

DOLOMITY KOMÓRKOWE TRIASU WIERCHOWEGO TATR POLSKICH

UKD 552.543:539.216].08:551.761:552.143:551.46.062.5(438 – 13:234.372.43)

Utwory, zwane dolomitami lub wapieniami komórkowymi (Zellendolomit lub Zellenkalk, Rauwacke, carnieule), opisywane są z całego niemal obszaru geosynkliny alpejskiej. W Alpach występują one we wszystkich głównych jednostkach tektonicznych w 3 poziomach triasowych (6), przy czym poziom dolny i górny wykazuje bezpośrednie związki z osadami formacji salinarnej. W Karpatach główny obszar występowania tego typu utworów stanowią gemerydy, gdzie pojawiają się one wraz z osadami formacji salinarnej (15). Rzadziej opisywane były wapienie i dolomity komórkowe z obszaru tatroewaporydów, gdzie jednak nie udało się dotychczas ustalić bezpośrednich związków pomiędzy występowaniem dolomitów komórkowych i osadów gipsowo-solnych.

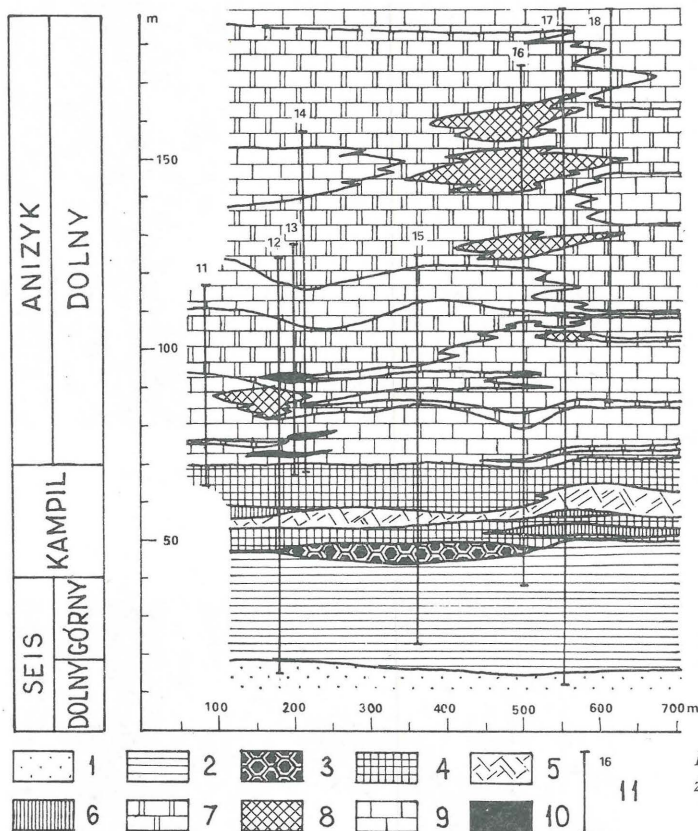
Z obszaru Tatr i ich najbliższej okolicy dolomity komórkowe opisywane były przez wielu autorów (2–4, 9–11, 13, 19, 23, 27). Poziom dolomitów komórkowych występuje tu jedynie w dolnym kampie i odpowiada dolnemu dolomitowi komórkowemu Alp („unterer Rauwacke”). Stanowi on ogniwo leżące ponad terygenicznymi utworami seisu i łupkami najniższego kampie, a podścielającymi je węglanowymi osadami morskimi wyższego kampie.

OPIS SEKWENCJI

W Tatrach polskich dolomity komórkowe nie były dotychczas opisywane jako utwory tworzące poziom o określonej pozycji litostratygraficznej. Znane były ze zwierzeliny, gdzie występowały w położeniu odpowiadającym w przybliżeniu ich domniemanej pozycji (10, 11). Jedynie J. Lefeld (13) wspominał o występowaniu dolomitów komórkowych „in situ” w żlebie pod przełęczą Gładkie ponad doliną Stare Szałasiska, nie podając jednak szczegółowego profilu sekwencji.

Badania autora, prowadzone w Tatrach w latach 1973–1976, pozwoliły na potwierdzenie występowania dolomitów komórkowych we wspomnianym profilu. Obryw skalny, który nastąpił w żlebie, umożliwił wykonanie szczegółowego opisu sekwencji i pobranie próbek świeżej skały do badań laboratoryjnych. W innych rejonach występowania tatrzańskich dolomitów komórkowych na obszarze serii wierchowej udało się jedynie odnaleźć tego typu utwory w zwierzelinie.

