

MICHAŁ SZULCZEWSKI

Stromatolity jurajskie w Polsce

STRESZCZENIE: Praca traktuje o wszystkich znanych dawniej oraz znalezionych przez autora stromatolitych jurajskich z Polski. Są to stromatolity batońskie z Tatr, dolno- i górnokelowejskie z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, kelowejskie i dolnoksfordzkie z Jury Krakowsko-Częstochowskiej oraz kelowejskie z wierceń na Niżu Polskim. Rozważono koncepcje organicznej i nieorganicznej genezy stromatolitów jurajskich i wykazano konieczność traktowania ich jako struktur biosedymentacyjnych. Opisane zostały formy stromatolitów i charakter ich asocjacji. Szczegółowo opisane zostały mikrostruktury stromatolitów. Na podkreślenie zasługuje obfitość materiału detrytycznego i jego selektywne osadzanie w stromatolitych jurajskich oraz zależność mikrostruktur stromatolitów od charakteru petrograficznego skał otaczających. Przedstawione profile ilustrują pozycję stromatolitów w rozwoju sedymentacji jurajskiej. Zwrócono uwagę i wyjaśniono prawidłowości w występowaniu stromatolitów: związek z lukami stratygraficznymi, z osadami transgresywnymi i regresywnymi, z kondensacją stratygraficzną i wymieszaniem fauny różnowiekowej oraz z osadami wybitnie płytkowodnymi. Wskazano również na ograniczenie występowania stromatolitów jedynie do obszarów epikontynentalnych oraz do grzbietów intrageoantyklinalnych w obszarach geosynklinalnych. Na podstawie analizy profilów ze stromatolitych jurajskimi oraz przez porównanie ze stromatolitych współczesnymi, rozpatrzono możliwość wykorzystania stromatolitów jurajskich jako wskaźnika facjalnego. Stwierdzono, że stromatolity jurajskie są analogiczne pod względem sposobu powstawania do współczesnych stromatolitów morskich i należy je traktować jako wskaźnik strefy litoralnej oraz najpłytszej części strefy infralitoralnej. Pewne typy stromatolitów mają jeszcze bardziej ograniczony zasięg występowania. Porównanie jurajskich i innych mezozoicznych stromatolitów ze stromatolitych przedmezozoicznymi i współczesnymi wskazuje na bliższe analogie stromatolitów mezozoicznych do współczesnych, niż do staropaleozoicznych i prekambryjskich. Z obecności i charakterystyki stromatolitów wyciągnięto wnioski dotyczące przebiegu sedymentacji oraz paleogeografii w obszarach ich występowania.

WSTĘP

Przedmiotem badań, których wyniki przedstawione są w niniejszej pracy, były wszelkie znane dotychczas i znalezione przez autora stromatolity występujące w polskiej jurze. Nowych horyzontów stromatolitych poszukiwano we wszystkich obszarach, gdzie odsłaniają się

wapienie jurajskie, a więc w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej, w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w Tatrach i w Pieninach. Poszukiwania przyniosły pozytywne rezultaty we wszystkich wymienionych obszarach za wyjątkiem Pienin. Najbardziej interesujący okazał się dogger i najniższy malm, które obfitują w liczne luki stratygraficzne i wykształcone są często jako osady płytkowodne. Z tych też ogniw stratygraficznych pochodzą wszystkie opisane w pracy stromatolity. Tak więc dysponowano stromatolitami znanymi już dawniej z batonu Tatr (Passendorfer 1959, 1961) i górnego keloweju Jury Krakowsko-Częstochowskiej (Różycki 1938, 1953) oraz opisanymi po raz pierwszy stromatolitami z batonu (?), dolnego i górnego keloweju obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, a także z dolnego oksfordu (poziom *Cardioceras cordatum*) Jury Krakowskiej. Udostępniłone zostały autorowi również przez doc. dr J. Znoskę stromatolity z wiercenia Płońsk I i przez mgr Marlenę Sodies z jury łączyckiej. Należy się spodziewać, że zwrócenie baczniejszej uwagi na stromatolity pozwoli na odnalezienie ich jeszcze w nowych poziomach i na bardziej rozległych obszarach.

Dziękuję serdecznie prof. dr E. Passendorferowi za zaproponowanie mi tematu pracy i liczne cenne uwagi, jak również doc. dr Z. Kotańskiemu za kierownictwo naukowe i za troskliwą opiekę nad całokształtem pracy. Za liczne trafne sugestie i wszechstronną pomoc serdecznie dziękuję prof. dr S. Dżułyńskiemu, doc. dr J. Znosce, dr A. Radwańskiemu, dr B. Łackiej i mgr M. Siemiątkowskiej.

HISTORIA BADAŃ STROMATOLITÓW

Historia badań nad stromatolitami obejmuje już okres 80-letni, w którym pojawiło się około 400 publikacji poświęconych temu zagadnieniu. Rys historyczny przeze mnie podany będzie miał szczególny charakter. Opieram się mianowicie świadomie na wybranych pracach, traktując je jako ilustrację i dokument pewnych etapów badań nad stromatolitami oraz pewnych szkół i stanowisk. Pomijam tym samym szereg prac o charakterze jedynie faktograficznym lub czysto regionalnym, nie wnoszących do rozważań nad stromatolitami nowych myśli o bardziej zasadniczym znaczeniu. Więcej uwagi poświęcam natomiast pracom autorów, których wieloletnie i wnikliwe studia nad stromatolitami dobrze ilustrują ewolucję poglądów w tej dziedzinie i jej przyczyny.

Zasadniczymi problemami, które wzbudzały szczególne zainteresowanie badaczy stromatolitów, była natura stromatolitów, problem ich klasyfikacji, kwestia znaczenia stratygraficznego stromatolitów oraz zagadnienie ich przydatności dla celów analizy facjalnej. Historię badań stromatolitów przedstawię przede wszystkim jako wieloletnią dyskusję tych zagadnień.

Bardziej szczegółowy obraz historii badań stromatolitów i bogatą bibliografię do 1960 r. można znaleźć w pracy V. P. Maslova (1960). Również obszerną bibliografię, zawierającą szereg nowszych pozycji, zebrała także F. Debrenne (1963).

Lata 1884—1914

Zainteresowanie geologów i paleontologów stromatolitami sięga osiemdziesiątych lat XIX stulecia. Pierwszy etap badań dał niewiele myśli, które by miały szansę długowieczności. Z tego czasu datują się natomiast pierwsze znaleziska — zaczątkowy materiał, który stał się podstawą późniejszych rozważań dotyczących genezy i klasyfikacji stromatolitów. Poszczególne prace jeszcze nie wiązały się ze sobą, powstawały w oderwaniu od obserwacji innych badaczy i nie potrafiły na razie postawić we właściwy sposób zasadniczych problemów. Termin „stromatolit”, stanowiący wspólny mianownik dla form coraz to znajdowanych, na początku tego okresu jeszcze nie istniał. Znajdowane wówczas formy, określone później jako stromatolity, uważano więc albo za enigmatyki, albo za organizmy w systematyce bardzo odległe od tych, które dzisiaj wiążemy ze stromatolitami. I tak, J. Hall (1884, fide Maslov 1960) znalazł i opisał skamieniałość *Cryptozoon proliferum*, w nazwie której zawierało się już przekonanie o jej zwierzęcym pochodzeniu. Tym niemniej okazała się ona później stromatolitem, podobnie jak *Archaeozoon* opisany przez G. F. Matthews (1907, fide Maslov 1960). Nieco później G. Steinmann (1911) uznał za koralą odkrytą przez siebie formę *Gymnosolen ramsayi*.

Na początku XX w. pojawiły się pierwsze próby syntetycznego ujęcia form, których odrębność od znanych dotychczas skamieniałości stawała się coraz bardziej oczywista. G. Gürich (1908) dla laminowanych form z wizenu Belgii kreował nową rodzinę *Spongiostromidae*, którą — rozważywszy co prawda możliwość zaliczenia jej do glonów — uznał w końcu za *Protozoa*. Dla podobnych form z pstrego piaskowca północnych Niemiec E. Kalkovsky (1908) zaproponował nazwę „*Stromatolithi*”, lecz ich powstanie przypisał działalności życiowej mchów lub porostów.

Jednocześnie pojawiły się pierwsze publikacje poświęcone sinicowym „water biscuits” i „tufom” współcześnie tworzącym się w jeziorach i rzekach (G. Murray 1895 — fide Maslov 1960, Forel 1904, Clarke 1900, i inni). Utwory te miały postać kongrecji lub tufów i powstawały w wyniku wytrącania węglanu wapnia na zewnątrz sinic, w sposób nie pozwalający na ich fosylizację. Wagi tych znalezisk dla odcyfrowania natury stromatolitów kopalnych nikt jednak jeszcze wówczas nie dostrzegł.

Lata 1914—1933

W 1914 roku C. D. Walcott opisał szereg prekambryjskich stromatolitów z Montany. Opisał je jako algi, obdarzając łacińskimi nazwami rodzajowymi i gatunkowymi, niemniej jednak zdawał sobie sprawę ze sztucznego charakteru własnej klasyfikacji, opartej na zmienności form zewnętrznych. C. D. Walcotta uderzyło podobieństwo wewnętrznej struktury form algonckich do współczesnych „water biscuits”, wyraził więc przypuszczenie, że są one również dziełem aktywności sinic. Znaczna część Walcottowskich alg okazała się co prawda później (Fenton & Fenton 1936) strukturami nieorganicznymi, ale niektóre z nich (*Collenia*, *Newlandia*) były rzeczywiście stromatolitami. Praca C. D. Walcotta, powszechnie znana i cytowana, związała definitywnie stromatolity z glonami i od tej pory główny nurt badań podążył w wytkniętym przez C. D. Walcotta kierunku. Przez pierwsze dwa dziesiętki lat od ukazania się pracy C. D. Walcotta, zgodnie z jego poglądami, glonowa natura stromatolitów rozumiana była dosłownie i traktowano je jako sfosylizowane glony. W. H. Twenhofel (1919), zdając sobie sprawę z nieokreślonego stosunku, w jakim pozostaje stromatolit do thallusa glonów, użył w to miejsce terminu „coenoplase”. Tworzący ją węglan wapnia miał być wytrącony w związku z absorpcją dwutlenku węgla przez plechę, a brak zachowania jej struktury wewnętrznej, różniący stromatolity od innych glonów, tłumaczono charakterem plechy, która nie podlegała fosylizacji (Blackwelder 1915).

Termin „stromatolit”, aczkolwiek utworzony już w 1908 r., nie wszedł jeszcze w powszechne użycie, ponieważ przekonanie o glonowej istocie stromatolitów skłaniało do powszechnego nazywania po prostu algami struktur określanych dziś jako stromatolity. Popularność termin ten uzyskał dopiero, kiedy J. Pia (1927) w swojej klasyfikacji glonów silnie zaakcentował odrębność stromatolitów od pozostałych glonów, polegającą przede wszystkim na braku organicznej struktury wewnętrznej. Za blisko spokrewnione ze stromatolitami uznał J. Pia opisane przez G. Güricha (1906) i Twenhofela (1919) twory o budowie koncentrycznej, które nazwał „Oncolithi”. Jedne i drugie połączył w rodzinę *Spongiostromata*, którą umieścił wśród sinic. Wśród rodzajów uznanych przez J. Pię za stromatolity znalazły się: *Weedia* Walcott, *Spongiostroma* Gürich, *Collenia* Walcott, *Cryptozoon* Hall, *Archaeozoon* Matthew i *Gymnosolen* Steinmann. Jednak i J. Pia, podobnie jak niegdyś C. D. Walcott (op. cit.), zdawał sobie sprawę z umowności własnej klasyfikacji i wątpił w rzeczywistą biologiczną wartość wyróżnionych rodzajów. Niektórzy autorzy (Reis 1923, Pia 1926, Hoeg 1929) spodziewali się, że pojedynczy stromatolit może być dziełem zespołu glonów. Do wniosków takich prowadziła analiza „water biscuits” i stromatolitów trzeciorzę-

dowych. Kryzys dotychczas stosowanej klasyfikacji miał się zastrzyć jeszcze bardziej, kiedy dotychczasowe poglądy na naturę stromatolitów okazały się błędne.

Okres po 1933 r.

Punktem zwrotnym w historii badań stromatolitów stało się odkrycie przez M. Blacka (1933) w ramach „International Expedition to the West Indies” współczesnych, „żywych” stromatolitów na wybrzeżu wyspy Andros (archipelag Bahama). Nie były to już „water biscuits”, znacznie różniące się od większości stromatolitów kopalnych, lecz formy o narzucających się analogiach do stromatolitów znanych geologom. Nowe odkrycie zachwiało dotychczasowymi poglądami na genezę stromatolitów, M. Black wykazał bowiem niezbicie, że pojedynczy stromatolit powstaje w wyniku egzystencji nie jednego organizmu, lecz licznego ich zespołu, na który składają się przedstawiciele nie dość że różnych gatunków, ale nawet różnych rodzajów sinic. Co więcej — węglan wapnia, z którego utworzone są stromatolity, okazał się być bynajmniej nie produktem prowadzonej przez sinice fotosyntezy, ale drobnym detrytusem organicznym, mechanicznie przez nie związanym. Również doniosłe znaczenie miały także obserwacje Blacka dotyczące środowiska powstawania stromatolitów. Okazało się, że stromatolity bahamskie powstają wyłącznie w strefie pływów i nie tworzą się poniżej poziomu odpływu. Otworzyła się w ten sposób nowa perspektywa wykorzystania stromatolitów dla celów analizy facjalnej i wyłączenia ich spośród dotychczas jednolicie pod względem ekologicznym traktowanych glonów kopalnych.

Już w dwa lata później ukazała się pierwsza praca o kopalnych stromatolitach, oparta na analogiach z algowymi osadami odkrytymi przez M. Blacka (Young 1935). Nie wszyscy jednak geologowie zajmujący się stromatolitami wyciągnęli z pracy M. Blacka właściwe konsekwencje, lub też wyciągnęli je nieprędko. Bardzo charakterystyczna była, podyktowana odkryciami M. Blacka, zmiana stanowiska u Fentonów, wieloletnich (1927—1936) badaczy paleontologii i stratygrafii serii Belt w Montanie, z której stromatolity opisał niegdyś C. D. Walcott (op. cit.). Fentonowie, którzy początkowo (Fenton & Fenton 1931, 1933) uznawali stromatolity, nie używając zresztą nigdy tego terminu, za prawdziwe skamieniałości algowe, pod wpływem pracy M. Blacka doszli do wniosku, że dotychczas wyróżnionych rodzajów i gatunków stromatolitów nie należy traktować jako biologicznych jednostek taksonomicznych, lecz można je uważać jedynie za „form genera” i „form species”, wyróżnione tylko dla potrzeb praktycznej klasyfikacji (Fenton & Fenton 1937). Niemniej jednak stanęli oni na stanowisku, że każdy „gatunek” stromatolitów reprezentuje określony zespół gatunków i rodzajów organizmów,

które żyjąc w zamkniętej asocjacji decydowały o zewnętrznym kształcie stromatolitu. Stanowisko to wynikało z chęci pogodzenia dotychczasowego paleontologiczno-stratygraficznego kierunku badań nad stromatolitami ze stwierdzeniami M. Blacka. A perspektywą, która w tych latach rysowała się wyraźnie, było wykorzystanie stromatolitów dla celów stratygrafii jako skamieniałości przewodnich. Perspektywa ta była bardzo pożądana, ponieważ w seriach prekambryjskich, a nawet i staropaleozoicznych stromatolity były niejednokrotnie jedynymi pospolicie występującymi śladami życia organicznego.

Na podobnym do Fentonów stanowisku stanął również J. H. Johnson (1937, a zwłaszcza 1940 i 1946) i szereg innych autorów. W ZSRR, gdzie w latach trzydziestych rozpoczęto intensywne badania nad stromatolitami, konsekwencje z pracy M. Blacka wyciągnięto bardzo późno (Maslov 1950). Być może właśnie dlatego w ZSRR bardzo silnie rozwinęła się idea stratygraficznego wykorzystywania stromatolitów. Wybitny badacz stromatolitów, V. P. Maslov, po wczesnych pracach o charakterze opisowo-paleontologicznym, dokonał pierwszych prób wykorzystania stromatolitów jako skamieniałości przewodnich (Maslov 1939a,b). Wzorując się na Maslovie, podobną próbę w Kongu Belgijskim podjęli L. Cahen et al. (1946). Z czasem jednak powszechnym stał się pogląd, że stratygraficzna rola stromatolitów nie przekracza ram korelacji lokalnej (Rezak 1957, Robertson 1960, i inni). Później również Maslov (1960) przyznał, że znaczenie stromatolitów jako skamieniałości przewodnich nie jest jeszcze dostatecznie udowodnione, mają one jednak także i jego zdaniem duże znaczenie dla korelacji lokalnych. Pomimo to Maslov wyraża nadzieję, że stromatolity będą mogły służyć do wyznaczania wieku warstw nie gorzej od rzeczywistych skamieniałości. Ta opinia musi mieć źródło w nadziei na znalezienie takich stromatolitów, w których niepowtarzalne cechy biologiczne będą dominować nad cechami nadanymi stromatolitom przez czynniki zewnętrzne. I rzeczywiście, już wcześniej V. P. Maslov (1959) wypowiedział pogląd, że zmiany środowiska wywołują zmiany mikrostruktury i kształtów stromatolitów zapewne poprzez zmianę cenozy tworzących je organizmów. Pogląd ten nie jest niczym innym, jak tylko nowym wcieleniem koncepcji Fentonów (1937). Nic w tym dziwnego, bowiem takie musi być założenie każdej próby wykorzystania zróżnicowania zewnętrznych form stromatolitów dla celów stratygrafii uniwersalnej.

Aby poszerzyć skromny zespół cech, na podstawie których klasyfikuje się stromatolity, V. P. Maslov (1956, 1960) dodał do nich również mikrostruktury. Powstała w ten sposób klasyfikacja operująca wieloczłonowymi nazwami łacińskimi, odnoszącymi się zarówno do kształtów, jak i do mikrostruktur stromatolitów.

Odmianą linię reprezentują inni wieloletni radzieccy badacze stromatolitów: P. S. Krasnopéeva, K. B. Kerde i A. G. Vologdin. P. S. Krasno-

peeva (1946), podobnie jak później K. B. Korde (1954), oparła klasyfikację stromatolitów jedynie na mikrostrukturach, nie biorąc w ogóle pod uwagę zewnętrznych form stromatolitów, które zależą od czynników ekologicznych (Korde 1954, 1961). Pojawiły się w związku z tym liczne nowe rodzaje i gatunki stromatolitów, traktowane w sposób zupełnie dosłowny i nieporównywalne z materiałem dawniej opisanym. Cechami mikroskopowymi, na których oparto diagnozy, były w większości przypadków niesfosylizowane sinice o widocznej budowie komórkowej, ale również charakter petrograficzny kalcytu w laminach stromatolitów, uznanego za sfosylizowany śluz otaczający komórki glonów. Podobnie A. G. Vologdin (1955) uważał, że stromatolity są szczątkami sinic oraz produktami ich działalności życiowej i utożsamiał nazwy glonów tworzących stromatolity z nazwą samych stromatolitów.

