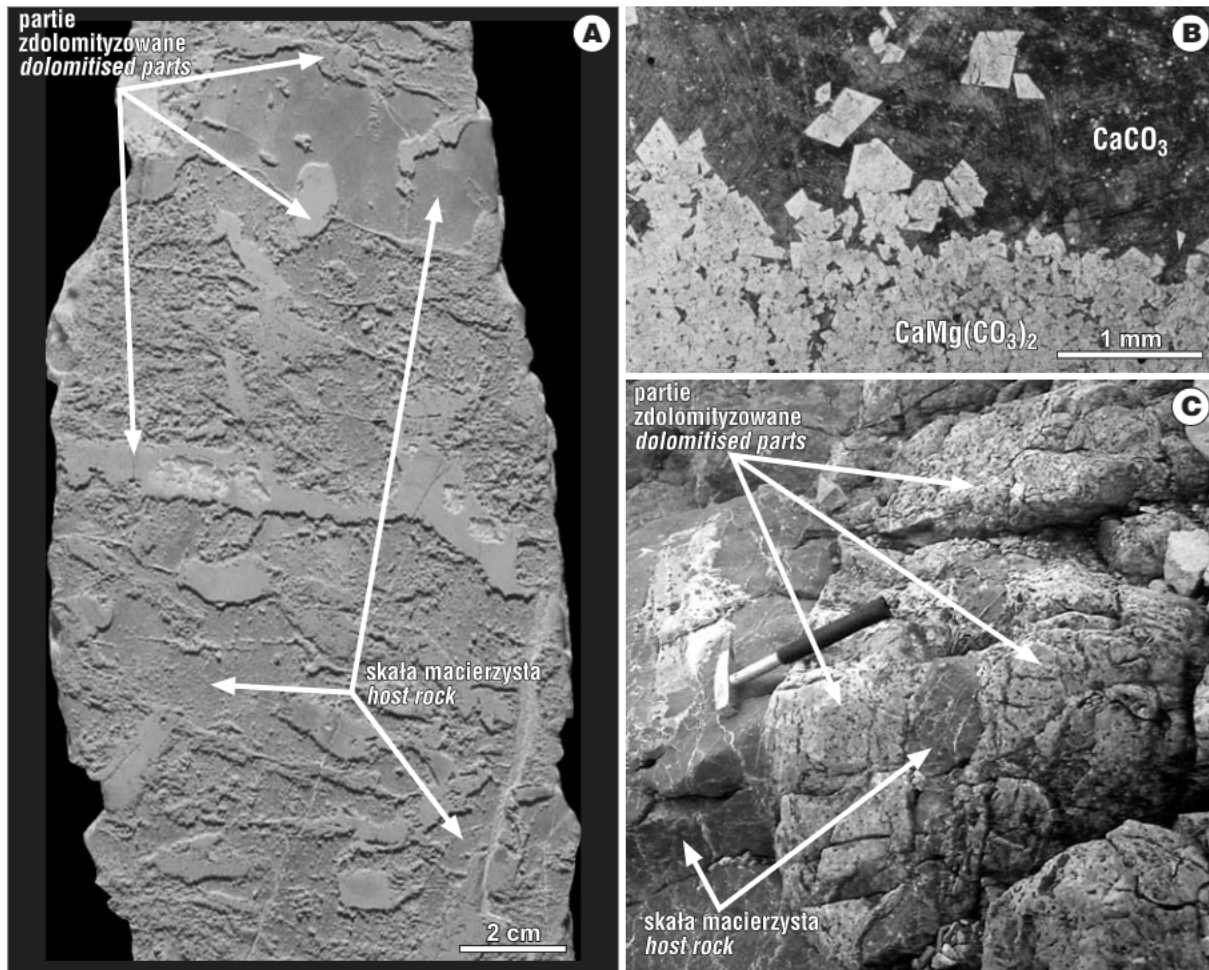


Ryc. 4. Zdolomityzowane kalkarenity triasu środkowego (płytki cienkie): **A** – zdolomityzowany grejnston peloidowo-oidowy? Pierwotne allochemy (peloidy) zachowane jako „duchy” (strzałki). Profil Giewontu; **B** – pakston ślimakowo-oidowy. We wnętrzu zmikrytyzowanego ooidu euhedralne kryształy dolomitu (strzałka) – dowód moldycznej porowatości. Profil Kominiarskiego Wierchu; **C** – całkowicie zdolomityzowany pakston ooidowo?-małżowy (skrzyżowane nikole). Zachowane obrysy komponentów małża (1) i ooidów (2) wypełnione przez krystaliczny dolomit. Profil Kominiarskiego Wierchu

Fig. 4. Dolomitized Middle Triassic calcarenites (thin sections): **A** – dolomitized peloidal-ooidal grainstone? Original allochems (peloids) preserved as "ghosts" (arrows). Giewont section; **B** – gastropod-ooidal packstone. Euhedral dolomite crystals inside micritized ooid (arrow) – an evidence of the moldic porosity. Kominiarski Wierch section; **C** – completely dolomitized ooidal?-bivalve packstone (crossed nicols). Preserved contours of components bivalve (1) and ooids (2) are filled by crystalline dolomite. Kominiarski Wierch section

dolnego ($n = 27$) wynoszą odpowiednio 0,3‰ $\pm 2,7\%$ i $-4,8\%$ $\pm 2,4\%$, a triasu środkowego ($n = 42$) 1,6‰ $\pm 1,2\%$ i $-5,9\%$ $\pm 2,0\%$.