Stwierdzona „in situ” sekwencja dolomitów komórkowych występuje w łusce głównej jednostki Giewontu (7). W profilach, zbadanych w najbliższym sąsiedztwie, wystę-



Ryc. 1. Miąższość i zmienność facjalna utworów triasowych na południowym zboczu Zawratu Kasprowego i Kopy Magury (7). Żleb pod przełęczą Gładkie oznaczona jest nr 12.

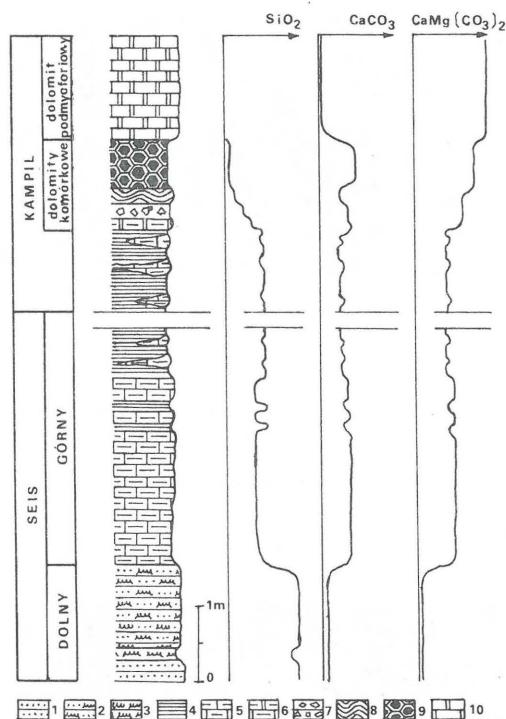
1 – seis dolny: piaskowce i zlepienie, 2 – górny seis i dolny kampil: mułowce i łupki. Kampil: 3 – sekwencje dolomitów komórkowych, 4 – dolomity, 5 – wapień, 6 – margle i łupki. Anizyk: 7 – dolomity, 8 – „dolomity cukrowate”, 9 – wapień, 10 – margle, 11 – linie przekrojów dokumentacyjnych.

Fig. 1. Thickness and facial variability of Triassic deposits at southern slope of Zawrat Kasprowy Mt. and Kopa Magury Mt. (7). The Gładkie-pass chute is designated no. 12.

1 – Lower Seisian: sandstone and conglomerate, 2 – Upper Seisian: mudstone and shale. Kampilian: 3 – cellular dolomite sequence, 4 – dolomite, 5 – limestone, 6 – marl and shale. Anisian: 7 – dolomite, 8 – „sugar-like” dolomite, 9 – limestone, 10 – marl, 11 – documentation section lines.

powanie analogicznych utworów stwierdzono w zwierze-line, przy czym ich zasięg pionowy był różny (ryc. 1). Nieco dalej (na tej samej wysokości) występują szare dolomity. Ogniw dolomitów komórkowych ma zatem kształt soczewy o rozciągłości w kierunku W–E ok. 400 m i największej miąższości ok. 3 m. W sekwencji dolomitów komórkowych w żlebie pod przełęczą Gładkie wyróżnić można kilka ogniw (ryc. 2):

- popielate margle dolomityczne;
- dolomityczna brekcja marglistą; wśród intraklastów występują powyginane i uszkodzone okruchy margli, co świadczy o lokalnie podwyższonej energii środowiska;
- silnie zaburzony laminit marglisto-dolomityczny, wykształcony w postaci pasemkowych naskorupień, zbliżonych do struktur kolomorficznych;
- komórkowe utwory marglisto-dolomitowe; w zwierze-line tego ogniw występują dość licznie charakterystycz-



Ryc. 2. Profil słupkowy sekwencji dolomitów komórkowych w żlebie pod Przełęczą Gładkie z wykresem zawartości najważniejszych mineralów.

1 – piaskowce, 2 – piaskowce mułowcowe, 3 – mułowce, 4 – łupki, 5 – margle. Sekwencja dolomitów komórkowych: 6 – margle popielate, 7 – dolomityczna brekcja marglistą, 8 – laminit marglisto-dolomitowy, 9 – dolomity komórkowe, 10 – dolomity.

Fig. 2. The geological column of the cellular dolomite sequence in the Gładkie-pass chute and diagram of content of main minerals.