Kierunek zmierzający do szukania śladów organizmów budujących stromatolity w ich mikrostrukturze i oparcia klasyfikacji na mikrostrukturach w nadziei na ich wykorzystanie dla celów stratygraficznych jest wynikiem dotychczasowego niepowodzenia klasyfikacji opartej na zewnętrznym kształcie stromatolitów. Niemniej jednak realizacja tej zasady, tj. przyjęte przez Korde i Krasnopeewą kryteria wyróżniania jednostek taksonomicznych i sposób ich dokumentacji wzbudziły zasadnicze zastrzeżenia. Dał im wyraz V. P. Maslov (1960) podkreślając m.in., iż nie można zapominać, że stromatolity są wynikiem zarówno działalności życiowej glonów, jak i mechanicznego osadzania węgla wapnia, a także procesów epigenetycznych. Pogląd ten ujął V. P. Maslov (1961) jeszcze dobitniej w następnej pracy, wyróżniając spośród sześciu możliwych sposobów osadzania węgla wapnia sposób „mieszany” czyli „stromatolitowy”, w którym uczestniczą pospołu chemiczne, biochemiczne i fizjologiczne wytrącanie, z udziałem mechanicznego osadzania materiału terrygenicznego. Zastrzeżenia V. P. Maslova nie znalazły oddźwięku i w 1962 r. ukazała się monografia A. G. Vologdina, wieńcząca jego przeszło dwudziestoletnie badania, rozwijająca zasadnicze tezy wyrażone we wcześniejszej pracy (Vologdin 1955). Zdaniem A. G. Vologdina korelacja warstw w oparciu o formy zewnętrzne stromatolitów nie jest możliwa do przeprowadzenia, gdyż nie ma prostej zależności między formą stromatolitów, a gatunkami tworzących je glonów. A. G. Vologdin rozszerzył kryteria klasyfikacji sinic na ogólną mikrostrukturę stromatolitów odzwierciedlającą jego zdaniem charakter sfosylizowanego śluzu, w wyniku czego wyróżnił 21 zupełnie nowych rodzin, 62 nowe rodzaje i 126 nowych gatunków glonów. A. G. Vologdin nie cytuje żadnych prac dotyczących stromatolitów współczesnych i w ogóle nie ustosunkowuje się do ich osiągnięć, stojących w sprzeczności z głoszonymi przez siebie poglądami. Opisanym przez siebie „glonom” A. G. Vologdin przyznaje jako skamieniałościom przewodnim w skałach staropaleozoicznych rolę większą od tak renomowanych grup zwierzęcych jak trylobity. Tak więc w pracach

Krasnopeevej, Korde i Vologdina poglądy na temat stromatolitów osiągnęły znowu swój biegun biologiczny.

Tymczasem w badaniach nad stromatolitami pojawił się znowu nurt wpływający z nowych odkryć stromatolitów współczesnych. Znalaziono współcześnie tworzące się stromatolity na południowych wybrzeżach Florydy (Ginsburg 1955, Ginsburg & Lowenstam 1958), na zachodnich wybrzeżach Australii (Logan 1961) i na archipelagu Bahama (Monty 1965). Odkrycia te potwierdziły obserwacje M. Blacka (op. cit.) i wykazały, że obserwowany przez niego sposób i warunki powstawania stromatolitów nie były szczególnym przypadkiem, lecz są prawidłowością w odniesieniu do wszystkich stromatolitów dzisiejszych. Wzbogacona znajomość stromatolitów współczesnych na nowo skłoniła geologów do transponowania prawideł powstawania stromatolitów współczesnych na stromatolity kopalne. Środek ciężkości geologicznego znaczenia stromatolitów przesunął się dzięki tym pracom w kierunku wykorzystania ich jako wskaźników facjalnych. Pojawiły się prace, które warunki tworzenia się pewnych stromatolitów kopalnych utożsamiają z warunkami powstawania ich odpowiedników dzisiejszych (Rezak 1957; Ginsburg 1960; Szulczewski 1963a; Carozzi & Davis 1964; Radwański & Szulczewski 1965, 1966; i inni). Wreszcie we wspólnej pracy B. W. Logana, R. Rezaka i R. N. Ginsburga (1964) wyciągnięto ostateczne wnioski ze spostrzeżeń nad ekologią stromatolitów współczesnych. Zróznicowanie form stromatolitów współczesnych wynika z wpływu różnych środowisk na matę algową. Z kształtu stromatolitów kopalnych można zdaniem tych autorów odtworzyć zatem charakter środowiska ich powstania. Stosowana dotychczas klasyfikacja nie jest dla tego celu właściwa i w świetle badań aktualistycznych jest nieuzasadniona. Na jej miejsce autorzy proponują zatem uproszczoną, czysto geometryczną klasyfikację, opierającą się na sposobie uporządkowania półkulistych lub kulistych lamin w zespołach stromatolitów. Nowa klasyfikacja operuje symbolami literowymi i pozwala na rejestrowanie w formie wzorów, wertykalnych zmian formy stromatolitów. Wyróżnione typy stromatolitów zostały związane z określonymi środowiskami strefy pływów.

Z drugiej strony, dalej pojawiają się liczne prace poświęcone stratygraficznemu aspektom stromatolitów. Prace te z reguły operują systematyką binominalną, opartą na zewnętrznym kształcie stromatolitów (Semichatov 1960, Krylov 1960, i inni).

PROFILE UTWORÓW JURAJSKICH ZAWIERAJĄCYCH STROMATOLITY

Punktem wyjścia rozważań dotyczących genezy stromatolitów i ich znaczenia facjalnego jest morfologia stromatolitów i charakter ich zespołów, mikrostruktury oraz analiza położenia warstw zawierających

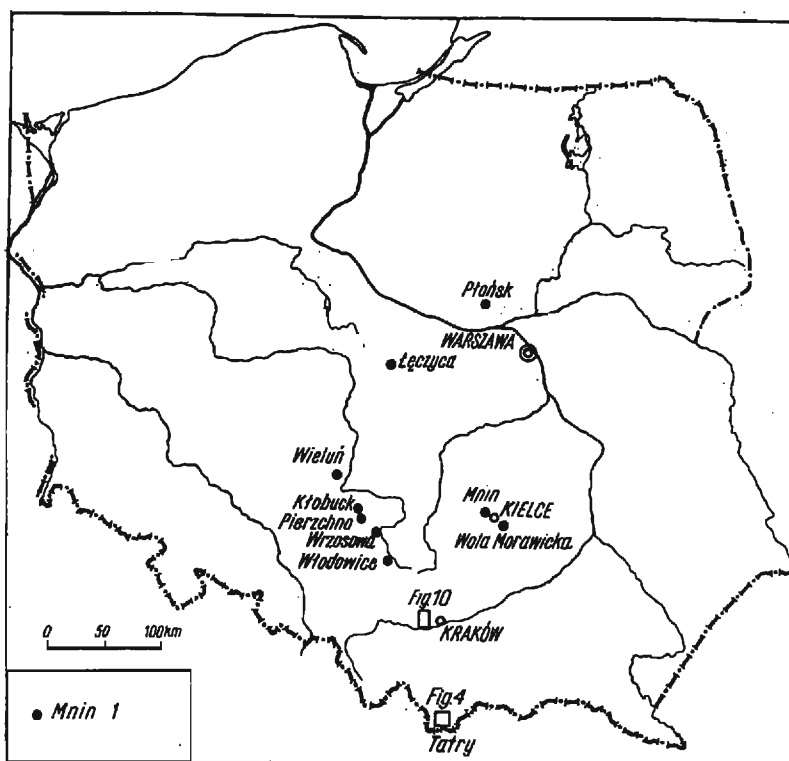


Fig. 1

Mapa występowania stromatolitów jurajskich w Polsce
i stanowiska ze stromatolitami

Map of the occurrence of Jurassic stromatolites in Poland
i localities with stromatolites

stromatolity w profilach geologicznych. Podane niżej profile mają przedstawić rozprzestrzenienie stromatolitów jurajskich w Polsce (fig. 1), ich przywiązanie do pewnych horyzontów wiekowych oraz stanowisko w sukcesji osadów. Szczególnie interesujące jest wykształcenie osadów w warstwach bezpośrednio sąsiadujących z zawierającymi stromatolity i charakter zawartej w nich fauny, jak również charakterystyka samej warstwy zawierającej stromatolity. Przedstawione poniżej szczegółowe profile zawierają informacje dotyczące tych zagadnień. Cyfry umieszczone przy kolejnych warstwach profilu odnoszą się jednocześnie do opisów profilów w tekście.

Przy krawędzi profilów umieszczono oznaczenia odnoszące się do wieku przedstawianych utworów. Znaczenie ich jest następujące:

Jo — oksford

Jc — kelowej

- Jb — baton ...
 Jbj — bajos
 J1 — lias
 T₃ — kajper
 T₂ — trias środkowy
 C.c. — póź. *Cardioceras cordatum*
 Q.l. — póź. *Quenstedtoceras lamberti*

Stromatolity jurajskie występują tylko w określonych warstwach o niewielkiej miąższości. Warstwy te zazwyczaj niemal w całości mają strukturę stromatolitową i co najwyżej są poprzecinane wąskimi szparami (interstycja) wypełnionymi osadem nielaminowanym. Warstwy tego rodzaju będą nazywane „warstwami stromatolitowymi” (fig. 2 i 3).

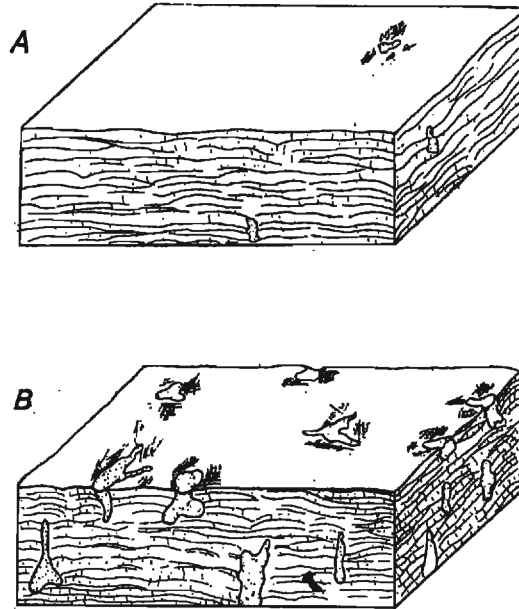


Fig. 2

Typy warstw stromatolitowych

A gładka warstwa stromatolitowa, B jamista warstwa stromatolitowa

Types of stromatolitic layers

A smooth stromatolitic layer, B holed stromatolitic layer

Skrócony termin „stromatolit” w polskiej literaturze używany czasami dla określenia warstw tego rodzaju będzie tutaj używany tylko w odniesieniu do pojedynczych form, z których warstwa stromatolitowa może być zbudowana (fig. 3D). W warstwach stromatolitowych pewnych rodzajów stromatolity mogą być w ogóle niezindywidualizowane (fig. 2A,

B i 3C). Obok warstw stromatolitowych stromatolity mogą również występować w zespołach o ograniczonym rozprzestrzenieniu. Tego rodzaju zespoły będą nazywane „kępami stromatolitowymi”, zgodnie ze znaczeniem, jakie temu terminowi nadał S. Z. Różycki (1953). Spotyka się rów-

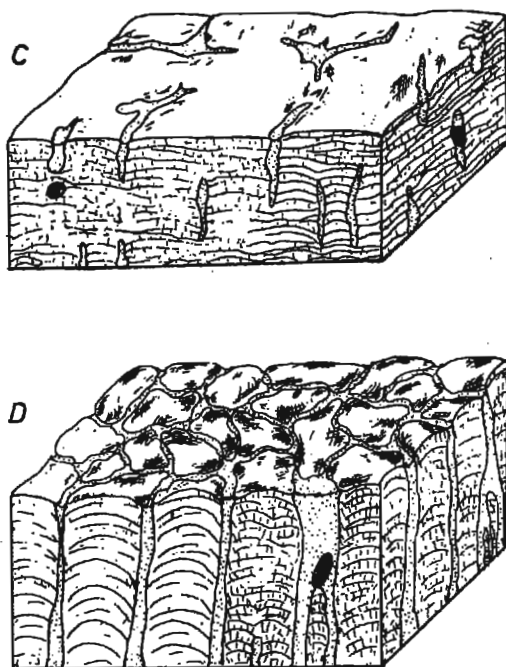


Fig. 3

Typy warstw stromatolitowych (cd.)

C rylnenkowa warstwa stromatolitowa, D poligonalna warstwa stromatolitowa

Types of stromatolitic layers (cont'd)

C grooved stromatolitic layer, D polygonal stromatolitic layer

niez warstwy, w których występują pojedyncze, odosobnione stromatolity. Warstwy zawierające kępy stromatolitowe lub pojedyncze stromatolity będą określane jako „warstwy ze stromatolitami”. Szczegółowe rozważania dotyczące sposobu wykształcenia struktur stromatolitowych zawarte są w osobnym rozdziale.

Profile ze stromatolitami jurajskimi w Tatrach Polskich

Stromatolity jurajskie występują w Tatrach w doggerze serii wierzchowych: Tomanowej, Rzędów, Czerwonych Wierchów i Giewontu (fig. 4), spośród występujących w Tatrach Polskich serii wyróżnionych

przez Z. Kotańskiego (1961). Przedstawione tutaj wybrane profile mają zobrazować pozycję stromatolitów w profilach oraz ich rozprzestrzenienie w seriach wierzchowych.

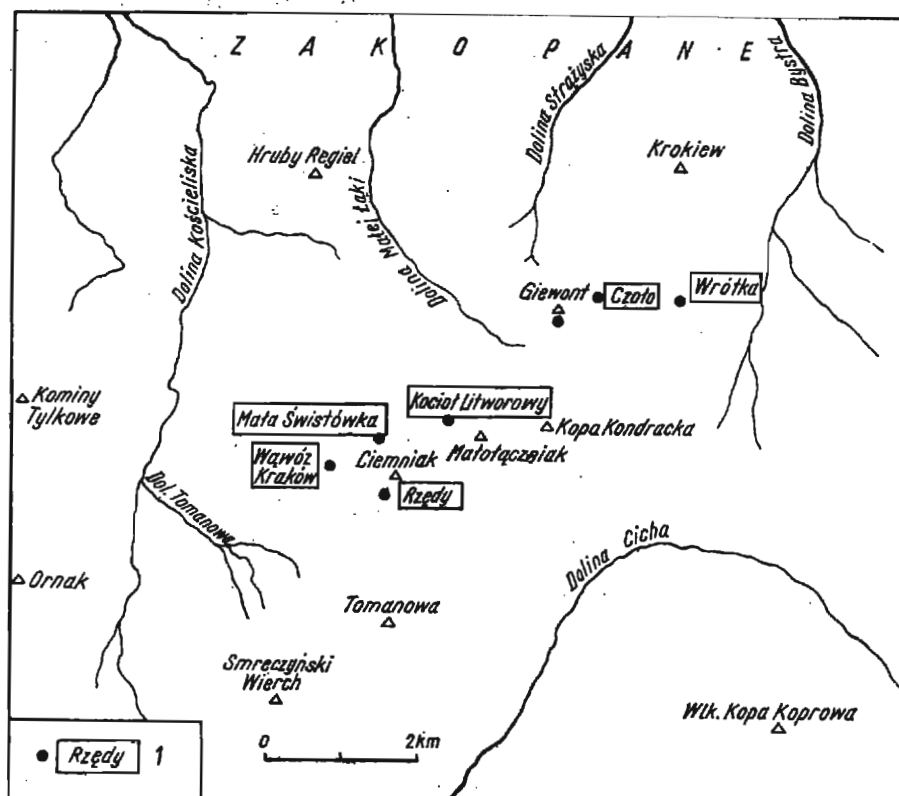


Fig. 4

Mapa występowania stromatolitów w Tatrach Polskich
1 stanowiska ze stromatolitami

Map of the occurrence of stromatolites in the Polish Tatra Mts.
1 localities with stromatolites

Seria Tomanowej

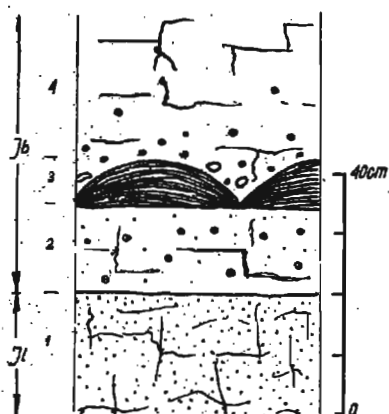
Wąwóz Kraków (fig. 5). — W serii Tomanowej stromatolity występują tylko w jednym miejscu, nad wąwozem Kraków, poniżej Tomaniarskiego Twardego Upłazu. Warstwy znajdują się tutaj w położeniu odwróconym. Na warstwach tomanowskich leżą:

1. Brunatny piaskowiec wapnisty, przechodzący ku stropowi w wapień piaszczysty.
2. Wapień czerwony zawierający detrytus krynoidowy i piasek kwarcowy 10—15 cm
3. Warstwa stromatolitowa złożona z kopulastych stromatolitów 8 cm
4. Wapień różowy, w spągu nieco krynoidowy.

Fig. 5

Położenie warstwy stromatolitowej w górnej części wąwozu Kraków

Situation of stromatolitic layer in the upper part of Kraków gorge



Piaskowce wapiaste (warstwa 1) zostały przez Z. Kotańskiego (1961) uznane za górny lias. Warstwy 2, 3 i 4 należy uznać za baton, który w tym miejscu leży wprost na liasie.