Koncentracja MgO w zdolomityzowanych kalkarenitach ($n = 12$) zawiera się w szerokim zakresie od 1,64 do



Ryc. 5. Zdolomityzowane kalcyłuty triasu środkowego: **A** – selektywnie zdolomityzowany kalcyłutyt ze strukturami bioturbacyjnymi (powierzchnia zglądu trawiona kwasem mrówkowym). Profil Kominiarskiego Wierchu; **B** – szczegóły **A**. Struktury bioturbacyjne wypełnione euhedralnymi kryształami dolomitu. Ciemne pole (w rzeczywistości czerwone) – CaCO_3 , białe pole – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, płytka cienka barwiona roztworem czerwieni alizarynowej S + żelazicyjanku potasu; **C** – gniazdowa dolomityzacja w obrębie kalcyłutytów. Profil Giewontu

Fig. 5. Dolomitized the Middle Triassic calcilutites: **A** – selectively dolomitized calcilutites with bioturbational structures (surface of slab was etched by formic acid). Kominiarski Wierch section; **B** – details of **A**. Bioturbational structures infilled by euhedral dolomite crystals. Dark field (actually red) – CaCO_3 , white field – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, thin section was stained with alizarin red S + potassium ferricyanide solution; **C** – patch dolomitization within calcilutites. Giewont section

20,46% wag. Można wyróżnić słabo zdolomityzowane kalkarenity ($n = 4$) o zawartości MgO poniżej 9,0% i silnie zdolomityzowane kalkarenity o zawartości MgO od 16,13 do 20,46% wag. Średnie wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w silnie zdolomityzowanych kalkarenitach ($n = 12$) wynoszą odpowiednio $1,6\text{‰} \pm 1,0\text{‰}$ i $-7,9\text{‰} \pm 2,3\text{‰}$.

Zawartość MgO w zdolomityzowanych kalcyłutytach ($n = 4$) wynosi 8,31–20,09% wag., w słabiej zdolomityzowanych kalcyłutytach ($n = 3$) 8,31–14,69% wag., a w całkowicie zdolomityzowanych 20,09% wag. Średnie wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w omawianych utworach ($n = 13$) wynoszą odpowiednio $1,6\text{‰} \pm 0,7\text{‰}$ i $-11,1\text{‰} \pm 1,3\text{‰}$.

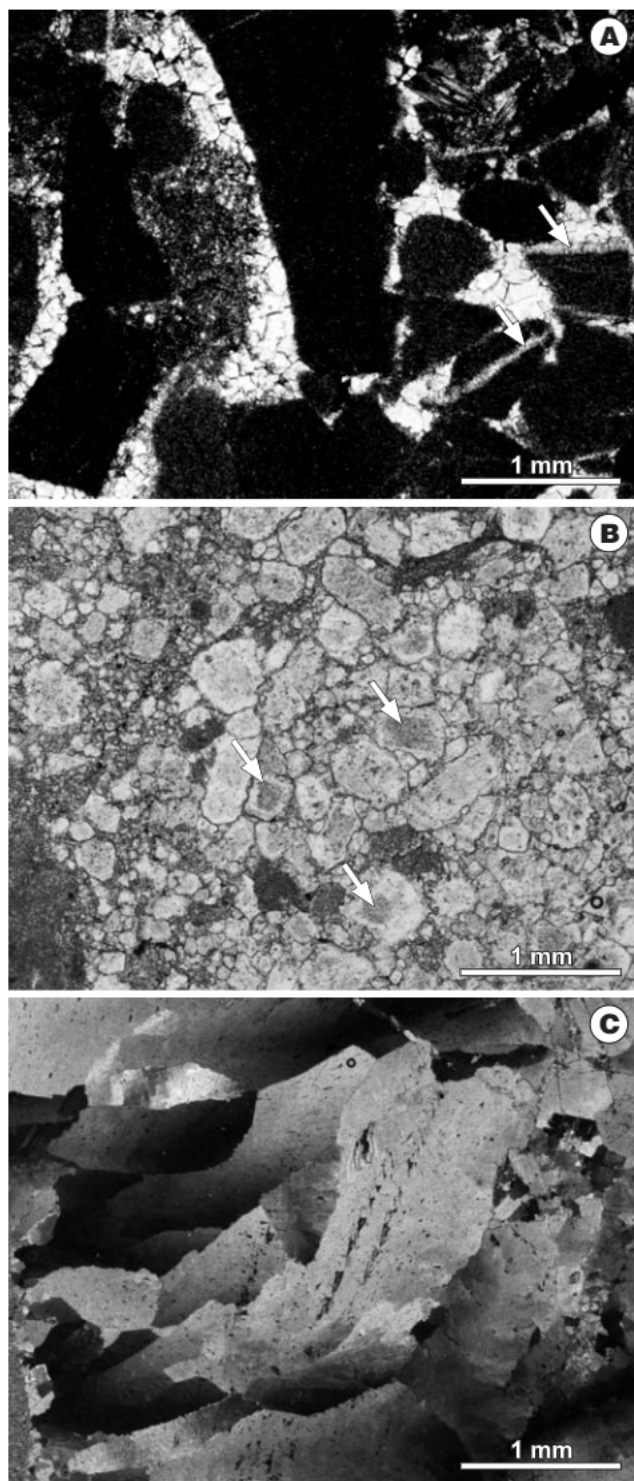
Średnia zawartość $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w cementach mozaikowych brekcji rozpuszczeniowo-kolapsyjnych ($n = 8$) wynosi odpowiednio $1,8\text{‰} \pm 0,8\text{‰}$ i $-6,6\text{‰} \pm 2,2\text{‰}$. Dla cementów zbudowanych z dolomitów siodłowych ($n = 2$) wartości $\delta^{13}\text{C}$ wynoszą od 0,8 do 2,3‰, a wartości $\delta^{18}\text{O}$ od $-9,9$ do $-12,9\text{‰}$. Zawartości MgO w cementach mozaikowych ($n = 1$) i siodłowych ($n = 1$) wynoszą odpowiednio 19,12% wag. i 18,02% wag.

