

Kenozoiczne słdkowodne osady węglanowe w Karpatach Centralnych — przegląd wybranych zagadnień

Michał Gradziński*



Słdkowodne osady węglanowe mają istotne znaczenie w rekonstrukcji paleośrodowiska, pomimo iż są zdecydowanie mniej powszechne w seriach skalnych niż morskie osady węglanowe i cechują się zazwyczaj bardzo ograniczonym zasięgiem lateralnym. Występowanie horyzontów słdkowodnych osadów w seriach morskich jest dowodem istnienia epizodów emersji. Natomiast w

sekwencjach osadów kontynentalnych słdkowodne osady węglanowe są czułym nośnikiem wielu informacji dotyczących paleoklimatu, paleorzeźby, typu szaty roślinnej czy aktywności tektonicznej.

Karpaty Centralne są zbudowane w znacznej mierze z mezozoicznych skał węglanowych. Implikuje to możliwość istnienia na tym obszarze młodszych skał węglanowych genetycznie związanych przede wszystkim z kenozoicznymi procesami krasowienia mezozoicznego podłoża. Osady takie są obiektem różnorodnych badań od początku XX w. Były one także przedmiotem zainteresowań badawczych Profesora Zbigniewa Kotańskiego. Niejako na marginesie swoich studiów nad budową geologiczną Tatr, genezą i stratygrafią mezozoicznych, głównie triasowych, skał węglanowych, zwrócił on uwagę na znaczenie różnorodnych plejstoceńskich i holocenijskich osadów węglanowych (Kotański, 1954, 1958, 1971).

Tematem tego tekstu są wybrane zagadnienia dotyczące sedimentacji, wieku i znaczenia słdkowodnych osadów węglanowych w rekonstrukcji kenozoicznego rozwoju Karpat Centralnych. Artykuł nie wyczerpuje tego, jakże szerokiego, zagadnienia, ma na celu jedynie zwrócenie uwagi czytelników na pewne, wskazane przez autora, aspekty.

Eoceńskie słdkowodne mikrobiality

Zdeformowane tektonicznie mezozoiczne skały Karpat Centralnych są na znacznym obszarze przykryte osadami paleogenu wewnątrzkarpackiego. W rejonie podtatrzańskim najniższą część tych osadów stanowi tzw. eocen numulitowy, zalegający niezgodnie na starszym podłożu. Jego dolną część tworzą zlepieńce, których miąższość waha się od zera do ponad 100 m. Uważa się, że osady te były deponowane w warunkach litoralnych (np. Roniewicz, 1969; Głazek i in., 1998). Drażenia skałotoczy stwierdzone w otoczkach, z których są zbudowane zlepień-

ce, dokumentują morskie pochodzenie najwyższej części omawianych zlepieńców (Roniewicz, 1970).

W dolinie Suchej Wody, wprost na skałach jury pokrytej regolitem, zalega słabo wysortowany zlepieniec o średnicy otoczek dochodzącej do kilkudziesięciu centymetrów. W obrębie zlepieńca występują mikrobiality — stromatolity i onkoidy (ryc. 1; Roniewicz, 1969; Gradziński i in., 2006). Mikrobiality te tworzą nieciągłe powłoki na izolowanych blokach i otoczkach lub łączą się ze sobą formując pokrywy o ponad metrowej rozciągłości, których miąższość sięga 30 cm. W obrębie poszczególnych pokryw są inkorporowane onkoidy o średnicy do 10 cm. Struktury wewnętrzne mikrobialitów rozpoznane przez



Ryc. 1. Eoceńskie słdkowodne mikrobiality w Dolinie Suchej Wody, polskie Tatry

Gradzińskiego i in. (2006) wskazują, że osady te powstały w środowisku strumieni i reprezentują kopalne martwice wapienne (*fluvatile tufa sensu* Pedley, 1992). Słdkowodną genezę mikrobialitów dodatkowo potwierdza znaczna zawartość lekkiego izotopu tlenu w tych osadach, a przede wszystkim węgla, obecność zaś struktur *microcodium* dowodzi nawet okresowych wynurzeń (Gradziński i in., 2006).