Seria Rzędów

Rzędy pod Ciemniakiem (fig. 6) — Najpełniejsze w serii Rzędów odsłonięcie ze stromatolitami znajduje się w południowo-wschodniej części Szerokiego Upłazu; w zlebiku najbliższym Czerwonych Zlebków. Warstwy znajdują się tutaj w położeniu odwróconym. Na górnym trzaskie leżą tutaj kolejno:

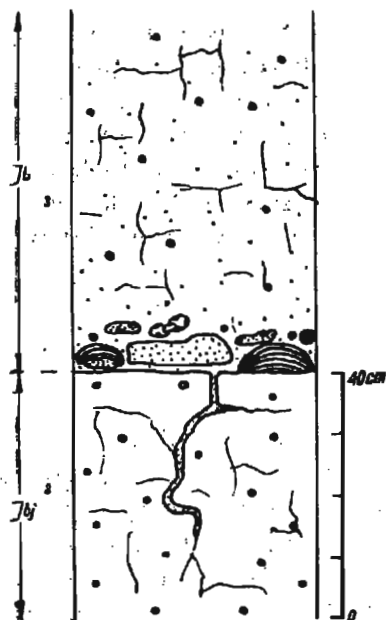


Fig. 6

Położenie warstwy stromatolitowej w Rzędach pod Ciemniakiem

Situation of stromatolitic layer in Rzędy

1. „Warstwa syderolityczna”. W wapieniu krynoidowym znajdują się liczne otoczaki żółtych dolomitów triasowych, piaskowców liasowych i konkretje żelaziste, które po części są piaskowcami liasowymi impregnowanymi wodorotlenkami żelaza. Rozmiary otoczek wahają się w granicach 1—2 cm, a wyjątkowo dochodzą do 25 cm. Większość otoczek jest podrażona przez skałotocze: pierścienice *Potamilla* (Kotański 1961) i małże . 15 cm
2. Wapień krynoidowy szary, zawierający w spągu bogatą faunę małżową i brachiopodową ok. 6 m
3. Wapień pelityczny różowy z nielicznym detrytusem krynoidowym. Leży on na warstwie 2 ostrą granicą i wnika w nią żyłami klastycznymi. Obfity materiał detrytyczny przypomina spotykany w warstwie syderolitycznej: otoczaki żółtych dolomitów, piaskowców liasowych i piasek kwarcowy pochodzący z ich dezintegracji. W otoczkach spotyka się liczne wydrążenia skałotoczów (*Potamilla* i małże). W spągu warstwy występują odosobnione kopulaste stromatolity przytwierdzone wprost do stropowej powierzchni wapienia krynoidowego (warstwa 2) lub do dużych bloków spoczywających na tej powierzchni. Wapienie te przechodzą stopniowo w warstwę 4 . 175 cm
4. Wapień pelityczny różowy, pozbawiony materiału klastycznego . 40 cm

Warstwy 1 i 2 E. Passendorfer (1952) i F. Rabowski (1959), zgodnie z wydzieleniami ustalonymi z L. Horwitzem (Horwitz & Rabowski 1922), uznali za bajos. Wyżej leżące wapienie różowe uważał F. Rabowski za oksford. O obecności batonu i keloweju w Rzędach F. Rabowski nie wspominał. Piętra te rozpoznał Z. Kotański (1961), za baton uznając występujące miejscami wapienie drobnokrynoidowe typu giewonckiego, a za kelowej różowe wapienie bulaste, przypominające „marbre de Guillestre” z Doliny Chochołowskiej. Opisane wyżej wapienie czerwone Z. Kotański (op. cit.) uważał za Rabowskim za transgresywny oksford. Wapienie te przypominają jednak do złudzenia wapienie batońskie z serii Czerwonych Wierchów i Giewontu, przede wszystkim tożsamością zawartego w nich materiału klastycznego oraz obecnością licznych detrytusów krynoidowych i stromatolitów. Wykształcenie takie, pospolite w batonie, nigdzie nie jest znane w oksfordzie. Jeśli wziąć jeszcze pod uwagę, że wapienie te leżą wprost na bajosie, uznanie ich za batońskie wydaje się najbardziej uzasadnione. Warstwa 4 należy już zapewne do keloweju, który łączy się tutaj sedymentacyjnie z batonem, nie wykazując żadnych nieciągłości w sedymentacji.

Seria Czerwonych Wierchów

W serii Czerwonych Wierchów stromatolity występują w obu wy-stwierdzone przez E. Passendorfera (1959, 1961). W jednostce Ździarów i w jednostce Ździarów. W jednostce Organów stromatolity pojawiają się w batonie na obu zboczach Małej Świstówki oraz na zachodnim zboczu Wielkiej Świstówki, pod Dziurawem, gdzie zostały po raz pierwszy stwierdzone przez E. Passendorfera (1959, 1961). W jednostce Ździarów

stromatolity są znane w batonie Kotła Litworowego oraz w prógu Nizniej Świstówki. Profil Małej Świstówki, reprezentujący jednostkę Organów, był przedstawiony we wcześniejszej pracy (Szulczewski 1963b), a profil Kotła Litworowego ilustruje położenie stromatolitów w doggerze jednostki Żdzarów.

Kocioł Litworowy (fig. 7). — Pas doggeru ze stromatolitami biegnie u podstawy ściany, ponad dolnym piętrzem Kotła Litworowego. W za-

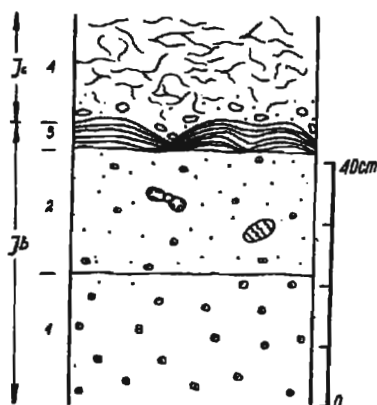


Fig. 7

Położenie warstwy stromatoliticzej w Kotle Litworowym

Situation of stromatolitic layer in Kocioł Litworowy

chodniej części kotła, na półce wznoszącej się w urwiska Koziego Grzybka (Koziego Grzbietu) w miejscu gdzie jest najpełniejszy profil, na trzęsawicy środkowej w odwróconym położeniu leżą:

1. Wapienie krynoidowe, różowe, pozbawione materiału terrygenicznego 40 cm
2. Wapienie drobnokrynoidowe, czerwone, z detrytusem żółtych dolomitów i przekrojami skorup amonitów 15—20 cm
3. Warstwa stromatoliticzna złożona ze stromatolitów kopulastych, oddzielona od poprzedniej wyraźną powierzchnią pokrytą polewą żelazistą. W interstycjach i ponad stromatolitami nagromadzenie materiału detrytycznego 5 cm
4. Wapienie bulaste. Warstwa ta łączy się sedimentacyjnie z warstwą 3.

Spoczywające na bajosie (warstwa 1) czerwone wapienie krynoidowe (warstwa 2) i pokrywająca je warstwa stromatoliticzna (warstwa 3) wykształcone są identycznie jak baton w wielu innych miejscach w seriach Czerwonych Wierchów i Giewontu. Warstwa stromatoliticzna jest oddzielona od niższego batonu wyraźną powierzchnią nieciągłości sedimentacyjnej (polewa żelazista). Warstwy 3 i 2 należy zatem uznać za baton. Od warstwy 3 do warstwy 4 zachowana jest natomiast ciągłość sedimentacji. Warstwę 4, przez analogię z profilem Doliny Chocholowskiej (Kotkański 1959, Szulczewski 1965) i Rzędów pod Ciemniakiem (Kotkański 1961, 1963), należy uznać za kelowejską.

Seria Giewontu

Na batonie serii Giewontu stromatolity są równie powszechne, jak w serii Czerwonych Wierchów. Występują one w pasie doggeru ciągnącym się na południowym zboczu Giewontu od Czoła po Kalacką Turnię oraz na Zawracie Kasprowym.

Giewont — szlak turystyczny (fig. 8). — Przy szlaku turystycznym wiodącym z Przełęczy Kondrackiej na Giewont, tuż pod szczytem, odsłania się pełny profil doggeru. Na wapieniach anizyjskich leżą tutaj kolejno:

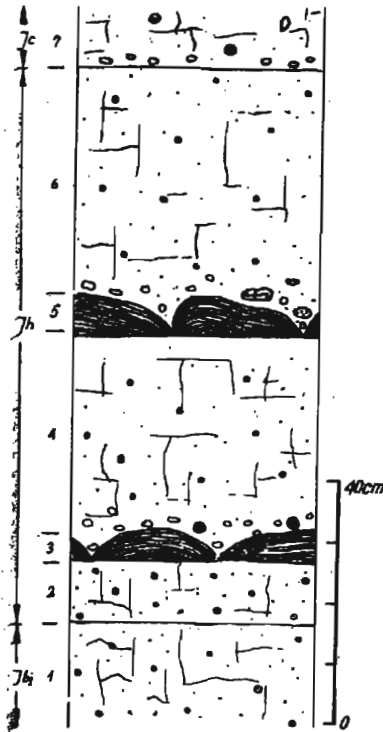


Fig. 8

Położenie warstw stromatolitycznych w profilu Giewontu przy szlaku turystycznym

Situation of stromatolitic layers in the profile of Giewont

1. Grubokrynowidowe wapienie bajosu, szare lub różowe, z nieliczną fauną brachiopodową 3 m
2. Czerwone wapienie krynowidowe 10 cm
3. Warstwa stromatolityczna składająca się ze stromatolitów kopulastych, oddzielonych od siebie interstycjami, w których obficie występuje detrytus żółtych dolomitów. Występuje on również tuż ponad stromatolitami . 5 cm
4. Czerwony wapień drobnokrynowidowy 30 cm
5. Warstwa stromatolityczna przypominająca warstwę 3. Na niej i w interstycjach nagromadzony jest materiał gruboklastyczny. Otoczaki żółtych dolomitów i piaskowców liasowych dochodzą do 7,5 cm, a zwykle mierzą 1—2 cm 10 cm

6. Czerwony wapień drobnokrynowidowy, z obfitą fauną brachiopodową w stropie 35 cm
7. Różowy wapień bulasty. W cienkich, falistych przeławieniach, nadających mu charakter bulasty, występuje glaukonit. W spągu wapień obfituje w materiał klastyczny (żółte dolomity), nie przekraczający zwykle 3 cm średnicy. Bardzo liczna fauna brachiopodowa i przekroje amonitów. Warstwa ta oddzielona jest od poprzedniej ostrą i równą granicą . . . 1 m
8. Wapienie pelitowe, jasnoszare, stanowiące spąg małmo-neokomu.

W profilu powyższym Z. Kotański (1959, s. 81—83) wyróżnił bajos, baton, kelowej i oksford. Wszystkie trzy piętra doggeru mają w tym profilu, zdaniem Z. Kotańskiego (op. cit.), charakter transgresywny.

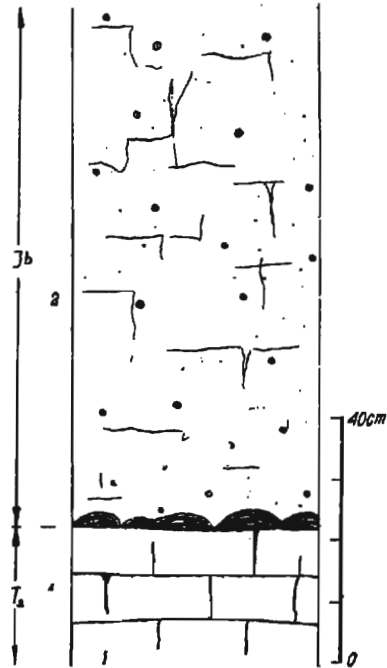


Fig. 9

Położenie warstwy stromatolitowej w profilu Giewontu (Czoło)
 Situation of stromatolitic layer in the profile of Giewont (Czoło)

Do bajosu należy warstwa 1 wyróżniona w powyższym profilu, warstwy 2—6 należą zapewne do batonu, a warstwa 7 do kelowej. W sąsiednim profilu „przez grzędy” Z. Kotański (1959, s. 86) w różowych wapieniach odpowiadających warstwie 7 powyższego profilu znalazł dość liczną faunę kelowej. Warstwa 8 należy już do nie dającego się rozdzielić kompleksu małmo-neokomu i reprezentuje zapewne oksford.

Giewont — Czoło (fig. 9). — Profil ten, wykonany około 350 m na wschód od Szczerby, biegnie zgodnie z profilem „na Czoło II”, opisanym przez Z. Kotańskiego (1959, s. 87—91). Na żółtych dolomitach anizyjskich leżą tutaj wprost:

1. Warstwa stromatolitowa złożona z kopulastych stromatolitów . . . 5 cm
2. Wapień drobnokrynowidowy czerwony z piaskiem dolomitowym i kwarcowym 1 m

3. Wapień różowy przeniknięty licznymi czerwonymi żyłkami. W spągu liczne belemnity. Brak materiału klastycznego. Granica z warstwą 2 ostra i pokryta powłoką żelazistą.

Zgodnie z wydzieleniami Z. Kotańskiego (1959) warstwy 1 i 2 należą do batonu, a warstwa 3 do keloweju. Jest rzeczą interesującą, że warstwa stromatolitowa przyrasta tutaj wprost do powierzchni zabradowanych dolomitów dolnoanizyjskich, stanowiących niegdyś skaliste dno. Baton jest oddzielony od keloweju powierzchnią nieciągłości sedymentacyjnej. Nieciągłość sedymentacji zaznacza się w raptownej zmianie charakteru osadu (zanik materiału terrygenicznego) i w obecności pokrywy żelazistej na granicy pięter.

Profile ze stromatolitami w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej

Profile przedstawione w tym rozdziale odnoszą się do stosunkowo wąskiego odcinka czasu obejmującego kelowej (lub tylko jego wyższą część) i najniższy oksford, w tych bowiem ogniwach występują warstwy stromatolitowe. Większość opisanych odsłoneń, to odsłonecia „klasyczne”, znane kilku pokoleniom geologów. Przedstawiając je oparłem się na publikacjach nowszych autorów, nie sięgając w zasadzie do autorów dziewiętnastowiecznych, ponieważ ich wydzielenia litologiczne są zbyt ogólne i nie mogą być spożytkowane dla potrzeb niniejszej pracy.

Kelowejska warstwa stromatolitowa w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej występuje w dwóch odosobnionych obszarach (fig. 1). Leżący na północy obszar częstochowski sięga od Wielunia po Zawiercie, a południowy obszar, krzeszowicki, rozciąga się po obu stronach rowu krzeszowickiego i dotyka Wisły (fig. 10). W oddzielających je okolicach Zawiercia i Olkusza (dokładnie od Zawiercia po linię Szklary — Tenczynek — Zalas — Brodła — Podłęże) warstwa stromatolitowa w ogóle nie występuje (Różycki 1953). Poza omówionymi poniżej stanowiskami kelowejska warstwa stromatolitowa znana była jeszcze w obszarze południowym S. Z. Różyckiemu (1953) z Sanki i S. Dżułyńskiemu (1956) z Młynki, w których obecnie nie jest dostępna obserwacji.

W obszarze północnym warstwa stromatolitowa była natomiast znana S. Z. Różyckiemu (1953) w licznych nie opisanych tutaj odsłoneciach (Jasna Góra, Choroń, Przybłynów, Wysoka Lelowska, Żarki, Góra Włodowska, Rudniki, Blanowice, Ciągowice). Wszystkie te odsłonecia dzisiaj już nie istnieją. Skąpe odsłonecia w Blanowicach i przy szosie z Żarek do Jaworznika nie dają możliwości poczynienia szczegółowych obserwacji. Niestety, ze względu na aktualny stan odsłoneń, nie znalazłem w ogóle „stromatolitu kępowego” S. Z. Różyckiego (1953), który miał występować w najbardziej peryferycznej części północnego obszaru pojawiania się warstwy stromatolitojowej, tj. na północny zachód od Za-

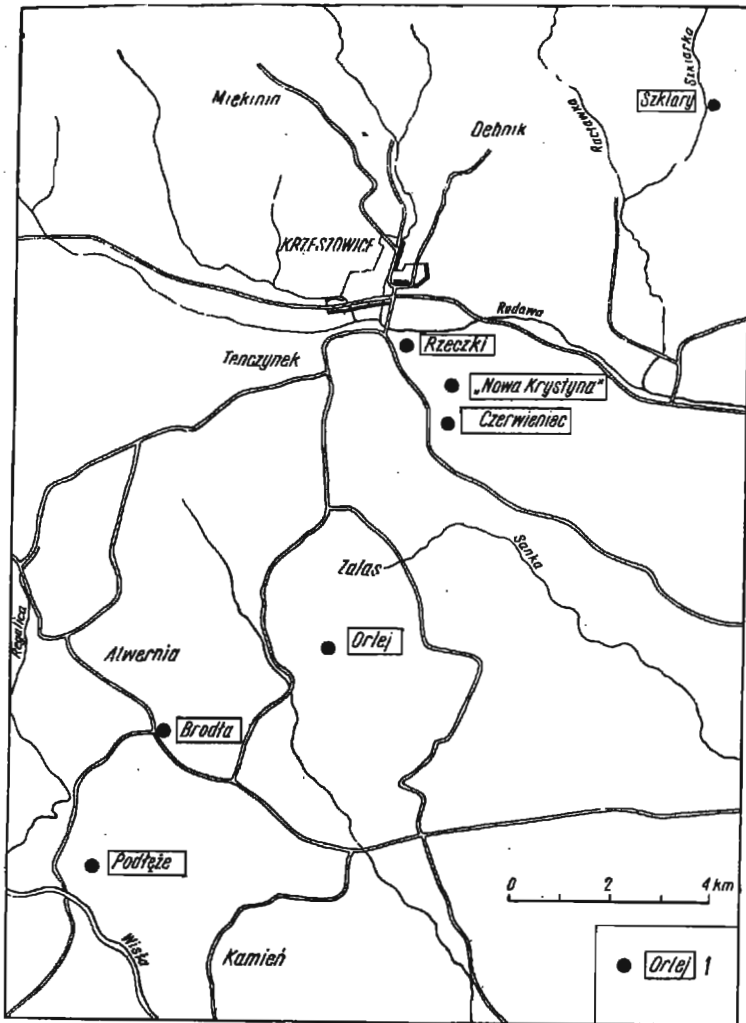


Fig. 10

Mapa występowania stromatolitów w Jurze Krakowskiej
i stanowiska ze stromatolitami

Map of the occurrence of stromatolites in the Cracow Jura
i localities with stromatolites

wiercia (Rudniki, Blanowice, Ciągowice). „Stromatolit kepowy” nie tworzył tam ciągłej warstwy, lecz występował w postaci odosobnionych kep o średnicy kilkunastu centymetrów (Różycki 1953).

Wyższa, dolnoksfordzka (poziom *Cardioceras cordatum*) warstwa stromatolitowa nie była dotychczas znana i została stwierdzona tylko w kilku odsłonięciach w obszarze południowym (Podtęże, „Nowa Krystyna”, Szklary). W Brodłach, Orleju, Czerwieńcu i Rzedzkach nie ma

odpowiednich warunków do jej poszukiwania, lecz nie jest wykluczone, że oksfordzka warstwa stromatolitowa również i tam mogła pierwotnie występować.

Przy opisie odsłoneń stosuje się w zasadzie do schematu stratygraficznego używanego przez S. Z. Różyckiego (1953), ponieważ praca S. Z. Różyckiego jest ostatnią kluczową pracą dotyczącą stratygrafii tego regionu.

