



Współczesne głębokomorskie budowle węglanowe – nieznaną świat podmorskich oaz

Michał Jakubowicz¹

Modern deep-water carbonate buildups – the unknown world of submarine oases. Prz. Geol., 60: 325–332.



Abstract. Deep-marine carbonate buildups constitute one of the most spectacular and enigmatic features found on modern seafloors. Despite some characteristics shared by all the deep-marine carbonate buildups, they represent, in fact, several distinct types, which differ in terms of their geneses, as well as sedimentary, biotic and geochemical features. These structures can be roughly divided into hydrocarbon seep limestones, carbonate-built hydrothermal vents and deep-water coral reefs. The former group include carbonate concretions, lenses, mud mounds and mud volcanoes forming as a result of decrease in alkalinity, caused by an activity of methane-oxidizing microbes. The rare examples of hydrothermal-derived limestone columns, in turn, grow in response to mixing of ambient, cold seawater and warm, Ca²⁺-rich fluids originating from peridotite massifs. In contrast, growth of the deep-water coral reefs appears to be stimulated largely by hydrological and bathymetric constraints,

whereas a potential input of fluid seepage is rather of subordinate importance in diagenetic lithification of these structures. Surprisingly, studies on deep-water carbonates may turn out to be relevant also for understanding the shallow-water carbonate factories, providing evidence, that abiogenic factors are more important in marine limestone precipitation than previously thought.

Keywords: carbonates, carbonate buildups, hydrothermal vents, hydrocarbon seeps, deep-water coral reefs, mud mounds, authigenic carbonate cementation

Wzrastające na wysokość do kilkudziesięciu metrów i goszczące bogate, zróżnicowane ekosystemy, głębokomorskie budowle węglanowe stanowią jedne z najbardziej spektakularnych form ukształtowania dna morskiego, odkrytych w ciągu kilku ostatnich dekad. Z powodu licznych trudności, jakie napotykają badania głębi oceanicznych, geneza tych struktur do dziś budzi jednak wiele wątpliwości. Ogólnym terminem „budowla węglanowa” (ang. *carbonate buildup*) nazywa się obecnie wszelkie lokalnie powstające ciała wapienne, które tworzą (lub tworzyły) wzniesienia dna morskiego (Flügel, 2004). Choć określenie to, po raz pierwszy użyte przez Stanton (1967), miało pierwotnie odnosić się do struktur charakteryzujących się wyraźnie wiodącą rolą skamieniałości, kolejni autorzy rozszerzyli jego znaczenie na wszelkiego typu pozytywne formy dna morskiego o litologii węglanowej i sedymentacyjnej genezie (Riding, 2002 i lit. tamże). Zważywszy na słaby stopień zrozumienia czynników kontrolujących powstawanie głębokomorskich wapieni, takie szerokie ujęcie jest bardzo dogodne i ten właśnie termin został użyty w niniejszej pracy.

Choć geneza głębokomorskich budowli węglanowych jest obecnie jednym z najważniejszych tematów debat z pogranicza biologii, geologii i hydrologii, w Polsce problematyka ta wydaje się jeszcze stosunkowo słabo poznana i nie doczekała się dotąd obszerniejszego podsumowania. Niniejszy artykuł ma na celu wypełnienie tej luki poprzez przeglądowe omówienie znanych nauce typów głębokomorskich budowli węglanowych, a także uwarunkowań i procesów prowadzących do ich powstania i kontrolujących ich wzrost. Wbrew pozorom dyskusja na temat tych niszwowych, wydawałoby się, środowisk powstawania wapieni ma istotne znaczenie dla sedymentologii węglanów w ogóle, stawia bowiem w nowym świetle dwie słynne

hipotezy tej dziedziny geologii: Sorby’ego (1879: „wapienie to przede wszystkim osady biogeniczne”) i Jamesa (1979: „węglany nie powstają, lecz się rodzą”).

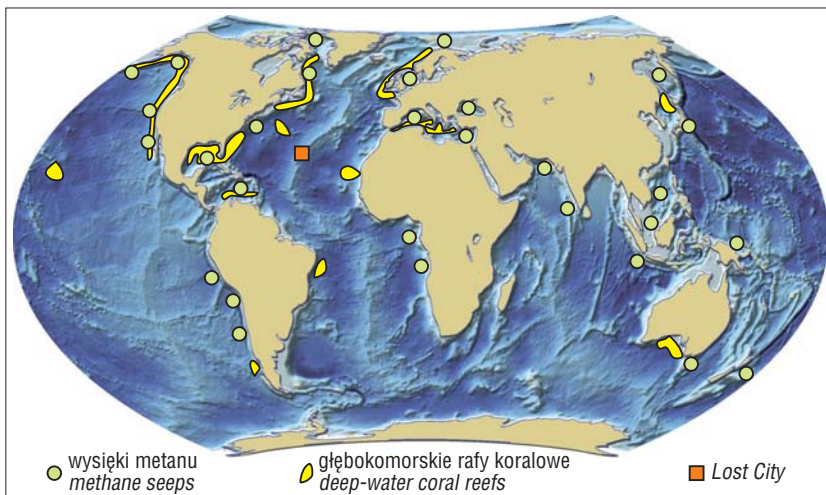
WĘGLANY ZWIĄZANE Z WYSIĘKAMI WĘGLOWODORÓW

Najlepiej poznany procesem prowadzącym do powstawania głębokomorskich budowli wapiennych jest tzw. beztlenowe utlenianie metanu, przeprowadzane przez chemosyntetyczne mikroby wokół podmorskich emanacji chłodnych (<100°C) roztworów zasobnych w węglowodory (głównie metan). Wysięki metanu (zwane również „zimnymi wysiękami”) występują dosyć powszechnie zarówno wzdłuż aktywnych (strefy subdukcji), jak i pasywnych krawędzi płyt tektonicznych, przede wszystkim w basenach o znacznej dostawie materii organicznej, aktywnej tektonice (również solnej) i podwyższonym gradiencie geotermicznym. Blisko trzy dekady intensywnych poszukiwań doprowadziły do odkrycia licznych „prowincji” wysięków metanu, takich jak Zatoka Meksykańska, pryzma akrecyjna Barbadosu, zachodnie wybrzeża obu Ameryk, wschodnie wybrzeże Nowej Zelandii, a także europejskie morza szelfowe (ryc. 1). Mimo że wysięki metanu mogą występować również na stosunkowo niewielkich głębokościach (np. Canet i in., 2003), większość form tego typu położona jest w głębszych częściach szelfów, na stokach kontynentalnych i wprost na równinach abisalnych.

Bezettlenowe utlenianie metanu na drodze chemosyntezy odbywa się poprzez bakteryjną redukcję siarczanów (Peckmann & Thiel, 2004):

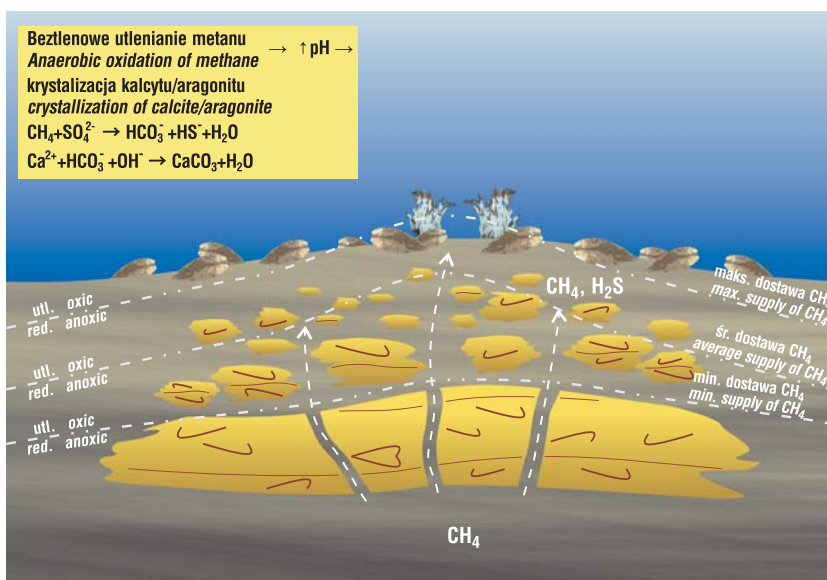


¹Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań; mjakub@amu.edu.pl.