INTERPRETACJA I DYSKUSJA

Wczesnodiagenetyczna dolomityzacja

Pokrój pseudomorfoz po ewaporatach w dolomitach uławiconych wskazuje, że są to pseudomorfozy po siarczanych (gipsie i anhidrycie). Pierwotnie wytrącane gipsy i anhidryty tworzyły się w środowisku hipersalinarnym, przeważnie w strefie wadycznej (Jaglarz & Rychliński, 2010). Struktury fenestralne występujące w dolomitach pochodzenia mikrobialnego są związane z emersją osadów w strefie wyżej- i międzyplywowej (ryc. 3B; Shinn, 1968). Doloarenity laminowane przekątnie i poziomo, zbudowane z dolomitowych intraklastów, peloidów i czasami bioklastów, są efektem redepozycji sztormowej (ryc. 3D).

Drobna frakcja (oprócz osadów redeponowanych), stosunkowo wysoka zawartość składników silikoklastycznych, współwystępowanie z utworami hipersalinarnymi (pseudomorfozy po ewaporatach), zachowanie pierwotnych struktur sedymentacyjnych oraz brak fauny bentonicznej (z wyjątkiem osadów sztormowych) w dolomitach uławiconych są



Ryc. 6. Cementy dolomitowe brekcji rozpuszczeniowo-kolapsyjnych (płytki cienkie): **A** – cementy drobnokrystaliczne (najstarsze odnotowane cementy, związane z wczesnym etapem pogrzebania?; strzałki) i mozaikowe. Profil Giewontu, dolny trias; **B** – kryształy cementów o budowie zonalnej (strzałki) związanej z kontaminacją osadów detrytycznych. Profil Giewontu, dolny trias; **C** – dolomitowe cementy siodłowe (skrzyżowane nikle). Profil Giewontu, środkowy trias

Fig. 6. Dolomitic cements of solution-collapse breccias (thin sections): **A** – fine-crystalline (the oldest noted cements, related to early stage of burial diagenesis?; arrows) and mosaic cements. Giewont section, Lower Triassic; **B** – crystals of cements with zonal arrangement (arrows) resulting from contamination of detrital sediments. Giewont section, Lower Triassic; **C** – saddle dolomite cements (crossed nicols). Giewont section, Middle Triassic

to cechy charakterystyczne dla dolomitów wczesnodiaogenetycznych (syndementacyjnych; Veizer, 1970; Peryt & Scholle, 1996). Na wczesnodiaogenetyczne pochodzenie dolomitów uławiconych wskazuje także obecność wśród nich struktur tipi i dolomitowych brekcji rozpuszczeniowo-kolapsyjnych (ryc. 6A).

Zasadniczym zagadnieniem dla odtworzenia warunków wczesnodiaogenetycznej dolomityzacji jest chemizm roztworów dolomityzujących. Ze względu na ten czynnik procesy dolomityzacji można podzielić na dwie podstawowe kategorie: związane z wodami hipersalinarnymi oraz mieszanymi wodami słonymi i słodkimi (Folk & Land, 1975; Hardie, 1987).