Obszar krzeszowicki

Podłęże (fig. 11). — Profil Podłęża był opisywany przez K. Wójcika (1910), S. Z. Różyckiego (1953), S. Dżułyńskiego (1956) i R. Gradzińskiego (1960). Szereg nieścisłości i sprzecznych ze sobą obserwacji wymagał spo-

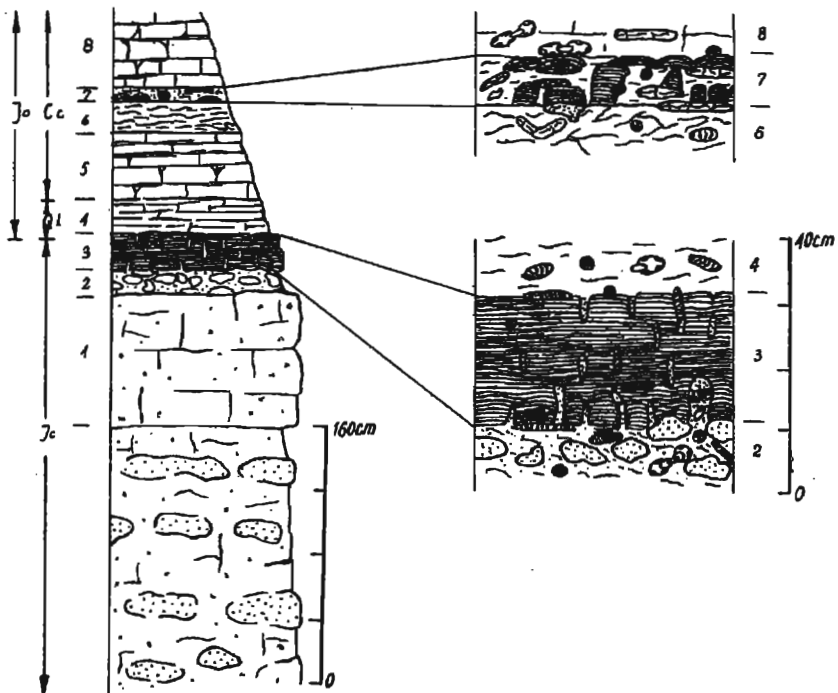


Fig. 11

Położenie warstw stromatolitowych w profilu Podłęża
 Situation of stromatolitic layers in the profile of Podłęże

rządzenia profilu na nowo. W profilu Podłęża można wyróżnić następujące warstwy w porządku stratygraficznym:

1. Wapień drobnokrystaliczny, zawierający drobny detrytus krynowidowy i liczne ooidy żelaziste. Fauna dość obfita (belemnity, małże i ślimaki) odsłonięte ok. 40 cm

2. Warstwa bulasta złożona z buł wapiennych pokrytych powłokami limonitowymi, spojonych margłem z ooidami żelazistymi. Fauna uboga, złożona z belemnitów i fragmentów amonitów 10 cm
3. Warstwa stromatolitowa dwudzielna, w dole brunatna, wyżej czerwona ok. 20 cm
4. Margiel różowy z amonitami i belemnitami 25 cm
5. Biały wapień marglisty z licznymi amonitami, belemnitami i gąbkami. Niektóre amonity obrośnięte serpulami. Liczne, osobno występujące serpule z gatunku *Serpula gordialis* 40 cm
6. Różowy wapień marglisty, gruzłowaty, z licznymi amonitami, belemnitami i gąbkami oraz rzadkimi trochitami lilowców 20 cm
7. Warstwa ze stromatolitami, złożona zwykle z dwóch cienkich ławic z kępami stromatolitowymi, przedzielonych wapieniem zawierającym gąbki, belemnity, amonity, ramienionogi oraz onkolity 8 cm
8. Biały wapień marglisty.

Profil podany przez S. Z. Różyckiego (1953), za K. Wójcikiem (1910), w świetle poczynionych przeze mnie obserwacji budzi szereg zastrzeżeń. Warstwa 4 S. Z. Różyckiego („limonit twardy, nerkowato skorupowy, bez fauny”) oraz warstwa 5 („wapień piaskowcowy czerwonawo i żółtawo-brunatny z *Retn. stübeli*”) są prawdopodobnie kelowejską warstwą stromatolitową (warstwa 3 wyżej podanego profilu). Warstwę stromatolitową w profilu Podłęża pierwszy dostrzegł S. Dżułyński (1956), a za nim R. Gradziński (1960). Z leżącego ponad warstwą stromatolitową czerwonego marglu (warstwa 4) S. Dżułyński podaje *Quenstedtoceras lamberti*. Natomiast według S. Z. Różyckiego *Q. lamberti* i inne formy ze środkowego i górnego dywezu miały występować w warstwie bulastej leżącej w tym odsłonięciu pod warstwami rozpoznanyimi obecnie jako stromatolitowe, wespół z fauną kosmocerasowych poziomów: *jason*, *pollux* i *duncani*. Fauna starszych poziomów miała być zawarta w bułach (otoczkach), podczas gdy młodsza miała występować w spajającym buły marglu. Tymczasem typowa warstwa bulasta występuje nie ponad, lecz pod warstwą stromatolitową, i z niej przypuszczalnie pochodziła fauna K. Wójcika reprezentująca poziomy starsze od kwenstedtocerasowych. Natomiast fauna dywezu pojawia się, zgodnie z obserwacjami S. Dżułyńskiego (1956), dopiero ponad warstwą stromatolitową. Tym samym następstwo stratygraficzne w Podłężu upodabnia się do profilu charakterystycznego dla okolic Tenczynka. Pewne rozstrzygnięcie wskazanych wyżej problemów wymagałoby ponownej eksploatacji fauny.

Warstwy 5—8 reprezentują oksfordzki poziom *Cardioceras cordatum* (Różycki 1953, Dżułyński 1956). Występuje w tym poziomie wyższa warstwa z kępami stromatolitowymi. Stromatolity w Podłężu występują więc w dwóch niezależnych horyzontach, kelowejskim i oksfordzkim, ściśle stosując się do warstwowania.

Brodla. — Odsłonięcie w Brodłach znane było K. Wójcikowi (1910). S. Z. Różycki (1953) omawiając je oparł się już tylko na opisie K. Wójcika. Pewnych informacji dostarczają obecnie tylko fragmentaryczne odsłonięcia piaskowców i zwietrzelina ogniów z pogranicza keloweju i oksfordu na zachodnim zboczu Wzgórza Mirowskiego i w miejscu, gdzie szosa z Krakowa do Chrzanowa przecina potok Brodla. Schematyczny profil doggeru w Brodłach jest następujący:

1. Piaskowce wapniste z małżami i brachiopodami (m.in. *Tubithyris glabata*).
2. Wapień piaszczysty z ooidami żelazistymi i obfitą fauną ramienionogową i małżową.
3. Warstwa bulasta.
4. Warstwa stromatolitowa o miąższości ok. 20 cm.

S. Z. Różycki sądził, że ponad dolnokelowejskim piaskowcem (warstwa 1) pojawiają się margle gruzłowate reprezentujące wyższą część poziomu *Keplerites calloviensis*, wszystkie trzy poziomy kosmocerasowe górnego keloweju i dywez. Warstwa bulasta i stromatolitowa nie były S. Z. Różyckiemu znane. Podobne stosunki miały panować w Głuchówkach i Podłężu. Tymczasem wiadomo obecnie, że w obu tych odsłonięciach margle pojawiają się dopiero w dywezie, a najwyższym ogniwem keloweju jest warstwa bulasta, oddzielona od margli warstwą stromatolitową (patrz opisy odsłonień w Podłężu i Orleju). Profil Brodeł jest podobny do tych odsłonień i istnieje tu zapewne podobne następstwo stratygraficzne.

Orlej (Głuchówki). — Kamieniołom porfiru, opisywany pod obydwojoma podanymi w tytule nazwami, od niedawna jest nieczynny. Dogger odsłania się w górnej części południowej ściany kamieniołomu. Opisy doggeru z tego odsłonięcia, sporządzone przez K. Wójcika (1910), zostały w oparciu o jego pracę zmodyfikowane przez S. Z. Różyckiego (1953) oraz uzupełnione przez S. Dżułyńskiego (1956).

1. Glinki białe spoczywające wprost na porfirze intryzywnej pokrywy zaskajskiej ok. 7 m
2. Piasek kwarcowy żółty, limonityczny 3 m
3. Zlepieniec kwarcowy słabo skonsolidowany, złożony z dobrze obtoczonego żwiru, ze spoiwem o charakterze masy wypełniającej, zawierającym obficie muszkowit. Fauna monska małżowo-brachiopodowa 50 cm
4. Piasek kwarcowy z polewą limonitową w stropie 5 m
5. Wapień brunatny, drobnokrystaliczny, piaszczysty 30 cm
6. Wapień z ooidami żelazistymi i obfitą fauną (ramienionogi, małże, belemnity) 5—15 cm
7. Warstwa bulasta, złożona z buł powleczonek tlenkami żelaza.
8. Warstwa stromatolitowa dwudzielna, w spagu brunatna, wyżej czerwona.
9. Margiel różowy ok. 15 cm
10. Margiel jasny, nieco glaukonitowy.

Białe glinki zostały uznane przez S. Dżułyńskiego (1956) za liasowe. Wyżej leżące utwory piaszczyste (warstwy 2—4) odpowiadają batonowi S. Dżułyńskiego. Warstwy 5 i 6 odpowiadają zapewne warstwie 1 S. Z. Różyckiego (op. cit.), która należy według niego do dolnego keloweju.

Wszystkie warstwy wyższe od 4 występują w strefie wietrzenia i są ze sobą przemieszane. Wyższa część profilu została zrekonstruowana na podstawie fragmentów skał pochodzących z tej strefy. Profil pogra-

nicza keloweju i oksfordu bardzo przypomina analogiczne utwory z Podłęża i Czerwieńca. Warstwa stromatolitowa, podobnie jak szereg innych wyróżnionych obecnie ogniw, nie była w tym odsłonięciu znana.

S. Z. Różycki (1953) na podstawie fauny podanej przez K. Wójcika (1910) sądził, że margiel oolitowy, będący tutaj odpowiednikiem warstwy bulastej (w rzeczywistości prawdziwa warstwa bulasta), obejmuje górny keloweju i dywez. Uzyskanie fauny z warstw z pogranicza keloweju i oksfordu wydaje się w Orleju mało prawdopodobne. Niemniej jednak różowy margiel leżący ponad stromatolitem (warstwa 9) przypomina analogiczną warstwę ze stropu stromatolitowej w profilach Czerwieńca (warstwa 5), „Nowej Krystyny” (warstwa 6), Podłęża (warstwa 4), a także Młynki (Dżużyński 1952, 1956). Margle te, o jednostajnym wykształceniu

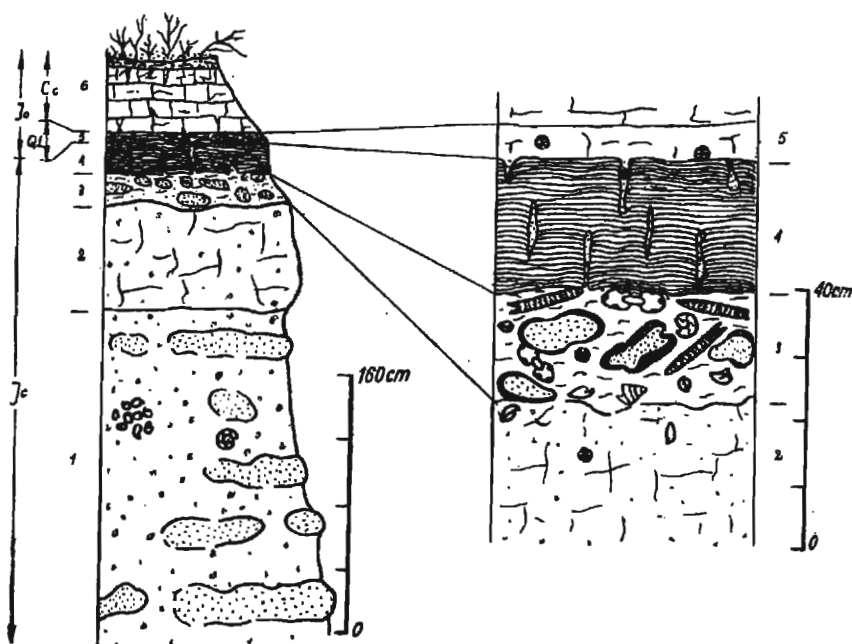


Fig. 12

Położenie warstw stromatolitowych w profilu Czerwieńca
 Situation of stromatolitic layer in the profile of Czerwieńca

litologicznym, pospolicie zawierają *Quenstedtoceras lamberti* i *Q. mariae* i, zdaniem S. Dżużyńskiego (1952), reprezentują najniższy oksford (dywez S. Z. Różyckiego). Wynika stąd, że warstwa stromatolitowa występuje w Orleju najpewniej na granicy keloweju i dywezu.

Czerwieńca (Kozłowiec) (fig. 12). — Odsłonięcie to znane jest w literaturze geologicznej pod nazwą Czerwieńca, Kozłowiec lub Kozłowa

Góra. Profil Czerwienca opisał K. Wójcik (1910), S. Z. Różycki (1953) oraz J. Horzowski (1961). W kolejności stratygraficznej odsłaniają się tutaj następujące warstwy:

1. Piaskowiec bulasty. W słabo zdiagenezowanym piaskowcu tkwią kilkudziesięciocentymetrowe buły silniej zdiagenezowanego wapienia piaszczystego. Obfita fauna ramienionogów, małżów, belemnitów oraz pentagonalne trochity liliowców odsłonięte 2,5 m
2. Wapień brunatny, drobnokrystaliczny, w spągowej partii piaszczysty, w stropie zawierający ooidy żelaziste. Zespół fauny podobny jak w warstwie poprzedniej 70 cm
3. Warstwa bulasta. Buły pokryte powłokami limonitowymi. Obfita fauna ramienionogów, małżów, ślimaków, amonitów, belemnitów i trochity liliowców. Niektóre skorupki małżów i buły są obrośnięte przez serpule 17 cm
4. Warstwa stromatolitowa brunatna, miejscami w stropie czerwona 20 cm
5. Margiel różowy 5 cm
6. Margiel biały scyflowy z amonitami 1 m

Wyższe warstwy w profilu Czerwienca nie są widoczne. Warstwa stromatolitowa nie była tutaj dotychczas znana. S. Z. Różycki (1953) spodziewał się jednak warstwy bulastej i stromatolitowej w obrębie warstwy opisanej przez K. Wójcika (1910) jako „żółty piaskowiec wapienno-oolityczny”. Warstwę bulastą wyróżnił w profilu Czerwienca J. Horzowski (1961). Przewidywania S. Z. Różyckiego zostały w pełni potwierdzone. Warstwa bulasta jest wykształcona w Czerwiencu w sposób typowy i z niej zapewne pochodziła fauna amonitowa K. Wójcika, wskazująca zdaniem S. Z. Różyckiego (op. cit.) na poziomy *Jason* i, być może, *Pollux*. Warstwa stromatolitowa jest na Czerwiencu również wykształcona, lecz podobnie jak warstwa bulasta odsłania się tylko w najbardziej zachodniej części odsłonięcia. Przybierając niekiedy w stropie czerwoną barwę, przypomina ona dwudzielną warstwę stromatolitową z Orleja i Podłęża. Margle leżące bezpośrednio wyżej (warstwa 5) zawierają, według S. Z. Różyckiego (1953), typową faunę dywezu. Warstwa stromatolitowa leży więc w Czerwiencu, podobnie jak w Orleju i Podłężu, na granicy keloweju (w ujęciu S. Z. Różyckiego) i dywezu. Warstwa 6 reprezentuje już poziom *Cardioceras cordatum*.

„Nowa Krystyna” (fig. 13). — Niżej podany profil został opracowany po części w oparciu o profil S. Z. Różyckiego (1953). Najniższe warstwy serii „estuariowo-ładowej” Różyckiego nie są obecnie odsłonięte. Widoczne są dopiero leżące ponad nimi ogniwa:

1. Piaszki i żwiry z fauną morską ok. 3 m
2. Piaskowce wapniste o charakterystycznej bulastości, analogiczne do występujących w pobliskim Czerwiencu. Kilkudziesięciocentymetrowe buły wapnistego piaskowca tkwią w otaczającym je słabo spoiwym piaskowcu 180 cm
3. Wapienie piaszczyste brunatne, żółto wietrzejące 80 cm
4. Warstwa bulasta, silnie żelazista, wykształcona typowo, zawierająca obok

- organizmów nektonicznych (belemnity i amonity) liczną fauną bentoniczną (ramienionogi, małże, liliowce, jeżowce i serpule) 15 cm
5. Warstwa stromatolitowa, pokrywająca nierówności stropu warstwy bulastej, w dolnej części mniej regularna, złożona ze stromatolitów kopulastych, w górnej zaś złożona z ciasno obok siebie stojących stromatolitów kolumnienkowych 20—30 cm
6. Margiel różowy 15 cm
7. Wapień scyfiowe, margliste, białe, przeławiczone kilkakrotnie szarym iłem marglistym 60 cm
8. Margiel scyfiowy różowy 15 cm
9. Margiel scyfiowy szary 40 cm
10. Margiel glaukonitowy, zielonkawy z onkolitami i pojedynczymi naskorupieniami stromatolitowymi. Liczna fauna: ramienionogi, ślimaki, małże, amonity, belemnity, serpule, jeżowce i gąbki 10 cm
11. Jasne wapienie płytowe.

Odcinek profilu obejmujący warstwy 1—5 odpowiada profilowi S. Z. Rózyckiego (1953), przy czym jest bardziej zgeneralizowany. War-

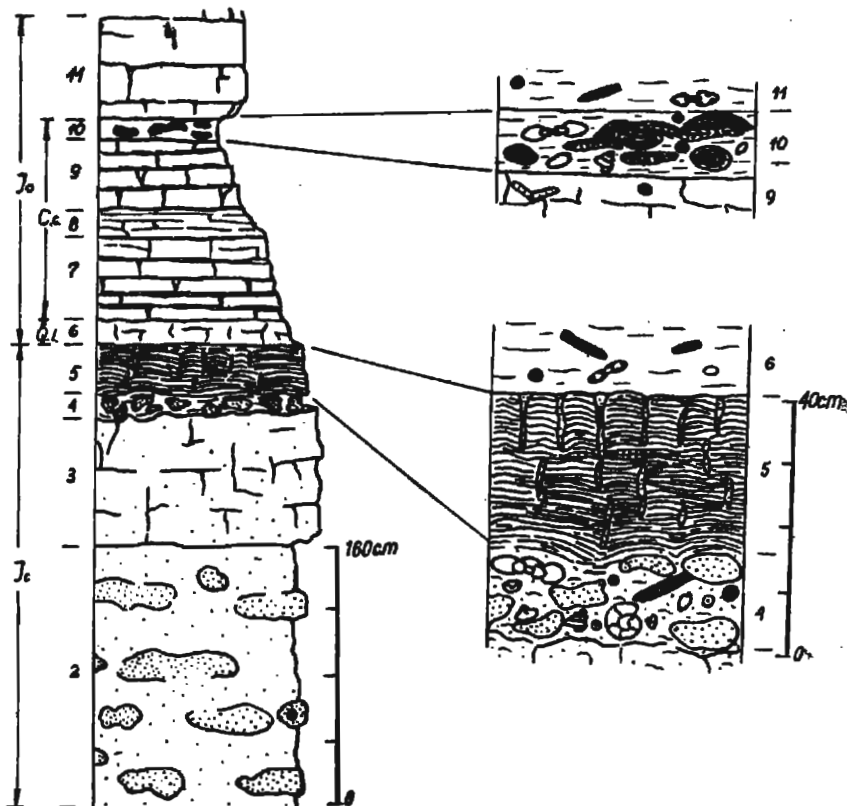


Fig. 13

Położenie warstw stromatolitowych w profilu koło „Nowej Krystyny”.

