

MICHAŁ SZULCZEWSKI

Stromatolity z batonu wierchowego Tatr

STRESZCZENIE: Stromatolity z batonu wierchowego Tatr, należące do typu *Colonia*, posiadają szereg cech zbliżających je pod względem warunków powstawania do stromatolitów dzisiejszych. Laminy stromatolitów tatrzańskich są zbudowane z materiału głównie bioklastycznego o frakcji nie przekraczającej 1 mm, w którym dominuje „globigerynowo”-globochetowo-halobiowy zespół mikroorganizmów pelagicznych. Selektywne osadzanie subtelnego sedymentu w laminach stromatolitów wiąże się z egzystencją sinic, których kształty oddają w przybliżeniu kolumnienkowe skupienia tlenków żelaza pionowo przecinające laminy. Właściwości stromatolitów tatrzańskich wskazują, że powstawały one w warunkach płytkowodnych, a być może w strefie pływów.

Pracę niniejszą wykonałem w Zakładzie Geologii Dynamicznej Uniwersytetu Warszawskiego na podstawie obserwacji terenowych i materiałów zebranych w terenie w sezonach letnich 1960 i 1961 r.

Za pomoc i liczne rady składam podziękowanie prof. dr E. Passendorferowi, oraz doc. dr Z. Kotańskiemu, a prof. dr M. Turnau-Morawskiej dziękuję ponadto za udostępnienie mi materiałów porównawczych.

STRATYGRAFIA

Pierwsze wzmianki o występowaniu stromatolitów w Tatrach znajdujemy u E. Passendorfera (1959), który stwierdził je w wapieniach batońskich Wielkiej Świstówki, zaliczonych do poziomu *Hecticoceras retrocostatum* (Passendorfer 1936, 1938, 1961a). Są to czerwone wapienie o nieznacznej miąższości, miejscami przepelnione fauną, głównie amonitową, zawierające znaczną ilość materiału klastycznego. Stromatolity występują także w analogicznych żelazistych wapieniach w Małej Świstówce, skąd pochodzi większość zebranych przeze mnie okazów. Analogiczne stromatolity spotyka się także w wapieniach batońskich w Dolinie Małej Łąki. Wszystkie wymienione stanowiska znajdują się w serii Czerwonych Wierchów, w najwęższym jej rozumieniu (Kotański 1961).

Stromatolity są także ważnym elementem skałotwórczym batońskich wapieni serii Giewontu. Miejscami (przełęcz Wrótka) pokrywa stromatolitowa daje się prześledzić na przestrzeni około 100 m. Wreszcie stromatolity występują w serii Rzędów (Szeroki Uplaz) w wapie-

niach uważanych za spąg oksfordu (Kotański 1961). Wapienie te do złudzenia przypominają baton i nie jest wyłączone, że są wieku batońskiego.

EWOLUCJA POGLĄDÓW NA GENEZĘ STROMATOLITÓW

Nazwę „stromatolit” wprowadził E. Kalkowsky (1908) dla określenia wyodrębniających się ze skał utworów podobnych do kongrecji, o kształcie kopulastym lub kolumnienkowym, które nie przejawiają żadnej zorganizowanej budowy wewnętrznej poza wyraźną laminacją. Podobne utwory były opisywane już wcześniej przez autorów przede wszystkim amerykańskich. Najczęściej znajdowano je w skałach prekambryjskich, gdzie były one szczególnie interesujące wobec braku jakichkolwiek szczątków organicznych. W miarę rozwoju badań nad stromatolitami stwierdzono jednak, że spotyka się je w skałach najróżniejszego wieku, od prekambriu do dzisiaj. Wszystkie opisane stromatolity, a poświęcono im już przeszło 300 prac, spotykano zawsze w skałach węglanowych — wapieniach lub dolomitach. Najprawdopodobniej jednak dolomity ze stromatolitami mają charakter epigenetyczny.

Początkowo brak było związków między poszczególnymi pracami poświęconymi stromatolitom i dopiero w pierwszych latach XX w. wywiązała się dyskusja, której centralnym problemem stało się organiczne lub nieorganiczne pochodzenie stromatolitów.

Zwolennicy koncepcji nieorganicznej usiłowali tłumaczyć powstanie stromatolitów procesami diagenetycznymi, krystalizacją (kongrecje), dyfuzją (à la pierścienie Liesegang), a nawet próbowano przypisać im pochodzenie tektoniczne. Genezę nieorganiczną przypisywał stromatolitom opisanym przez niego z górnej jury krakowskiej S. Dżułyński (1952), którego praca jest pierwszą polską publikacją omawiającą m.in. genezę stromatolitów.

Zwolennicy biologicznej natury stromatolitów mieli zawsze nad nimi przewagę, wyrazem czego było powszechne nadawanie opisywanym stromatolitom dwuczłonowych nazw biologicznych. Przesłanki, na których opierali się starsi autorzy, wydają się jednak dzisiaj bardzo wątpliwe, skutkiem czego wysnuwane wnioski były prawie zawsze zbyt daleko siężne.

G. Gürich (1906) dla laminowanych form z wizenu i namuru Belgii utworzył osobną rodzinę Spongiostromidae, którą umieścił wśród Protozoa, choć zastanawiał się nad włączeniem jej do bliżej nie określonych alg. E. Kalkowsky (1908) skłaniał się raczej do wiązania stromatolitów z egzystencją mchów lub porostów, najczęściej jednak przypisywano stromatolitom genezę algową. C. D. Walcott (1914) uważał, że tworzący je kalcyt powstał jako uboczny produkt fotosyntezy prowadzonej przez lony. J. Pia (1927) dopuszczał tu nawet możliwość istnienia specjalnych m metabolizmu, które mogłyby prowadzić do tak znacznego nagro-

madzenia węgla wapnia. Zgodnie z tymi poglądami, stromatolity byłyby pseudomorfozami lub odlewami kolonii algowych (m. in. Bradley 1929, Johnson 1937) w przeciwieństwie do prawdziwych sfosylizowanych alg, takich jak *Solenopora* czy *Lithothamnium*, zachowujących oprócz zewnętrznego kształtu także wewnętrzną budowę kolonii.

Wymienione koncepcje, dotyczące powstawania stromatolitów, wydawały się jednak najbardziej kompetentnym badaczom niezbyt pewne i niedostatecznie udokumentowane. Wątpliwościom tego rodzaju dał wyraz Walcott, gdyż nie znajdował odpowiedników stromatolitów wśród organizmów dzisiejszych. J. Pia (1927), idąc za Gürichem, wyodrębnił osobną rodzinę Spongiostromata, do której zaliczył stromatolity oraz bliskie im onkolity i umieścił ją wśród sinic (Schizophyta), jednocześnie jednak podkreślił wątpliwość co do biologicznej wartości rodzajów zaliczonych do tych grup. Rozróżnienie stromatolitów i onkolitów jest uznawane do dzisiaj, przy czym przez pierwsze z nich rozumie się formy w czasie wzrostu przytwierdzone do dna, a przez drugie formy swobodnie leżące na dnie i dzięki temu posiadające budowę koncentryczną.

Punktem zwrotnym w historii badań nad stromatolitami było odkrycie przez M. Blacka (1933) na wybrzeżu wyspy Andros (archipelag Bahama) dzisiejszych, „żywych” stromatolitów o narzucających się analogiach do stromatolitów kopalnych. Nie jest to już jedyne znane dzisiaj stanowisko stromatolitów współczesnych — znaleziono je później na wybrzeżach Florydy (Ginsburg 1955, Ginsburg & Lowestam 1958) i w Shark Bay na zachodnim wybrzeżu Australii (Logan 1961). Obserwacje Blacka i późniejszych badaczy pokazały, że powstawanie stromatolitów pozostaje w niewątpliwym związku z egzystencją sinic, ale węgla wapnia, z którego stromatolity są zbudowane, bynajmniej nie jest produktem prowadzonej przez nie fotosyntezy. Okazało się, że otoczone lepłą błoną sinice, licznie przenikające powierzchnię dna morza w strefie przybrzeżnej, posiadają zdolność mechanicznego wiązania i unieruchamiania drobnego, głównie organodetrytycznego sedymentu węglanowego, tworząc w ten sposób prawdziwe „maty algowe”. Więźbą każdej laminy jest zespół nitkowatych sinic ustawionych prostopadle do jej powierzchni i obumierających w momencie utraty kontaktu z powierzchnią dna.

Według Blacka (1933) następujące przyczyny decydują o powstaniu laminacji:

- 1) rytmiczna zmiana ilości nitek jednego gatunku lub grupy gatunków sinic w stosunku do ilości sedymentu;
- 2) alternacja dwóch gatunków lub dwóch grup gatunków sinic;
- 3) laminacja mineralnych części sedymentu osadzonego między nimi.

Z mat algowych wybrzeży wyspy Andros, Black podaje 12 gatunków sinic należących do rodzajów *Symploca*, *Gleocapsa*, *Aphanocapsa*,

Schizotrix, *Scytonema*, *Plectonema* i *Phormidium*. Logan z Shark Bay wymienia 4 gatunki sinic, a Ginsburg z Florydy aż 28.