Występowanie słdkowodnych martwicowych mikrobialitów w obrębie spagowych części zlepieńców eoceńskich świadczy, że przynajmniej ta część omawianych zlepieńców była deponowana na lądzie. Istnienie skalcyfikowanych struktur mikrobialnych dowodzi, że płynące wody charakteryzowały się wysoką alkalicznością węglanową i zapewne przynajmniej częściowo pochodziły z systemów cyrkulacji krasowej (por. Głazek, 2004). Występowanie struktur mikrobialnych w formie horyzontów, które powstawały w środowisku o zdecydowanie niższej energii niż podścielające i nadścielające je zlepieńce, jest zapewne efektem okresowego spadku siły transportowej rzek lub strumieni bądź lateralnej migracji ich koryt (Gradziński i in., 2006).

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; gradzinm@ing.uj.edu.pl



Ryc. 2. Średniowieczny zamek Spiski Hrad posadowiony na kopule trawertynowej, Słowacja

Przedholoceńskie trawertyny

W śródgórskich kotlinach Spisza i Liptowa, w których podłożu znajdują się osady paleogenu wewnątrzkarpackiego, występują różnych kształtów rozległe nagromadzenia trawertynów. Zazwyczaj przybierają one formę kopuły lub tarasów, które osiągają do kilkudziesięciu metrów wysokości i kilkaset metrów rozciągłości (ryc. 2). Najbardziej znana kopuła trawertynowa znajdująca się w pobliżu wsi Ganovce koło Popradu została dokładnie zbadana ze względu na znalezienie w trawertynach kości, w tym czaszki, człowieka neandertalskiego (Ložek, 1964; Vlček, 1995 i literatura tam cytowana). Kopuła ta powstała w czasie ostatniego interglacjału, natomiast wiek innych trawertynów Spisza i Liptowa nie jest do końca sprecyzowany. Część jest uważana za plioceńskie, a inne za interglacialne (np. Ložek, 1964). Rozmieszczenie trawertynów Spisza i Liptowa wyraźnie nawiązuje do uskoku tnących paleogęńskie podłoże. Uskoki te stanowiły drogę ascenzyjnej migracji wód zasilających wzrastające trawertyny z mezozoicznego podłoża poprzez słabo przepuszczalne osady paleogęńskie.

Z uwagi na niewystarczające rozpoznanie zarówno cech facjalnych, jak i chronologii wzrostu tych trawertynów nie jest jasne, czy głównym czynnikiem ich powstania były sprzyjające warunki klimatyczne, czy też większa podaż wody, która z kolei mogłoby się wiązać z epizodami wzmożonej aktywności tektonicznej tego obszaru. Te zagadnienia są przedmiotem obecnie realizowanego projektu badawczego finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego. Wstępne wyniki dowodzą, że przynajmniej część trawertynów jest proksymalna, deponowana w pobliżu źródeł silnie zmineralizowanych wód (ryc. 3).

Plejstoceńskie i holoceńskie brekcie piargowe

W Karpatach Centralnych występują specyficzne utwory zbudowane z ostrokrawędzistych klastów lokalnych skał węglanowych spojonych kalcytowymi cementami. Na Słowacji zwane są one brekcjami murańskimi — nazwa pochodzi od masywu Muránska planina położonego na południe od Niżnych Tatr, gdzie takie brekcie masowo

występują. W polskich Tatrach, gdzie zostały stwierdzone w kilku niewielkich odsłonięciach, są nazywane brekcjami piargowymi lub zboczowymi. Jako pierwszy z Tatr utwory takie wzmiankował Rabowski (1930) z Dolin Miętusiej i Małej Łąki. Kotański (1954, 1958, 1971) zlokalizował i opisał kilka stanowisk brekcie piargowych, m.in. z dolnej części Doliny Tomanowej, z rejonu przełęczy Iwaniackiej i z okolicy Beskidu; o podobnych utworach z Doliny Lejowej informował Głazek (1965), a z Doliny Miętusiej Zawidzka (1967). Kolejne odsłonięcie zostało opisane przez Gradzińskiego i in. (2001) z Doliny Długiej, gdzie w obrębie brekcie stwierdzono skorupki ślimaków (ryc. 4).