Situation of stromatolitic layers in the „Nowa Krystyna” quarry.

stwa 1 obejmuje, według S. Z. Różyckiego (1953), najwyższy baton oraz poziom *Macrocephalites typicus* i część poziomu *Kepplerites calloviensis* z dolnego keloweju. Warstwa 2 odpowiada części poziomu *calloviensis*, a warstwa bulasta zawiera według Różyckiego faunę poziomu *Kosmoceras jason*, a być może obejmuje również poziom *K. pollux*. Warstwa stromatolitowa występuje wobec tego, zdaniem Różyckiego, w poziomie *K. duncani*. Fauna dywezu w „Nowej Krystynie” występuje w czerwonym marglu ponad warstwą stromatolitową (warstwa 6). Warstwy 6—10 odpowiadają warstwie 26 S. Z. Różyckiego, która reprezentuje poziom *Cardioceras cordatum* (newiz S. Z. Różyckiego). Wyższy horyzont stromatolitowy biegnie w stropowej części drobnolawicowych wapieni poziomu *C. cordatum* (warstwa 10), poniżej płytowych wapieni argowu. Jego ściślejsze i pewne usytuowanie stratygraficzne wymagałoby precyzyjnego studium na nowo zebranej fauny.

Rzeczki k. Tenczynka (fig. 14). — Dogger z tego odsłonięcia został po raz pierwszy opisany przez S. Z. Różyckiego (1953). Profil z pogranicza doggeru i malmu jest trudny do odcyfrowania ze względu na znacz-

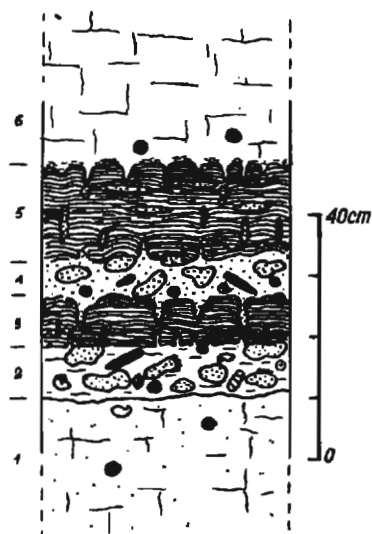


Fig. 14

Położenie warstw stromatolitowych w profilu
koło Rzeczek

Szczegółowe objaśnienie w tekście

Situation of stromatolitic layers in the profile
of Rzeczki

ne zdyslokowanie tektoniczne. W południowej, zbiegającej do toru skarpi znajduje się tektonicznie zaklinowana skałka kelowejska, leżąca w odwróconym położeniu. O jej nienormalnym położeniu, obok odwróconej w stosunku do spotykanej w innych odsłonięciach sekwencji, świadczą również kierunek uwypuklenia lamień znajdujących się w niej stromatolitów. Kolejność obecnych w niej warstw w porządku stratygraficznym jest następująca:

1. Wapień drobnokrystaliczny, jasnobrunatny, z nielicznymi belemnitami.
2. Dolna warstwa bulasta. W wapieniach tkwią buły o bardzo nieregularnym

- kształcie, pokryte powłokami limonitowymi. Do powierzchni niektórych z nich przynastają *sempule*. Wśród licznej fauny występują belemnity, ramienionogi, małże oraz nieliczne fragmenty amonitów i rzadkie trochity liliowców 8 cm
3. Dolna warstwa stromatolitowa, tworząca zwartą pokrywę z wąskimi interstycjami wypełnionymi wapieniem z ooidami żelazistymi. Stromatolity mają barwę brunatną 5 cm
4. Górna warstwa bulasta. W zielonkawym wapieniu z ooidami żelazistymi i piaskiem kwarcowym tkwią buły identyczne jak w warstwie 2. W spągu warstwy obecne są bardzo liczne rostra belemnitów. Oprócz nich fauna małżowa i amonitowa 6 cm
5. Górna warstwa stromatolitowa o nierównej powierzchni spągowej, dostosowującej się do nierówności stropu warstwy bulastej. W interstycjach znajduje się wapień z ziarnami kwarcu, obleczonymi tlenkami żelaza. Smugi i gniazda wapienia z ooidami żelazistymi alternują miejsca z laminami stromatolitowymi. Zjawisko to potęguje się w stropie warstwy stromatolitowej 8 cm
6. Glaukonitowy wapień marglisty.

Profil Rzeczek zajmuje zupełnie wyjątkowe stanowisko wśród profilów doggeru Jury Krakowskiej. Jest to jedyne miejsce, gdzie dwukrotnie w obrębie keloweju powtarza się warstwa bulasta i stromatolitowa. Nie jest to w żadnym przypadku powtórzenie tektoniczne, gdyż zachowane są sedymentacyjne kontakty pomiędzy kolejnymi warstwami, a warstwy bulaste i stromatolitowe różnią się nieco od siebie. Niestety, ze względu na brak oznaczalnej fauny w warstwach bulastych, wiek ich, a także pośrednio wiek warstw stromatolitowych, nie może być dokładnie określony. Profil S. Z. Różyckiego (1953), również zrekonstruowany z osobnych bloków, obejmuje tylko jedną warstwę bulastą i jedną stromatolitową. Fauna z warstwy bulastej S. Z. Różyckiego reprezentuje poziom *Kosmoceras pollux*. Nie można wykluczyć, że fauna ta pochodziła z obu warstw bulastych. Wapień marglisty warstwy 6 należy zapewne do wyróżnionego przez S. Z. Różyckiego dywezu, a obie warstwy stromatolitowe są od niego starsze. Niższe ogniwa kelowejskie i górnobatońskie, opisane przez S. Z. Różyckiego (op. cit.), nie są już dzisiaj widoczne.

Szklary (fig. 15). — Odsłonięcie niżej opisane znajduje się w chłop-skim łomiku położonym w dolnej części wsi Szklary, na lewym zboczu Szklarki i przypomina profil opisany przez S. Z. Różyckiego (1953).

1. Piaskowiec wapnisty, kwarcowy ze żwirkiem, zawierający bardzo obfitą faunę, w skład której wchodzi ramienionogi, małże, belemnity, amonity, ślimaki, liliowce, jeżowce, serpule. Gniazdowo występują zlepy muszlowe *Tubithyrus globata* oraz małżów odsłonięte ok. 2 m
2. Wapień marglisty szary, z glaukonitem, z obfitą fauną amonitów i belemnitów oraz z rzadszymi od nich ramienionogami, małżami i ślimakami 15 cm
3. Margiel szary z licznymi gąbkami. Oprócz nich spotyka się małże, belemnity i amonity 140 cm
4. Margiel szary z glaukonitem, nieco bulasty, z licznymi gąbkami i wiele obfitszą niż w warstwie poprzedniej fauną amonitową 20 cm

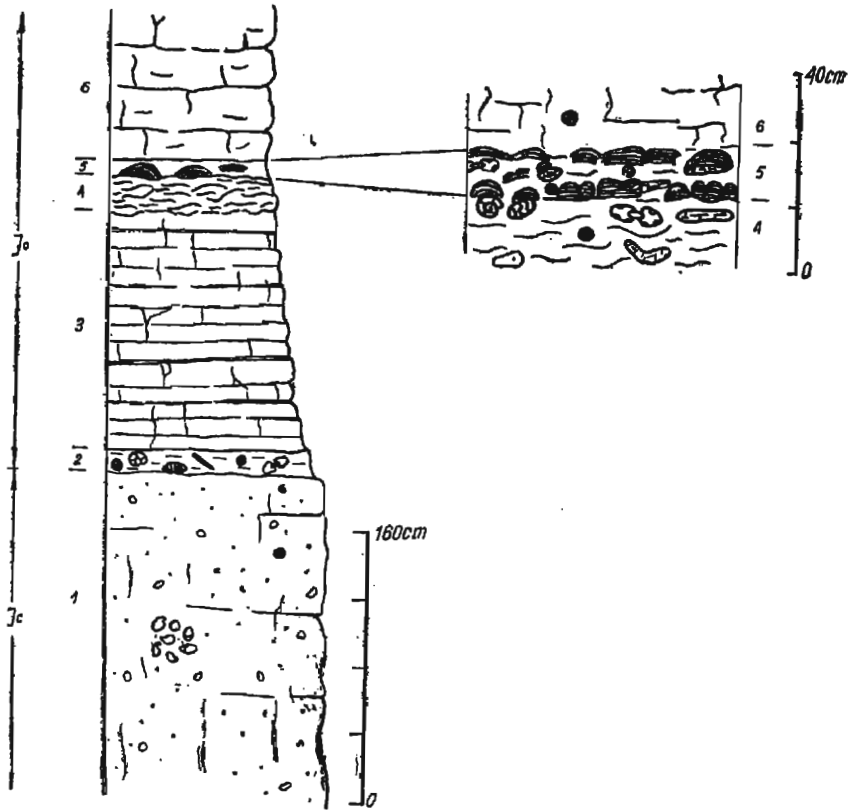


Fig. 15

Położenie warstwy stromatolitowej w profilu Szklar
 Situation of stromatolitic layer in the profile of Szklary

5. Kępy stromatolitowe złożone z kolumnkowych stromatolitów, obok których występują gąbki, belemnity i amonity 7 cm
6. Szary wapień marglisty z ubogą fauną.

Warstwa 2 zawiera amonity charakterystyczne dla poziomu *Cardioceras cordatum*. Kelowej jest tutaj w całości wykształcony w facji piaszczystej i nie wykształciła się tutaj ani kelowejska warstwa bulasta, ani stromatolitowa. Takie wykształcenie keloweju w tej części Jury Krakowskiej było znane już K. Wójcikowi (1910) i S. Z. Różyckiemu (1953). Czy warstwa 1 reprezentuje również najwyższe poziomy keloweju i dywezu, nie można na razie powiedzieć. Warstwy 2—6 odpowiadają dolnemu oksfordowi (poziom *Cardioceras cordatum*).

W odsłonięciu, które opisał S. Alexandrowicz (1957, fide Krysowska 1960), niezbyt odległym od opisanego przeze mnie, pod marglami, a więc zapewne w stropie keloweju pojawia się wapień z конкреcjami fosforytowo-limonitycznymi przykryty przez warstwę stromatolitową.

Obszar częstochowski

Włodowice (fig. 16). — Przy wylocie szosy z Włodowic do Rudnik i Zawiercia, w skarpie po zachodniej stronie szosy tkwią w zwietrzelinie pojedyncze, wielkie bloki wapieni kelowejskich, które udało się odsło-

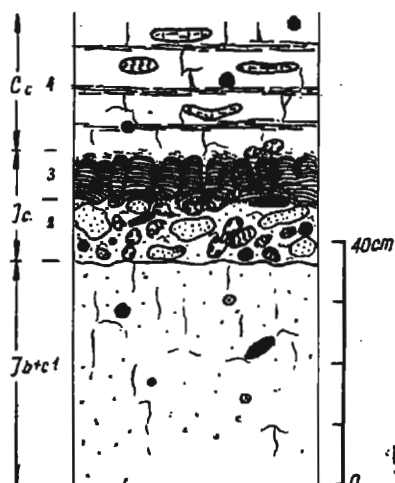


Fig. 16

Położenie warstwy stromatolitowej w profilu Włodowice

Situation of stromatolitic layer in the profile of Włodowice

nić. Widoczne są w nich tylko najwyższe spośród wyróżnionych tutaj przez S. Z. Różyckiego (1953) ogniów doggeru:

1. Wapień z ooidami żelazistymi, glaukonitem, kwarcem frakcji aleurytowej i drobnopsamitowej oraz detrytusem szkariupniowym i rostrami belemnitów 30 cm
2. Warstwa bulasta złożona z buł niżej leżącego wapienia i fragmentów szarego iłu. W marglu spajającym buły widoczne są liczne ooidy żelaziste, ziarna glaukonitu i kwarc frakcji aleurytowej. Fauna przepełniająca tę warstwę składa się z amonitów, belemnitów, ramienionogów, ślimaków, jeżowców i małżów 10 cm
3. Warstwa stromatolitowa, w części spągowej złożona z form kopułowatych obrastających pagórkowate nierówności stropu warstwy bulastej, a wyżej zbudowana z gęsto obok siebie ustawionych stromatolitów kolumnkowych 7 cm
4. Naprzemianległe wapień i margle z gąbkami i głowonogami.

Wapień z ooidami (warstwa 1) odpowiada warstwie 24 S. Z. Różyckiego (1953), która obejmuje najwyższy baton i cały dolny kelowej. Warstwa 2, która jest rzeczywiście warstwą bulastą, obejmuje według S. Z. Różyckiego wszystkie trzy poziomy kosmocerasowe górnego kelowej. W jej stropie leży warstwa stromatolitowa, znana również S. Z. Różyckiemu. Wapień i margle z gąbkami (warstwa 4), leżące wprost na stromatolitowej warstwie, zawierają już faunę poziomu *Cardioceras cordatum*. Między warstwą stromatolitową a wapieniami scyfiowymi istnieje więc hiatus obejmujący cały dywez (Różycki 1953).

Wrzosowa (fig. 17). — Dla zilustrowania pozycji warstwy stromatolitowej podaję uproszczony opis profilu oparty o pracę S. Z. Różyckiego (1953) dla keloweju, a L. Malinowskiej (1959, 1963) dla oksfordu.

1. Wapienie brązowe piaszczyste z przeławieniami marglu zielonego. Spotyka się w nich kawałki drewna, trochity liliowców, a w stropie gniazda z ramienionogami i jeżowcami *Collyrites ovalis* 2,4 m
2. Warstwa bulasta złożona z buł wapiennych i fosforytowo-wapiennych tkwiących w marglu glaukonitowym. Obfita fauna zawiera amonity, belemnity, ramienionogi, ślimaki, małże, jeżowce, serpule i nieliczne gąbki 10 cm
3. Warstwa stromatolitowa tworząca ciągłą pokrywę wyrównującą nierówności stropowej powierzchni warstwy bulastej 10 cm
4. Naprzemianległe cienkoławicowe wapienie gąbkowe i margle 4 m

Warstwa oznaczona tutaj jako 1 obejmuje, według S. Z. Różyckiego (1953), kelowej dolny (poziom *typicus* i *calloviensis*). W warstwie bulastej (warstwa 2) zawarte są wszystkie poziomy górnego keloweju. Na dolny i środkowy dywez przypada we Wrzosowej luka stratygraficzna. S. Z. Różycki (op. cit.) sądzi, że na najniższą jej część przypadało tworzenie się warstwy stromatolitowej. Warstwy oznaczone nr 4 reprezentują górny dywez i newiz (Różycki 1960b). W obrębie newizu L. Malinowska (1959, 1963) wyróżniła dwa poziomy kardiocerasowe: poz. *C. bukowskii*

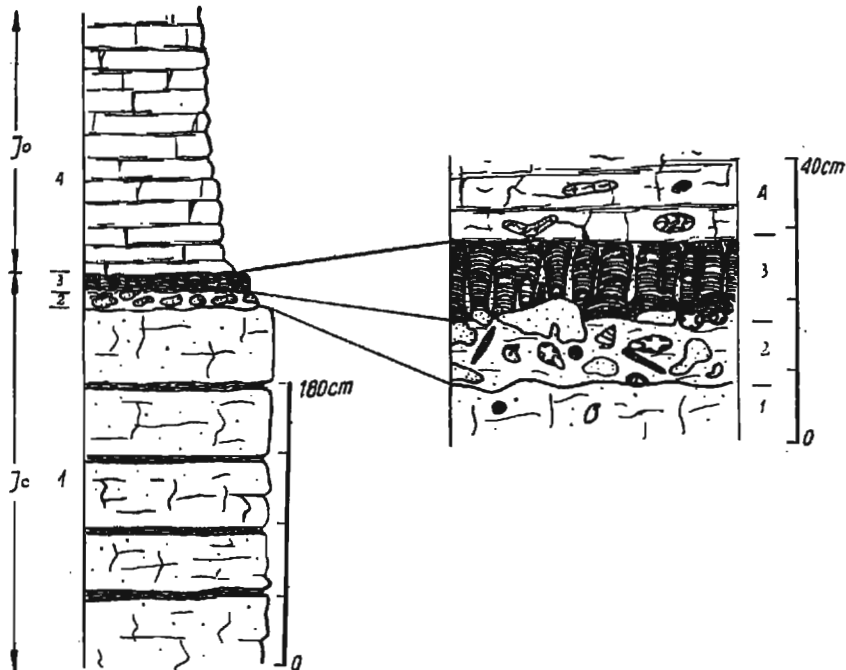


Fig. 17

Położenie warstwy stromatolitowej w profilu Wrzosowej
 Situation of stromatolitic layer in the profile of Wrzosowa

i poz. *C. excavatum*. Granica pomiędzy nimi nie zaznacza się w litologicznym wykształceniu osadów.

Pierzchno (fig. 18). — Odsłaniające się tutaj wapienie keloweju i oksfordu opisał szczegółowo S. Z. Różycki (1953). Poniżej podaję skrócony opis profilu:

1. Wapień brunatny, piaszczysty, w stropowej partii zielonkawej, z przeławiczeniami zielonkawego marglu, z fauną ramienionogów i jeżowców odsłonięte ok. 2 m
2. Warstwa bulasta złożona z bul wapiennych i fosforytowo-wapiennych oraz otoczków szaro-zielonego marglu, z fauną amonitów, belemnitów i jeżowców 15 cm
3. Warstwa stromatolitowa 12 cm
4. Naprzemianległe wapień i margle gąbkowe z bogatą fauną amonitową.