Jest rzeczą znaną, że wszystkie dzisiejsze stromatolity mają zasięg występowania ograniczony jedynie do strefy pływów, a zróżnicowanie form oraz indywidualizacja stromatolitów z maty algowej są związane z szeregiem procesów mechanicznych charakterystycznych dla tej strefy, takich jak falowanie, erozja wody odpływowej i okresowe wysychanie (Black 1933, Logan 1961).

Poznanie stromatolitów dzisiejszych stworzyło nowe podstawy dla dociekań genetycznych i ekologicznych nad stromatolitami kopalnymi. W ślad za pracami Blacka i jego następców pojawiły się prace, które w oparciu o metodę aktualistyczną znacznie posunęły naprzód wiedzę o powstawaniu stromatolitów kopalnych.

FORMY MORFOLOGICZNE I SPOSÓB WYSTĘPOWANIA STROMATOLITÓW TATRZAŃSKICH

Stromatolity tatrzańskie, nie przekraczające 10 cm wysokości, są stosunkowo niewielkie, jeśli zważyć, że okazy prekambryjskie czy staropaleozoiczne sięgają kilku metrów wielkości. Słaba podatność na wyodrębnianie się ich ze skały utrudnia prowadzenie obserwacji. Wszystkie stromatolity są zbudowane z lamin płaskich lub wypukłych, zawsze zwróconych wypukłością ku stropowi warstwy. Nie spotyka się form o laminach wklęsłych lub wypukło-wklęsłych. Górna powierzchnia stromatolitów powtarza kształt jego lamin i bywa płaska (pl. I, fig. 2) lub kopulasta (pl. I, fig. 1). Zmienność kształtu batońskich stromatolitów tatrzańskich jest stosunkowo niewielka i wszystkie formy są spokrewnione ze sobą pod względem geometrycznym. Najczęściej są to okazy raczej płaskie, w każdym razie o zdecydowanej przewadze średnicy lub największego wymiaru w przekroju poziomym nad wysokością. Poza charakterystyczną laminacją, stromatolity tatrzańskie wyodrębniają się ze skały czerwoną barwą, intensywniejszą od tła otaczającej je skały, i brakiem grubego sedymentu klastycznego w laminach, podczas gdy występuje on często obficie na ich górnych powierzchniach i w szparach między sąsiednimi stromatolitami.

Miejscami stromatolity występują w skale w określonych horyzontach, tworząc pokrywę stromatolitową (fig. 1). Gdzie indziej bywają one rozrzucone w skale bez wyraźnego uporządkowania.

Pokrywy stromatolitowe występujące w określonych horyzontach bywają ciągłe lub nieciągłe. Pierwsze z nich są utworzone z płaskich lub nieznacznie falistych lamin, ciągnących się na przestrzeni kilku metrów (ze względu na trudne warunki terenowe dalej nie udało się ich prześledzić) i nieprzerwanych żadnymi interstycjami. Wysokość ciągłych pokryw stromatolitowych jest bardzo niewielka i rzadko przekracza 3 cm.

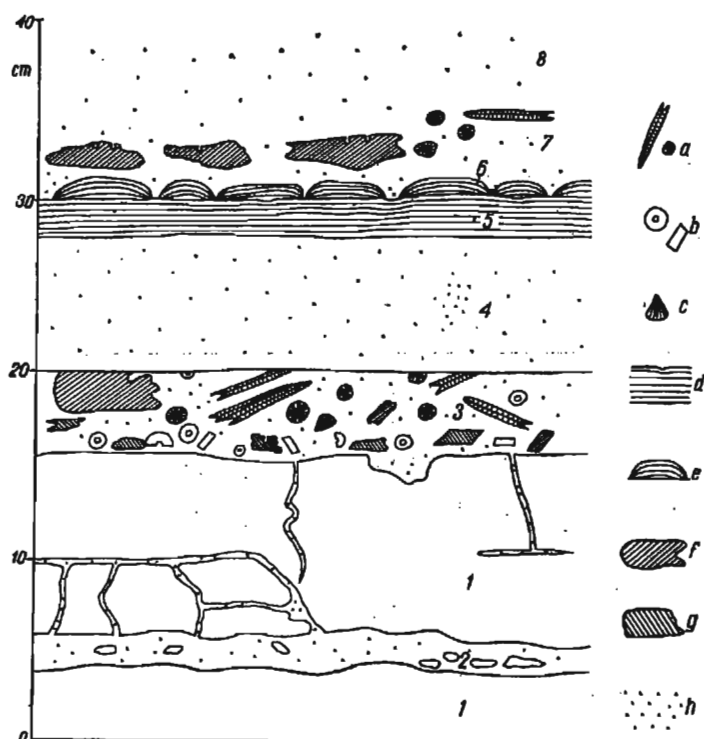


Fig. 1

Stromatolity w profilu batonu w rejonie Wrótek w grani Giewontu

1 wapień szary anizyku. Baton: 2 wapień drobnokrinoioidowy czerwony z okruchami otaczających wapieni triasowych (żyła klastyczna batonu), 3 wapień drobnokrinoioidowy czerwony z liczną fauną i okruchami skał triasowych, ze stropową granicą erozyjną (Bathonian?), 4 wapień drobnokrinoioidowy czerwony bez fauny, 5 pokrywa stromatolitowa *Collenia plana*, 6 pokrywa stromatolitowa *Collenia undosa*, 7 wapień drobnokrinoioidowy czerwony z belemnitami i okruchami żółtych doloMITÓW ze śladami działalności skałotoczy, 8 wapień drobnokrinoioidowy czerwony bez fauny. a rostra belemnitów w różnych położeniach, b trochity liliowców (do 2 cm) w różnych położeniach, c ramienionogi, d stromatolity *Collenia plana*, e stromatolity *Collenia undosa*, f okruchy żółtych doloMITÓW, g okruchy szarych wapieni, h materiał klastyczny do 2 mm

Stromatolites from Bathonian profile in the vicinity of Wrótko within the Giewont crest

1 Anisian grey limestone. Bathonian: 2 fine-crinoidal red limestone with fragments of the adjacent Triassic limestones (Bathonian clastic dyke), 3 fine-crinoidal red limestone containing rich fauna and fragments of Triassic rocks, with erosional top boundary (Bathonian?), 4 fine-crinoidal red unfossiliferous limestone, 5 cover of *Collenia plana* stromatolites, 6 cover of *Collenia undosa* stromatolites, 7 fine-crinoidal red limestone with belemnites and fragments of yellow dolomites, showing borings of lithophags, 8 fine-crinoidal red unfossiliferous limestone. a variously oriented trochites of crinoids (up to 2 cm.), c brachiopods, d *Collenia plana* stromatolites, e *Collenia undosa* stromatolites, f fragment of yellow dolomites, g fragments of grey limestones, h clastic material up to 2 mm

Pokrywy stromatolitowe nieciągłe są utworzone z licznych stromatolitów o poligonalnym (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 1) lub nieregularnym zarysie w przekroju równoległym do ich podstawy, oddzielonych od siebie szparami (tzw. interstycja) szerokości kilku milimetrów, wypełnionymi niewarstwowanym wapieniem, często bogatym w materiał klastyczny (fig. 2; pl. II, fig. 3; pl. III, fig. 2). Wielkość poszczególnych



Fig. 2

Stromatolity Collenia planotumulosa przedzielone interstycjum wypełnionym materiałem klastycznym. Widoczny zanik laminacji spowodowany osadzeniem grubego materiału klastycznego

Collenia planotumulosa stromatolites with interstitial spaces filled by clastic material. Extinction of lamination is due to deposition of coarse clastic material

stromatolitów waha się od dwóch do kilkunastu centymetrów. Biostromy tego rodzaju przypominają bruk pokrywający niemal płaskie powierzchnie kopalnego dna i dają się przesledzić na przestrzeni przeszło 100 m (np. Wrótko w granি Giewontu, fig. 1). Uderzające jest regularność

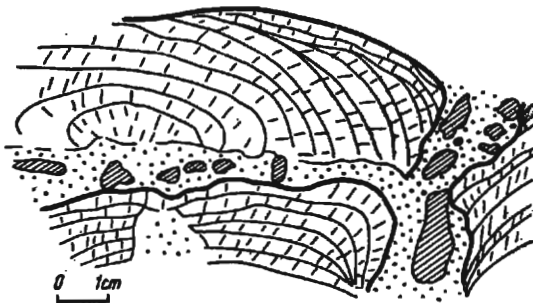


Fig. 3

Stromatolity Collenia undosa rozdzielone warstewką gruboziarnistego sedymentu klastycznego

Collenia undosa stromatolites separated by thin layer of coarse clastic material

szpar, wynikająca z dokładnego powtarzania przez nakładające się na siebie laminy poligonalnego planu rozprzestrzenienia poprzednich. Przekraczanie szpar przez wyższe laminy sąsiadujących ze sobą stromatoli-