Ryc. 1. Najważniejsze obszary występowania współczesnych głębokomorskich budowli węglanowych (mapa batymetryczna za UNEP/GRID-Arendal, 2008)

Fig. 1. Most important occurrences of modern deep-water carbonate buildups (bathymetric map after UNEP/GRID-Arendal, 2008)



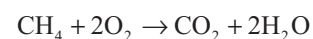
Ryc. 2. Schemat powstawania węglanów wokół wypływów węglowodorów. Produkcja wapieni odbywa się w wyniku działalności bakterii w warunkach beztlenowych, poniżej granicy pomiędzy warunkami utleniającymi (utl.) i redukcyjnymi (red.). Głębokość położenia tej granicy jest zależna od intensywności wypływu: w okresach szczególnie intensywnej dostawy metanu (maks.) soczewy wapienne mogą powstawać blisko powierzchni, jednak gdy intensywność przepływu spada (śr.-min.) ulegają one wtórnemu rozpuszczaniu. Okresowa korozja węglanów ustaje dopiero po przekroczeniu przez nie pewnej głębokości (min.), poniżej której stale panują warunki redukcyjne. Ponieważ soczewy wapienne powstają w wyraźnych strefach, ich zrastanie może prowadzić do wykształcenia warstwowania. Zwraca uwagę również obecność charakterystycznego zespołu organizmów (małże, rurkoczułkowce)

Fig. 2. Schematic view on the production of seep carbonates. Precipitation of limestones takes place as a result of microbial activity in the anaerobic zone, below the oxic/anoxic boundary. The depth of this boundary is dependant on variations in fluid discharge: in periods of vigorous fluid flow (max) the limestone lenses may form close to the sediment-water interface, whereas in periods of decreased hydrocarbon flux the limestones are being secondarily dissolved. This periodic carbonate corrosion ceases only once the carbonates reach the zone of permanently reducing conditions (min). Given the distinctly zonal nature of formation of the carbonate lenses, their merging can result in development of bedding. Note also the presence of a characteristic faunal assemblage (bivalves, vestimentiferans)

Z punktu widzenia geologa najistotniejszym następstwem owego procesu jest znaczny wzrost alkaliczności środowiska, czemu towarzyszy obfite wytrącanie węglanu wapnia (ryc. 2). W wyniku tego miejsca zimnych wysięków

są często otoczone skupieniami autigenicznych wapieni, które – w zależności od charakteru emisji – mogą przyjmować różnorodne formy. Choć zdarza się, że w przypadku najbardziej intensywnych wypływów węglany tworzą wyraźne wzniesienia dna w formie kopców, kominów czy wulkanów błotnych (np. Beauchamp & Savard, 1992; Olu i in., 1996), najczęściej przepływ jest zbyt słaby i rozproszony, by umożliwić wytrącanie wapieni wprost na dnie morskim, a drobnokrystaliczne węglany wytrącają się w przestrzeniach porowych osadu w formie soczew, buł, a nawet drobno rozproszonych nodułów zawierających sporą domieszkę osadów ilastych (np. Gaillard i in., 1992; Campbell i in., 2002). Tak powstałe różnorodnie rozproszone skupienia węglanu wapnia mogą następnie ulegać zrastaniu i bywa, że zostają wtórnie odsłonięte, np. w wyniku działalności prądów morskich czy erozji po ekspozycji ponad powierzchnią wody (Beauchamp & Savard, 1992; Jensen i in., 1992). W taki sposób metanogeniczne wapienie mogą tworzyć również „wtórne” budowle węglanowe, nie zawsze łatwe do odróżnienia od wzniesień pochodzenia synsedymacyjnego (por. Gaillard i in., 1992).

Wysięki węglowodorów to zazwyczaj bardzo dynamiczne systemy, ze stale zmieniającą się dostawą substancji odżywczych (metanu, siarkowodoru), a tym samym ze znacznymi fluktuacjami warunków utleniająco-redukcyjnych. Co za tym idzie, głębokość położenia granicy pomiędzy warunkami tlenowymi i beztlenowymi jest bardzo zmienna – krótkotrwałe pulsy znacznej dostawy węglowodorów mogą ją okresowo przesunąć powyżej granicy woda/osad, podczas gdy w okresach słabszej aktywności wysięku może ona opadać na znaczną głębokość w obrębie kolumny osadu (Campbell i in., 2002; Feng i in., 2009). Ma to istotne znaczenie dla charakteru sedimentacji, ponieważ w warunkach tlenowych bakteryjna konsumpcja metanu jest przeprowadzana w odmienny sposób:



Związana z tym produkcja dwutlenku węgla nie tylko uniemożliwia wytrącanie się wapieni, ale i powoduje ich intensywną korozję, wskutek czego zmiany aktywności wysięku mogą w krótkim czasie doprowadzić najpierw do wytrącania węglanów w płytkim pogrzebaniu lub wprost na dnie morskim, a następnie –

po spadku intensywności przepływu – spowodować ich szybkie rozpuszczanie. W wyniku tego częstą cechą wapieni podmorskich ujść metanu jest obecność wielu generacji nieregularnych próżni skalnych, przecinających się nawzajem

i wypełnionych złożonymi sekwencjami cementów węglanowych. Co więcej – odmiennymi intensywnościami przepływu towarzyszy krystalizacja różnego rodzaju cementów węglanowych; uważa się np., że kalcytowy mikryt powstaje w miejscach słabego, rozproszonego przepływu roztworów przez osady, podczas gdy bardziej skupionemu przepływowi towarzyszy wytrącanie włóknistych cementów aragonitowych (np. Beauchamp & Savard, 1992; Campbell i in., 2002). Jeżeli do tego dodamy fakt, że intensywna działalność bakteryjna prowadzi do powstawania rozmaitych struktur mikrobialnych (stromatolitów, peloidów), a produkcja siarkowodoru i niedostatek tlenu sprzyjają krystalizacji siarczków (przede wszystkim pirytu), otrzymamy niezwykle skomplikowaną sekwencję mineralną, wyróżniającą wysięki metanu na tle innych środowisk powstawania autigenicznych wapieni.

Kolejną cechą charakterystyczną wysięków węglowodorów jest zasiedlająca je niezwykła fauna, zachowywana jako skamieniałości w lokalnie powstających wapieniach. Ekosystemy związane z emanacjami metanu wyróżniają się znaczną produktywnością, są jednak przy tym mało zróżnicowane i zdominowane przez kilka zaledwie grup małży, rurkoczułkowców i ślimaków, z których wszystkie rozwinęły ściśle symbiozy z chemosyntetycznymi bakteriami („goszczonymi” we własnych tkankach; Tunnicliffe i in., 2003; Kaim, 2009). Dzięki temu na niemal pozbawionych zwierząt pelagicznych „pustyniach” wokół ujść węglowodorów powstają prawdziwe oazy życia, przyciągające również reprezentantów wyższych szczebli troficznych, razem tworzących bogate i unikalne biocenozy. Ponieważ bliski związek z chemosymbiontami udało się wykształcić jedynie kilku grupom organizmów tkankowych, obecność określonych zespołów skamieniałości pozwala często na jednoznaczną identyfikację metanogenicznych wapieni, w których zostały zachowane. O ile jednak jest to przydatne narzędzie w interpretacji węglanów powstałych w kenozoiku, o tyle rozpoznawanie starszych wysięków węglowodorów jest utrudnione przez wyraźną zmianę składu biotycznego tych ekosystemów na granicy kredy i paleogenu. Zarówno mezozoiczne, jak i przede wszystkim paleozoiczne biocenozy oparte na chemosyntezie różnią się znacznie od współczesnych odpowiedników, a ich badania napotykają wiele trudności i są źródłem licznych kontrowersji (np. Newman, 1985; Lesicki, 1998; Peckmann i in., 2005).