Wapień piaszczysty (warstwa 1) należą, podobnie jak we Wrzossowej, do dolnego keloweju (Różycki 1953). W warstwie bulastej S. Z. Różycki (op. cit.) stwierdził obok reprezentantów wszystkich trzech poziomów górnego keloweju również gatunki typowe dla dolnego dywezu (poziom *Quenstedtoceras flexicostatum*). Leżące ponad warstwą stroma-

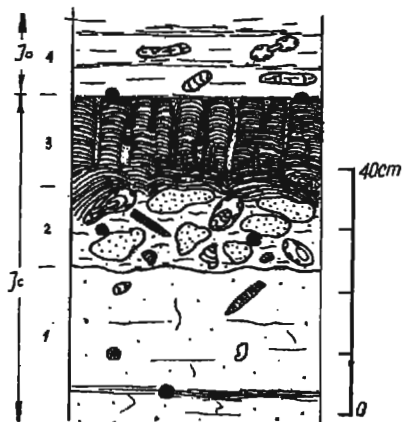


Fig. 18

Położenie warstwy stromatolitycznej w profilu Pierzchno

Situation of stromatolitic layer in the profile of Pierzchno

tolitową margle i wapień warstwy 4 należą już do newizu. W ten sposób według S. Z. Różyckiego warstwa stromatolityczna przypada na początek hiatusu obejmującego środkowy i górny dywez.

Kłobuck (fig. 19). — Odsłonięcie to było szczegółowo opisane przez S. Z. Różyckiego (1953), a ostatnio newiz tutejszy został drobiazgowo opracowany przez L. Malinowską (1963). Moje obserwacje nie wnoszą istotnych zmian do profili przedstawionych przez tych autorów, porzucam więc na zgeneralizowanym przedstawieniu następstwa warstw w oparciu o wymienione wyżej publikacje.

1. Wapień piaszczysty, brunatny, gruboławicowy, przeławiczony falistymi wkładkami zielonkawego marglu ilastego.

2. Warstwa bulasta złożona z buł wapiennych i fosforytowo-wapiennych, spojonych zielonkawym iłem glaukonitowym.
3. Warstwa stromatolitowa 10–15 cm
4. Margle i wapienie scyflowe.

Wapienie piaszczyste (warstwa 1) należą do dolnego keloweju (Różycki 1953). Warstwa bulasta w Kłobucku obejmuje według S. Z. Różyckiego te same poziomy, co w Pierzchni, tj. górny kelowej i dolny dywez. W spągowej części wapieni i margli scyfiowych L. Malinowska (1963) stwierdziła występowanie fauny górnego dywezu. Górny dywez wykształcony w facji wapieni i margli scyfiowych litologicznie niczym

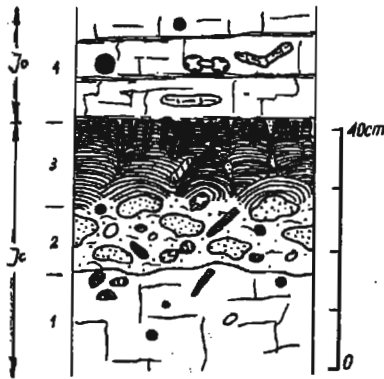


Fig. 19

Położenie warstwy stromatolitowej w profilu Kłobucka

Situation of stromatolitic layer in the profile of Kłobuck

nie różni się od wyżej leżących osadów newizu. Newiz L. Malinowska rozdzieliła na poziomy *Cardioceras bukowskii* i *C. excavatum*, przy czym oba te poziomy także nie różnią się pod względem litologicznym.

Wieluń (fig. 20). — Na peryferiach Wielunia, po północnej stronie szosy częstochowskiej znajduje się czynny kamieniołom wapieni jurajskich. Profil tego kamieniołomu podali Z. Deczkowski i I. Jurkiewiczowa (1960). Profil poszerzony o podane tam informacje, dotyczące stosunków stratygraficznych, przedstawia się następująco:

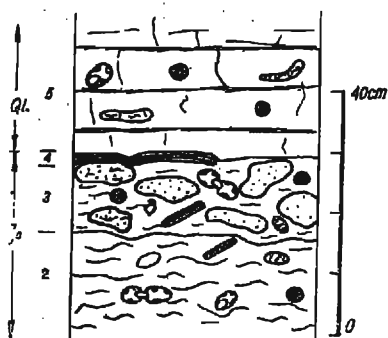
1. Wapienie piaszczyste i płaskowce drobnoziarniste z krzemieniami .ok. 10 m
2. Margiel gruzłowaty z liczną fauną amonitową 1,8 m
3. Warstwa bulasta złożona z fragmentów wapienia i marglu piaszczystego 15 cm
4. Warstwa stromatolitowa wykształcona słabo i nieciągła na przestrzeni całego kamieniołomu.
5. Szare margle z gąbkami, glaukonitowe.
6. Naprzemianległe wapienie i margle z gąbkami.

Warstwa 1 obejmuje zapewne niższą część dolnego keloweju, ponieważ w warstwie 2 pojawia się liczny zespół amonitów, wskazujący na wyższą część dolnego keloweju (poziom *Kepplerites calloviensis*). War-

Fig. 20

Położenie warstwy stromatolitowej w profilu Wielunia

Situation of stromatolitic layer in the profile of Wieluń



stwa bulasta zawiera faunę wszystkich trzech poziomów górnego kelo-weju. Warstwa 5 obejmuje wszystkie poziomy dywezu, a dopiero war-stwa 6 należy do newizu. Warstwa stromatolitowa występuje zatem na granicy kelo-weju i newizu. Wszystkie te informacje stratygraficzne opar-te są na Przewodniku XXXIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.

Profile ze stromatolitami z doggeru obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich

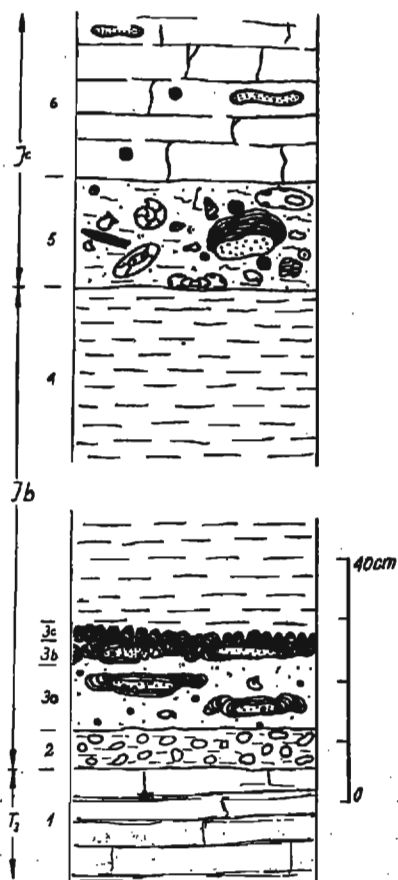
Stromatolity zostały stwierdzone w dwóch odsłonięciach na tym obszarze — w Woli Morawickiej i w Mnie. W Woli Morawickiej stromatolity pojawiają się w dwóch horyzontach: w spagu batonu oraz w spagu kelo-weju. W Mnie stromatolity występują w trzecim horyzon-cie, na granicy kelo-weju i oksfordu, a więc w pozycji identycznej jak kelo-wejskie stromatolity z Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Stromato-lity z tego poziomu w innych odsłonięciach obrzeżenia Gór Świętokrzy-skich nie zostały znalezione.

Wola Morawicka (fig. 21)

Kamieniołom w Woli Morawickiej jest położony około 3 km na południowy wschód od Morawicy, w pobliżu szosy z Kielc do Buska. W kamieniołomie tym odsłania się kajper, baton i kelo-wej. Pełny opis tych utworów można znaleźć w pracy M. Siemiątkowskiej (1966) i auto-ra (Szulczewski 1967). W tym miejscu podam tylko profil skrócony, z po-minięciem zróżnicowanych osadów kajpru i wyższego kelo-weju.

1. Mułowce drobno uławiczone, naprzemianległe oliwkowe i czerwone 30 cm
2. Zlepniec mało zwięzły, złożony z otoczków piaskowców kwarcytocznych. Spoiwo stanowi il żelazisty z licznymi ooidami limonitowymi . . . 6 cm
3. a. Wapień organodetrytyczny z onkolitami dyskoidalnymi o średnicy do-chodzącej do kilkudziesięciu centymetrów. Wapień składa się z detry-tusu trochitów mlłowców i mszywiolów. Płaskie otoczki tworzące ją-

- dra onkolitów są silnie podrażone przez małże. Powierzchnie onkolitów oraz niektórych lamin są obrośnięte przez serpule i mszywioly. W wapieniu występuje fauna małżowa (*Trigonia* i *Modiolus*), ramienionogowa i ślimakowa. Powierzchnia stropowa warstwy jest pokryta polewą limonitową obficie inkrustowaną przez serpule 10 cm
- b. Warstwa złożona z ciasno obok siebie ułożonych onkolitów, analogicznych, jak w warstwie poprzedniej (3a) 3 cm
- c. Górna powierzchnia płasko leżących onkolitów warstwy 3b jest pokryta cieniutką warstewką stromatolitową, złożoną ze stromatolitów kolumienkowych o średnicy do 2 cm 3—4 cm
4. Iłowiec szarobrunatny z domieszką kwarcu frakcji mułastej, przeniknięty licznymi kanałami mułotoczów. Występuje w nim fauna małżowa (*Parallelodon* i *Monotis*) 40 cm
5. Iłowce czarne z domieszką frakcji aleurytowej i z pirytem oraz z posidoniemi 560 cm
6. Wapień marglisty ze żwirem kwarcowym i bułami żelazistymi zawierającymi ooidy limonitowe. Niektóre buły i skamieniałości są obrośnięte przez stromatolity kępowe. W skład bogatej fauny wchodzi amonity, belemnity, ramienionogi, ślimaki, małże i lilowce 18 cm
7. Wapienie z krzemieniami.



Mułowce warstwy 1 stanowią najwyższe zachowane ogniwo kajpru. Warstwy 3—5 nie zawierają fauny pozwalającej na pewne określenie ich wieku. Z ogólnych rozważań dotyczących rozwoju doggeru w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wynika, że należą one do batonu. Spągowe ogniwa batonu mają charakter transgresywny. Baton rozpoczyna się warstwą zlepieńca podstawowego (warstwa 2). Luka stratygraficzna pomiędzy warstwą 1 i 2 jest bardzo znaczna. Brak tutaj z całą pewnością retyku i liasu, a zapewne również części kajpru i doggeru. Podane w opisie małże zostały oznaczone przez dr H. Pugačzewską. Warstwa 6, leżąca na czar-

Fig. 21

Położenie warstw stromatolitowych w profilu Woli Morawickiej

Situation of stromatolitic layers in the profile of Wola Morawicka

nych iłowcach batonu, zawiera bogaty zespół amonitów oznaczonych przez M. Siemiątkowską (1966). Określają one wiek spągowej warstwy wapieni spoczywających na iłowcach batońskich jako dolny kelowej, poziom *Sigaloceras calloviense*. W spągu kelowej istnieje luka stratygraficzna obejmująca co najmniej najniższy kelowej. W spągowej warstwie kelowej, ponad luką, występują odosobnione stromatolity kępowe. Wyżej leżące wapienie (warstwa 7) obejmują wyższe poziomy kelowej.

Mnin (fig. 22)

Nieduży chłopski łomik wapieni kelowejskich i oksfordzkich, założony akurat na ich kontakcie, znajduje się po zachodniej stronie drogi wiodącej z Mnina do Czerwonej Woli. Kolejność odsłoniętych tutaj ogniw litologicznych jest następująca:

1. Wapień krystaliczne, czerwone, średnioławicowe z fauną belemnitów.
2. Wapień marglisty, gruzłowaty, brunatny 40 cm
3. Margiel zielonkawy z bułami niżej leżącego wapienia marglistego 6 cm
4. Warstwa bulasta z kępami stromatolitów kolumnienkowych i z fauną amonitów, belemnitów i ramienionogów 6—12 cm
5. Margiel zielonkawy 2 cm
6. Wapień gruzłowaty, marglisty, z fauną amonitów i ramienionogów.

Fauna z wyżej wymienionych warstw została opracowana przez mgr M. Siemiątkowską (praca w przygotowaniu). Zdaniem mgr M. Siemiątkowskiej, warstwy 1 i 2 obejmują dolny kelowej i, być może, część kelowej środkowego. Warstwy 3 i 4 zawierają wymieszaną faunę całego środkowego kelowej (poziomy *Kosmoceras jason* i *Erymnoceras coronatum*). Warstwa 5 nie zawiera skamieniałości. Warstwa 6 zawiera już faunę dolnooksfordzką, poziom *Cardioceras cordatum*. Niewielka ilość stromatolitów znajdujących w odsłonięciu (większość zebranych okazów pochodzi ze zwietrzliny) nie pozwala na rozstrzygnięcie, czy rozwój

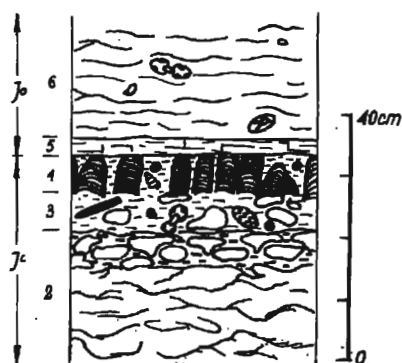


Fig. 22

Położenie warstwy stromatolitycznej w profilu Mnina

Situation of stromatolitic layer in the profile of Mnin

stromatolitów był ograniczony jedynie do odosobnionych kęp, czy też kępy te powstały w wyniku zniszczenia pierwotnie ciągłej warstwy stromatolitowej.

Stromatolity w wierceniach na Niżu Polskim

Płońsk I

Okaz stromatolitu z wiercenia naftowego Płońsk I (Szczytno) uzyskalem dzięki uprzejmości doc. dra J. Znoski. Warstwa stromatolitowa została nawiercona w tym otworze na głębokości 1749—1749,25 m. Spoczywa ona bezpośrednio na warstwie bulastej, z której doc. dr J. Znosko oznaczył następującą faunę: *Kosmoceras jason* Rein., *Hecticoceras* sp., *Placunopsis jurensis* Morris & Lycett, *Belemnopsis calloviensis* Opp. i *Pleurotomaria* sp.

Fauna ta wskazuje na górny kelowej w ujęciu S. Z. Różyckiego (1953). Położenie warstwy stromatolitowej odpowiada więc pozycji kelowej warstwy stromatolitowej w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej i w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Łęczycza 57a/1069

Warstwę stromatolitową, nawierconą w podobnej sytuacji jak w Płońsku, opisała M. Sodies (1966) z wiercenia koło Łęczycy. Warstwa stromatolitowa występuje tam na głębokości 169,37—169,43 m, w stropie warstwy bulastej. Warstwa bulasta nie zawiera tam żadnych oznaczalnych skamieniałości. Występują w niej jedynie liczne rostra belemnitów, silnie podrażone przez skałotocze. Warstwa stromatolitowa ma charakter cienkiej powłoki pokrywającej nierówności stropu warstwy bulastej. Na podstawie analogii litologicznych z pobliskimi profilami, zawierającymi oznaczoną faunę, wiek warstwy stromatolitowej został określony jako górnokelowejski.

FORMY POLSKICH STROMATOLITÓW JURAJSKICH I CHARAKTER ICH ASOCJACJI

Zagadnienie klasyfikacji stromatolitów

Zmieniające się poglądy na temat genezy stromatolitów znajdowały wyraz w zmianach systemu klasyfikacji stromatolitów. W tym miejscu omówię tylko systemy klasyfikacyjne aktualnie stosowane.

Tradycyjne systemy klasyfikacji stromatolitów przyjmowały jako kryterium wyróżnianych typów formy zewnętrzne pojedynczych stromatolitów (Pia 1927, Rezak 1957, Johnson 1961). Zainteresowanie mikrostrukturami stromatolitów i oparcie na nich klasyfikacji jest kierunkiem stosunkowo młodym, uprawianym głównie w ZSRR (Vologdin 1962). V. P. Maslov (1956, 1960) dokonał próby powiązania obu kryteriów i obok form zewnętrznych uwzględniał również mikrostrukturę, opierając na niej bardziej szczegółowy podział.

Stromatolity są, jak dziś wiadomo, strukturami o złożonej genezie. W ich kształtowaniu współdziałają czynniki dwojakiego rodzaju: biologiczne i pozabiologiczne (środowiskowe). Badania stromatolitów współczesnych (Black 1933, Logan 1961, Logan, Rezak & Ginsburg 1964) oraz kopalnych (Votach & Čajka 1962, Vologdin 1962, Radwański & Szulczewski 1966) wykazały, że o kształcie zewnętrznym stromatolitów decydują w pierwszym rzędzie czynniki pozabiologiczne, tj. charakter środowiska ich powstawania. Z tego też powodu klasyfikacje oparte na zewnętrznym kształcie stromatolitów mają charakter przede wszystkim ekologiczny i mogą być kluczem do odtwarzania środowiska powstawania stromatolitów (por. Logan, Rezak & Ginsburg 1964). Ponawiane po dziś dzień próby opierania stratygrafii na klasyfikacji stromatolitów według ich formy zewnętrznej zakładają, bez względu na to czy autorzy tych prób zdają sobie z tego sprawę, nadrzędność czynnika biologicznego nad środowiskowym w kształtowaniu stromatolitów. W świetle tego, co wyżej powiedziano, próby te wydają się mieć małe szanse powodzenia i nie należy sądzić, aby stromatolity mogły pełnić rolę „skamieniałości przewodnich”. Jednakże najlepszą odpowiedź w tej mierze da zapewne konsekwentne jej przeprowadzenie. Można natomiast w pełni zgodzić się z K. B. Korde (1954) i z A. G. Vologdinem (1962), że biologicznego aspektu stromatolitów należy upatrywać nie w formach zewnętrznych stromatolitów, lecz w charakterze budujących je glonów. Praktyczne wykorzystanie tego stwierdzenia nie jest jednak bynajmniej łatwe i może być różnorodnie przeprowadzane. Szczątki glonów budujących stromatolity są w nich zachowane bardzo rzadko, za regułą można nawet przyjąć ich zupełny brak. Częściej spotyka się w stromatolitych próżnie po nitkowatych glonach, wypełnione np. wodorotlenkami żelaza lub kalcytem. Niemniej jednak w klasyfikacji organizmów konstruujących stromatolity powinny obowiązywać ogólnie przyjęte kryteria taksonomii paleontologicznej. Klasyfikacja glonów, nie oparta ani na ich kształcie zewnętrznym, ani na czytelnej budowie komórkowej, musi budzić poważne zastrzeżenia. Zwłaszcza problematyczna jest próba uzasadnienia klasyfikacji glonów występujących w stromatolitych, opartej na kształcie domniemanych pseudomorfoz po skupieniach śluzu glonowego (Korde 1954, 1955, 1961; Vologdin 1962), na co zwrócił uwagę V. P. Maslov (1960). Nazwa glonów tworzących stromatolit nie może być utożsamiana z nazwą samego stro-

matolitu. wiadomo bowiem, że nie istnieje ścisły związek pomiędzy kształtem stromatolitu a gatunkiem tworzących go glonów. Wiadomo również, że jeden stromatolit może być utworzony przez zespół kilku gatunków glonów. Istnieje więc potrzeba klasyfikowania samych stromatolitów według ich formy zewnętrznej, obok, w przypadkach kiedy to możliwe, biologicznego klasyfikowania tworzących je glonów.