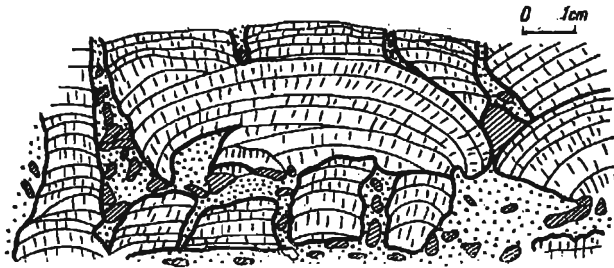


Fig. 4

Zmiany formy stromatolitów *Collenia undosa* w czasie wzrostu, związane z osadzeniem materiału klastycznego

Changes in the shape of *Collenia undosa* stromatolites during growth connected with deposition of clastic material

tów i obecność krótkich, ślepych szpar spotyka się rzadko. Biostromy tego typu tworzą stromatolity o budowie najprostszej i najmniej zróżnicowanej. Są to formy płaskie lub słabo wypukłe, o laminach kopułowych lub niemal gładkich, zaginających się ku dołowi dopiero przy kra-

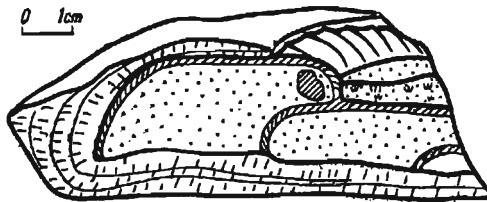


Fig. 5

Makroonkolit utworzony wokół połówki skorupy amonita

Macro-onkolite rimming the half of an ammonite shell

wędzi stromatolitu. Wyższe laminy zaginając się, z reguły nie docierają do podstawy stromatolitu, lecz dochodzą stycznie do jego bocznej ściany (pl. IV, fig. 1 i 2).

Inne formy stromatolitów nie tworzą, jak poprzednie, płaskich biostromów, lecz są rozrzucone w skale w różnych horyzontach i w różnych odległościach od siebie.

Do nich należą formy kopułowe, w których laminy dochodzą kolejno nie do powierzchni bocznej, lecz do powierzchni bazalnej stro-

matolitu (fig 3). W czasie wzrostu zwiększała się więc nie tylko wysokość stromatolitów, lecz i zajmowana przez nie powierzchnia.

Spotyka się też czasami formy stożkowe, o kształcie odwróconych, ściętych stożków. Powierzchnia każdej kolejnej laminy jest tutaj większa od poprzedniej. Granice tego rodzaju stromatolitów są często nieostre.

Zdarzają się też stromatolity ulegające wyraźnym zmianom w czasie wzrostu. Zmiany te mogą polegać na kontynuowaniu wzrostu jednego stromatolitu od określonej laminy przez kilka stromatolitów o mniejszej średnicy, rozdzielonych szparami wypełnionymi w dużej mierze materiałem klastycznym. Spotyka się też i zjawisko odwrotne, kiedy kilka niskich stromatolitów kolumnikowych przechodzi w jeden stromatolit płaski (fig. 4).

Obserwuje się także formy nieregularne o nienormalnym kierunku osi wzrostu. Na figurze 2 planszy II widać, jak laminy nakładające się początkowo wzdłuż pionowej osi wzrostu, nawarstwiają się wyżej wzdłuż osi ustawionej ukośnie, omijając w ten sposób spory okruch wapienia, który przygniótł najwyższą laminę pionowego odcinka wzrostu. Przebieg osi wzrostu powtarza zarys tego okrucha.

Bardzo interesujące są wreszcie formy obrastające duże fragmenty detrytyczne. Laminy o tej samej grubości i tym samym charakterze, zarówno pod względem makroskopowym jak i mikroskopowym, otaczają dookoła duże okruchy skał, czy muszli. Figura 5 przedstawia stromatolit obrastający dookoła połówkę amonita i dostosowujący się do jego kształtu. Formy tego rodzaju, obrastające elementy ruchome, są już makroonkolitami i wskazują na pokrewieństwo genetyczne i ciągłość łańcucha form od stromatolitów do onkolitów.

KLASYFIKACJA STROMATOLITÓW I PORÓWNANIE STROMATOLITÓW TATRZAŃSKICH Z FORMAMI OPISYWANYMI DAWNIEJ

Stromatolity nie posiadają dotychczas systematyki, która by się powszechnie i bez zastrzeżeń przyjęła. Początkowo Walcott, Gürich i inni, zgodnie z panującymi wówczas poglądami na genezę stromatolitów, nadawali stromatolitom różnych kształtów biologiczne nazwy rodzajowe i gatunkowe. Kontynuacją ich poglądów była systematyka J. Pii (1927), który ze stromatolitów i onkolitów utworzył osobną grupę Spongiostromata i zaliczył ją do Schizophyta. Pia zastrzegł jednak, że z biologicznego punktu widzenia wartość wymienionych przez niego gatunków jest wątpliwa. Część rodzajów uważanych przez niego za starszymi autorami za stromatolity okazała się później utworami pochodzenia nieorganicznego, nie mającymi ze stromatolitami nic wspólnego.

Odkrycie stromatolitów współczesnych wyprowadziło wiedzę o nich ze ślepej uliczki. Ostateczne stwierdzenie, że poszczególne stromatolity zawdzięczają istnienie całemu zespołowi alg, a nie pojedynczym osobnikom, przekreśliło biologiczny sens używanej dotychczas taksonomii. Część autorów pozostała mimo to przy dawnych nazwach, powodując się łatwością nawiązywania do form dawniej opisywanych, inni (np. Kraüsel 1956) zaniechali w ogóle używania nazw precyzyjniejszych niż „stromatolit”, jeszcze inni ograniczyli zakres nazw taksonomicznych do najbardziej ogólnych, widząc za nimi najjaśkrawsze różnicowania form morfologicznych (np. *Collenia* o laminach wypukłych i *Conophyton* o laminach wklęsłych u Polinarda 1947). Wreszcie szereg badaczy stosuje własne nazwy o znaczeniu jedynie lokalnym i porównuje wyróżnione przez siebie formy z „rodzajami” i „gatunkami” opisanymi dawniej (np. Robertson 1960).

Obok tej sceptycznej tendencji, kwestionującej wartość i sens bliższego systematycznego określania stromatolitów, pojawiła się druga, przeciwna, dążąca do jak najbogatszego rozbudowania systematyki operującej tradycyjnymi nazwami. Teoretyczną jej podstawą stał się pogląd niektórych autorów, że o charakterze morfologicznym stromatolitów decyduje specyfika zespołu alg, z których egzystencją wiąże się geneza stromatolitu. Według wybitnych reprezentantów tego poglądu C. L. i M. A. Fentonów (1937) wskazują na to następujące fakty:

1. Poszczególne „gatunki” (o znaczeniu jedynie formalnym) są w pewnych horyzontach tak rozprzestrzenione i tak dla nich charakterystyczne, że można je uważać za skamieniałości przewodnie.

2. Pomimo ekologicznej zmienności wielkości i kształtu stromatolitu, pewne jego cechy pozostają stałe.

3. Niektóre „gatunki” są ograniczone do pewnych tylko typów sedymentu, odpowiadających określonemu środowisku życiowemu i nie pojawiają się w innych środowiskach.

Konsekwencją tego rodzaju rozumowania jest perspektywa wykorzystania stromatolitów dla celów stratygraficznych. Jest to perspektywa szczególnie nęcąca w niemych seriach prekambryjskich. Próby stratygraficznego wykorzystania stromatolitów podjęli m.in. w serii Belt w Montanie Fentonowie (1937) i Rezak (1957), Maslov na Uralu (1939) i na Syberii (1960), Cahen et al. (1945) w Afryce, a Robertson (1960) w Australii (Queensland). Wyniki dotychczasowych badań wskazują, że stromatolity niewątpliwie mogą być wykorzystywane do korelacji warstw na sąsiadujących ze sobą bezpośrednio terenach, natomiast możliwość korelowania przy ich pomocy stratygrafii odległych i nie związanych ze sobą bezpośrednio obszarów wydaje się mieć nikłe szanse powodzenia.

Po okresie rozbudowywania systemu taksonomicznego stromatolitów pojawiła się konieczność uporządkowania zebranego materiału i stworzenia systematyki prostszej i bardziej zwartej.

R. Rezak (1957) doszedł do wniosku, że zróżnicowanie form stromatolitów da się zmieścić w czterech rodzajach: *Cryptozoon* Hall, *Collenia* Walcott, *Newlandia* Walcott i *Conophyton* Maslov. Nie są to jednak rodzaje w znaczeniu biologicznym, lecz „form-genus” tj. skamieniałości pozbawione wystarczających cech diagnostycznych dla określenia ich naturalnej pozycji systematycznej, a ze względów praktycznych określone dwuczłonowymi nazwami łacińskimi. Systematykę opartą na podobnych zasadach stosuje się m.in. dla hieroglifów pochodzenia organicznego.