Temperatura i ewaporacja odgrywają niewielką rolę w przypadku frakcjonacji trwałych izotopów węgla (Moore & Druckman, 1981; Tucker & Wright, 1990). Powoduje to, że $\delta^{13}\text{C}$ jest lepszym wskaźnikiem balansu między dostawą do środowiska sedimentacji wód morskich i słodkich niż $\delta^{18}\text{O}$. Stosunki trwałych izotopów tlenu w dolomitach są uzależnione od chemizmu roztworów dolomityzujących i temperatury precypitacji. Ponadto skład izotopów stabilnych tlenu jest kontrolowany przez chemizm i temperaturę roztworów porowych podczas późniejszej diagenety osadów (Tucker & Wright, 1990; Lintnerová & Hladíková, 1992; Hoefs, 1997). Biorąc pod uwagę częstą rekrytalizację omawianych dolomitów, wydaje się, że stosunki izotopów trwałych tlenu uległy znacznemu zmodyfikowaniu podczas diagenety i odpowiadają raczej warunkom rekrytalizacji niż warunkom formowania dolomitów uławiconych.

Większość próbek dolomitów uławiconych wykazuje typowe dla osadów morskich dodatnie wartości $\delta^{13}\text{C}$ (Tucker & Wright, 1990; Hoefs, 1997). Obecność pseudomorfoz po ewaporatach oraz nielicznie występująca fauna wskazują na warunki hipersalinarne formowania wspomnianych dolomitów. Negatywne wartości $\delta^{13}\text{C}$ posiada natomiast część próbek dolomitów uławiconych dolnego triasu oraz najwyższego środkowego triasu (ryc. 7A). Jest to efekt wpływu wód słodkich zawierających lekkie izotopy węgla pochodzenia organicznego podczas depozycji osadów lub redystrybucji lekkich izotopów węgla pochodzących z dekompozycji mikrobialitów (Peryt & Scholle, 1996; Yoo & Lee, 1998). Odnotowana we wczesnym triasie i w najwyższym triasie środkowym większa dostawa osadów terygeniczných (głównie fluwialnych; Jaglarz, 2007) reprezentowanych przez mułowce dolomityczne świadczy o tym, że negatywne wartości $\delta^{13}\text{C}$ części dolomitów uławiconych tego wieku były spowodowane doprowadzaniem do środowiska sedimentacji wód słodkich.

Cechy sedimentologiczne i geochemiczne wskazują, że większość dolomitów uławiconych tworzyła się w środowisku hipersalinarnym strefy okołopływowej. Wydaje się, że we wczesnym triasie i u schyłku triasu środkowego istotną rolę mogła odgrywać dolomityzacja w środowisku schizohalinowym, w warunkach okresowego rozcieńczenia wód hipersalinarnych przez napływające do zbiornika wody słodkie (Folk & Land, 1975).

Dolomityzacja podczas płytkiego pogrzebienia osadów

Selektywność i niejednorodność dolomityzacji kal-karenitów była prawdopodobnie podyktowana pierwotnie

większą porowatością zastąpionych partii osadu (por. Ward & Halley, 1985). Najtrudniej dolomityzacji ulegały ziarna mikrytowe (ryc. 4B) i mikrytowa matriks. Szczególnie wysoka zawartość Sr (>950 ppm; Jaglarz, 2007) w przypadku słabo zmienionych kalkarenitów (MgO <9,0 % wag.) wskazuje, że minerałem pierwotnie budującym większość składników kalkarenitów był aragonit charakteryzujący się wysoką koncentracją tego pierwiastka (Veizer & Demović, 1974). Słaby stan zachowania allochemów aragonitowych można przypisać procesom neomorfizmu, ponieważ minerał ten jest nietrwały i łatwo zastępowany przez minerały bardziej stabilne, np. dolomit lub kalcyt (Swart & Eberli, 2005). Z jednej strony zachowanie komponentów jako „duchów” sugeruje, że rozpuszczanie aragonitu było równoczesne z wytrącaniem dolomitu (ryc. 4A; Amthor & Friedman, 1991), z drugiej strony własnokształtne kryształy dolomitów obecne we wnętrzach ooidów, a także zachowanie jedynie obrysów części komponentów sugerują, że allochemy były rozpuszczane (moldyczna porowatość) przed dolomityzacją (ryc. 4B–C). Moldyczna porowatość była efektem rozpuszczania aragonitu przez wody meteoryczne (por. Friedman, 1964; Longman, 1980; Peryt & Scholle, 1996). Przedstawione cechy utworów dowodzą, że dolomityzacja była bezpośrednio związana z meteoryczną diagenezą składników aragonitowych.