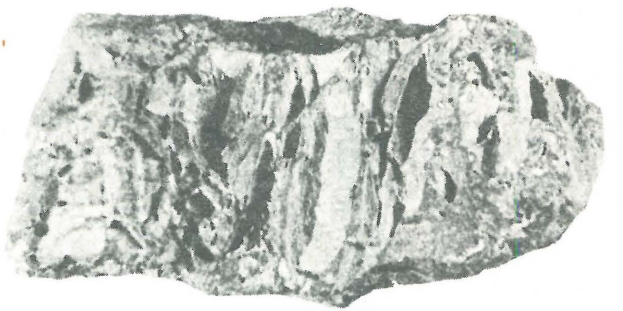
1 – sandstone, 2 – silty sandstone, 3 – mudstone, 4 – shale, 5 – marl. The cellular dolomite sequence: 6 – ash-gray marl, 7 – dolomitical marly breccia, 8 – marly-dolomite laminit, 9 – cellular dolomite, 10 – dolomite.

ne utwory, zbudowane z komórek, których zawartość została wylugowana wskutek procesów wietrzeniowych. Komórki te oddzielone są od siebie cienkimi ściankami wapiennymi (ryc. 3). Taki właśnie wygląd zwierzęcej powierzchni skały znalazł odzwierciedlenie w nazwie ogniw.

W spągu sekwencji dolomitów komórkowych występują czerwone utwory terygeniczne górnego seisu i łupki z przeławieniami margli dolomitycznych najniższego kampilu. Począwszy od najwyższego seisu w utworach tych stale wzrasta zawartość węglanów (24). W stropie sekwencji występują dolomity płytowe kampilu zaliczane do warstw myoforiowych (10), tzw. „dolomit podmyforiowy” (13).

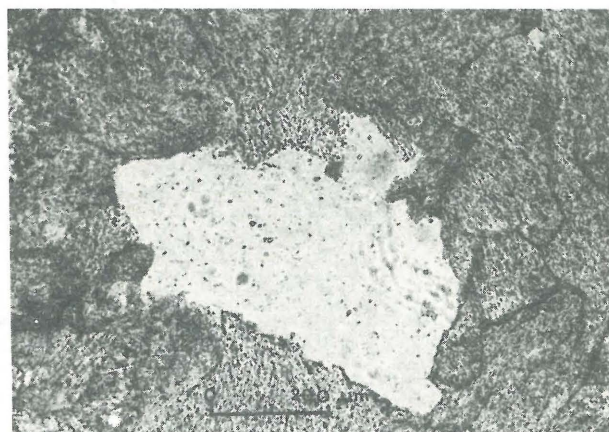
SKŁAD MINERALNY UTWORÓW SEKWENCJI

Badaniom mikroskopowym poddano płytki cienkie, wykonane z utworów ogniw dolomitycznej brekcji marglistej, laminitu marglisto-dolomitycznego oraz właściwych utworów komórkowych. Dolomityczna brekcja marglistą zbudowana jest z intraklastów złożonych z kalcylutytu i licznych minerałów ilastych, z dość znaczną domieszką ziarn kwarcu o frakcji pelitowej. W spoiwie występuje



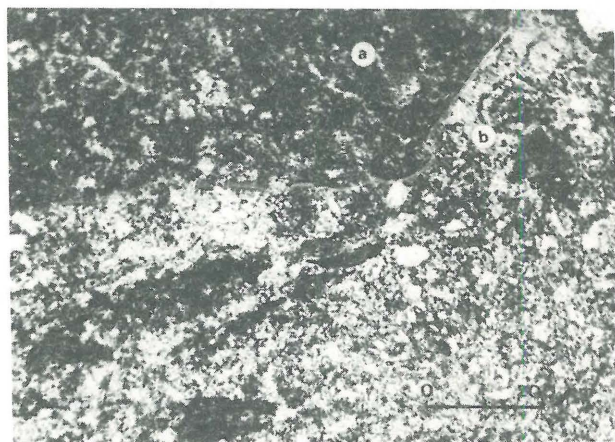
Ryc. 3. Zwięzła powierzchnia dolomitu komórkowego, widoczne puste przestrzenie po wylugowanych wypełnieniach.

Fig. 3. Weathered surface of cellular dolomite; not voids from dissolution.



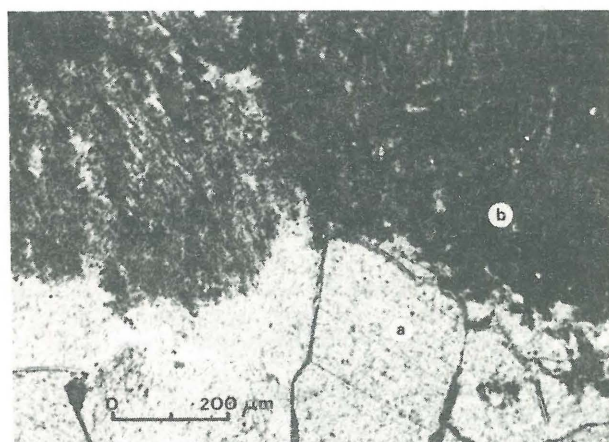
Ryc. 4. Ziarno kwarcu z zatokami korozyjnymi.