W tym świetle jedynym niezależnym testem na dawną obecność węglowodorów wydaje się być skład izotopowy wapieni, a w szczególności względna zawartość dwóch stabilnych izotopów węgla – ^{13}C i ^{12}C . Unikalność sygnatur izotopowych węglanów pochodzenia metanogenicznego wiąże się z faktem, że procesowi tworzenia metanu, czyli metanogenezie, towarzyszy silne frakcjonowanie izotopowe, w wyniku czego węglowodór ten jest bardzo zubożony w cięższy izotop węgla (Whiticar, 1999). Podczas bakteryjnego utleniania metanu węgiel ów jest następnie uwalniany do przestrzeni porowych osadu i wbudowywany w powstające wapienie, wskutek czego również one zyskują niezwykle „lekki” skład izotopowy (wartości parametru $\delta^{13}\text{C}$ zazwyczaj pomiędzy -20% a -70% PDB; Whiticar, 1999), pozwalający na odróżnienie ich od węglanów wytrączanych wprost z wody morskiej (ok. 0% PDB). Co ciekawe, względna zawartość izotopów węgla może posłużyć również do określenia, czy dany metan powstał w wyniku procesów biotycznych (niższe wartości $\delta^{13}\text{C}$) czy też termogenicznej

przemiany materii organicznej („cięższy” skład izotopowy). Ponieważ należy jednak brać pod uwagę również wpływ węgla pochodzącego z otaczającej wody morskiej, w przypadku kopalnych wysięków węglowodorów rozróżnienie to bywa mocno problematyczne (por. Campbell i in., 2002; Campbell, 2006).

Względnie powszechne występowanie podmorskich ujść węglowodorów wzdłuż wybrzeży kontynentów, jak również stosunkowo długa historia badań tych środowisk, sprawiły, że wapienie powstające w wyniku bakteryjnego utleniania metanu stanowią dziś najpełniej poznany rodzaj głębokomorskich budowli węglanowych. Również zapis kopalny metanogenicznych węglanów, sięgający proterozoiku (Kennedy i in., 2001), w porównaniu z innymi typami głębokomorskich budowli wapiennych jest wyjątkowo kompletny, co zawdzięczamy rozmieszczeniu wysięków metanu przede wszystkim w obrębie szelfów kontynentalnych, a nie subdukowanej skorupy oceanicznej. Wszystkie te czynniki sprawiły, że dziś podstawowe mechanizmy powstawania tego rodzaju struktur nie budzą już wątpliwości, a obecne dyskusje skupiają się na bardziej szczegółowych kwestiach, takich jak rola utleniania wyższych węglowodorów w powstawaniu skał wapiennych (np. Agirreza-bala, 2009; Orcutt i in., 2010), znaczenie abiotycznego metanu w procesach życiowych chemosyntetycznych bakterii (McCullom & Seewald, 2007; Bradley & Summons, 2010), a także ewentualne związki pokrewieństwa między paleozoicznymi i współczesnymi mieszkańcami podmorskich źródeł (McArthur & Tunnicliffe, 1998; Little & Vrijenhoek, 2003; Peckmann i in., 2005). Wydaje się jednak, że przy obecnym tempie i intensywności badań pełniejsze zrozumienie tych zagadnień pozostaje tylko kwestią czasu.

WĘGLANOWE KOMINY HYDROTHERMALNE

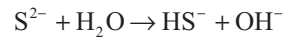
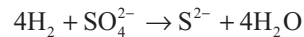
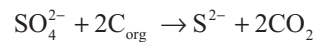
Innym, nie mniej interesującym typem podmorskich źródeł, którym może towarzyszyć intensywne wytrącanie węglanu wapnia, są kominy hydrotermalne, czyli różnego rodzaju emanacje podgrzanych (od kilkudziesięciu do nawet 400°C), wysoko zmineralizowanych roztworów, związane z obszarami aktywności wulkanicznej. Najbardziej typowe wypływy hydrotermalne, tzw. czarne smokersy, występują w obrębie śródoceanicznych stref spreadingu i są zbudowane z minerałów siarczkowych (Migaszewski & Gałuszka, 1999). Stanowią one jednak tylko jedną spośród całego spektrum form, jakie mogą przybierać podmorskie ujścia roztworów hydrotermalnych. Wśród nich strukturami chyba najbardziej niezwykłymi są kominy węglanowe, tworzące się wzdłuż uskoków transformacyjnych, setki kilometrów od głównych osi grzbietów śródoceanicznych.

Choć od odkrycia pierwszego pola hydrotermalnego związanego z intensywnym wytrącaniem węglanów, słynnego *Lost City* (Kelley i in., 2001), minęło dopiero 10 lat, badania tego rodzaju podmorskich wypływów zdążyły już zrewolucjonizować nasze pojęcie o zróżnicowaniu procesów, jakie mogą prowadzić do powstawania wapieni na dużych głębokościach. Mimo że w międzyczasie zidentyfikowano co najmniej kilka innych pól hydrotermalnych, w obrębie których również dochodzi do wytrącania autigenicznych węglanów (np. Eickmann i in., 2009), Zaginione Miasto pozostaje jedynym, gdzie oprócz wypełnień szczelin i skorup węglanowych wapienie tworzą znacznych rozmiarów wzniesienia dna morskiego. Kolumny wapienne *Lost City* osiagają do 60 m wysokości, 20 m średnicy

i cechują się różnorodnością form, w największym stopniu zależną od intensywności przepływu roztworów i wieku budowli (Ludwig i in., 2006). Młode, aktywne kolumny są zbudowane z aragonitu i wyróżniają się silnie porowatą strukturą, z dobrze widocznymi drogami migracji stosunkowo chłodnych (40–90°C) wód, którym towarzyszy krystalizacja brucytu. Po ustaniu przepływu brucyt jest stopniowo rozpuszczany, a aragonit zastępowany przez kalcyt, czemu towarzyszy zmiana struktury budowli na bardziej masywną, z silnie zredukowaną porowatością, zupełnie niewidocznymi pierwotnymi drogami przepływu i wyraźną dominacją drobnego mikrytu, otaczającego różnorodne skamieniałości. Badania *Lost City* stanowią więc nie tylko jedyną w swoim rodzaju okazję do studiowania różnych etapów rozwoju wapiennych kominów hydrotermalnych, ale i ukazują, jak trudno jest wyciągać jakiegokolwiek wniosek o pierwotnej strukturze budowli węglanowych po ustaniu przepływu i przemianach diagenetycznych.

O ile jednak sama sekwencja rozwoju kolumn wapiennych Zaginionego Miasta jest już stosunkowo dobrze poznana, o tyle szczegóły procesów, które doprowadziły do ich powstania, pozostają kwestią sporów. Zdaniem części naukowców (np. Lein i in., 2007), opierających się przede wszystkim na pewnych podobieństwach strukturalnych pomiędzy węglanami hydrotermalnymi i ich metanogenicznymi odpowiednikami, budowle wapienne *Lost City* powstają w głównej mierze na skutek działalności mikrobów, a jako kluczowy proces wskazywana jest bakteryjna redukcja

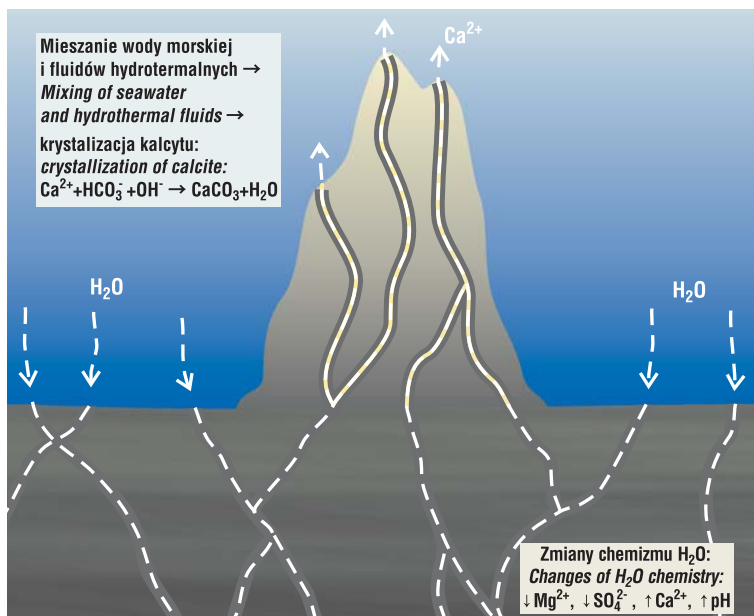
siarczanów z wykorzystaniem wodoru, obecnego w roztworach hydrotermalnych:



Według Lein i jej współpracowników (2007) proces ten ma prowadzić do wzrostu alkaliczności środowiska i tym samym stymulować wytrącanie węglanu wapnia w okolicach podmorskich źródeł. Istotnie, istnienie bogatych zespołów bakterii chemosyntetycznych wokół podmorskich wypływów hydrotermalnych jest dobrze udokumentowane (Bradley i in., 2009; Russell i in., 2010) i wynika z obecności w roztworach siarkowodoru, wodoru i pewnych ilości abiotycznego metanu, które mogą być wykorzystywane w metabolizmie tych mikroorganizmów. Nie wydaje się jednak, żeby lokalna działalność bakteryjna była wystarczająco intensywna, by doprowadzić do powstania kilkudziesięciometrowych kolumn wapiennych (Bradley i in., 2009). W związku z tym obecnie większość naukowców skłania się raczej ku modelowi, według którego budowle Zaginionego Miasta powstały w głównej mierze dzięki procesom abiotycznym, związanym z reakcjami między wodą morską a skałami podłoża (Früh-Green i in., 2003; Palandri & Reed, 2004; Ludwig i in., 2006; ryc. 3). Inaczej

niż w przypadku większości podmorskich pól hydrotermalnych, w których podłożu znajdują się bazalty, *Lost City* położone jest w obrębie masywu perydotytowego i to właśnie stanowi najprawdopodobniej najważniejszy czynnik decydujący o powstawaniu niezwykłych budowli węglanowych. Perydotyty, pochodzące z górnego płaszczka Ziemi, są niestabilne w warunkach przypowierzchniowych i pod wpływem krążenia fluidów hydrotermalnych ulegają serpentynizacji. W jej wyniku przepływająca szczelinami woda zostaje silnie wzbogacona w jony Ca^{2+} , natomiast zubożona w Mg^{2+} i SO_4^{2-} , czemu towarzyszy znaczny wzrost jej alkaliczności. Krystalizacja węglanów, z uwagi na brak jonów HCO_3^- w roztworach hydrotermalnych, jest jednak możliwa dopiero po ponownym pojawieniu się zmineralizowanych wód na powierzchni i ich wymieszaniu z wodą morską (Palandri & Reed, 2004; Ludwig i in., 2006). Wydaje się więc, że model „abiotyczny”, potwierdzony zarówno bezpośrednimi pomiarami składu fluidów (Kelley i in., 2001; Früh-Green i in., 2003; Ludwig i in., 2006), jak i danymi eksperymentalnymi (Palandri & Reed, 2004), stanowi spójne i jednocześnie najprostsze rozwiązanie problemu genezy hydrotermalnych budowli węglanowych, najprawdopodobniej wyjaśnia również pochodzenie żył kalcytowych (tzw. ofikalcytów), znanych z masywów serpentynitowych całego świata (np. Eickmann i in., 2009; Lavoie & Chi, 2010).

Kolumny węglanowe związane z masywami perydotytowymi nie są jedynym rodzajem autigenicznych wapieni, które mogą powstawać wokół ujść roztworów hydrotermalnych. Inne



Ryc. 3. Warunki powstawania wapieni hydrotermalnych. W trakcie serpentynizacji perydotytów dochodzi do powstania sieci spękań, w które wnika woda morska. Jest ona następnie zubażana w jony Mg^{2+} i SO_4^{2-} , a wzbogacana w jony Ca^{2+} , czemu towarzyszy wzrost jej alkaliczności. Gdy podgrzane do kilku dziesięciu stopni Celsjusza fluidy pojawiają się ponownie na powierzchni, jony wapienne wiążą się z jonami wodorowęglanowymi obecnymi w chłodnej wodzie morskiej, czego efektem jest nagła krystalizacja węglanu wapnia w formie charakterystycznych kolumn

Fig. 3. Settings of vent-carbonate production. In the course of serpentinisation of peridotites a dense net of fissures is formed and penetrated by seawater. Subsequently, the water is being depleted in Mg^{2+} and SO_4^{2-} , but enriched in Ca^{2+} , what is associated with an increase in alkalinity. After the fluids, heated to several tens of degrees Celsius, emerge again on the seafloor, calcium ions react with bicarbonates present in ambient, cold seawater to precipitate calcium carbonate in form of characteristic columns

znane przykłady tego typu struktur występują jednak w znacznie płytszych wodach i jest mało prawdopodobne, żeby podobne procesy mogły prowadzić do wytrącania węglanów na dużych głębokościach. Większość z płytkomorskich hydrotermalnych węglanów udokumentowanych w ostatnich latach powstała w wyniku działalności źródeł emitujących wody pochodzenia meteorycznego, infiltrujące z pobliskich obszarów lądowych (np. Pichler & Veizer, 2004; Prol-Ledesma i in., 2005), niekiedy przy znacznym udziale organizmów fotosyntetyzujących (Portman i in., 2005). W takich warunkach wytrącanie węglanów jest efektem nagłego odgazowywania dwutlenku węgla w związku z szybkim spadkiem ciśnienia, który doprowadza roztwory hydrotermalne do wrzenia przy jednoczesnym wzroście ich alkaliczności podczas mieszania z wodą morską (Pichler & Veizer, 2004). Na obszarach głębokomorskich ciśnienie jest jednak zbyt wysokie, by pozwolić na wrzenie cieczy o temperaturze przekraczającej nawet 300°C i stąd zarówno odgazowywanie dwutlenku węgla, jak i tym bardziej meteoryczne pochodzenie wód czy działalność fotosyntetyzującego bentosu nie mogą mieć udziału w powstawaniu głębokomorskich kolumn wapiennych. Otwarte natomiast pozostają pytania, czy płytkomorskie budowle węglanowe powstające w wyniku innych, niepoznanych jeszcze procesów, takie jak niezwykle kolumny z grenlandzkiego fiordu Ikka (Buchardt i in., 2001), mogą mieć swoje głębokomorskie odpowiedniki i czy jest możliwe, żeby intensywne krystalizacja ikaitu (rzadkiej, uwodnionej odmiany węglanu wapnia stabilnej w wodach o temperaturze <10°C) miała również miejsce w głębszych obszarach szelfów w innych miejscach na świecie.

Niewielka liczba znanych głębokomorskich budowli węglanowych pochodzenia hydrotermalnego, jak również niepełne poznanie czynników kontrolujących ich formowanie sprawiają, że poszukiwanie kopalnych analogów tych struktur jest bardzo trudne. Zadania tego nie ułatwia także niejasna terminologia, ponieważ trudno np. wskazać wyraźną granicę między wysiękami metanu a kominami hydrotermalnymi. Metan może być produkowany abiotycznie w wyniku hydrotermalnego przeobrażania skał krystalicznych (McCollom & Seewald, 2007; Bradley & Summons, 2010), w związku z tym część wapieni interpretowanych pierwotnie jako emanacje biotycznych węglowodorów mogła w rzeczywistości powstać wokół wpływów roztworów hydrotermalnych (por. Bełka, 1998; Canet i in., 2003; Agirrezabala, 2009). Ponieważ jednak w przypadku nieczynnych wpływów pochodzenie metanu jest najczęściej trudne do udowodnienia, znamy dziś bardzo niewiele przykładów kopalnych wapieni o hydrotermalnej genezie. O ile z dużym prawdopodobieństwem należą do nich autigeniczne węglany znane z archaiku (Nesbitt i in., 2009), ordowiku (Lavoie & Chi, 2010) i karbonu (von Bitter i in., 1992) wschodniej Kanady, o tyle już hydrotermalne rodowód bardziej spektakularnych form, takich jak dewońskie kopce mułowe północnej Afryki, do dziś pozostaje kwestią sporną (Bełka, 1994, 1998; Joachimski i in., 1999; Bełka i in., 2003). Najważniejszym wyzwaniem, jakie stoi w najbliższych latach przed badaczami wapieni pochodzenia hydrotermalnego, jest odpowiedź na pytanie, czy hydrotermalne budowle węglanowe mogą powstawać w środowiskach innych niż masywy perydotytowe, a jeżeli tak – to w wyniku jakich procesów wzrastają i jak takie węglany identyfikować.