Średnie wartości $\delta^{18}\text{O}$ silnie zdolomityzowanych kalkarenitów (MgO >16% wag.) są niskie. Wzbogacenie w lekkie izotopy tlenu może być wynikiem dolomityzacji z udziałem wód meteorycznych lub fluidów o podwyższonej temperaturze (Yoo & Lee, 1998; Chen i in., 2004). Choć pozytywne wartości $\delta^{13}\text{C}$ sugerują morską genezę roztworów dolomityzujących (Tucker & Wright, 1990; Hoefs, 1997), to pozytywna korelacja pomiędzy $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ wskazuje, że procesy dolomityzacji zachodziły pod wpływem solanek, których skład był modyfikowany przez wody meteoryczne (ryc. 7B; Meyers i in., 1997).

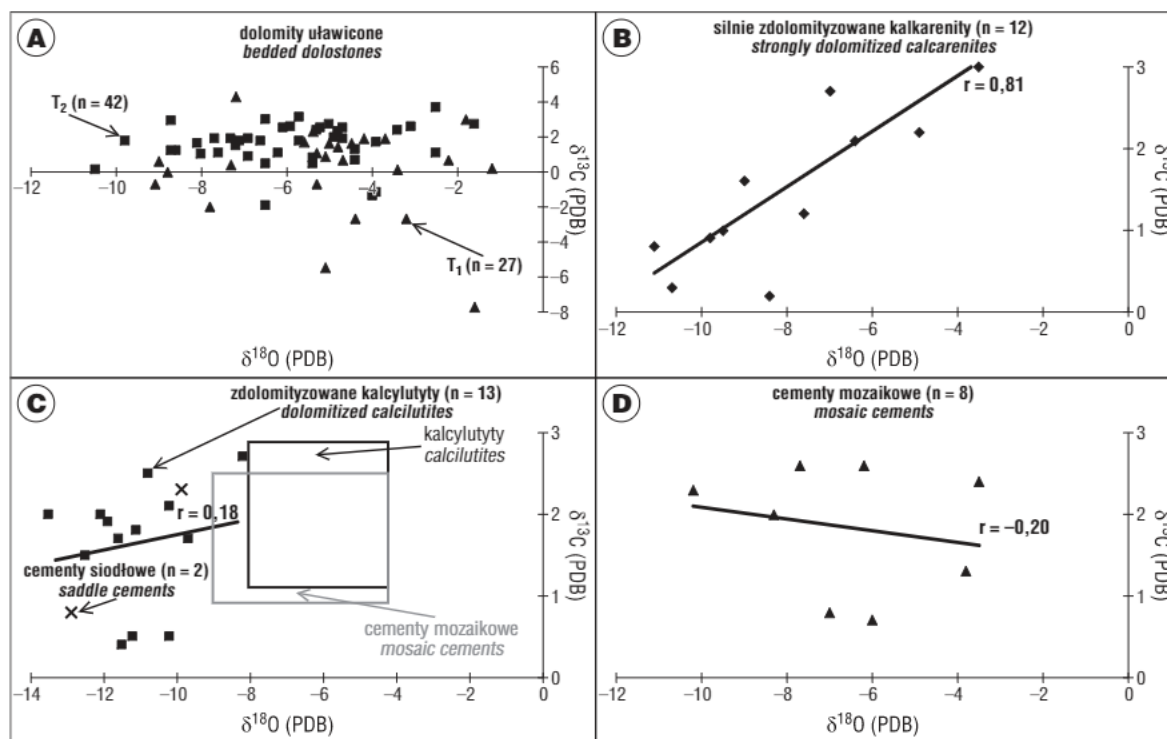
Można przypuszczać, że dolomityzacja kalkarenitów zachodziła podczas stosunkowo płytkiego pogrzebania osadów, w czasie cyklicznie powtarzających się regresji morza. Cechy litofacji wapiennych i dolomitów wczesno-diagenetycznych triasu środkowego dokumentują wysoką ewaporację w basenie sedimentacyjnym związaną z dominującym klimatem gorącym i suchym (Jaglarz & Uchman, 2010). W środkowym triasie badany obszar znajdował się jednak w strefie migracji sztormów subtropikalnych, co znajduje swoje potwierdzenie w licznie reprezentowanych osadach o genezie burzowej (Jaglarz & Szulc, 2003; Jaglarz & Uchman, 2010). Tak więc słodkie wody biorące udział w procesie dolomityzacji mogły być dostarczane podczas sporadycznie występujących opadów. Poziomy krasu synsedymentacyjnego i brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne związane z ługowaniem ewaporatów przez wody meteoryczne są dodatkowym potwierdzeniem istnienia wilgotniejszych okresów w triasie środkowym.

Zakładany przeze mnie model dolomityzacji przez wody mieszane (por. Badiozamani, 1973) jest kwestionowany przez część autorów (np. Hardie, 1987; Luczaj, 2006). Jednak związek dolomityzacji kalkarenitów z meteoryczną diagenezą osadów oraz wyniki badań izotopów trwałych C i O mogą wskazywać, że kalkarenity były zdolomityzowane w środowisku wód mieszanych.