Fig. 4. Corroded quartz-grain.



Ryc. 5. Pseudomorfoza dolomitu po gipsie (a) w tle dolomitowym (b).

Fig. 5. Post-gypsum dolomite pseudomorphose (a) in dolomitic matrix (b).



Ryc. 6. Kalcytowa ścianka komórki (a) i jej dolomityczne wypełnienie (b).

Fig. 6. Calcite cell-wall (a) and its dolomitic infill (b).

dololuty i dolorenit, również ze znaczną ilością minerałów ilastych (wśród których oznaczyć można chloryt) oraz z pelitem kwarcowym. Na powierzchni ziarn kwarcu widoczne są zatoki korozyjne (ryc. 4). Niektóre kryształy dolomitu wykształcone są w postaci regularnych romboidów. W spoiwie występują także skupienia kryształów pirytu.

Laminit marglisto-dolomityczny zbudowany jest z naprzemianległych warstewek marglistych, zawierających kalcyt i dololuty oraz minerały ilaste, a także dolomitowych (dololuty i dolorenit). Warstewki te mają charakterystyczne kopolaste kształty, przypominające tzw. „tekstury stromatolitowe” anhydrytów z monokliny przedsudeckiej (21), a znane również jako tekstury naskorupieniowe ze współczesnych osadów półwyspu Katar (25). Należy przypuszczać, że laminy dolomitowe stanowią pseudomorfozy dolomitu po anhydrycie.

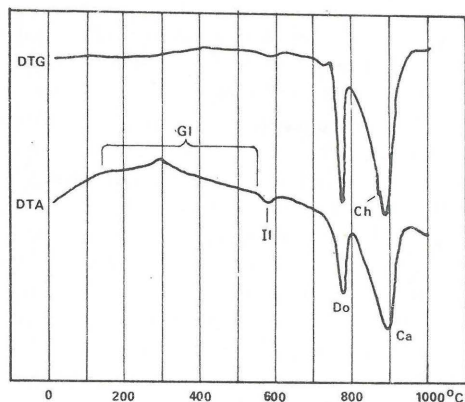
Minerały z warstewki marglistej ponadto poddano termicznej analizie różnicowej (ryc. 7) oraz badaniom rentgenowskim (ryc. 8a). Termiczna analiza różnicowa wykazała obecność dolomitu, kalcytu, chlorytu oraz (być może) glaukonitu, którego występowanie nie zostało jednak potwierdzone ani w wyniku badań mikroskopowych, ani rentgenowskich. W tej sytuacji można przypuszczać, że

odpowiednia część krzywej DTA i DTG odpowiada występowaniu żelazistych odmian illitu – folidoidów. Analiza rentgenowska wykazała obecność kalcytu, kwarcu i illitu, a w ilościach podrzędnych także halitu, gipsu, chlorytu oraz anhydrytu.

Utwory komórkowe składają się z komórek, których ścianki buduje niemal czysty kalcyrudyt (ryc. 6), a wypełnienie składa się z dololuty, znacznej ilości minerałów ilastych oraz podrzędnie kalcytu. Materiał wypełnień poddano analizie rentgenowskiej (ryc. 8b), która wykazała obecność dolomitu, kwarcu, kalcytu, gipsu, illitu, halitu, chlorytu, anhydrytu oraz, zapewne, magnezytu. Skały całej sekwencji mają teksturę porowatą.

MODEL ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI DOLOMITÓW KOMÓRKOWYCH

Zebrane obserwacje pozwalają sądzić, że dolomity komórkowe powstały w środowisku hipersalinarnym, jednak nie są one utworami synsedymenacyjnymi. W brzeżnej strefie ciepłego morza kampilu, w akwenach częściowo izolowanych na grubym pakiecie detrytyczno-ilastych osadów terygenicznego seisu w wyniku wzrostu zasolenia rozpoczęła się sedymentacja ewaporatów. W centralnej



Ryc. 7. Derywatogram warstewki marglistej z laminitu marglisto-dolomitycznego.

Ca – kalcyt, Ch – chloryt, Do – dolomit, Gl – glaukonit, Il – illit.