GŁĘBOKOMORSKIE RAFY KORALOWE

Najbardziej złożonym i jednocześnie najśląbiej zrozumiwanym rodzajem głębokomorskich budowli węglanowych są głębokomorskie (zimnowodne) rafy koralowe, definiowane jako lokalne wzniesienia dna złożone z debrytu koralowcowego, mułu węglanowego oraz żywych kolonii koralowców (Hovland, 2008). Choć odkrycie zimnowodnych raf wywołało w środowisku naukowym duże poruszenie i wymusiło radykalną rewizję utartego poglądu o ograniczeniu występowania raf do płytkich mórz strefy tropikalnej (por. Teichert, 1958; Roniewicz, 1960; Freiwald & Roberts, 2005), czynniki środowiskowe umożliwiające rozwój tych struktur do dziś pozostają kwestią sporów.

W przeciwieństwie do wapieni związanych z wpływami metanu czy kominami hydrotermalnymi, głębokomorskie rafy koralowe mogą tworzyć ogromne budowle, nierzadko przekraczające kilka kilometrów długości i kilkaset metrów wysokości, zgrupowane w zespołach liczących nawet do kilkuset pojedynczych raf i zajmujących powierzchnię tysięcy kilometrów kwadratowych (np. De Mol i in., 2002; Foubert i in., 2008; Roberts i in., 2009). Najlepiej udokumentowane zespoły głębokomorskich raf koralowych rozmieszczone są wzdłuż wschodnich i zachodnich brzegów Atlantyku oraz wschodniego Pacyfiku, natomiast znane przykłady z innych części świata ograniczają się do kilku zaledwie zespołów raf położonych u wybrzeży Australii, Ameryki Południowej, Afryki i Azji (Freiwald & Roberts, 2005; ryc. 1). Choć sytuacja ta może wynikać po części z bardziej zaawansowanego stanu badań, jakie prowadzone są w rejonach Europy i Ameryki Północnej, wydaje się, że takie rozmieszczenie ma również podłoże środowiskowe, a głębokomorskie rafy koralowe najlepiej rozwijają się w wodach wyższych szerokości geograficznych (De Mol i in., 2002; Foubert i in., 2008).

Oprócz samej skali głębokomorskich raf koralowych najbardziej charakterystyczną cechą tych struktur jest niezwykle liczne występowanie kolonijnych koralowców madreporowych (rzęd Scleractinia), bardzo zaskakujące w głębokich (nawet poniżej 3000 m p.p.m.; Mortensen i in., 2001), chłodnych i pozbawionych dostępu do światła wodach. Spośród zaledwie sześciu gatunków zdolnych do formowania rozległych kolonii w takich warunkach (Roberts i in., 2009) szczególnie dwa: *Lophelia pertusa* i *Madrepora oculata* można uznać za wystarczająco powszechne i kosmopolityczne, by postrzegać je jako „wskaźnikowe” dla środowisk głębokomorskich raf koralowych (Freiwald i in., 2002; Henry & Roberts, 2007). Formy te, tak jak i inne koralowce, prowadzą drapieżniczy tryb życia, jednak w przeciwieństwie do większości koralowców kolonijnych w swoim odżywianiu nie wykorzystują dodatkowo symbiozy z fotosyntetycznymi glonami, przez co wyjaśnienie ich bujnego rozwoju nastęrcza wiele trudności.

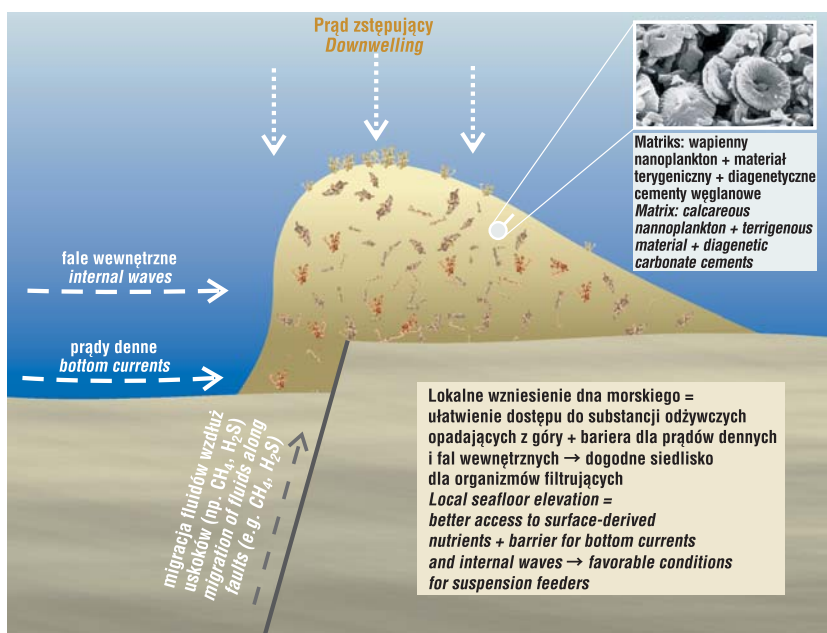
Najwcześniejsze teorie próbujące wyjaśnić pochodzenie głębokomorskich raf koralowych skupiały się na przywoływaniu czynników endogenicznych, takich jak wpływ metanu, które miałyby podtrzymywać wzrost budowli i rozwój ich bogatych ekosystemów (tzw. teoria hydrauliczna; Hovland, 1990, 2008; Henriot i in., 1998). Trzeba jednak podkreślić, że pomimo częstego występowania zimnowodnych raf na dnach basenów znanych ze znacznych złóż węglowodorów, w większości przypadków poglądu tego nie potwierdziły ani rzeczywiste pomiary zawartości metanu w wodzie, ani obecność chemosyntetycznej fauny i analizy

stabilnych izotopów węgla (por. De Mol i in., 2002; Noé i in., 2006). Głębokomorskie rafy koralowe związane przestrzennie z wypływami metanu zostały co prawda udokumentowane w Zatoce Kadyksu (północno-zachodnie wybrzeże Maroka), jednak nawet w tym przypadku badania mikro-facjalne nie wykazały bezpośredniego związku pomiędzy występowaniem węglowodorów i powstawaniem mułu węglanowego i wydaje się, że utlenianie metanu miało tylko ograniczony udział w diagenetycznej cementacji tych osadów (Foubert i in., 2008; Wehrmann i in., 2011). Z pewnością można również wykluczyć scenariusz, według którego zimnowodne koralowce miałyby czerpać korzyści z bezpośredniej konsumpcji węglowodorów, ponieważ nie żyją one w symbiozie z żadnymi metanotroficznymi mikrobami i obecność znacznie wyższych stężeń metanu w środowisku najpewniej byłaby dla nich trująca (Becker i in., 2009; Liebetrau i in., 2010).