Dolomityzacja hydrotermalna

Zdolomityzowane kalcytuty oraz dolomitowe cementy mozaikowe i siodłowe brekcji rozpuszczeniowo-kolapsyjnych wykazują pozytywne wartości $\delta^{13}\text{C}$, co sugeruje, że roztwory dolomityzujące miały pochodzenie morskie (Tucker & Wright, 1990; Hoefs, 1997). Wartości $\delta^{18}\text{O}$ triasowych ramienionogów obszaru tetydzkiego zbudowanych z kalcytu wynoszą od -3,9 do -0,6‰ (średnio -2,3‰) w temperaturze 25°C (Korte i in., 2005). Frakcjonacja izotopów tlenu podczas dolomityzacji prowadzi do wzbogacenia w ciężkie izotopy tlenu i podniesienia wartości $\delta^{18}\text{O}$ o ok. 3‰ (Land, 1980), tak więc $\delta^{18}\text{O}$ dla dolomitów powstających w temperaturze 25°C powinna wynosić ok. 0,7‰. Zdecydowanie niższe wartości $\delta^{18}\text{O}$ prowadzą do wniosku, że roztwory odpowiedzialne za dolomityzację kalcytutów i precypitację cementów dolomitowych miały skład mieszanych wód morskich i meteorycznych lub podwyższoną temperaturę (Yoo & Lee, 1998; Chen i in., 2004). Brak we wspomnianych przypadkach korelacji pomiędzy $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ dowodzi, że dolomityzacja odbywała się pod wpływem roztworów o podwyższonej temperaturze (Moore & Druckman, 1981; Lintnerová & Hladíková, 1992; ryc. 7C–D). W tej sytuacji można założyć, że obniżenie $\delta^{18}\text{O}$ o 1‰ odpowiada podniesieniu temperatury roztworów dolomityzujących o 4,4°C (Qing i in., 2001). Na podstawie $\delta^{18}\text{O}$ zdolomityzowanych kalcytutów (-11,1‰ ± 1,3‰), dolomitowych cementów siodłowych (od -9,9 do -12,9‰) i cementów mozaikowych (-6,6‰ ± 2,2‰) można wnioskować, że procesy dolomityzacji kalcytutów przebiegały w temperaturach wynoszących ok. 70–80°C, cementy siodłowe powstawały w temperaturach 70–85°C, a cementy mozaikowe 45–65°C.

Przedstawione wyniki badań wskazują, że procesy dolomityzacji kalcytutów oraz wytrącania dolomitowych cementów mozaikowych i siodłowych brekcji rozpuszczeniowo-kolapsyjnych miały charakter hydrotermalny. Dolomityzacja hydrotermalna jest rozumiana jako dolomityzacja przez roztwory o temperaturze wyższej niż temperatura skał otaczających (Machel & Lonnee, 2002). Hydrotermalną genezę dolomityzacji kalcytutów potwierdza fakt, że przy podobnych średnich wartościach $\delta^{13}\text{C}$, wartości $\delta^{18}\text{O}$ kalcytutów poddanych dolomityzacji są średnio mniejsze o 5‰ od wartości $\delta^{18}\text{O}$ kalcytutów pozbawionych oznak dolomityzacji (ryc. 7C). Przesłanką hydrotermalnego modelu dolomityzacji jest również obecność dolomitowych cementów siodłowych, które krystalizują w temperaturach rzędu 60–150°C i są typowe dla tego rodzaju dolomityzacji (Radke & Mathis, 1980; Chen i in., 2004; Nader i in., 2007). Dolomityzacja hydrotermalna była prawdopodobnie skutkiem działania ogrzanych wód pochodzenia morskiego. Możliwe, że wody te miały charakter hipersalinarny, co sugeruje obecność wspomnianych cementów siodłowych, które krystalizują w towarzystwie roztworów o większym zasoleniu niż wody normalnomorskie (Amthor & Friedman, 1991). Niejednorodność dolomityzacji kalcytutów była w dużym stopniu związana ze zróżnicowaną porowatością i przepuszczalnością tych utworów. Uprzywilejowanymi drogami migracji roztworów dolomityzujących były struktury bioturbacyjne, ponieważ wypełniające je osady charakteryzowały się wysoką porowatością i prze-



Ryc. 7. Wykresy $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ dolomitów i cementów dolomitowych. Objasnienia: r – współczynnik korelacji, n – ilość próbek. **A** – dolomity uławiczone (wczesnodiagenetyczne); **B** – silnie zdolomityzowane kalkarenity; **C** – zdolomityzowane kalcyłuty i dolomitowe cementy siodłowe; **D** – cementy mozaikowe

Fig. 7. $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ plot-diagrams of dolostones and dolomititic cements. Explanations: r – correlation coefficient, n – number of samples. **A** – bedded (early-diagenetic) dolostones; **B** – strongly dolomitized calcarenites; **C** – dolomitized calcilutites and saddle dolomite cements; **D** – mosaic cements

puszczalnością (por. Morrow, 1978; Mattes & Mountjoy, 1980; Nader i in., 2007; ryc. 5A). W strefach szczególnie podatnych na oddziaływanie omawianych roztworów dochodziło do formowania większych ciał dolomitowych (formy gniazdowe; ryc. 5C). Drogami migracji roztworów dolomityzujących były również strefy spękań tektonicznych, stąd występowanie form żyłowych w obrębie kalcyłutytów.