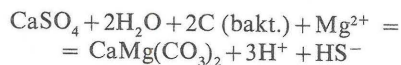
Fig. 7. Thermal-analyse diagram of marly lamina from marly-dolomitic laminite.

Ca – calcite, Ch – chlorite, Do – dolomite, Gl – glauconite, Il – illite.

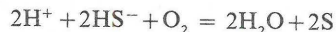
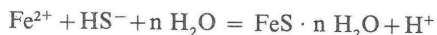
części akwenu osadzały się utwory siarczanowo-solne, natomiast w części brzeżnej dolomity płytowe. Tego typu utwory powstawać mogły w strefach bardzo płytkich, na głębokości nie przekraczającej 4 m (5). Ewaporatom i dolomitom towarzyszył charakterystyczny dla środowiska hipersalinarnego zespół minerałów ilastych, złożony z chlorytu, illitu, folidoidu i, być może, także montmorylonitu (8).

Intensywne parowanie, szczególnie gwałtowne u wybrzeży basenu, powodowało stały napływ wód z otwartej części basenu do akwenu częściowo odciętego przez barierę podmorską. Wody te (ogrzone w strefie brzeżnej) powodowały częściowe rozpuszczanie wcześniej złożonych

osadów dolomitowych i jako bogate w magnez roztwory o podwyższonej gęstości spływały grawitacyjnie ku centralnej części akwenu (ryc. 9). W następstwie przesiąkania roztworów wysokomagnezowych w złożone wcześniej osady gipsowo-solne (proces opisany przez J.E. Adamsa i M.L. Rhodessa jako „seepage refluxion” – 1) następowało w środowisku redukcyjnym podstawianie minerałów siarczanowych przez dolomit przy udziale bakterii siarkowych:



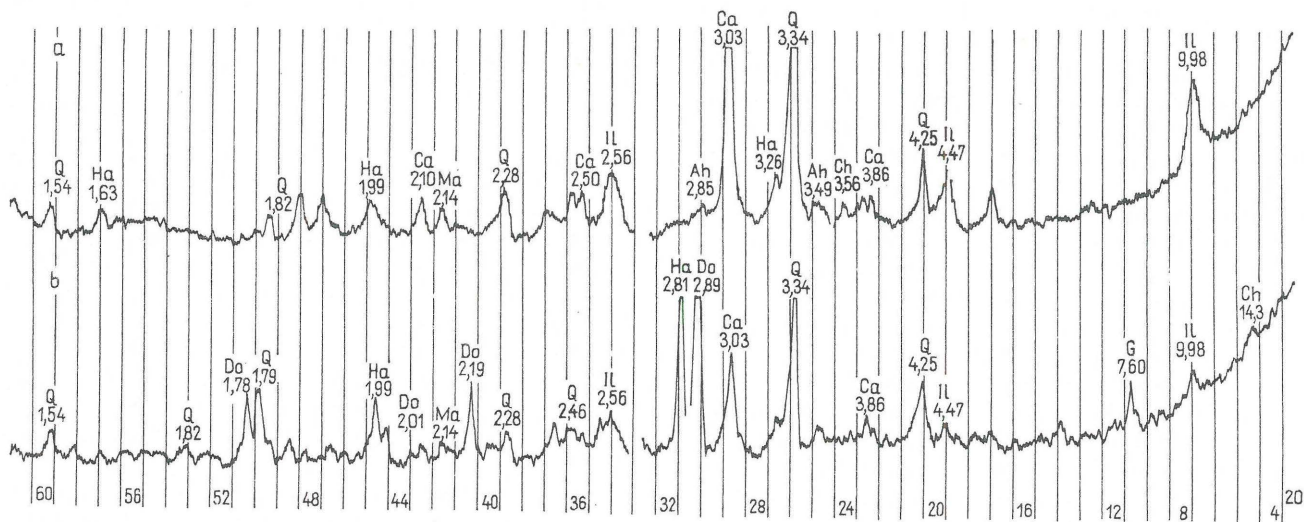
W procesach tych powstaje ubocznie koloidalny hydrotroilit $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (który następnie przekształca się w piryt) oraz siarka:



Jednocześnie roztwory wysokomagnezowe powodowały korozję ziarn kwarcu (ryc. 4). Procesy dolomitacji powodowały znaczne zmniejszenie objętości osadu, dochodzące do 12% (5), co spowodowało powstanie szczelin o geometrycznej orientacji zbliżonej do szczelin z wysychania. Szczeliny te podczas następnego epizodu sedymentacyjnego wypełnione zostały kalcytem (ryc. 7). Podobne procesy, opisywane współcześnie z rejonu Zatoki Perskiej (25), prowadzą do powstania zbliżonych pod względem teksturalnym utworów, zwanych dolomitami „glebopodobnymi” („angular soil-like dolomite”).