Wobec powyższych argumentów większość naukowców jest obecnie zdania, że przyczyn wzrostu głębokomorskich raf węglanowych należy szukać raczej w czynnikach hydrologicznych niż endogenicznych, a źródła węglanów – w cementacji wapiennych organizmów planktonicznych, a nie w autigenicznej produkcji w wyniku utleniania metanu (ryc. 4). Podobnie jak w przypadku raf tropikalnych, gałązkowate kolonie koralowców głębokomorskich budują złożony, trójwymiarowy szkielet żywych osobników rosnących wprost na ich obumarłych przodkach, dzięki czemu tworzą porowatą strukturę wychwytyjącą znaczne ilości osadu z zawiesiny. Co więcej, biogeniczne pochodzenie mułu węglanowego budującego głębokomorskie rafy koralowe zostało potwierdzone szczegółowymi badaniami mikro-facjalnymi (Noé i in., 2006), dowodzącymi, że główna część tych osadów składa się z pozostałości wapiennych glonów i otwornic, z podrzędnym tylko udziałem diagenetycznych cementów. Wydaje się więc, że samo gromadzenie osadu przez głębokomorskie rafy koralowe odbywa się w wyniku procesów podobnych do tych, które działają w przypadku ich płytkomorskich odpowiedników, a cementacja mułu węglanowego jest procesem wtórnym i może zachodzić np. w wyniku wzmożonej dyfuzji jonów węglanowych, stymulowanej przez przepływ prądów dennych (Noé i in., 2006).

Trudniejszą do wyjaśnienia kwestią jest natomiast sama obecność bujnych kolonii koralowców na znacznych głębokościach i to właśnie proces inicjacji wzrostu głębokomorskich raf koralowych rodzi dziś najwięcej pytań. Liczne badania prowadzone w ostatnich latach dowiodły, że w przypadku „klasycznych” obszarów występowania struktur tego typu, takich jak basen Porcupine (zachodnie wybrzeże Irlandii), zachodnie wybrzeże Szkocji czy Zatoka Kadyksu, kluczowe znaczenie mają złożone interakcje między prądami morskimi, pływami i ukształtowaniem dna morskiego, prowadzące lokalnie do wzmożonej dostawy substancji odżywczych, np. w wyniku okresowego, nagłego prądu zstępującego niosącego ciepłe wody powierzchniowe czy działalności dennych prądów morskich i fal wewnętrznych (Foubert i in., 2008; Davies i in., 2009; Roberts i in., 2009). Według Roberts i in. (2009) taką interpretację potwierdza charakterystyka metabolizmu *Lophelia pertusa*, która zdaje się być przystosowana do okresowych tylko dostaw pożywienia, co może wskazywać, że zimnowodne rafy powstają w miejscach występowania cyklicznych pulsów intensywnej dostawy materii organicznej z zewnątrz. Sprezycowanie roli różnych czynników we wzroście poszczególnych zespołów głębokomorskich raf koralowych na świecie wymaga jednak jeszcze wielu zintegrowanych badań sedymentologów, biologów i geochemików.

Na koniec należy podkreślić, że zarówno obecność twardego dna, jak i jego batymetria (np. występowanie lokalnego wzniesienia terenu) to najbardziej typowe czynniki stymulujące kolonizację koralowców w ogóle, wobec czego nie można wykluczyć, że „kamieniami węgielnymi” pod wzrost części z głębokomorskich raf koralowych były istniejące wcześniej soczewy wapienne – takie jak choćby węglany nieczynnych wysięków metanu. Częściowo zdają się to potwierdzać badania kopalnych wysięków węglowodorów, z których wiele zostało skolonizowanych przez koralowce wkrótce po ustaniu przepływu (Berkowski, 2006; Le Guilloux i in., 2009; Liebetrau i in., 2010). Choć część z tych zwierząt, a zwłaszcza paleozoiczne Rugosa (Berkowski, 2006), nie może być traktowana jako dokładne analogi form współczesnych, czynniki stymulujące kolonizację koralowców wydają się podobne niezależnie od kontekstu czasowego. Tym samym w niektórych przypadkach zarówno



←

Ryc. 4. Zbiorcze ujęcie różnych czynników hydrologicznych, batymetrycznych i endogenicznych wpływających na wzrost głębokomorskich raf koralowych. Wzajemne relacje tych elementów pozostają kwestią dyskusyjną. Szkielet budowli jest złożony z pokruszonych kolonii głębokomorskich koralowców, z kolei matriks składa się przede wszystkim z fragmentów wapiennego nanoplanktonu, z podrzędnym udziałem ziaren pochodzenia terygenicznego i węglanowych cementów

Fig. 4. Scheme showing various hydrological, bathymetric and endogenic factors involved in growth of deep-water coral reefs. Relations among these controls remain a matter of controversy. A framework of buildups is formed by disintegrated deep-water coral colonies, whereas the matrix is composed mainly of calcareous nanoplankton with only subordinate amount of terrigenous grains and carbonate cements

„teoria hydrauliczna” (*sensu lato*), jak i „teoria hydrologiczno-batymetryczna” mogą okazać się zasadniczo poprawne, wyjaśniając budowę i niecodzienne rozmieszczenie głębokomorskich raf koralowych.

WYJĄTKOWE FORMY, UNIWERSALNE PROCESY? ZNACZENIE BADAŃ GŁĘBOKOMORSKICH BUDOWLI WĘGLANOWYCH

Przedstawiony w artykule podział głębokomorskich budowli węglanowych jest, rzecz jasna, bardzo uproszczony, a granice pomiędzy wysiękami węglowodorów, źródłami hydrotermalnymi i głębokomorskimi rafami koralowymi mogą być dosyć płynne. Już nawet tak schematyczne ujęcie uświadamia jednak, jak różnorodne czynniki mogą prowadzić do wytrącania węglanu wapnia z wody morskiej. To z kolei może mieć istotne znaczenie również w kontekście badań płytkomorskich „fabryk węglanów” – o ile bowiem w płytkich wodach bardzo trudno oszacować względny udział erozji falowej, bioerozji, działalności bakterii, dopływu wód słodkich czy wreszcie wypływów fluidów (por. Riding, 2002; Schlager, 2003; Flügel, 2004 i lit. tamże), o tyle w przypadku głębokomorskich budowli wapiennych sytuacja jest zazwyczaj mniej złożona i łatwiej jest określić, w jakich warunkach powstają dane typy cementów węglanowych. Chociaż badania na ten temat rozpoczęto stosunkowo niedawno, już dziś udało się przekonująco wykazać, że zarówno cała gama radialnych, włóknistych i botryoidalnych cementów, jak i, co najbardziej zaskakujące, mikryt (tradycyjnie, aczkolwiek myląc używany jako synonim określenia „muł węglanowy”) mogą powstawać w wyniku procesów czysto abiotycznych lub przy pośrednim tylko udziale bakterii. Tym samym zarówno reguła Sorby’ego (1879), jak i sformułowanie Jamesa (1979) przywołane prowokacyjnie we wstępie niniejszego artykułu, wydają się zbyt uproszczone w przypadku przynajmniej niektórych obszarów intensywnej sedymentacji węglanowej. Badania nietypowych, głębokomorskich środowisk powstawania budowli węglanowych mają więc paradoksalnie także szersze, uniwersalne znaczenie i prowadzą do pełniejszego zrozumienia biotycznych i abiotycznych czynników kontrolujących powstawanie morskich wapieni w ogóle.

Autor pragnie podziękować prof. Z. Belce i prof. B. Berkowskiemu za dyskusje nad różnymi aspektami niniejszej pracy, a także prof. S. Skompskiemu i Anonimowemu Recenzentowi za cenne uwagi dotyczące manuskryptu.

LITERATURA

AGIRREZABALA L.M. 2009 – Mid-Cretaceous hydrothermal vents and authigenic carbonates in a transform margin, Basque-Cantabrian Basin (western Pyrenees): a multidisciplinary study. *Sedimentology*, 56: 969–996.
 BEAUCHAMP B. & SAVARD M. 1992 – Cretaceous chemosynthetic carbonate mounds in the Canadian Arctic. *Palaios*, 7: 434–450.
 BECKER E.L., CORDES E.E., MACKO S.A. & FISHER CH.R. 2009 – Importance of seep primary production to *Lophelia pertusa* and associated fauna in the Gulf of Mexico. *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*, 56: 786–800.
 BELKA Z. 1994 – Carbonate mud buildups in the Devonian of the central Sahara: evidences for submarine hydrothermal venting. *Prz. Geol.*, 42: 341–346.
 BELKA Z. 1998 – Early Devonian Kess-Kess carbonate mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting. *J. Sediment. Res.*, 68: 368–377.