Oznaki dolomityzacji hydrotermalnej ograniczone są tylko do skał triasu dolnego i środkowego autochtonu i allochtonu wierzchowego, brak ich natomiast w utworach młodszych, spoczywających ponad skałami triasu środkowego. Sugeruje to, że procesy dolomityzacji hydrotermalnej zachodziły w środkowym triasie. Mająca w tym czasie ekspansja w basenie wierzchowym sprzyjała zwiększonemu przepływowi ciepła (Marynowski i in., 2006), co stwarzało odpowiednie warunki dla przebiegu tych procesów.

WNIOSKI

Dolomityzacja osadów węglanowych triasu dolnego i środkowego przebiegała w kilku etapach. W pierwszym powstawały dolomity wczesnodiagenetyczne. Większość z nich była formowana w środowisku hipersalinarnym. W triasie dolnym i w najwyższym triasie środkowym ważną rolę w procesie dolomityzacji odgrywało okresowe rozcieńczenie silnie zasolonych wód wodami słodkimi. W drugim etapie dolomityzacji, pod wpływem mieszanych wód słonych i słodkich, podczas płytkiego pogrzebienia osadów były zdolomityzowane kalkarenity. Dolomityzacja kalcyłutytów

oraz krystalizacja dolomitowych cementów mozaikowych i siodłowych brekcji rozpuszczeniowo-kolapsyjnych zachodziła pod wpływem roztworów hydrotermalnych pochodzenia morskiego. Dolomityzacja hydrotermalna miała miejsce w środkowym triasie.

Składam podziękowania Dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego za umożliwienie przeprowadzenia badań. Badania były finansowane z grantu MNiSW 2 P04D 052 29 oraz IAS Postgraduate Grant Scheme 2004. Dziękuję prof. Joachimowi Szulcowi za wprowadzenie w teren oraz dyskusję nad wynikami badań. Dziękuję recenzentom, prof. Markowi Narkiewiczowi i prof. Michałowi Szulczewskiemu za uwagi, które pomogły udoskonalić treść artykułu.

LITERATURA

- AMTHOR J.E. & FRIEDMAN G.M. 1991 – Dolomite-rock textures and secondary porosity development in Ellenburger Group carbonates (Lower Ordovician), west Texas and southeastern New Mexico. *Sedimentology*, 38: 343–362.
- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHART J., GŁĄZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 – Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 30 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- BADIOZAMANI K. 1973 – The Dorag dolomitization model, application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sediment. Petrol.*, 43: 965–984.
- BEŁKA Z. 1976 – Cechy sedimentacyjne utworów węglanowych wierzchowego triasu środkowego w rejonie Kominów Tylkowych w Tatrach. *Arch. Inst. Geol. Podst. Uniw. Warsz.*, Warszawa: 81.
- CHEN D., QING H. & YANG Ch. 2004 – Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian (Givetian) carbonates from the Guilin area, South China. *Sedimentology*, 51: 1029–1051.
- FOLK R.L. & LAND L.S. 1975 – Mg/Ca ratio and salinity. Two controls over crystallization of dolomite. *AAPG Bull.*, 59: 60–68.