Powstanie brekcie piargowych jest związane z cementacją ostrokrawędzistego materiału klastycznego, zachodzącą w pobliżu wysięków wód nasyconych węglanem wapnia. Zdecydowana większość tatrzańskich brekcie piargowych jest uznawana za osady holocenyckie na podstawie przestrzennego związku ze współcześnie funkcjonującymi wysiękami; część z nich rozwija się do dzisiaj.



Ryc. 3. Proksymalny trawertyn deponowany przez zmineralizowane wody, Bešeňová, Słowacja



Ryc. 4. Brekcie piargowa, widoczny jest fragment skorupki ślimaka, Dolina Długa, polskie Tatry, skala 3 cm



Ryc. 5. Stalagmit, *Demänovská jaskyňa slobody*, Dolina Demenowska, Niżne Tatry, Słowacja (wysokość najwyższego stalagmitu — ok. 0,5 m). Fot. R. Jach

Wnioski te zostały potwierdzone datowaniem radiowęglowym cementów spajających brekcje z Doliny Długiej, które wykazało, że krystalizowały one w atlantyckiej fazie holocenu (Gradziński i in., 2001).

Przedholoceńskie brekcje piargowe są znane z Doliny Tomanowej. Kotański (1958) wiązał powstanie tych brekcji z ostatnim interglacjałem, opierając się na ich relacjach przestrzennych z morenami ostatniego zlodowacenia. Wniosek ten został ostatnio potwierdzony wynikami datowania cementów tych brekcji metodą Th/U (prof. J. Głazek — inf. ustna, 2007). Można więc sądzić, że epizody cementacji brekcji są związane z ciepłymi okresami klimatycznymi czwartorzędu. Wniosek ten jest zgodny z wynikami datowań cementów z brekcji piargowych w Alpach Austriackich z rejonu Innsbrucku, które również wskazują na ich interglacjalny wiek (Spötl & Mangini, 2006).

Plejstocieńskie nacieki jaskiniowe

W jaskiniach Karpat Centralnych występują nacieki jaskiniowe, a ich ilość jest wyraźnie większa w jaskiniach południowej części tego obszaru (ryc. 5). Prowadzone w ciągu ostatnich trzydziestu lat datowania radiometryczne pozwoliły na określenie wieku nacieków (Głazek, 1984; Hercman, 1991, 2000). Wyniki tych badań wyraźnie wskazują, że nacieki krystalizowały głównie w ciepłych fazach klimatycznych czwartorzędu. Wykonane na podstawie otrzymanych wyników krzywe frekwencji wzrostu nacieków jaskiniowych i porównanie ich z analogicznymi krzywymi z innych rejonów Europy pozwoliły na stwierdzenie, że ciągłość wzrostu nacieków rosła w miarę przesuwania się z północy

ku południowi, co wskazuje na istnienie wyraźnego gradientu klimatycznego (Hercman, 2000).

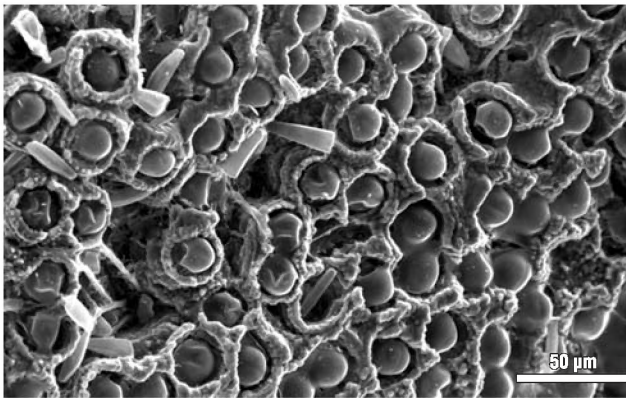
Większość nacieków jaskiniowych wzrasta w strefie wadycznej, a więc powyżej zwierciadła wód krasowych. Określenie wieku takich nacieków w połączeniu z ich położeniem w stosunku do współczesnego dna doliny pozwala wnioskować o wieku rzeźby danego obszaru, a szczególnie o tempie wcinania się dolin. Badania takie wykazały, że w Tatrach Dolina Bystrej nie została pogłębiona od czasu ostatniego interglacjału (Hercman, 1991), podobnie jak Dolina Chochołowska (Hercman i in., 1998). Również w Niżnych Tatrach procesy morfogenetyczne przebiegały wolniej, niż poprzednio sądzono, na co wskazuje wiek nacieków z Demenowskiego Systemu Jaskiniowego (*Demänovský jaskynný systém*) (Hercman i in., 1997).