U *Cryptozoon* Hall wszystkie „gatunki” („form-species”) rozpoczynają wzrost od punktu na podłożu i rosną wypukłymi ku górze laminami, zwiększając w miarę wzrostu zajmowaną powierzchnię. U *Collenia* Walcott wszystkie „gatunki” rozpoczynają wzrost od określonej powierzchni podłoża i rosną ku górze wypukłymi laminami, nie zwiększając jednak zajmowanej powierzchni. „Gatunki” należące do *Newlandia* Walcott zaczynają wzrastać podobnie jak *Collenia*, ale różnią się od nich obecnością wklęsłych lamin. Do *Conophyton* należą struktury cylindryczne, składające się z odwróconych stożków skierowanych wierzchołkami ku spągowi warstwy, przy czym wierzchołek najniższego stożka rozpoczyna wzrost.

Bardziej złożony, ale jednocześnie plastyczniejszy system klasyfikacji zaproponował ostatnio Maslov (1960). System Maslova operuje wieloczłonowymi nazwami łacińskimi wziętymi z dawnej, biologicznej nomenklatury, których kolejne człony określają typ, podtyp, grupę i formę morfologiczną stromatolitu. Ta ostatnia, określona w szlifie mikroskopowym, ma najlepiej oddawać zróżnicowanie organizmów współdziałających w tworzeniu stromatolitów. System Maslova obejmuje osiem typów morfologicznych: *Collenia*, *Conocollenia*, *Conophyton*, *Crustella*, *Glebulella*, *Tubistromia*, *Saccus* i *Macronubecularites* oraz cztery typy onkolitów.

Stromatolity z batonu tatrzańskiego w całości należą do typu morfologicznego *Collenia* i to zarówno według zasad systematyki Rezaka (1957), jak i Maslova (1960). Wszystkie stromatolity tatrzańskie nie wykraczają poza ramy grupy *Collenia undosa*. Zdarzają się co najwyżej formy bliskie granicy z *Collenia columnaris* Maslova (fig. 4). Rozległe formy poligonalne o płaskich laminach, a zwłaszcza ciągłe pokrywy stromatolitowe, są identyczne z *C. plana* i ewentualnie *C. planotumulosa* Maslova. Stosowanie dalszych członów określających mikrostrukturę stromatolitów uważam w tym przypadku za niecelowe, ponieważ przy bogactwie cech mikrostrukturalnych stromatolitów tatrzańskich określenie jej jednoczłonową nazwą jest niemożliwe, a wprowadzanie jeszcze kilku określeń jest niewygodne i stanowi właściwie skrócony opis.

MIKROSTRUKTURA STROMATOLITÓW TATRZAŃSKICH

Stromatolity tatrzańskie poza tym, że mają określoną formę geometryczną, różnią się od skały otaczającej szeregiem następujących cech dostrzegalnych wyraźnie pod mikroskopem:

- 1) laminacją,
- 2) obfitością i prawidłowością ułożenia nagromadzeń tlenków żelaza,
- 3) drobniejszą frakcją materiału detrytycznego,
- 4) niższym na ogół stopniem rekrytalizacji kalcytu.

W szlifie mikroskopowym widać, że stromatolity są zbudowane z kalcytu, głównie o charakterze organodetrytycznym oraz z nieprzeświecających lub barwiących kalcyt na kolor brunatno-czerwony tlenków trójwartościowego żelaza.

Laminacja stromatolitów (pl. IV, fig. 1 i 2) polega głównie na zmienności proporcji kalcytu i tlenków żelaza, w wyniku czego laminy różnią się od siebie barwą. Jaśniejsze laminy są grubsze (do ok. 0,6 cm), a detrytyczny kalcyt jest przetkany licznymi skupieniami tlenków żelaza, w przekroju prostopadłym do laminacji przybierających kształt kolumnienek. Laminy ciemniejsze są cieńsze (do 0,2 cm) i zbudowane są z tlenków żelaza, na tle których zarysowują się co najwyżej nieliczne ziarna detrytycznego kalcytu. W ciemnych laminach można dostrzec czasem jeszcze subtelniejszą, podrzędną laminację, polegającą na przewarstwianiu się lamin złożonych niemal wyłącznie z tlenków żelaza oraz lamin o nieco większym udziale kalcytu, zabarwionego jednak intensywnie pigmentem żelazistym. Te drugorzędne laminy są na ogół faliste i mają grubość od 0,02 do 0,2 mm. Laminy zasadnicze mają przebieg dość regularny i leżą prawie płasko lub sklepiają się kopulasto, wypukłościami zawsze zwrócone ku stropowi warstwy. Laminacja jest zazwyczaj zupełnie wyraźna, chociaż granice między laminami z reguły są nieostre.

Niezwykle charakterystyczne dla stromatolitów tatrzańskich są kolumnienkowe skupienia tlenków żelaza w jasnych laminach. W przekroju prostopadłym do płaszczyzn laminacji mają one kształt kolumnienkowy lub krzaczasty, gdy kolumnienki rozwidlają się (pl. V, fig. 1, 3, 4). W takim przypadku ramiona dzielących się kolumnienek są zawsze skierowane ku stropowi i nachylone względem pionu pod kątem ostrym. Wewnątrz kolumnienek widać czasem delikatną laminację rzędu 0,5 mm, polegającą na naprzemianległym występowaniu tlenków żelaza i kalcytu silnie nimi zabarwionego (pl. V, fig. 3). Ta podrzędna laminacja przypomina laminację wewnątrz ciemnych warstewek. W przekroju równoległym do laminacji, nagromadzenia tlenków żelaza przedstawiają się jako ciemne, nieregularne skupienia, czasem zbliżone do kolistych, gęsto rozrzucone na tle materiału kalcytowego (pl. IV, fig. 3; pl. V, fig. 2).

Utwory żelaziste zbliżone do powyższych opisał V. P. Maslov (1960)

ze stromatolitów ordowickich platformy syberyjskiej jako *Frutexites arboriformis*. Są to krzaczaste formy, wąskie u podstawy i szybko rozszerzające się ku górze, szerokie na 25-30 μ , wypełnione tlenkami żelaza. Rozmiarami, orientacją w stromatolicie, a do pewnego stopnia i kształtem przypominają one utwory żelaziste ze stromatolitów tatrzańskich, są jednak od nich regularniejsze i wykazują ściślej określoną formę geometryczną. Maslov przypuszcza, że są to wypełnienia wodorotlenkami żelaza próżni, w których znajdowały się niegdyś nici sinic. Dopuszcza on jednocześnie możliwość, że sinice odpowiadające *Frutexites arboriformis* były pod względem fizjologicznym przystosowane do życia w środowisku bogatym w tlenki żelaza. Podobna interpretacja skupień tlenków żelaza narzuca się i dla stromatolitów tatrzańskich. Na taki ich charakter wskazują następujące fakty: ściśle ograniczenie ich występowania jedynie do stromatolitów, a zupełny brak w skale otaczającej, stała orientacja prostopadła do laminacji oraz stałość kształtu.

Późniejsza, postsedymentacyjna migracja związków żelaza i kalcytu, której ślady często spotykamy w stromatolitech tatrzańskich, nie prowadzi nigdy do powstawania tego rodzaju utworów. W jej wyniku powstają żyłki kalcytu najczęściej dostosowujące się do laminacji, a tlenki żelaza migrują wzdłuż charakterystycznych szwów stylolitowych (pl. VI, fig. 4) lub też tworzą nieregularne, plamiste impregnacje żelaziste.

Jest bardzo prawdopodobne, że obecność kolumienkowych utworów żelazistych ma bezpośredni związek z procesami życiowymi sinic, znamy bowiem szereg współczesnych gatunków, jak np. *Scytonema tolypotherioides*, *Lyngbya ferruginea*, *Chamaeosiphon sideriphilus* czy *C. ferrugineus*, odkładających związki żelaza, być może współdziałając przy tym z bakteriami. Z kształtu skupień tlenków żelaza można wnioskować, że sinice te odpowiadałyby formom należącym do dzisiejszych rzędów Chamaesiphonales lub Hormogonales. Nie jest jednak wyłączone, że puste próżnie po sinicach zostały wypełnione tlenkami żelaza dopiero po ich śmierci.

Sinice opisywane ze stromatolitów przez innych autorów nie posiadają żadnych cech wspólnych z wyżej opisanymi. Jedynie *Thaumatophycus furcatus* opisany przez K. B. Kordego (1950) jest wydłużony i ustawiony prostopadle do laminacji, różni się jednak od wypełnień próżni po sinicach ze stromatolitów tatrzańskich bardziej skomplikowanym kształtem i nieobecnością tlenków żelaza. Brak charakterystycznych i stałych cech geometrycznych oddających budowę sinic nie upoważnia do ściślejszego określenia ich stanowiska systematycznego.

Materiał kalcytowy otaczający skupienia żelaziste ma charakter wyraźnie organodetrytyczny. Na tle agregatowych skupień kalcytu, czasem zabarwionych tlenkami żelaza, widać bardzo liczne okruchy kalcytu pochodzenia organicznego, otwornice, zoospory planktonicznych glonów, szczątki krynoidów i cienkoskorupowych małżów (pl. VI, fig. 1).