BELKA Z., BERKOWSKI B., EISENMANN P., DOPIERALSKA J. & SKOMPSKI S. 2003 – Fauna podmorskich źródeł hydrotermalnych z dewonu Maroka. *Prz. Geol.*, 51: 246.
 BERKOWSKI B. 2006 – Vent and mound rugose coral associations from the Middle Devonian of Hamar Laghdad (Anti-Atlas, Morocco). *Geobios*, 39: 155–170.
 BITTER P.H., VON, SCOTT S.D. & SCHENK P.E. 1992 – Chemosynthesis: an alternate hypothesis for Carboniferous biotas in bryozoan/microbial mounds, Newfoundland, Canada. *Palaios*, 7: 466–484.
 BRADLEY A.S., HAYES J.M. & SUMMONS R.E. 2009 – Extraordinary ¹³C enrichment of diether lipids at the Lost City Hydrothermal Field indicates a carbon-limited ecosystem. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73: 102–118.
 BRADLEY A.S. & SUMMONS R.E. 2010 – Multiple origins of methane at the Lost City Hydrothermal Field. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297: 34–41.
 BUCHARDT B., ISRAELSON C., SEAMAN P. & STOCKMANN G. 2001 – Ikaite tufa towers in Ikka Fjord, southwest Greenland: their formation by mixing of seawater and alkaline spring water. *J. Sediment. Res.*, 71: 176–189.
 CAMPBELL K.A. 2006 – Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: past developments and future research directions. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 232: 362–407.
 CAMPBELL K.A., FARMER J.D. & DES MARAIS D. 2002 – Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments. *Geofluids*, 2: 63–94.
 CANET C., PROL-LEDESMA R.M., MELGAREJO J.-C. & REYES A. 2003 – Methane-related carbonates formed at submarine hydrothermal springs: a new setting for microbially-derived carbonates? *Mar. Geol.*, 199: 245–261.
 DAVIES A.J., DUINEVELD G.C.A., LAVALEYE M.S.S., BERGMAN M.J.N., HAREN H., VAN & ROBERTS J.M. 2009 – Downwelling and deep-water bottom currents as food supply mechanisms to the cold-water coral *Lophelia pertusa* (Scleractinia) at the Mingulay Reef complex. *Limnol. Oceanogr.*, 54: 620–629.
 DE MOL B., VAN RENSBERGEN P., PILLEN S., VAN HERREWEGHE K., VAN ROOIJ D., MCDONNELL A., HUVENNE V., IVANOV M., SWENNEN R. & HENRIET J.P. 2002 – Large deep-water coral banks in the Porcupine Basin, southwest of Ireland. *Mar. Geol.*, 188: 193–231.
 EICKMANN B., BACH W. & PECKMANN J. 2009 – Authigenesis of carbonate minerals in Modern and Devonian ocean-floor hard rocks. *J. Geol.*, 117: 307–323.
 FENG D., CHEN D. & PECKMANN J. 2009 – Rare earth elements in seep carbonates as tracers of variable redox conditions at ancient hydrocarbon seeps. *Terra Nova*, 21: 49–56.
 FLÜGEL E. 2004 – Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Springer, Berlin.
 FOUBERT A., DEPREITER D., BECK T., MAIGNIEN L., PANNEMANS B., FRANK N., BLAMART D. & HENRIET J.-P. 2008 – Carbonate mounds in a mud volcano province off north-west Morocco: key to processes and controls. *Mar. Geol.*, 248: 74–96.
 FREIWALD A., HÜHNERBACH V., LINDBERG B., WILSON J.B. & CAMPBELL J. 2002 – The Sula Reef Complex, Norwegian shelf. *Facies*, 47: 179–200.
 FREIWALD A. & ROBERTS J.M. (red.) 2005 – Cold-water corals and ecosystems. Springer, New York.
 FRÜH-GREEN G.L., KELLEY D.S., BERNASCONI S.M., KARSON J.A., LUDWIG K.A., BUTTERFIELD D.A., BOSCHI CH. & PROSKUROWSKI G. 2003 – 30 000 years of hydrothermal activity at the Lost City vent field. *Science*, 301: 495–498.
 GAILLARD CH., RIO M., ROLIN Y. & ROUX M. 1992 – Fossil chemosynthetic communities related to vents or seeps in sedimentary basins: the pseudobioherms of southeastern France compared to other world examples. *Palaios*, 7: 451–465.
 HENRIET J.P., DE MOL B., PILLEN S., VANNESTE M., VAN ROOIJ D., VERSTEEG W., CROKER P.F., SHANNON P.M., UNNITHAN V., BOURIAK S., CHACHKINE P. & BELGICA 97 SHIPBOARD PARTY 1998 – Gas hydrate crystals may help build reefs. *Nature*, 391: 648–649.
 HENRY L.-A. & ROBERTS J.M. 2007 – Biodiversity and ecological composition of macrobenthos on cold-water coral mounds and adjacent off-mound habitat in the bathyal Porcupine Seabight, NE Atlantic. *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*, 54: 654–672.
 HOVLAND M. 1990 – Do carbonate reefs form due to fluid seepage? *Terra Nova*, 2: 8–18.
 HOVLAND M. 2008 – Deep-water coral reefs: unique biodiversity hot-spots. Springer, New York.