Ryc. 6. Kaskada trawertynowa we wsi Bešeňová, Słowacja

Współczesne trawertyny i martwice wapienne

W obszarze Karpat Centralnych, zwłaszcza w jego słowackiej części, znane są liczne, współcześnie wznoszące trawertyny i martwice wapienne (ryc. 6). Przewiedzone ostatnio badania wykazały, że mikroorganizmy wyraźnie wpływają na tempo krystalizacji osadu węglanowego. Przeprowadzone zostały eksperymentalne badania terenowe, które opierały się na porównaniu tempa wzrostu osadu na płytkach miedzianych, toksycznych dla mikroorganizmów, i wapiennych. Ich wyniki wskazują, że tempo wzrostu osadu węglanowego na płytkach wapiennych jest od 2 do ponad 10 razy szybsze niż na płytkach miedzianych (Gradziński, 2005). Obserwacje mikrostruktur dowodzą, że pewne organizmy, jak na przykład różnociwocze *Vaucheria* sp. czy zielenice *Oocardium stratum*, szybciej podlegają zewnątrzkomórkowej kalcyfikacji niż inne współwystępujące z nimi glony (ryc. 7; Gradziński & Mrozińska, 2004).



Ryc. 7. Współczesna inkrustacja kalcytowa na *Oocardium stratum*, martwica wapienna, Mała Fatra, Słowacja; obraz w SEM

Zdecydowanie mniejsze jest też tempo wzrostu martwic wapiennych — osadów zasilanych wodami meteorycznymi od trawertynów — osadów zasilanych wodami głębszej cyrkulacji. Trawertyny mogą przyrastać w tempie do ponad 3 cm w ciągu roku, a masa osadu uformowanego na płycie wapiennej (4×8 cm) eksponowanej w ciągu jednego roku przekracza 400 g. Analiza składu izotopowego wzrastających trawertynów i zasilających je roztworów wskazuje, że osady te powstają w warunkach kinetycznego frakcjonowania izotopów trwałych węgla i tlenu, a więc tego typu osady kopalne są nieprzydatne do badań paleoklimatycznych opartych na zawartości tych izotopów (Duliński i in., 2003).

Dla porównania: na takich samych płytkach wapiennych w zbliżonym czasie przyrasta zaledwie od nieco ponad 5 g do nieco ponad 11 g martwicy wapiennej. Szybszy przyrost współczesnych martwic jest notowany w południowej części Karpat Centralnych, która ma łagodniejszy mikroklimat, zdecydowanie wolniejszy charakteryzuje część północną cechującą się bardziej surowym, górskim mikroklimatem (por. też Głazek, 1965; Kotański, 1971). Spostrzeżenia te są spójne z przedstawionymi w tym artykule wnioskami dotyczącymi tempa wzrostu nacieków jaskiniowych.

Warto zaznaczyć, że za prekursora eksperymentalnych obserwacji współczesnego wzrostu karpacczych martwic

wapiennych należy uznać Prof. Zbigniewa Kotańskiego, który pisał: *Moneta zostawiona na zboczach w ciągu kilku miesięcy pokryła się powłoką wapienną. W rezultacie powstaje martwicowa tworzona jednolitą twardą skorupę wapienną pokrywającą skały dolnego kamienia znajdującego się na miejscu* (Kotański, 1971, s. 237).