Z otwornic najliczniejsze są „globigeryny” o skorupkach zbudowanych z drobnych kryształków kalcytu. Prawie zawsze są one wypełnione substancją żelazistą i od jasnego, kalcytowego tła odcinają się brunatną barwą (pl. VI, fig. 1 i 2). Częste są także przekroje cienkościennych form *Lagaena*, wypełnionych również tlenkami żelaza, lub niejednorodnie pod względem optycznym zorientowanymi kryształami kalcytu. Bardzo liczne są *Globochaete alpina* Lombard w różnych stadiach podziału zoospor (Lombard 1937, 1945) (pl. VI, fig. 2). Niemniej charakterystyczne są cienkie włókna kalcytowe będące prawdopodobnie przekrojami skorupki cienkoskorupowych małżów, określane czasami jako *Halobia* lub „filaments d'Algues” (Peyre 1959) (pl. VI, fig. 1).

Obok najczęściej nienaruszonych szkielecików mikroorganizmów trafiają się okruchy liliowców, z reguły impregnowane tlenkami żelaza. Resztę detrytusu kalcytowego stanowią okruchy niewiadomego, ale najprawdopodobniej organicznego pochodzenia. Dość często zdarzają się także ostrokrawędziste okruchy kwarcu detrytycznego.

Zespół mikroorganizmów zawartych w stromatolitach można scharakteryzować jako „globigerynowo”-globochetowo-halobiowy. Wszystkie te organizmy są charakterystyczne dla pelagicznych facji medyterańskich (Colom 1955). W doggerze zachodniej części Tetydy charakterystyczne są mikrofacje „globigerynowo”-halobiowe, brak w nich natomiast globochet (Colom 1955), w Karpatach jednak globochety pojawiają się o wiele wcześniej, bo już w środkowym triasie (Mišik 1959), a w polskich Tatrach znane były dotychczas od oksfordu (Lefeld & Radwański 1960).

Organizmy i ich szczątki wchodzące w skład lamin stromatolitów nie przekraczają 1 mm. Jest to więc frakcja, w której doskonale mieszczą się wymienione otwornice, nie przekraczające 20 μ , globochety i cienkoskorupowe małże, których skorupki dochodzą wyjątkowo do 1 mm, najczęściej nie przekraczają jednak 0,5 mm.

W szparach między stromatolitami halobie osiągają większe niż w stromatolitach długości, wzrasta ilość szczątków liliowców (pl. VI, fig. 3), których rozmiary także przekraczają wielkość detrytusu w stromatolitach, a pojawiające się licznie elementy klastyczne pochodzenia nieorganicznego przekraczają nawet 1 cm średnicy.

W laminach stromatolitów nie spotyka się na ogół zupełnie uporządkowanego ułożenia materiału bioklastycznego, jednak elementy wydłużone, zwłaszcza halobie, układają się najczęściej w przybliżeniu równoległe do płaszczyzn laminacji.

EKOLOGIA

Szersze znaczenie geologiczne stromatolitów, poza ewentualnym aspektem stratygraficznym, polega na możliwości wykorzystania ich w rozważaniach dotyczących paleogeografii i stosunków facjalnych.

Podobnie jak przy rozważaniach nad genezą stromatolitów, również i tutaj zarysowują się dwie drogi wnioskowania: pierwsza opiera się na śledzeniu związków stromatolitów z zespołem cech facjalnych skały, druga natomiast polega na studiowaniu analogicznych utworów dzisiejszych i transponowaniu wiedzy o nich na stromatolity kopalne. Pierwszy sposób wnioskowania jest stosunkowo pewny, lecz daje dość skąpe wnioski, z drugiej strony metoda aktualizmu nie zawsze jest pewna, bowiem szereg stromatolitów kopalnych nie posiada odpowiedników wśród stromatolitów tworzących się dzisiaj. Uderza także niewspółmierna do dzisiejszej szerokość rozprzestrzenienia dawnych stromatolitów w określonych horyzontach, stawiająca pod znakiem zapytania ograniczenie strefy ich powstawania do tak wąskiej strefy facjalnej jak dzisiejsza, oraz rozmiary wielokrotnie przerastające stromatolity współczesne.

Osady wierchowego batonu tatrzańskiego od dawna były uważane za płytkowodne, a nawet plażowe, chociaż zawarta w nich makrofauna ma charakter głównie pelagiczny, przejawiający się w zdecydowanej przewadze amonitów nad pozostałymi grupami zwierzęcymi (Passendorfer 1935, 1938, 1961; Kotański 1961). Wskazuje na to obecność takich organizmów, jak ramienionogi i liliowce oraz liczne cechy tafonomiczne osadu, takie jak lokalne nagromadzenia bardzo licznych skorup amonitów, ślady ich mechanicznego kruszenia, a czasem spotykane równoległe ułożenie stykających się ze sobą rostrów belemnitów. Spośród cech litologicznych obfitość materiału klastycznego, nieznaczne ślady erozji śródwarstwowej i wysoki stopień utlenienia związków żelaza przemawiają także za płytkowodnym pochodzeniem osadu. W końcu na podobną genezę wapieni batońskich wskazuje zredukowana miąższość osadu oraz znamiona erozji przed- i pobatońskiej. E. Passendorfer (1961) wskazuje tu na analogię batonu tatrzańskiego do jury okolic Częstochowy, gdzie S. Z. Różycki (1953) stwierdził hiatus, którego początek datuje fauna występująca poniżej poziomu stromatolitowego, a koniec — fauna warstw leżących na warstwie stromatolitowej.

Cechy facjalne wierchowego batonu tatrzańskiego pozwalają więc na określenie środowiska powstawania stromatolitów jako płytkowodnej, dobrze przewietrzanej strefy przybrzeżnej objętej falowaniem, o sedymentacji wapiennej, typu głównie organodetrytycznego oraz nikłym i zmiennym dopływie klastycznego materiału terrygenicznego, o obfitym dostarczaniu do zbiornika czerwonej substancji laterytowej bogatej w tlenki żelaza.

Stromatolitom kopalnym osady o cechach sedymentacji płytkowodnej towarzyszą nagminnie. Współwystępowanie stromatolitów z oolitami stwierdzili m.in. Kalkowsky (1908) i Berckhammer (1923), a Fentonowie (1937) i Robertson (1960) opisali je z serii zawierających warstwowanie przekątne i zmarszczki prądowe.

Strefa powstawania stromatolitów współczesnych jest jeszcze ści-

ślej określona. Black (1933), Ginsburg (1955), Ginsburg & Lowestam (1958) i Logan (1961) ograniczają ją tylko do strefy pływów. Interesujące są ich obserwacje dotyczące mechanizmu powstawania stromatolitów. Subtelny materiał tworzący laminy stromatolitów, a także grubszy, złożony w interstycjach, pochodzi z szelfu sublitoralnego, skąd szczątki organiczne zostały przyniesione post mortem. Już w strefie pływów następowała selekcja materiału i, podczas gdy drobne i lekkie cząstki osadzały się na macie algowej, większe okruchy pozostawały jako reziduum w szparach między stromatolitami, czemu sprzyjała wypukłość ich powierzchni. Obserwacje Logana (1961) wskazują, że interstycje powstają i utrzymują się dzięki skoncentrowanemu w nich ruchowi wód przypluwowych i załamanych fal, wymiatających sedyment i fragmentaryzujących błonę algową. Według Blacka (1933) indywidualizacja pojedynczych stromatolitów z maty algowej może mieć niekiedy związek z powstawaniem szczelin z wysychania.

Podobne zjawiska obserwuje się i w stromatolitach tatrzańskich. Wyraźne różnice frakcji osadu zgromadzonego w stromatolitach i wypełniającego szpary między nimi wskazuje na selektywną i zwolnioną sedymentację lamin stromatolitów, zrozumiałą na tle właściwości mat algowych. Specjalnymi warunkami sedymentacji na matach algowych tłumaczy się też nadzwyczajna obfitość w laminach stromatolitów mikroorganizmów pelagicznych, które w płytkich i przybrzeżnych osadach nigdy nie odgrywają tak znacznej roli (Colom 1955). Obecność licznych mikroorganizmów pelagicznych oraz okruchów kwarcu nie pozostawia żadnych wątpliwości co do detrytycznej natury sedymentu tworzącego stromatolity. Źródłem tego sedymentu były nieco głębsze i bardziej odległe od brzegu partie zbiornika. Zbieżności form morfologicznych stromatolitów tatrzańskich z dzisiejszymi zaznaczają się mniej wyraźnie. Jedynie ciągle pokrywy stromatolitów *Collenia plana* są bardzo zbliżone do stromatolitów typu A Blacka (1933). Poligonalne formy *Collenia plana* zdają się zbliżać do stromatolitów typu C Blacka (1933) we wczesnych stadiach rozwoju. Wydaje się, że powstawały one na planie poligonów ograniczonych szczelinami z wysychania, ponieważ kontury stromatolitów dokładnie ich kształtom odpowiadają. W przypadku, gdy wąskie szpary dzielące stromatolity są zapoczątkowane nie szczelinami z wysychania, lecz bruzdkami ściekowymi, stromatolity mają kształty wydłużone zgodnie z nachyleniem brzegu (Logan 1961). Stromatolity tego typu powstawały w warunkach optymalnych dla ich rozwoju. Bardziej skomplikowane i złożone formy wiążą się z warunkami niespokojnej sedymentacji. Nadbudowywanie płaskiego stromatolitu przez kilka rozdzielonych od pewnej laminy indywiduów, zbliżonych do kolumnienkowych, jest związane z zakończeniem egzystencji sinic na pewnych odcinkach w związku z epizodem intensywniejszej sedymentacji. Podobne zjawiska były opisywane przez Johnsona (1937) i Maslova (1961). Z przysypa-

niem lub przygnieceniem laminy przez większy okruch detrytyczny wiążą się też zmiany kierunku osi wzrostu stromatolitów.