Do centralnej części basenu roztwory dolomitujące zapewne nie docierały, czym tłumaczy się brak dolomitów komórkowych w profilach otworów wiertniczych na Antałowce i w Bańskiej, odpowiadające częściom basenu bardziej oddalonym od brzegu.

Obecność dość dużych, prawidłowo wykształconych romboedrów dolomitu wskazuje, że proces dolomitacji zachodził w bardzo słabo skonsolidowanym osadzie, gdzie istniały warunki dla swobodnej krystalizacji. Dolomity komórkowe są więc utworami wczesnodiagenetycznymi,

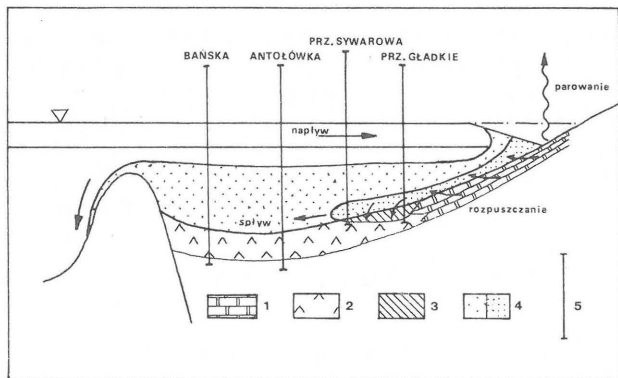


Ryc. 8. Dyfraktogramy utworów z sekwencji dolomitów komórkowych: a – warstewka marglistą z laminitu marglisto-dolomitycznego, b – wypełnienie komórki dolomitu komórkowego.

Fig. 8. X-ray diffractograms of cellular dolomite sequence deposits: a – marly lamina from marly dolomitic laminite, b – cell infill from cellular dolomite.

Ah – anhydryt, Ca – kalcyt, Ch – chloryt, Do – dolomit, G – gips, Ha – halit, Il – illit, Ma – magnezyt, Q – kwarc.

Ah – anhydrite, Ca – calcite, Ch – chlorite, Do – dolomite, G – gypsum, Ha – halite, Il – illite, Ma – magnesite, Q – quartz.



Ryc. 9. Schemat procesu dolomityzacji ewaporatów.

1 – dolomity, 2 – ewaporaty, 3 – strefa dolomityzacji, 4 – roztwory wysokomagnezowe, 5 – położenie profili z odsłonięć i otworów wiertniczych.

Fig. 9. Diagram of dolomitization of evaporates.

1 – dolomite, 2 – evaporates, 3 – dolomitization zone, 4 – high-Mg solutions, 5 – position of exposures and borehole profiles.

powstałymi w wyniku dolomityzacji w środowisku podmorskim (17).

DYSKUSJA O GENEZIE TATRZAŃSKICH DOLOMITÓW KOMÓRKOWYCH

Dotychczasowe poglądy na genezę tatrzańskich dolomitów komórkowych sprowadzają się do dwu podstawowych grup. Pierwsza z nich traktuje wszystkie utwory tego typu jako efekt działania procesów sedymentacyjnych w środowisku hypersalinarnym (przez analogię z utworami Alp i gemerydów, gdzie związki te są oczywiste), ewentualnie zmieniony później w wyniku procesów diagenety. Reprezentanci tej grupy poglądów (2–4, 16, 17, 19) opierają się głównie na paleogeograficznych analogiach basenu tatrzańskiego i basenów gemersko-alpejskich. Jedynie E. Passendorfer (20) wysuwa na poparcie tej teorii fakt znalezienia anhydrytu w utworach regłowych kampilu w głębokim wierceniu na Antałowce, w którym jednak nie natrafiono na utwory komórkowe. Wspomniane teorie zakładają wypiętrzanie się w tatrzańskim basenie triasowym grzbietów podmorskich, dzielących basen sedymentacyjny na częściowo izolowane akweny, umożliwiające lokalnie powstanie akwenów o podwyższonym zasoleniu (4, 19).