Tradycyjna klasyfikacja opierająca się na formach stromatolitów używała dla ich określenia nazw łacińskich. Ogromna ilość „gatunków” stromatolitów kreowanych często w oparciu o nieistotne i nieadekwatne do siebie cechy, spowodowała duże zamieszanie zamiast spodziewanego uporządkowania klasyfikacji. Obecnie nawet najbardziej szacowne „rodzaje” stromatolitów nie są jednakowo pojmowane przez wszystkich autorów. Większość autorów rozumie dzisiaj nazwę „rodzajową” jako wyraz najbardziej ogólnych cech geometrycznych stromatolitu. Przeważa przy tym tendencja do redukcji ilości „rodzajów” stromatolitów. I tak np. R. Rezak (1957) sprowadził stromatolity do czterech „rodzajów”.

Uzasadnione zastrzeżenia do tego rodzaju klasyfikacji wyrazili B. W. Logan, R. Rezak i R. N. Ginsburg (1964), którzy w ich miejsce zaproponowali jednocześnie wprowadzenie symboli literowych dla określenia geometrii stromatolitów. Symbole pochodzą od pierwszych liter krótkiej angielskiej charakterystyki sposobu uporządkowania półkulistych lamin, które są traktowane jako podstawowy element w budowie stromatolitów.

System ten pozwala ponadto odpowiednim zapisem notować drugorzędne, wewnętrzne szczegóły budowy stromatolitów oraz zmiany formy stromatolitów w miarę wzrostu. System B. W. Logana, R. Rezaka i R. N. Ginsburga znacznie jednak idealizuje kształty lamin sprowadzając je zawsze do półkul. Z tego też powodu nie do wszystkich stromatolitów może on być stosowany. W szczególności w obecnej postaci nie można go stosować do polskich stromatolitów jurajskich bez uszczerbku dla precyzji ich opisu. Idea zerwania z dotychczasową klasyfikacją o pozorach biologicznej oraz uwzględnienie przestrzennych stosunków pomiędzy sąsiednimi stromatolitami w ich klasyfikacji są niewątpliwymi walorami tej klasyfikacji.

Oprócz wyżej nakreślonych „uniwersalnych” klasyfikacji stromatolitów, szereg autorów (m.in. Robertson 1960, Radwański & Szulczewski 1966) stosowało klasyfikację opisową, operującą przede wszystkim nazwami brył, które symbolizowały ogólny kształt stromatolitów (np. „formy stożkowe”, „kopulaste”, „cylindryczne”, „o falistych laminach” itp.). Systemy te mają ograniczone zastosowanie i nie stanowią uniwersalnej klasyfikacji, równorzędnej z poprzednio wymienionymi. Odnoszą się one jedynie do konkretnego materiału, dla którego opisanie zostały utworzone.

Zasady przyjętej klasyfikacji

Dla opisanego i klasyfikacji polskich stromatolitów jurajskich żaden z dotychczas stosowanych systemów nie jest dogodny. Nie wydaje się w obecnej sytuacji celowym tworzenie jeszcze jednej klasyfikacji stromatolitów z aspiracjami nadania jej uniwersalnego znaczenia. Z tego powodu przestaną na przyjęciu klasyfikacji, która najbardziej odpowiada charakterowi stromatolitów jurajskich i najlepiej oddaje ich zróżnicowanie. Wydaje się, że na tworzenie nowej, uniwersalnej klasyfikacji, w której mieściłyby się wszystkie stromatolity, jest jeszcze za wcześnie, o ile próby takie w ogóle są celowe. Klasyfikacja tutaj przyjęta opiera się na trójwymiarowej analizie organizacji warstw stromatolitowych i zespołów stromatolitów. Warstwa stromatolitowa nie jest traktowana jedynie jako zbiór pojedynczych stromatolitów, lecz jest sama w sobie całością, która może ulegać w różnym stopniu fragmentaryzacji, aż do jej rozbicia na w pełni wyindywidualizowane stromatolity. Używanie tradycyjnej terminologii łacińskiej jest więc tym samym nie tylko niecelowe, ale nawet niemożliwe. Przyjęcie powyższej zasady w klasyfikacji stromatolitów jurajskich wymaga jednak bliższego wyjaśnienia.

Uderzającą prawidłowością w występowaniu stromatolitów jest ich zespołowe pojawianie się w osadach kopalnych. W polskiej jurze stromatolity nigdy nie występują rozsiane w różnych horyzontach w kompleksie skał o znacznej miąższości, lecz pojawiają się tylko w określonych warstwach o znikomej miąższości. W skrajnym przypadku, zresztą najbardziej pospolitym, stromatolity tworzą warstwę, wypełniając ją niemalże bez reszty. W takim przypadku można mówić o „warstwie stromatolitowej”. Warstwy tego rodzaju były w polskiej literaturze nazywane po prostu w całości „stromatolitem” (Różycki 1953, 1960). Terminu tego lepiej jednakże w tym znaczeniu zaniechać, rezerwując go zgodnie z ogólnie przyjętym znaczeniem dla pojedynczych form. Stromatolity mogą również występować w izolowanych zespołach („kupy stromatolitowe”) lub jako odosobnione, oddalone od siebie kopuły. Warstwy stromatolitowe mogą mieć różnorodny typ organizacji wewnętrznej. Jej zróżnicowanie polega na niejednakowym stopniu fragmentaryzacji warstwy. W najprostszym przypadku warstwa jest złożona z lamin ciągłych i biegnących niemal płasko na znacznej przestrzeni. Warstwa tego rodzaju nie dzieli się tym samym na zindywidualizowane stromatolity, lecz jest sama w sobie integralną całością. W innych typach warstw stromatolitowych zaznacza się mniej lub bardziej wyraźnie proces fragmentaryzacji, jednak dopiero w skrajnym przypadku prowadzi on do całkowitego rozbicia warstwy na w pełni zindywidualizowane stromatolity, oddzielone od siebie na całej swojej wysokości interstycjami. W przypadkach pośrednich interstycja, lub nawet tylko nie biegnące jeszcze liniowo jamki miejscami rozcinają warstwę, lecz nie dzielą jej na wy-

odrębnione stromatolity. Tak więc za punkt wyjścia klasyfikacji nie można traktować pojedynczych stromatolitów, bo w warstwach stromatolitowych pewnych typów w ogóle ich nie ma, lecz całą warstwę, której charakter określa stopień jej fragmentaryzacji. Najbardziej dogodną płaszczyzną, w której ujawnia się wewnętrzna organizacja warstwy, jest płaszczyzna równoległa do spągu i do stropu warstwy. Oczywiście obraz na niej obserwowany jest ściśle związany z konkretnym obrazem w przekroju pionowym, jednakże w tym ostatnim nie wszystkie rodzaje warstw stromatolitowych dają się od siebie jednoznacznie odróżnić. Nazwy nadane określonym rodzajom warstw stromatolitowych pochodzą właśnie od ich obrazu w planie.

Przyjęcie całości warstw stromatolitowych jako podstawy klasyfikacji ma jeszcze dodatkowe umotywowanie. Kształt poszczególnych, w pełni wyodrębnionych stromatolitów jest mianowicie uzależniony od przestrzennej organizacji całego zespołu stromatolitów. Warunkiem uformowania się stromatolitów kolumienkowych jest ich wzrost w zwartym zespole, gdzie rozwój boczny nie jest możliwy ze względu na bliskie sąsiedztwo innych stromatolitów. Stromatolity kopułowe tworzą się natomiast wtedy, gdy przestrzenne rozmieszczenie pojedynczych form jest bardziej swobodne. Na ostatecznej postaci pojedynczych stromatolitów waży również czas trwania ich wzrostu i uzależnione od niego stadium ich rozwoju, „stopień dojrzałości”. W zwartym, poligonalnym zespole stromatolity kopulaste są formą inicjalną stromatolitów kolumnowych. Tak więc dla odtworzenia warunków tworzenia się stromatolitów najbardziej symptomatyczny jest plan warstwy stromatolitowej.

W osadach jurajskich w Polsce występują następujące typy struktur stromatolitowych (fig. 2 i 3):

A. Warstwy stromatolitowe

1. gładka
2. jamista
3. rynienkowa
4. poligonalna

B. Izolowane formy występowania stromatolitów

1. kępy stromatolitowe
2. pojedyncze kopuły.

*Rodzaje warstw stromatolitowych
i izolowane formy występowania stromatolitów*

A. Warstwy stromatolitowe (fig. 2 i 3)

Warstwy stromatolitowe zbudowane są niemal w całości z osadu zorganizowanego w laminy. Osad nieuporządkowany jest ograniczony jedynie do wąskich interstycjów lub zagłębień o charakterze nielinio-

wym. Warstwa ograniczona jest wyraźnymi powierzchniami — spagową i stropową. Powierzchnia spagowa dostosowuje się do ukształtowania stropu warstwy niżej leżącej, tj. do reliefu dna, na którym się rozwinęła. Może to być powierzchnia płaska lub nierówna. Powierzchnia stropowa może być prawie płaska lub pagórkowata, kiedy warstwa jest silnie sfragmentaryzowana. Wszystkie stromatolity dorastają jednak wtedy do jednego poziomu.

A.1. *Gładka warstwa stromatolitowa* (fig. 2A i 23) ma wykształcenie najmniej skomplikowane. Ciągłe laminy, nieprzerwane w zasadzie żadnymi interstycjami, ciągną się na znacznej przestrzeni, niewspółmiernej przewyższającej miąższość warstwy. Laminy biegną ogólnie poziomo, jednak tylko wyjątkowo przebiegają zupełnie płasko, a z reguły



Fig. 23

Gładka warstwa stromatolitowa w przekroju. Podłęże, kelowej. Wielkość naturalna

Smooth stromatolitic layer in section. Podłęże, Callovian. Nat. size.

są nieregularnie faliste. Plan drobnych undulacji nie utrzymuje się wraz ze wzrostem warstwy i nie powstają w związku z tym trwale umiejscowione elewacje i depresje. Pomędzy laminami obserwuje się liczne niezgodności, w związku z którymi pewne laminy wyklinowują się, a paralelizacja lamin na większej przestrzeni nie jest możliwa.

A.2. *Jamista warstwa stromatolitowa* (fig. 2B) jest zbudowana z lamin poprzerrywanych licznymi jamkami wypełnionymi osadem nielaminowanym. Jamki te mają w planie postać nieregularną, czasem zbliżoną do kolistej lub też częściej nieregularnie gwiazdzistą (pl. VIII, fig. 1; pl. IX, fig. 1). Zbiegają się w nich często krótkie, zaczątkowe interstycja, zwykle niewyraźne. W przekroju pionowym (pl. X, fig. 1 i 2) widać, że jamki nie przecinają całej warstwy, lecz zwykle tylko pewien zespół lamin. Poszczególne jamki przecinają laminy niejednakowego

odcinka wzrostu warstwy stromatolitowej. Warstwa stromatolitowa nie jest więc podzielona na odgraniczone od siebie stromatolity, lecz jest jedynie poprzecinana licznymi zagłębieniami i zaczątkowymi interstycjami, których plan w miarę wzrostu warstwy ulega stałej przebudowie. Poszczególne zagłębienia zaczynają się tworzyć i nikną w niejednakowych momentach. Tkwią w nich często szczątki fauny, zwłaszcza rostra belemnitów. Laminacja ma podobny charakter jak w przypadku gładkiej warstwy stromatolitowej. Laminy są również nieregularnie faliste, plan ich nierówności nie jest utrzymywany w miarę wzrostu warstwy i równie częste są niezgodności pomiędzy laminami. Na krawędziach jamiek przecinających laminy ulegają one zwykle zagięciu ku dołowi, choć często wygięcie to jest bardzo nieznaczne. Pomiedzy warstwą stromatolitową gładką a jamistą nie ma ostrej granicy. W gładkich na znacznej przestrzeni warstwach mogą pojawić się sporadycznie jamki.

A.3. *Rynienkowa warstwa stromatolitowa* (fig. 3C i 24) bierze nazwę od przecinających ją interstycjów o charakterze liniowo biegnących rynienek. Interstycja, nieznacznie wijące się, nie odcinają od siebie w pełni wyosobnionych stromatolitów, lecz jedynie dzielą warstwę na przechodzące w siebie połacie. Sieć interstycjów nie komunikuje się w pełni ze sobą, a liczne spośród nich kończą się ślepo. W przekroju pionowym warstwa rynienkowa może przedstawiać się różnorodnie. Jeśli warstwa jest bardzo nieznacznej miąższości, jej fragmenty oddzielone interstycjami mają w przekroju postać płaskich kopułek. Stopień ich uwypuklenia jest tak niski, że laminy mają na znacznej przestrzeni przebieg niemalże płaski, a nieznacznemu zagięciu, zawsze ku spągowi warstwy, ulegają

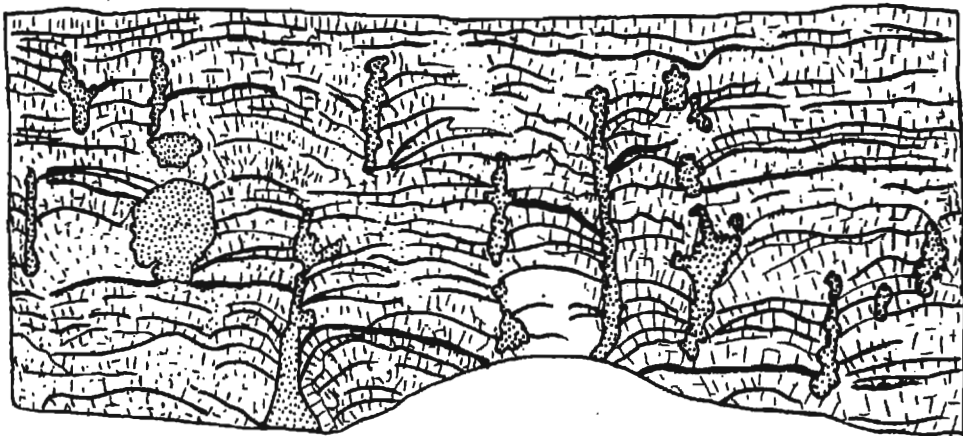


Fig. 24

Rynienkowa warstwa stromatolitowa w przekroju. Podłęże, kelowej. Wielkość naturalna

Grooved stromatolitic layer in section. Podłęże, Callovian. Nat. size.

dopiero w bezpośrednim sąsiedztwie interstycjów. Jeśli warstwa rynienkowa jest wykształcona pełniej, w przekroju przypomina ona warstwę stromatolitową jamistą.

A.4. *Poligonalna warstwa stromatolitowa* (fig. 3D i 25) składa się z całkowicie wyosobnionych stromatolitów, oddzielonych od siebie w pełni komunikującą się siecią interstycjów. Plan sieci interstycjów utrzy-

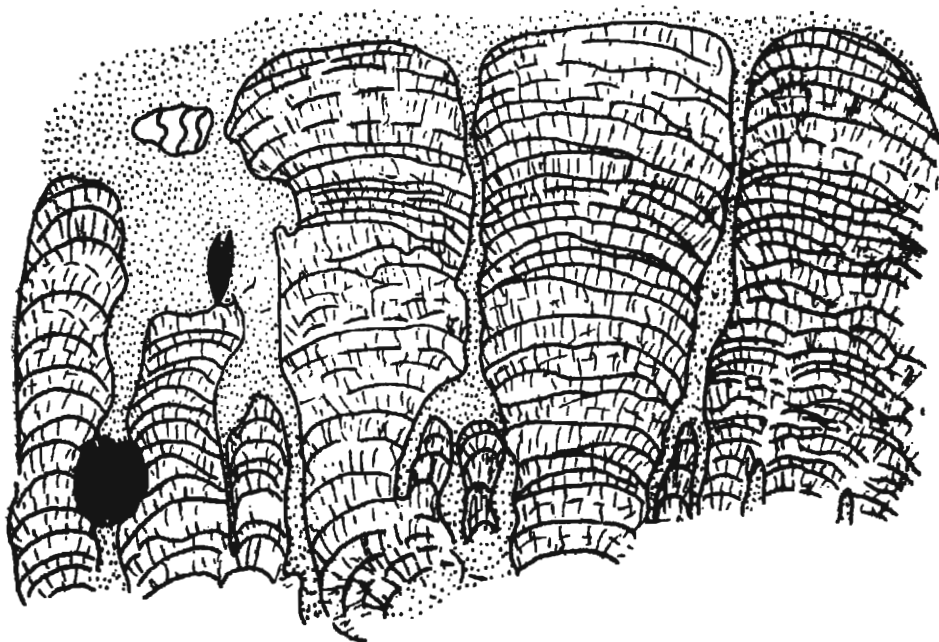


Fig. 25

Poligonalna warstwa stromatolitowa w przekroju. Wrzosowa, kelowej. Wielkość naturalna

Polygonal stromatolitic layer in section. Wrzosowa, Callovian. Nat. size

muje się w ogólnych zarysach przez cały czas formowania się warstwy. Interstycja mają przebieg stosunkowo nieskomplikowany i w ten sposób wyodrębnione przez nie stromatolity mają w planie zarys wieloboków o zaokrąglonych narożach (pl. I, fig. 2; pl. XII; pl. XIV, fig. 1). Wnikające w stromatolity ślepo zakończone odgałęzienia interstycjów są stosunkowo rzadkie. W niektórych przypadkach stromatolity mogą być w planie zbliżone do kolistych. Boki poligonów mogą mieć długość od około 1 cm do kilkunastu centymetrów, a wielkość poligonów w określonej warstwie jest zwykle zbliżona do siebie. W przekroju pionowym warstwy stromatolitowe mogą znacznie różnić się między sobą. Niska warstwa stromatolitowa, o wykształceniu inicjalnym, składa się ze stro-

matolitów kształtu kopulastego, których kolejno narastające laminy dochodzą do powierzchni podłoża, ponad którym wznosi się stromatolit. Jeśli rozwój warstwy poligonalnej jest bardziej długotrwały, zaczątkowe kopuły ulegają przekształceniu w formy kolumnkowe (pl. XVIII, fig. 2). W tym etapie wzrostu laminy nie dosięgają już powierzchni bazalnej, lecz dochodzą tylko do ścian bocznych stromatolitów (pl. VI, fig. 1 i 4; pl. XIII; pl. XIV, fig. 2). Laminy stromatolitów są zwykle silnie uwypuklone ku stropowi warstwy. Ich grubość jest zazwyczaj największa w szczytowej części stromatolitu, a stopniowo maleje ku jego brzegom, w wyniku czego laminy w przekroju przybierają kształt sierpowaty. Szerokość kolumnek w miarę wzrostu nie ulega zmianie, lub też bardzo nieznacznie powiększa się.