Stromatolity tatrzańskie wykazują więc daleko idące analogie ze stromatolitami powstającymi dzisiaj, szczególnie pod względem mikrostruktury i charakteru sedymentu, z którego są utworzone.

Zmienność stromatolitów w biohermach nie jest niestety możliwa do prześledzenia ze względu na charakter odsłoneń.

Ogólne analogie ze stromatolitami dziejszymi, a zwłaszcza oparcie kształtu form poligonalnych *Collenia plana* na założeniach szczelin z wysychania, pozwalają na określenie z dużym prawdopodobieństwem miejsca ich powstawania jako strefy pływów, a więc najbardziej peryferycznej partii morza batońskiego, zdobywającego wyspę tatrzańską.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w lipcu 1962 r.

LITERATURA CYTOWANA

- BERCKHAMMER F. 1923. Kryptooolith und Stromatolith im Massenkalk des Weissenjura. — Centralbl. Min. Stuttgart.
- BLACK M. 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. — Roy. Soc. London Phil. Trans., ser. B, vol. 222. London.
- BRADLEY W. H. 1929. Algae reefs and oolites of the Green River formation. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 154.
- CAHEN L., JAMOTTE A., LEPERSONNE J. & MORTELMANS G. 1946. Aperçu sur la question des algues calcaires anciennes du Congo belge et essai de corrélation. — Bull. Soc. Belge Géol., vol. 55.
- COLOM G. 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. — Micropal., vol. 12. New York.
- DŻUŁYŃSKI S. 1952. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the Upper Jurassic limestones in the Cracow area). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI, z. 2. Kraków.
- FENTON C. L. & FENTON M. A. 1937. Belt series of the north: stratigraphy, sedimentation, paleontology. — Bull. Geol. Soc. Amer., 48. Washington.
- GINSBURG R. N. 1955. Recent stromatolitic sediments from south Florida. — J. Paleont., vol. 29.
- GINSBURG R. N. & LOWENSTAM H. A. 1958. The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. — J. Geol., vol. 66, no. 3.
- GÜRICH G. 1906. Les Spongiostromides du Viseen de la province de Namur. — Mém. Mus. Roy. Hist. nat. Belgique, part. 3. Bruxelles.
- JOHNSON J. H. 1937. Algae and algal limestone from the Oligocene of South Park, Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 48. Washington.
- KALKOWSKY E. 1908. Oolith und Stromatolith im Norddeutschen Buntsandstein. — Ztschr. Dt. Geol. Ges., 60.
- KORDE K. B. 1950. Mikroskopičeskaja struktura nasloenii stromatolitov i tipy sochrannosti iskopaemych Cyanophyceae. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, nov. ser., t. 71, no. 6.

- KOTAŃSKI Z. 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatruque dans les Tatras). — Acta Geol. Pol., vol. XI/2—3. Warszawa.
- KRAUSEL R. 1958. Ein Stromatolith vom Kalkplateau in Südwest-Afrika. — Senckenberg. Leth., Bd. 37, H. 1/2.
- LEFELD J. & RADWAŃSKI A. 1960. Planctoniczne liliowce Saccocoma Agassiz w malmie i neokomie wierchowym Tatr Polskich (Les Crinoïdes planctoniques Saccocoma Agassiz dans le Malm et le Néocomien haut-tatruque des Tatras Polonaises). — Acta Geol. Pol., vol. X/4. Warszawa.
- LOGAN B. W. 1961. Cryptozoon and associate stromatolites from the recent, Shark Bay, Western Australia. — J. Geol., vol. 69, no. 5. Chicago.
- LOMBARD A. 1937. Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. — Ecl. Geol. Helv., vol. 30/2. Basel.
- 1945. Attribution des microfossiles du Jurassique supérieur à des Chlorophycées. — Ibidem, vol. 37.
- MASLOV V. P. 1939. Popytka opredelenija vozrasta porod pomoščju stromatolitov. — Probl. Paleont., t. 5.
- 1960. Stromatolity (ich genezis, metod izučenija, svjaž s facijami i geoloģičeskoe značenie na primere ordovika Sibirskoj platformy). — Trudy Geol. Inst., vyp. 41. Moskva.
- MIŠIK M. 1959. Stratygraficke rozpätie Globochaete alpina Lombard. — Geol. Sborn., roč. 10, čís. 2. Bratislava.
- PASSENDORFER E. 1935. Studia nad stratygrafią jury wierchowej w Tatrach. Cz. I (Studien über die Stratigraphie und Palaeontologie des hochtatrischen Jura in der Tatra). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XI. Kraków.
- 1938. Studia nad stratygrafią jury wierchowej Tatr. Cz. II (Étude sur la stratigraphie et paléontologie du Jurassique haut-tatruques dans les Tatras). — Prace Tow. Przyj. Nauk w Wilnie (Trav. Soc. Sc. Lettr. de Wilno, Cl. Sc. Math.-Nat.), t. 12. Wilno.
- 1959. In: Przewodnik XXXII Zjazdu P. T. Geol. Warszawa.
- 1961. Rozwój paleogeograficzny Tatr (Évolution paléogéographique des Tatras). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXX, z. 4. Kraków.
- PEYRE Y. 1959. Étude sur les organisme du Jurassique présentant en section taillé l'aspect de filaments. — Rev. Micropaléont., vol. II/2. Paris.
- PIA J. 1927. Thaliophyta. In: Hirmer M.-Handbuch der Paläobotanik, Bd. I. München.
- POLINARD P. G. 1947. Les niveaux à stromatolithes du système de la Bushimaie aux confins des régions du Kassai et du Katanga. — Ann. Soc. Géol. Belgique, 71, no. 5-7.
- ROBERTSON W. A. 1960. Stromatolites from the Paradise Creek Area, North-Western Queensland. — Bur. Min. Resour. Aust. Report, no. 47.
- RÓŻYCKI S. Z. 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. — Prace I.G. do użytku służbowego. Warszawa.
- REZAK R. 1957. Stromatolites of the Belt series of Glacier National Park and vicinity, Montana. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 294-D.
- WALCOTT C. D. 1914. Pre-Cambrian Algonkian algal flora. — Smithsonian Misc. Coll., 64 (2).

M. SZULCZEWSKI

**STROMATOLITES FROM THE HIGH-TATRIC BATHONIAN
OF THE TATRA MOUNTAINS**

(Summary)

ABSTRACT: The *Collenia* type of stromatolites from the high-tatric Bathonian in the Tatra Mts. in a number of characters resembles the living stromatolites. The laminae of the Tatra stromatolites consist of material that is mainly bioclastic and does not exceed the size of 1 mm., with the predominance of the globigerine-globochaete-halobia assemblage of pelagic organisms. The selective deposition of extremely fine sediments of stromatolite laminae is associated with the presence of blue-green algae. The columnar forms of iron oxides, vertically cutting through the laminae, are more or less accurate replicas of the shape of these algae. The properties of the Tatra stromatolites suggest their shallow-water formation, possibly in the intertidal zone.

The Jurassic stromatolites here discussed come from the Czerwone Wierchy series of the high-tatric zone in the Tatra Mts. They have been collected from the upper floors of valleys of Dolina Miętusia and Dolina Małej Łąki. On the base of an abundant ammonite fauna of the alpine type the age of the limestones which yielded the stromatolites has been dated by E. Passendorfer (1935, 1938, 1961) as Bathonian *Hecticoceras retrocostatum* horizon. The red Bathonian limestones have a very small thickness, as a rule not exceeding 1 m. In result of post-Bathonian erosion associated with Cimmerian movements (Passendorfer 1961, Kortański 1961), they have persisted only as detached lenses and lobes.

The Tatra stromatolites are comparatively small-sized, not more than 10 cm. in height. They all consist convex upward of flat laminae. After the rules of systematics of both Rezak (1957) and Maslov (1960) they are without exception referable to the *Collenia* "form-genus". In principle they do not deviate from the pattern of the *Collenia undosa* groups of Maslov (1960). The writer does not think it advisable to follow here Maslov's (1960) recommendation of the use of additional name-prefixes to define the microstructure of stromatolites. This standpoint is suggested by the richness of microstructural features in the Tatra stromatolites owing to which it is hardly possible to designate them by a single name-prefix, while the introduction of additional ones is inconvenient and leads to an abridged description.