Druga grupa poglądów traktuje ogólnie tatrzańskie dolomity komórkowe jako utwory posedymentacyjne: brekcje tektoniczne (27) lub brekcje zboczowe (10, 11). Zwolennicy tych poglądów opierają się na braku tych utworów „in situ” w określonej pozycji stratygraficznej oraz na występowaniu w obrębie dolomitów komórkowych okrucich skał należących do różnych ogniw stratygraficznych, niekiedy nawet kredowych. Za utwory odpowiadające stratygraficznie serii dolomitów komórkowych uważają oni tylko szare dolomity, zielone łupki i popielate margle, którym zresztą przypisują związki ze środowiskiem hypersalinarnym (10, 11).

W świetle badań autora sedymentacyjna geneza dolomitów komórkowych z profilu pod przełęczą Gładkie nie budzi wątpliwości. Następstwo osadów dolnego triasu

zgodne jest tu z modelem wczesnych stadiów rozwoju basenu hypersalinarnego (14), zakładającym takie właśnie przejście od sedymentacji terygeniczej do ewaporatowej. Związki ze środowiskiem hypersalinarnym potwierdzają zarówno pseudomorfozy po gipsie (ryc. 5) i anhydrycie, jak i obecność minerałów siarczanowo-solnych, a także inwentarz minerałów ilastych (8). W skali regionalnej genezę tę potwierdza obecność siarczanów w profilach kampilu regłowego z głębokich otworów na Antałowce i w Bańskiej, a także występowanie siarki rodzimej w utworach kampilu regłowego na Przełęczy Sywarowej (26). K. Zawidzka (informacja ustna) stwierdziła również liczne pseudomorfozy po gipsie i anhydrycie w dolomitach kampilu tatrzańskich serii regłowych.

Choć występowanie dolomitów komórkowych „in situ” stwierdzono w jednym tylko profilu przytoczone przesłanki pozwalają sądzić, że podobną genezę przypisać można także innym tatrzańskim utworom komórkowym. Trudności w znalezieniu ich w pozycji „in situ” oraz w pobraniu niezwiędzłych próbek do celów analitycznych związane są z bardzo dużą ich podatnością na wietrzenie. Niewątpliwym odpowiednikiem sekwencji dolomitów komórkowych (lub jej części) są charakterystyczne popielate margle (10, 11), występujące w wielu profilach dolnego kampilu.

Genezę sedymentacyjną można zapewne także przypisać niektórym utworom o charakterze brekcji, dotychczas uważanym za zboczowe lub tektoniczne – mogłyby one stanowić odpowiednik ogniwa dolomitycznej brekcji marglistej, co tłumaczyłoby różnorodność litologiczną intraklastów. Niewątpliwie jednak podobne procesy nie mogły doprowadzić do powstania utworów, zawierających intraklasty urgonu i albu (10) – utwory te są niewątpliwie wtórne i nie należy ich łączyć z dolomitami komórkowymi.

WNIOSKI

1. Dolomity komórkowe serii wierzchowej Tatr polskich są utworami wczesnodiagenetycznymi, utworzonymi w wyniku dolomityzacji w środowisku podmorskim.
2. Następstwo ogniw w sekwencji dolomitów komórkowych oraz inwentarz mineralny tych utworów wskazuje na ich powstanie w środowisku hypersalinarnym, głównie w wyniku dolomityzacji gipsów i anhydrytów.

LITERATURA

1. Adams J.E., Rhodes M.L. – Dolomitization by scapage refluxion. Biul. AAPG 1960 vol. 44.
2. Andrusov D. – Mouvements orogeniques, sedimentation et evolution de la vie dans les Carpathes Occidentales. Rep. 18th Sess. Inter. Geol. Congr., vol. 12, London 1948.
3. Andrusov D. – O pôvode slovenských dolomitov a dolomitových „pěskov”. Geol. Sbor. 1955 č. 3–4.
4. Andrusov D. – Geologia Československých Karpat. Vol. 2. Mesozoik. Vyd. Slov. Akad. Věd, Bratislava 1959.
5. Friedman G.M., Sanders J.E. – Origin and occurrence of dolomites. In: Development in Sedimentology. Vol. 9. Carbonate Rocks. Part A. Elsevier Publ. Co., Amsterdam–London–New York 1967.
6. Gwinner M.P. – Geologie der Alpen. Stratigraphie–Paläogeographie–Tektonik. E. Schweizerbart'sche Verl., Stuttgart 1971.
7. Kasiński J.R. – Cechy sedymentacyjne utworów węglanowych triasu wierzchowego okolic Zawratu Kas-