- FRIEDMAN G.M. 1964 – Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 34: 777–813.
- HARDIE L.A. 1987 – Dolomitization: a critical view of some current views. *J. Sediment. Petrol.*, 57: 166–183.
- HOEFS J. 1997 – Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag, Berlin: 201.
- JAGLARZ P. 2007 – Ewolucja basenu Tatricum od późnego oleneku do noryku w Tatrach Polskich. *Arch. Bibl. Inst. Nauk Geol. Univ. Jagiell.*, Kraków: 188.
- JAGLARZ P. & RYCHLIŃSKI T. 2005 – Struktury wynurzeniowe w utworach triasu jednostki wierchowej i krzyżniańskiej Tatr. *Prz. Geol.*, 53: 880–881.
- JAGLARZ P. & RYCHLIŃSKI T. 2010 – Uwagi do nomenklatury skał węglanowych triasu tatrzańkiego. *Prz. Geol.*, 58: 327–334.
- JAGLARZ P. & SZULC J. 2003 – Middle Triassic evolution of the Tatricum sedimentary basin: an attempt of sequence stratigraphy to the Wierchowa Unit in the Polish Tatra Mountains. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 73: 169–182.
- JAGLARZ P. & UCHMAN A. 2010 – A hypersaline ichnoassemblage from the Middle Triassic carbonate ramp of the Tatricum domain in the Tatra Mountains, Southern Poland. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 292: 71–81.
- KORTE Ch., KOZUR H.W. & VEIZER J. 2005 – $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and paleotemperature. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 226: 287–306.
- KOTAŃSKI Z. 1956 – Kampil wierchowy w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 6: 65–73.
- KOTAŃSKI Z. 1959 – Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr polskich. *Biul. Inst. Geol.*, 139: 7–139.
- KOTAŃSKI Z. 1961 – Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeograficzna pasma wierchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 11: 186–476.
- KOZUR H. 1991 – The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 87: 109–135.
- LAND L.S. 1980 – The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. [W:] Zenger D.H., Dunham J.B. & Ethington R.L. (red.) *Concepts and models of dolomitization*. *SEPM Spec. Publ.*, 28: 87–110.
- LINTNEROVÁ O. & HLADÍKOVÁ J. 1992 – Distribution of stable O and C isotopes and microelements in Triassic limestones of the Veterlín Unit, the Malé Karpaty Mts.: their diagenetic interpretation. *Geol. Carpath.*, 43: 203–212.
- LONGMAN M.W. 1980 – Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *AAPG Bull.*, 64: 461–487.
- LUCZAJ J.A. 2006 – Evidence against the Dorag (mixing-zone) model for dolomitization along the Wisconsin arch – a case for hydrothermal diagenesis. *AAPG Bull.*, 90: 1719–1738.
- MACHEL H.G. & LONNÉE J. 2002 – Hydrothermal dolomite – a product of poor definition and imagination. *Sediment. Geol.*, 152: 163–171.
- MAGARITZ M., GOLDENBERG L., KAFRI U. & ARAD A. 1980 – Dolomite formation in the seawater-freshwater interface. *Nature*, 287: 622–624.
- MARYNOWSKI L., GAWĘDA A., POPRAWA P., ŻYWIECKI M.M., KĘPIŃSKA B. & MERTA H. 2006 – Origin of organic matter from tectonic zones in the Western Tatra Mountains Crystalline Basement, Poland: an example of bitumen-source rock correlation. *Mar. Pet. Geol.*, 23: 261–279.
- MATTES B.W. & MOUNTJOY E.W. 1980 – Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. [W:] Zenger D.H., Dunham J.B. & Ethington R.L. (red.) *Concepts and models of dolomitization*. *SEPM Spec. Publ.*, 28: 259–297.
- MEYERS W.J., LU F.H. & ZACHARIAH J.K. 1997 – Dolomitization by mixed evaporative brines and freshwater, Upper Miocene carbonates, Nijar, Spain. *J. Sediment. Res.*, 67: 898–912.
- MICHALÍK J. 1994 – Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 86: 101–110.
- MOORE C.H. & DRUCKMAN Y. 1981 – Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *AAPG Bull.*, 65: 597–628.
- MORROW D.W. 1978 – Dolomitization of Lower Paleozoic burrow-fillings. *J. Sediment. Petrol.*, 48: 295–305.
- NADER F.H., SWENNEN R. & ELLAM R.M. 2007 – Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, central Lebanon). *Sedimentology*, 54: 1093–1120.
- PERYT T.M. & SCHOLLE P.A. 1996 – Regional setting and role of meteoric water in dolomite formation and diagenesis in an evaporite basin: studies in the Zechstein (Permian) deposits of Poland. *Sedimentology*, 43: 1005–1023.
- QING H., BOSENCE D.W.J. & ROSE E.P.F. 2001 – Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. *Sedimentology*, 48: 153–163.
- RADKE B.M. & MATHIS R.L. 1980 – On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sediment. Petrol.*, 50: 1149–1168.
- SHINN E.A. 1968 – Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sediment. Petrol.*, 38: 215–223.
- SWART P.K. & EBERLI G. 2005 – The nature of the $\delta^{13}\text{C}$ of periplatform sediments: implications for stratigraphy and the global carbon cycle. *Sediment. Geol.*, 175: 115–129.
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. 1990 – Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford: 482.
- VEIZER J. 1970 – Zonal arrangement of the Triassic rocks of the Western Carpathians: a contribution to the dolomite problem. *J. Sediment. Petrol.*, 40: 1287–1301.
- VEIZER J. & DEMOVIČ R. 1974 – Strontium as a tool in facies analysis. *J. Sediment. Petrol.*, 44: 93–115.
- WARD W.C. & HALLEY R.B. 1985 – Dolomitization in mixing zone of near-seawater composition, late Pleistocene, northeastern Yucatan Peninsula. *J. Sediment. Petrol.*, 55: 407–420.
- WIECZOREK J. 2000 – Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. Österr. Wien*, 44: 241–262.
- YOO Ch.M. & LEE Y.I. 1998 – Origin and modification of early dolomites in cyclic shallow platform carbonates, Yeongheung Formation (middle Ordovician), Korea. *Sediment. Geol.*, 118: 141–157.

Praca wpłynęła do redakcji 10.01.2011 r.

Po recenzji akceptowano do druku 27.03.2012 r.