Literatura

- DULIŃSKI M., GRADZIŃSKI M. & MOTYKA J. 2003 — Factors controlling deposition of modern travertines in the Lučky site - general remarks. [In:] 12th Bathurst Meeting, Abstracts, Durham: 31.
- GLĄZEK J. 1965 — Współczesne onkolity w potokach północnego Wietnamu i Tatr Polskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35: 221–242.
- GLĄZEK J. 1984 — Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. Prz. Geol., 32: 39–43.
- GLĄZEK J. 2004 — Kras przedeoceński w Tatrach. [In:] Kędziński M., Leszczyński S. & Uchman A. (eds.) Geologia Tatr. Ponadregionalny kontekst sedimentologiczny. Polska Konferencja Sedimentologiczna, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 85.
- GLĄZEK J., PRZYBYCIN A. & SOCHACZEWSKI A. 1998 — Tufit wśród zlepieńców górnoeoceńskich Tatr i jego znaczenie stratygraficzne. Prz. Geol., 46: 622–630.
- GRADZIŃSKI M. 2005 — Biological influence on growth of the modern travertines: results of field experiments carried out in Slovakia and Poland. [In:] 24th IAS Meeting of Sedimentology. Scenic Sedimentology, Muscat, 10–13 January 2005: 68.
- GRADZIŃSKI M., JACH R., RIDING R. & UCHMAN A. 2006 — Słodkowodne stromatolity i konoidy w zlepieńcach eoceńskich Doliny Suche Wody w Tatrach. [In:] Wysocka A. & Jasionowski M. (eds.) II Polska Konferencja Sedimentologiczna, POKOS2, Instytut Geologii Podstawowej UW, Warszawa: 123.
- GRADZIŃSKI M., JACH R. & STWORZEWICZ E. 2001 — Origin of calcite-cemented Holocene slope breccias from the Długa Valley (the Western Tatra Mountains). Ann. Soc. Geol. Pol., 71: 105–113.
- GRADZIŃSKI M. & MROZIŃSKA-BRODA T. 2004 — Role of *Vaucheria* (Xanthophyceae) in deposition of modern travertines: pilot results. [In:] 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Abstract Book, Coimbra: 135.
- HERCMAN H. 1991 — Rekonstrukcja elementów środowiska geologicznego Tatr Zachodnich na podstawie datowania izotopowego nacieków jaskiniowych. Zesz. Nauk. PŚL, 66, Geochron., 8: 1–139.
- HERCMAN H. 2000 — Reconstruction of paleoclimatic changes in Central Europe between 10 and 200 thousand years BP, based on analysis of growth frequency of speleothems. Stud. Quatern., 17: 35–70.
- HERCMAN H., BELLA P., GLĄZEK J., GRADZIŃSKI M., LAURITZEN S.E. & LÖVLIE R. 1997 — Uranium-series dating of speleothems from Demänova Ice Cave: A step to age estimation of the Demänova Cave System. Ann. Soc. Geol. Pol., 67: 439–450.
- HERCMAN H., NOWICKI T. & LAURITZEN S.E. 1998 — Rozwój systemu jaskiniowego Szczeliny Chochołowskiej w świetle wyników datowania nacieków metoda uranowo-torową. Stud. Geol. Pol., 113: 85–113.
- KOTAŃSKI Z. 1954 — Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierzchowego triasu Tatr. Roczn. Pol. Tow. Geol., 24: 63–116.
- KOTAŃSKI Z. 1958 — Preglacialne i interglacialne osady w Tatrach. Acta Geol. Pol., 8: 273–303.
- KOTAŃSKI Z. 1971 — Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol., Warszawa.
- LOŽEK V. 1964 — Géneza a vek Spišských travertínů. Zborn. Východoslov. Múzea Košic., 5 A: 7–33.
- PEDLEY H.M. 1992 — Classification and environmental model of cool freshwater tufa. Sediment. Geol., 68: 143–154.
- RABOWSKI F. 1930 — Dyluwialne martwice wapienne w Tatrach. Poś. Nauk. Państw. Inst. Geol., 27: 45.
- RONIEWICZ P. 1969 — Sedimentacja eocenu numulitowego. Acta Geol. Pol., 19: 503–608.
- RONIEWICZ P. 1970 — Borings and burrows in the Eocene littoral deposits of the Tatra Mountains, Poland. [In:] Crimes T.P. & Harper J.C. (ed.) Trace fossils. Geol. Jour., Spec. Iss., 3: 439–446.
- SPÖTL Ch. & MANGINI A. 2006 — U/Th age constrains on the absence of ice in the central Inn Valley (eastern Alps, Austria) during Maine Isotope Stages 5c to 5a. Quatern. Res., 66: 167–175.
- VLČEK E. 1995 — Kamenny mozek — výlitek mozkoviny neandertalce, Hradok v Gánovcích na Spiši. Vesmír, 74: 615–624.
- ZAWIDZKA K. 1967 — Budowa geologiczna rejonu Przełęczy Sywarowej w Tatrach Zachodnich. Acta Geol. Pol., 17: 623–651.