- prowego i Kopy Magury. Pr. magisterska, Arch. IGP UW, Warszawa 1956.
8. Kossowska A.G., Sokołowa T.N., Dric V.A., Sacharow B.A. — Paragieniezy i historia formowania glinistych minerałów w basenach naczalnej stadii ewaporitowej sedimentacji. In: Problemy litologii i geochemii osadoczných porod i rud. Izd. Nauka, Moskwa 1975.
 9. Kotański Z.J. — Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań triasu wierzchowego Tatr. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1955 nr 1.
 10. Kotański Z.J. — Kampil wierzchowy w Tatrach — komunikat tymczasowy. Acta Geol. Pol. 1956 nr 1.
 11. Kotański Z.J. — Profile stratygraficzne serii wierzchowych Tatr polskich. Biul. Inst. Geol. 1959 nr 139.
 12. Kotański Z.J. — Trias tatrzański. Prz. Geol. 1979 nr 7.
 13. Lefeld J. — Budowa geologiczna Zawratu Kasprowego i Kopy Magury. Acta Geol. Pol. 1957 nr 3.
 14. Lucas J. — Le transformation des mineraux argileux dans la sedimentation. Études sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Carte Geologique als et Lorraine 1962 vol. 20.
 15. Mahel M., Biely A. — Geneticka Spätost' rava a sádrovca v severogemeridnym verféne. Geol. prace 1956 vol. 6.
 16. Mišik M. — Sedimentárno-petrografické vychodnotenie vzoriek z vrtov na sádrovec (SB-12, Biela Voda, oblast' Spišska Nova Vés). Arch. Geol. úst. D. Štura, Bratislava 1956.
 17. Mišik M. — Sedimentárna petrografia mesozoika jaderných pohori. Vol. 1. Arch. Fak. geol.-geogr. věd UK, Bratislava 1958.
 18. Narkiewicz M. — Środowiska i procesy diagenetyczne w obrębie utworów węglanowych a klasyfikacja genetyczna dolomitów (w druku).
 19. Passendorfer E. — Rozwój paleogeograficzny Tatr. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1960 nr 4.
 20. Passendorfer E. — Jak powstały Tatry. Wyd. 5. Wyd. Geol. 1975.
 21. Podemski M. — Sedymentacja cechsztyńska w zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. Pr. Inst. Geol. 1973 t. 71.
 22. Puser P.H., Loreau J.-P. — Aragonitic, supratidal encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. In: The Persian Gulf. Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York 1973.
 23. Rabowski F. — Serie wierzchowe w Tatrach Zachodnich. Pr. Inst. Geol. 1959 t. 27.
 24. Roniewicz P. — Klastyczne osady dolnego werrfenu (seisu) w Tatrach. Acta Geol. Pol. 1966 nr 1.
 25. Shinn E.A. — Recent Intertidal and Nearshore Carbonate Sedimentation around Rock Highs, E Quatar, Persian Gulf. In: The Persian Gulf. Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York 1973.
 26. Zawidzka K. — Budowa geologiczna rejonu Przełęczy Sywarowej w Tatrach Zachodnich. Acta Geol. Pol. 1967 nr 4.
 27. Zoubek V. — Předběžna zpráva o výzkumu východni části nízkotatranského jaderného pohori. Zpr. o geol. vyzk. Ústf. úst. geol., Praha 1952.

SUMMARY

In the one of high-tatric series exposures in the Gładkie-pass chute, cellular dolomite sequence is visible. This sequence rests on clayey-detrital deposits and is covered by thick dolomite complex. Petrographical investigations, thermal analyses and X-ray diffractoscopy showed the presence of minerals characteristic of evaporitic environment.

The deposit structures show that its origin was connected with early-diagenetic dolomitization in loose sediment. Formation of the high-tatric cellular dolomites is a net result of three major processes: solution of older dolomite deposits in nearshore area, flow of the high-Mg, dolomitic solution to deeper parts of basin, and change of sulfide minerals into dolomite in sea floor sediments.

Translated by the author

РЕЗЮМЕ

В одном из обнажений верхетатринской серии в желобе и перевале Гладке находится секвенция кавернозных доломитов. Секвенция эта покрывает глинисто-кластические осадки, а является покрытой толстым доломитическим комплексом. Петрографические исследования, термический анализ и рентгенографические исследования показывают здесь присутствие минералов характеристических для эвапоритной среды.

Текстуры осадков свидетельствуют о том, что их формирование было связано с процессом ранне-диagenетической доломитизации в рыхлом осадке.

В формированию кавернозных доломитов верхнетатринской серии принимают участие три главных процесса: растворение более старых доломитических осадков в прибрежной зоне бассейна, течение струи магниевого раствора в направлении центра бассейна и подставления серных минералов доломитом внутри донных осадков.