The Bathonian Tatra stromatolites occur either in definite horizons where they form biostromes that resemble the cobbles on the nearly flat surfaces of the fossil floor (fig. 1), or as detached stromatolites which are dispersed at random in various horizons and do not form compact biostromes. The stromatolites occurring as biostromes are polygonal in

shape (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 1). They are separated by interstices, some millimeters in width, filled in by unlaminated limestone, usually rich in large-sized clastic material (fig. 2; pl. II, fig. 3; pl. III, fig. 2). The stromatolites in biostromes have a very simple structure. Because of their flat and regular lamination they are identical with *Collenia plana* (Maslov 1960). The detached stromatolites, dispersed in the rock-mass, display greater shape variation, which fits, however, into the shape pattern of the *Collenia undosa* group. The occurrence is noted of domed forms with laminae, gradually reaching to the basal surface, and of stromatolites shaped like inverted truncated domes with a rather small apical angle. The shape of numerous stromatolites is altered during growth. These variations may be expressed by differences in the course of the growth axis (pl. II, fig. 2), or by the continued growth of a single larger stromatolite over several smaller ones which are separated by interstices and together occupy a surface that is smaller than the initial surface (fig. 3). All these irregularities may be interpreted by ecological factors, particularly by the changes of seasonal intensity of sedimentation. Besides stromatolites there are rather rare onkolites. Their laminae do not in any way differ from those of stromatolites, but they overgrow mobile detritic fragments, e.g. ammonite shells (fig. 5). The genetic relationship and the unbroken continuity of the forms from stromatolites to onkolites is thus quite plainly shown.

The significance of the Tatra stromatolites consists primarily in their interesting microstructure which comes much nearer to that of the living stromatolites than the microstructure of Precambrian or Paleozoic forms. The genetic and ecologic conclusions that may be drawn on microstructural features indicate far reaching analogies between the Tatra stromatolites and the living forms described from the Andros Island in the Bahamas (Black 1933), from the south coast of Florida (Ginsburg 1955, Ginsburg & Lowestam 1958) and from Shark Bay in western Australia (Logan 1961).

The Tatra stromatolites are built of calcite and of trivalent iron oxides. The lamination (pl. IV, fig. 1, 2) is expressed mainly by the varying proportion of these two mineral components. The lighter laminae are thicker (up to 6 mm.), the darker ones thinner (up to 2 mm.). The calcite sediment of which the lighter laminae mainly consist displays a distinctly bioclastic character. The predominant constituent here is an assemblage of planktonic micro-organisms in which the "globigerines" and *Globochaete alpina* Lombard predominate (pl. VI, fig. 1, 2). Equally characteristic are the thin calcite fibres which most likely represent sections of thin-shelled pelecypods (pl. VI, fig. 1). They are sometimes referred to as Halobia or "filaments d'Algues" (Peyre 1959). All these organisms are characteristic of the Jurassic pelagic facies of the Mediterranean (Colom 1955). Though the globochaetes are still

absent from the Dogger strata of the western Tethys (Colom 1955) in the Carpathians they appear as early as the Middle Triassic (Mišík 1959), while in the Polish Tatra they have thus far been reported since the Oxfordian (Lefeld & Radwański 1960). Fragments of crinoids, as a rule impregnated by iron oxides, sporadically occur side by side with the tiny, usually complete micro-skeletons. Fragments of detritic quartz are fairly frequent, too. The organisms and organic detritus remains contained in the laminae of stromatolites are not more than 1 mm. in size. In the interstices an increase is noted of the bioclastic fraction and of the relative amount of crinoid remains (pl. VI, fig. 3, 4), also the appearance of limestone and dolomite detritic fragments of inorganic origin which may be even 1 cm. in diameter.

The lighter laminae are permeated by many columnar accumulations of iron oxides, about 0.5 mm. in diameter, occasionally bifurcated (pl. V, fig. 1, 2, 3, 4). The fact of the strict confinement of these assemblages to the stromatolites, along with their complete lack in the surrounding rockmass, also their unvarying shape and constant vertical orientation in relation to the laminae, suggest that they are the fillings of hollows after the blue-green algae of which the stromatolites were once built. In no case do they represent the later iron oxide assemblages, since the post-sedimentary migrations were expressed in a different way, as stylolites (pl. VI, fig. 4). Iron-oxide-filled hollows after blue-green algae, similar in shape and size, were described by Maslov (1960) from the Ordovician *Collenia* of the Siberian Platform as *Fruitezites arboriformis*. The lack of characteristic and constant geometric features in the iron accumulations which would be a replica of the structure of the blue-green algae impedes their more accurate systematic assignment. It is hence hardly possible to determine whether the iron oxides accumulated in result of the life processes of the blue-green algae, as is supposed by Maslov (1960), or after their death.

The microstructure of the Tatra stromatolites plainly indicates the complex mechanism at play in the formation of stromatolites, which is due both to organic forces and physical processes. Moreover, it suggests the selective character of sedimentation of stromatolite laminae that is also noted in the living stromatolites (Black 1933, Ginsburg 1955). Hence, the Tatra stromatolites must have developed in the same way and under analogous conditions as the living forms. The polygonal shape of the *Collenia plana* type of stromatolites, occurring in biostromes, reasonably suggests that their development followed a polygonal pattern associated with mud-cracks. Therefore, it may be supposed that, like all the living forms, they developed in the intertidal zone. The presence in the Tatra Bathonian of an organic assemblage with predominant ammonites and less frequent brachiopods and crinoids, the taphonomic features of the sediment (such as local accumulation of ammonite shells,

vestiges of their mechanical crumbling, etc.), the abundance of clastic material, relicts of interstratal erosion, the strong oxidation of iron compounds, the reduced thickness of sediments and symptoms of pre-Bathonian and post-Bathonian erosion, all speak in favour of a shallow marine environment, possibly in the intertidal zone.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, July 1962

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I-VI

DESCRIPTION OF PLATES I-VI

PL. I

Fig. 1

Górna powierzchnia stromatolitów *Collenia undosa* rozdzielonych interstycjami
Upper surface of *Collenia undosa* stromatolites separated by interstices

Fig. 2

Górna powierzchnia stromatolitów poligonalnych *Collenia plana* rozdzielonych interstycjami

Upper surface of polygonal *Collenia plana* stromatolites separated by interstices

PL. II

Fig. 1

Górna powierzchnia stromatolitów poligonalnych *Collenia plana* rozdzielonych interstycjami

Upper surface of polygonal *Collenia plana* stromatolites separated by interstices

Fig. 2

Zmiana kierunku osi wzrostu stromatolitu wywołana przygnięciem go przez okruch wapienia

Change in direction of growth axis of stromatolite due to overburden of limestone fragment

Fig. 3

Przekrój pionowy stromatolitów *Collenia undosa* rozdzielonych interstycjami wypełnionymi materiałem klastycznym

Vertical section of *Collenia undosa* stromatolites with interstitial spaces filled in by clastic material

PL. III

Fig. 1

Przekrój pionowy stromatolitów *Collenia undosa* przykrytych niewarstwowanym wapieniem bogatym w materiał klastyczny

Vertical section of *Collenia undosa* stromatolites covered by unstratified limestone with rich clastic material

Fig. 2

Przekrój pionowy stromatolitów *Collenia planotumulosa*. W interstycjum i w wapieniu przykrywającym stromatolit widoczny jest obfity materiał klastyczny

Vertical section of *Collenia planotumulosa* stromatolites, showing abundant clastic material within the interstice and within the limestone coating of the stromatolite

PL. IV

Fig. 1

Stromatolity *Collenia undosa* przedzielone interstycjum wypełnionym nielaminowanym wapieniem zawierającym materiał klastyczny × 1,5

Collenia undosa stromatolites with interstitial spaces filled in by unlaminated limestone containing clastic material × 1,5

Fig. 2

Laminacja w stromatolicie *Collenia plana*. Ułożenie kolumnkowych skupień tlenków żelaza w jasnych laminach oddaje pierwotne ustawienie sinic × 1,5

Lamination in a *Collenia plana* stromatolite. The columnar arrangement of iron oxide accumulations in light laminae is a replica of the original arrangement of blue-green algae × 1,5

Fig. 3

Przekrój poziomy stromatolitów *Collenia plana* rozdzielonych interstycjami. Wypełnienia tlenkami żelaza próżni po sinicach zaznaczają się jako ciemne punkty × 2

Vertical section of *Collenia plana* stromatolites with interstitial spaces. The hollows after blue-green algae filled with iron oxides are indicated by dark points × 2

Fig. 4

Skupienia tlenków żelaza o kształcie skupienia sinic w przekroju pionowym jasnej laminy stromatolitu *Collenia plana* × 40

Iron oxide accumulations in shape corresponding to the accumulations of blue-green algae seen in vertical section of a light lamina of the *Collenia plana* stromatolite × 40