- JAMES N.P. 1979 – Introduction to carbonate facies models. [W:] Walker R.G. (red.) Facies Models. Can. Repr. Ser., 1: 105–107.
- JENSEN P., AAGAARD I., BURKE JR R.A., DANDO P.R., JØRGENSEN N.O., KUIJPERS A., LAIER T., O'HARA S.C.M. & SCHMALJOHANN R. 1992 – "Bubbling reefs" in the Kattegat: submarine landscapes of carbonate-cemented rocks support a diverse ecosystem at methane seeps. Mar. Ecol. Prog. Ser., 83: 103–112.
- JOACHIMSKI M.M., BUGGISCH W., MOUNJI D., BOURQUE P.-A. & SAVARD M.M. 1999 – Hydrothermal origin of Devonian conical mounds (kess-kess) of Hamar Lakhdad Ridge, Anti-Atlas, Morocco: comment and reply. Geology, 27: 863.
- KAIM A. 2009 – Ekosystemy chemosyntetyczne i ich zapis kopalny. Roczn. Muz. Ewol. Inst. Paleobiol. PAN, 1: 32–44.
- KELLEY D.S., KARSON J.A., BLACKMAN D.K., FRÜH-GREEN G.L., BUTTERFIELD D.A., LILLEY M.D., OLSON E.J., SCHRENK M.O., ROE K.K., LEBON G.T., RIVIZZIGNO P. & THE AT3-60 SHIPBOARD PARTY 2001 – An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N. Nature, 412: 145–149.
- KENNEDY M.J., CHRISTIE-BLICK N. & SOHL L.E. 2001 – Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? Geology, 29: 443–446.
- LAVOIE D. & CHI G. 2010 – An Ordovician "Lost City" – venting serpentinite and life oases on Iapetus seafloor. Can. J. Earth. Sci., 47: 199–207.
- LE GUILLOUX E., OLU K., BOURILLET J.F., SAVOYE B., IGLÉSIAS S.P. & SIBUET M. 2009 – First observations of deep-sea coral reefs along the Angola margin. Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography, 56: 2394–2403.
- LEIN A.Y., BOGDANOVA O.Y., BOGDANOV Y.A. & MAGAZINA L.I. 2007 – Mineralogical and geochemical features of authigenic carbonates on seepings and hydrothermal fields (by the examples of the Black Sea reefs and the mounds of the lost city field). Oceanology, 47: 537–553.
- LESICKI A. 1998 – Mesozoic barnacles (Crustacea: Cirripedia) and other relic species of the hydrothermal vent fauna versus the problem of its origin. Prz. Zool., 42: 135–155.
- LIEBETRAU V., EISENHAUER A. & LINKE P. 2010 – Cold seep carbonates and associated cold-water corals at the Hikurangi Margin, New Zealand: new insights into fluid pathways, growth structures and geochronology. Mar. Geol., 272: 307–318.
- LITTLE C.T.S. & VRIJENHOEK R.C. 2003 – Are hydrothermal vent animals living fossils? Trends. Ecol. Evol., 18: 582–588.
- LUDWIG K.A., KELLEY D.S., BUTTERFIELD D.A., NELSON B.K. & FRÜH-GREEN G. 2006 – Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field. Geochim. Cosmochim. Acta, 70: 3625–3645.
- MCARTHUR A.G. & TUNNICLIFFE A. 1998 – Relics and antiquity revisited in the modern vent fauna. [W:] Mills R.A. & Harrison K. (red.) Modern ocean floor processes and the geological record. Geol. Soc., London.
- MCCOLLOM T.M. & SEEWALD J.S. 2007 – Abiotic synthesis of organic compounds in deep-sea hydrothermal environments. Chem. Rev., 107: 382–401.
- MIGASZEWSKI Z.M. & GAŁUSZKA A. 1999 – Smokery – tajemnice głębin oceanów. Prz. Geol., 47: 175–180.
- MORTENSEN P.B., HOVLAND T., FOSSA J.H. & FUREVIK D.M. 2001 – Distribution, abundance and size of *Lophelia pertusa* coral reefs in mid-Norway in relation to seabed characteristics. J. Mar. Biol. Assoc. UK, 81: 581–597.
- NESBITT H.W., YOUNG G.M., BOSMAN S.A. & LONGSTAFFE F.J. 2009 – Oceanic spreading center-generated basaltic crust and associated sulfidic and carbonate-rich hydrothermal deposits in the Archean (ca. 3 Ga), North Spirit Lake greenstone belt, Ontario, Canada. GSA Bull., 121: 1562–1569.
- NEWMAN W.A. 1985 – The abyssal hydrothermal vent invertebrate fauna. A glimpse of antiquity? Bull. Biol. Soc. Wash., 6: 231–242.
- NOÉ S., TITSCHACK J., FREIWALD A. & DULLO W.-CH. 2006 – From sediment to rock: diagenetic processes of hardground formation in deep-water carbonate mounds of the NE Atlantic. Facies, 52: 183–208.
- OLU K., SIBUET M., HARMEGNIES F., FOUCHER J.-P. & FIALA-MÉDIONI A. 1996 – Spatial distribution of diverse cold seep communities living on various diapiric structures of the southern Barbados prism. Prog. Oceanogr., 38: 347–356.
- ORCUTT B.N., JOYE S.B., KLEINDIENST S., KNITTEL K., RAMETTE A., REITZ A., SAMARKIN V., TREUDE T. & BOETIUS A. 2010 – Impact of natural oil and higher hydrocarbons on microbial diversity, distribution, and activity in Gulf of Mexico cold-seep sediments. Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography, 57: 2008–2021.
- PALANDRI J.L. & REED M.H. 2004 – Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. Geochim. Cosmochim. Acta, 68: 1115–1133.
- PECKMANN J., LITTLE C.T.S., GILL F. & REITNER J. 2005 – Worm tube fossils from the Hollard Mound hydrocarbon-seep deposit, Middle Devonian, Morocco: Palaeozoic seep-related vestimentiferans? Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 227: 242–257.
- PECKMANN J. & THIEL V. 2004 – Carbon cycling at ancient methane seeps. Chem. Geol., 205: 443–467.
- PICHLER T. & VEIZER J. 2004 – The precipitation of aragonite from shallow-water hydrothermal fluids in a coral reef, Tutum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea. Chem. Geol., 207: 31–45.
- PORTMAN C., ANDREWS J.E., ROWE P.J., LEEDER M.R. & HOOGEWERFF J. 2005 – Submarine-spring controlled calcification and growth of large *Rivularia* bioherms, Late Pleistocene (MIS 5e), Gulf of Corinth, Greece. Sedimentology, 52: 441–465.
- PROL-LEDESMA R.M., DANDO P.R. & RONDE C.E.J., DE 2005 – Special issue on "shallow-water hydrothermal venting". Chem. Geol., 224: 1–4.
- RIDING R. 2002 – Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. Earth-Sci. Rev., 58: 163–231.
- ROBERTS J.M., DAVIES A.J., HENRY L.A., DODDS L.A., DUINEVELD G.C.A., LAVALEYE M.S.S., MAIER C., SOEST R.W.M., VAN, BERGMAN M.J.N., HÜHNERBACH V., HUENNE V.A.I., SINCLAIR D.J., WATMOUGH T., LONG D., GREEN S.L. & HAREN H., VAN 2009 – Mingulay reef complex: an interdisciplinary study of cold-water coral habitat, hydrography and biodiversity. Mar. Ecol. Prog. Ser., 397: 139–151.
- RONIEWICZ E. 1960 – Nowe spojrzenie na warunki powstawania biohermalnych utworów koralowych. Prz. Geol., 8: 436–437.
- RUSSELL M.J., HALL A.J. & MARTIN W. 2010 – Serpentinization as a source of energy at the origin of life. Geobiology, 8: 355–371.
- SCHLAGER W. 2003 – Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. Int. J. Earth Sci., 92: 445–464.
- SORBY H.C. 1879 – The structure and origin of limestones. Proc. Geol. Soc. London, 35: 59–95.
- STANTON R.J. 1967 – Factors controlling shape and internal facies distribution of organic carbonate buildups. AAPG Bull., 51: 2462–2467.
- TEICHERT C. 1958 – Cold- and deep-water coral banks. AAPG Bull., 42, 1064–1082.
- TUNNICLIFFE V., JUNIPER S.K. & SIBUET M. 2003 – Reducing environments of the deep sea floor. [W:] Tyler P.A. (red.) Ecosystems of the world: the deep sea. Elsevier Press, Amsterdam.
- UNEP/GRID-Arendal 2008 – World ocean bathymetric map. UNEP/GRID-Arendal Maps and Graphics Library (<http://maps.grida.no/go/graphic/world-ocean-bathymetric-map>). Dostęp: 20.11.2011 r.
- WEHRMANN L.M., TEMPLER S.P., BRUNNER B., BERNASCONI S.M., MAIGNIEN L. & FERDELMAN T.G. 2011 – The imprint of methane seepage on the geochemical record and early diagenetic processes in cold-water coral mounds on Pen Duick Escarpment, Gulf of Cadiz. Mar. Geol., 282: 118–137.
- WHITICAR M.J. 1999 – Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. Chem. Geol., 161: 291–314.

Praca wpłynęła do redakcji 2.12.2011 r.

Po recenzji akceptowano do druku 30.03.2012 r.

PRZEGLĄD GEOLOGICZNY



Cena 12,60 zł (w tym 5% VAT)

TOM 60 Nr 6 (CZERWIEC) 2012

Indeks 370908 ISSN-0033-2151

**Głębokomorskie
budowle węglanowe**

**Kryteria przemysłowości
zasobów złóż kopalin**

Geoparki Tajwanu

**Mieczysław Limanowski
– poeta geologii**

Zdjęcie na okładce: Wczesnodewońskie głębokomorskie budowle węglanowe (tzw. kopce Kess-Kess) odsłonięte w górach Hamar Laghdad w południowo-wschodnim Maroku, ok. 16 km na południowy wschód od miasta Erfoud. Powstanie blisko pięćdziesięciu mikrytowych kopców, z których większość rozwinęła się wzdłuż linii uskoków, wiązane jest z dawną aktywnością hydrotermalną. Zdjęcie przedstawia kopce nr 7 (po lewej) i 1 (po prawej stronie), oba przekraczające 40 m wysokości, widziane od północnego zachodu. Fot. M. Jakubowicz (zob. Jakubowicz, str. 325)

Cover photo: Early Devonian deep-water carbonate buildups (so-called Kess-Kess mounds) exposed in the Hamar Laghdad ridge, south-eastern Morocco, about 16 km south-east of the city of Erfoud. The origin of about 50 micritic mounds, the most of which developed along fault lines, has been interpreted as the result of the former hydrothermal activity. The photograph illustrates the mounds No. 7 (on the left) and 1 (on the right), both exceeding 40 m in height, seen from north-west. Photo by M. Jakubowicz (see Jakubowicz, p. 325)