PL. V

Fig. 1

Przekrój pionowy laminy stromatolitu. Rozgałęziające się skupienia tlenków żelaza stanowią wypełnienia próżni po sinicach współdziałających w procesie powstawania stromatolitu × 30

Vertical section of a stromatolite lamina. The branched iron oxide accumulations fill in hollows after blue-green algae which co-operated in the formation process of the stromatolite × 30

Fig. 2

Skupienia tlenków żelaza w próżniach po sinicach w przekroju poziomym stromatolitu × 32

Iron oxide accumulations filling in hollows after blue-green algae, seen in horizontal section of the stromatolite × 32

Fig. 3

Kolumnkowe skupienia tlenków żelaza podkreślające pierwotną orientację sinic w stromatolicie w przekroju pionowym × 10

Columnar accumulations of iron oxides stress the original orientation of blue-green algae in vertical section of the stromatolite × 10

Fig. 4

Skupienia tlenków żelaza wypełniające próżnie po sinicach na granicy stromatolitu i interstycjum × 30

Iron oxide accumulations filling in hollows after blue-green algae on the boundary of the stromatolite with the interstice × 30

PL. VI

Fig. 1

„Globigerynowo”-halobiowo-globochetowy zespół mikroorganizmów planktonicznych w laminie stromatolitu × 40

“Globigerine”-globochaete-halobia assemblage of planktonic organisms within a stromatolite lamina × 40

Fig. 2

Przekroje „globigeryn” i *Globochaete alpina* Lombard w laminie stromatolitu × 100

Sections of “globigerines” and of *Globochaete alpina* Lombard within a stromatolite lamina × 100

Fig. 3

Sedyment otaczający stromatolit. Widoczne są szczątki szkarłupni impregnowane tlenkami żelaza, przekroje cienkoskorupowych małżów i *Globochaete alpina* Lombard × 35

Sediment coating the stromatolite, with echinoid remains impregnated by iron oxides, sections of thin-shelled pelecypods and *Globochaete alpina* Lombard × 35

Fig. 4

Sedyment krynoidowo-halobiowy otaczający stromatolit. Widoczny jest stylolit przecinający trochit liliowca × 30

Crinoidal-halobia sediment coating the stromatolite, with stylolite in the trochite of the crinoid × 30

Wszystkie zdjęcia wykonał M. Mazek
All photos by M. Mazek



Fig. 1

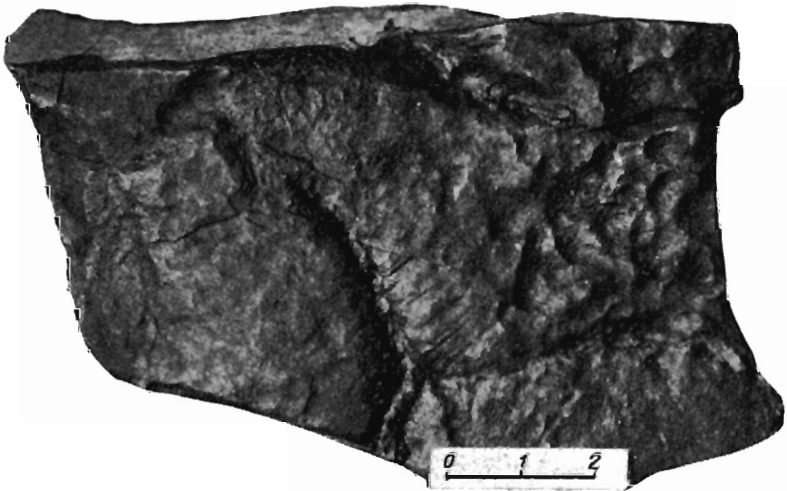


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 1



Fig. 2

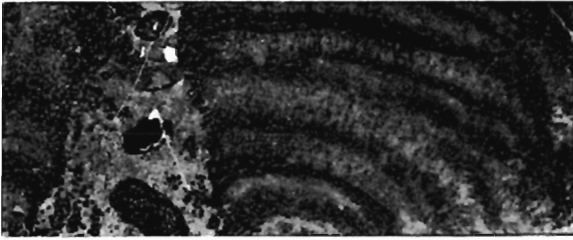


Fig. 1

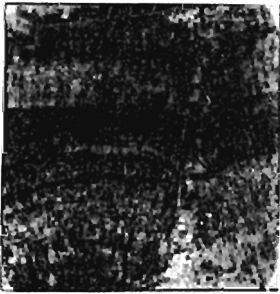


Fig. 2



Fig. 3

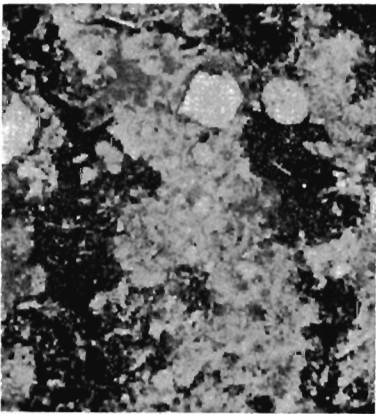


Fig. 4

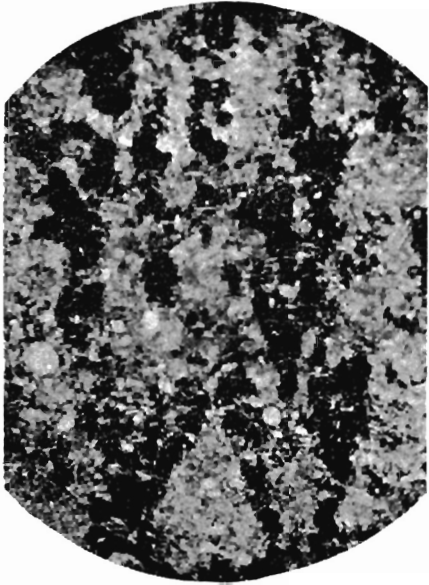


Fig. 1

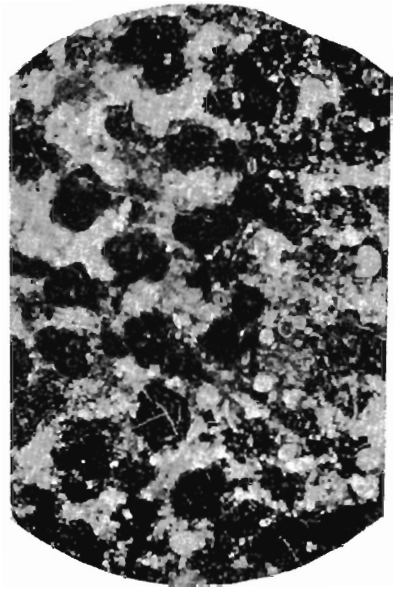


Fig. 2

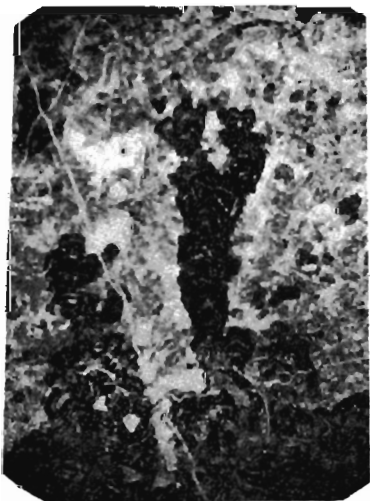


Fig. 3

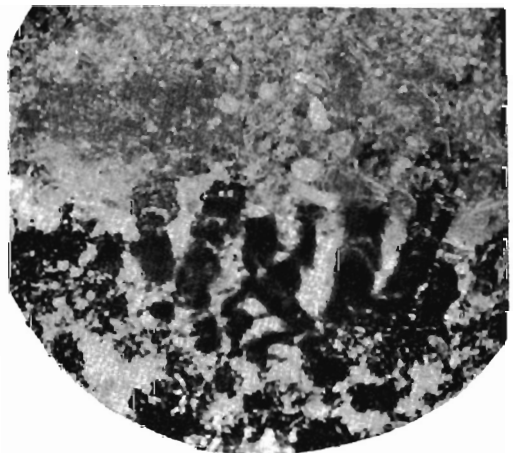


Fig. 4



Fig. 1



Fig. 2

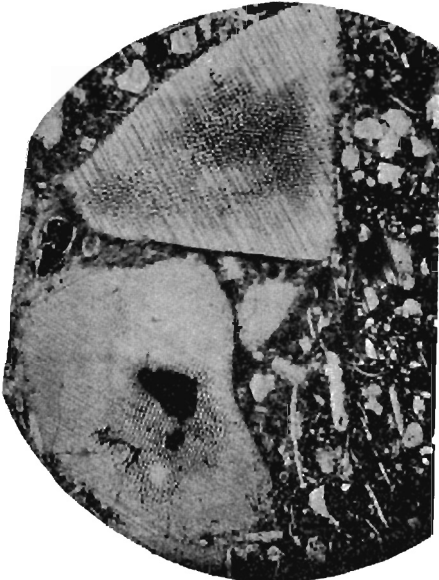


Fig. 3



Fig. 4