B. Izolowane formy występowania stromatolitów

Izolowane stromatolity lub ich zespoły również występują w określonych warstwach, lecz stanowią w ich obrębie element skałotwórczo podrzędny. Obocznie zastępuje je osad węglanowy, zawierający zwykle również skamieniałości.

B.1. *Kępy stromatolitowe* są to zespoły stromatolitów występujące na niewielkiej przestrzeni. W przeciwieństwie do warstw stromatolitowych poszczególne stromatolity nie dorastają w nich do jednakowej wysokości (fig. 26). Wzrost stromatolitów w obrębie kępy może również rozpoczynać się w niejednakowym momencie (fig. 26). Kępy stromatolitowe są utworzone ze stromatolitów o kształcie różnorodnym, od silnie spłaszczonych

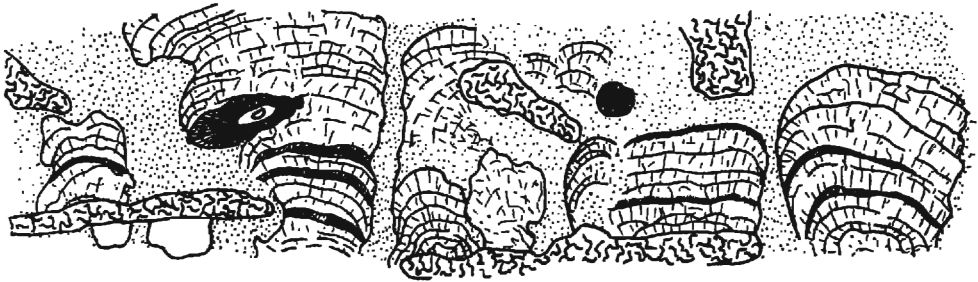


Fig. 26

Kępa stromatolitowa. Podłęże, newiz. Wielkość naturalna

Stromatolitic clump. Podłęże, Lower Oxfordian. Nat. size

kopuł (pl. XVI, fig. 1) do form kolumnkowych (pl. XVII, fig. 1). Związki stromatolitów tworzą się często na wyniesieniach podłoża, np. na skamieniałościach (pl. XVII). Kępy stromatolitowe występują w newizie Jury Krakowskiej. Kępy stromatolitowe z keloweju okolic Zawiercia, dla

których określenia termin ten został wprowadzony przez S. Z. Różyckiego (1953), dzisiaj nigdzie się nie odwołują.

B.2. Pojedyncze kopuły są stosunkowo rzadko spotykaną formą występowania stromatolitów. Stromatolity tego rodzaju występują w znacznych odległościach od siebie, wielokrotnie przewyższających średnicę pojedynczego stromatolitu. Rozwój pojedynczych form odbywa się swobodnie i nie jest ograniczony obecnością form sąsiednich. Stromatolity występujące pojedynczo mają kształt kopuł, których średnica może dochodzić do kilkunastu centymetrów. Laminy schodzą w zasadzie do powierzchni podłoża i ogólny kształt stromatolitu oddaje ich przebieg. Wewnątrz stromatolitu laminy mogą być jeszcze nieznacznie faliste. Kopuły tworzą się zwykle na wyniesieniach podłoża, których rolę często pełnią skamieniałości (pl. XVII, fig. 3).

Onkolity występujące ze stromatolitami jurajskimi

Szczegółowe zajmowanie się onkolitami jurajskimi nie jest przedmiotem niniejszej pracy. Nieco uwagi wypada jednak poświęcić tym onkolitom, które współwystępują ze stromatolitami i tym samym swoją obecnością i charakterem rzucają pewne światło na warunki ich powstawania. Onkolity można traktować jako nieprzytwierdzone, swobodnie spoczywające na dnie stromatolity (por. Logan, Rezak & Ginsburg 1964). W polskiej jurze ze stromatolitami współwystępują onkolity dwojakiego rodzaju:

1. onkolity koncentryczne,
2. onkolity dyskoidalne.

Onkolity koncentryczne (typ SS-C Logana, Rezaka & Ginsburga 1964) są najpowszechniej w osadach kopalnych spotykanym typem onkolitów (pl. XXIII, fig. 2). Laminy, z których są zbudowane, mają kształt kulisty i nakładają się na siebie koncentrycznie. W niektórych przypadkach onkolity koncentryczne mogą mieć kształt znacznie odbiegający od kulistego, ale i wtedy wszystkie laminy powlekają całą powierzchnię onkolitu powstałego wcześniej od nich. Jądrem onkolitów mogą być szczątki organizmów. Najczęściej rolę tę spełniają gąbki. Średnica onkolitów tego rodzaju dochodzi do kilku centymetrów.

Onkolity dyskoidalne (pl. XVIII, fig. 1 i 2) zostały szczegółowo opisane w osobnej pracy autora (Szulczewski 1967). Formy tego rodzaju w stanie kopalnym nie były dotychczas znane, a analogiczne do nich „algal biscuits” zostały opisane przez D. Mawsona (1929) z wybrzeży Australii. Cechą charakterystyczną onkolitów dyskoidalnych jest ich boczny rozrost spowodowany narastaniem lamin ograniczonym tylko

do ich krawędzi. Laminy nie narastają jednak ściśle w płaszczyźnie równikowej dysku, lecz kolejne ich zespoły przyrastają pod kątem dochodzącym do 45° względem płaszczyzny równikowej. Dla każdego kolejnego zespołu lamin kierunek ich narastania leży po przeciwnej stronie płaszczyzny równikowej dysku. W kierunku prostopadłym do płaszczyzny równikowej laminy nie narastają. W centrum onkolitów tkwią zwykle fragmenty płaskich, również dyskoidalnych wapieni, które pełnią rolę jąder onkolitów. Onkolity dyskoidalne dochodzą do bardzo znacznych rozmiarów. Średnica ich może przekraczać nawet 20 cm, a wysokość dochodzi do 5 cm. Onkolity dyskoidalne występują w batonie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Wola Morawicka).

OGÓLNE CECHY MEKROSTRUKTURALNE POLSKICH STROMATOLITÓW JURAJSKICH

Mikrostruktury polskich stromatolitów jurajskich, pochodzących zarówno z różnych horyzontów stratygraficznych, jak i z różnych obszarów, wykazują wiele cech wspólnych. Mimo zmienności, mikrostruktury stromatolitów jurajskich wykazują pewne prawidłowości, które postaram się przedstawić w tym rozdziale.

W składzie petrograficznym opisanych stromatolitów znajduje się zawsze te same grupy pierwotnych składników, a więc:

1. wapień pelitowy (mikryt),
2. związki żelaza,
3. detrytus organiczny,
4. materiał klastyczny pochodzenia nieorganicznego.

W trakcie przemian diagenetycznych może nastąpić częściowe przetworzenie pierwotnej mikrostruktury (np. poprzez rekrystalizację węglanu wapnia) oraz mogą być doprowadzone nowe składniki mineralne (np. krzemionka w stromatolitach obszaru częstochowskiego). Procesy te nie mają jednak w przypadku opisywanych stromatolitów istotnego znaczenia.

Pelitowy osad wapienny (mikryt), aczkolwiek w różnych stromatolitach występuje w odmiennych proporcjach z pozostałymi składnikami, zawsze stanowi składnik ilościowo najważniejszy. Tlenki żelaza występują we wszystkich stromatolitach. Zabarwiają one na kolor żółty, brązowy lub czerwony pelit wapienny i podkreślają laminację stromatolitów zdecydowanie dominując w ciemnych laminach. W stromatolitach z batonu tatrzańskiego i z batonu Woli Morawickiej wodorotlenki są jedną postacią mineralną, pod jaką występuje żelazo. We wszystkich pozostałych stromatolitach wodorotlenki współwystępują w różnych proporcjach z glaukonitem. Zazwyczaj jest to glaukonit granularny. Liczne ziarna posiadają otoczki tlenków żelaza, a barwy glaukonitu są zazwy-

czaj żółto-zielone lub jasnożółte. W niektórych stromatolitach (górnym kelowej w obszarze częstochowskim) barwy glaukonitu zmieniają się od żółto- lub jasnozielonych do intensywnie zielonych. Ziarna glaukonitu tworzą niekiedy pseudomorfozy po otwornicach, lub wypełniają niektóre z ich komór. Wielkość ziarn glaukonitu odpowiada wielkości ziarn kwarcu i z reguły nie przekracza 0,25 mm.

Obok glaukonitu granularnego w stromatolitach z kelowej w Mnie oraz w obszarze częstochowskim, a także w dolnym oksfordzie obszaru krakowskiego pojawiają się agregaty glaukonitu z kalcytem. Agregaty te są pozbawione wyraźnego konturu i często formują niektóre laminy. Charakteryzują je barwy trawiastozielone i wysokie barwy interferencyjne.

Materiał detrytyczny jest obecny we wszystkich stromatolitach. Jego ilość w stromatolitach z różnych horyzontów stratygraficznych jest jednak niejednakowa. Stromatolity z batonu tatrzańskiego są przepelnione materiałem detrytycznym. Duże ilości materiału detrytycznego zawierają również stromatolity z obszaru krakowskiego. Najmniej materiału detrytycznego znajduje się natomiast w stromatolitach z batonu Woli Morawickiej i z dolnego oksfordu obszaru krakowskiego. Na materiał detrytyczny składa się zarówno detrytus organiczny, jak i nieorganiczny. Zespół organizmów i ich szczątków występujący w poszczególnych stromatolitach jest z reguły bardzo skromny. Składają się nań przede wszystkim organizmy planktoniczne (np. globigeryny, zoospory *Globochaete alpina*, prodissokonchy małżów) jak i organizmy oraz szczątki organizmów bentonicznych (otwornice, małże, liliowce, igły gąbek), a w wiele mniejszym stopniu detrytus organizmów nektonicznych (amonyty — muszle i aptychy; belemnity).

Najbogatszy zespół organizmów i szczątków organicznych występuje w batońskich stromatolitach tatrzańskich. Składają się nań liczne zoospory zielenic *Globochaete alpina* Lombard, otwornice (bardzo pospolite globigeryny oraz *Lagenidae* i *Fronicularia*), włókna kalcytowe będące zapewne przekrojami prodissokonch małżów (Peyre 1959), oraz fragmenty członów liliowców. Powyższy zespół jest charakterystyczny dla mikrofacji doggeru medyterańskiego (por. Colom 1955).

W pozostałych stromatolitach zawsze występują cienkie włókna kalcytowe będące zapewne przekrojami prodissokonch małżów oraz otwornice. We wszelkich stromatolitach z pogranicza jury brunatnej z białą obficie występują skalcytyzowane igły gąbek. Materiał detrytyczny pochodzenia nieorganicznego jest obecny we wszystkich stromatolitach, chociaż jego ilość w stromatolitach z różnych stanowisk jest niejednakowa. W stromatolitach dolnooksfordzkich z Jury Krakowskiej kwarc występuje jako składnik akcesoryczny, podczas gdy w stromatolitach z batonu tatrzańskiego, czy z pogranicza jury brunatnej z białą materiał terrygeniczny obecny jest w znacznych ilościach. Wśród materiału ter-

rygenicznego zawsze zdecydowanie przeważa kwarc, ale towarzyszyć mu mogą również fragmenty innych minerałów (np. skaleni i łyszczyków w górnym keloweju Jury Krakowsko-Częstochowskiej) i skał (np. wapieni i dolomitów w batonie tatrzańskim).

Materiał detrytyczny złożony w stromatolitach jest bardzo drobny. Z reguły średnica zdecydowanej większości ziarn jest bliska 0,1 mm. Najgrubszy detrytus występuje w batońskich stromatolitach tatrzańskich (do 0,5 mm), w górnokelowejskich stromatolitach obszaru krzeszowickiego (do 0,35 mm), podczas gdy w stromatolitach z pozostałych stanowisk średnica detrytusów nie przekracza zazwyczaj 0,10 mm.

Charakterystyczną cechą stromatolitów jest selektywne osadzanie materiału detrytycznego. Selekcja ta dokonuje się na zasadzie frakcji. Jest ona szczególnie wyraźna wtedy, gdy osad towarzyszący stromatolitom, np. wypełniający interstycja, zawiera znaczne domieszki materiału grubopsamitowego lub nawet psefitowego. Tego rodzaju materiał towarzyszy np. tatrzańskim stromatolitom batońskim. Rozmiary materiału detrytycznego w stromatolitach są nawet wtedy z reguły mniejsze od 0,5 mm, a zupełnie wyjątkowo dochodzą do 1 mm i wyraźnie kontrastują z grubopiaszczystym i żwirowym materiałem złożonym w osadzie ponad stromatolitami i nagromadzonym w interstycjach (pl. VI, fig. 1; pl. VII, fig. 1 i 2). Również i w pozostałych stromatolitach wybiórczy charakter sedymentacji jest widoczny. W stromatolitach kelowejskich z Jury Krakowskiej selekcja jest również wyraźna (pl. XIX, fig. 1; pl. XX, fig. 1): materiał detrytyczny w nich spotykany odpowiada przede wszystkim frakcjom bliskim 0,1 mm, a fragmenty osiągające 1,5 mm są wyjątkowo rzadkie, gdy tymczasem w interstycjach materiał frakcji 0,5—1,5 mm jest obfity, choć towarzyszy mu również materiał drobniejszy. Brak selekcji materiału detrytycznego w stromatolitach kelowejskich obszaru częstochowskiego (choć i tutaj wyjątkowo można znaleźć jej przykłady) i oksfordzkich Jury Krakowskiej wynika z braku w osadzie frakcji grubszej od dopuszczalnej w stromatolitach. Tak więc w budowie stromatolitów bierze udział materiał detrytyczny frakcji mułowej i drobnopiaszczystej, a w przypadku kiedy osad towarzyszący stromatolitom zawiera domieszki materiału detrytycznego grubszych frakcji, nie bierze on udziału w budowie stromatolitów, w których osadza się selektywnie tylko osad drobniejszy.

Charakter litologiczny stromatolitów pozostaje, mimo selektywnego osadzania, w niewątpliwym związku ze składem petrograficznym towarzyszących im osadów. Jeśli dla przykładu rozpatrzeć batońskie stromatolity tatrzańskie i stromatolity oksfordzkie z Jury Krakowskiej, to staje się oczywiste, że różnice litologiczne towarzyszących im osadów znajdują odbicie w różnicach petrograficznych pomiędzy stromatolitami z różnych stanowisk. I tak stromatolity tatrzańskie, bogate w tlenki żelaza, zawierające ze wszystkich opisanych najwięcej materiału detrytycznego i ma-

teriał detrytyczny najgrubszej frakcji, tkwią w czerwonym wapieniu żelazistym, silnie piaszczystym, zawierającym nawet domieszki żwiru, a jednocześnie obfitym w podobny do zgromadzonego w stromatolitech detrytus organiczny. Przy stromatolitech kelowejskich z obszaru częstochowskiego trudno mówić o towarzyszącym im osadzie, ponieważ tworzą one warstwę, w której osad niezorganizowany w laminy stromatolitowe wypełnia jedynie interstycja pomiędzy stromatolitami. Analogia osadu nagromadzonego w stromatolitech i złożonego w dzielących je interstycjach polega na podobnych stosunkach ilościowych pomiędzy węglanem wapnia a materiałem detrytycznym, pełnej tożsamości szczątków organicznych oraz podobnej postaci mineralnej związków żelaza. Analogia ta byłaby całkowita, gdyby nie obserwowana czasem nieznaczna frakcjonalna selekcja materiału detrytycznego w stromatolitech. Stromatolity z oksfordu Jury Krakowskiej występują w wapieniu pelitowym, prawie pozbawionym materiału klastycznego i zawierającym glaukonit. Również w stromatolitech, które się w nich pojawiają, materiał detrytyczny jest sprowadzony do roli zupełnie podrzędnej i glaukonit także jest obecny.

Tak więc istnieje wyraźna relacja pomiędzy litologią stromatolitów a charakterem petrograficznym towarzyszących im skał. Mikrostruktury stromatolitów, przy całej ich odrębności określonej selektywnym i uporządkowanym osadzaniem, są zatem funkcją cech litofacjalnych zawierającej je skały.

Zasadniczą cechą wyróżniającą stromatolity z otaczającego je osadu jest przestrzenne uporządkowanie składników. Wewnętrzna organizacja teksturalna stromatolitów polega na poziomym i pionowym uporządkowaniu złożonego w nich osadu. Kierunek poziomy nadaje stromatolitom laminacja i ułożenie wydłużonych elementów detrytycznych.

Laminacja jest widoczna we wszystkich stromatolitech, jednak z reguły jest ona niewyraźna i nieregularna (pl. XX, fig. 2; pl. XXI, fig. 1 i 2). Granice lamin są nieostre. Pomiedzy laminami częste są niezgodności, które — według R. N. Ginsburga (1955) — są charakterystyczną cechą laminacji stromatolitowej. Polegają one na wyklinowywaniu się niektórych lamin i ścinaniu lamin niżej leżących przez wyższe. Laminacja uwidacznia się dzięki rytmicznym zmianom udziału wodorotlenków żelaza, a sporadycznie ziarn glaukonitu w stosunku do pelitowego węglanu wapnia w sukcesywnie następujących po sobie laminach. Stromatolity utworzone są z naprzemianległych lamin dwojakiego rodzaju:

1. Lamininy jasne, uboższe w wodorotlenki żelaza, które są w ich obrębie zorganizowane w dendroidalne skupienia zorientowane prostopadle do laminacji.

2. Lamininy ciemne, bogate w wodorotlenki żelaza, często z widoczną wewnętrzną subtelną laminacją.

Laminy jasne są grubsze od lamin ciemnych. Na przykład w stromatolitach z batonu tatrzańskiego grubość lamin jasnych dochodzi do 6 mm, a ciemne osiągają najwyżej 3 mm. Podobnie w stromatolitach kelowejskich z Jury Krakowskiej grubość lamin jasnych dochodzi do 4 mm, podczas gdy ciemne osiągają zaledwie 0,5 mm. Laminy są z reguły łukowato wygięte ku górze. Stopień ich wygięcia zależy od formy stromatolitu. W warstwach stromatolitowych gładkich laminy biegną fałście.

Długie osie wydłużonych elementów detrytycznych układają się często równolegle do powierzchni lamin (pl. XX, fig. 2), chociaż czasem bywają również ułożone bezładnie.

Prostopadły do laminacji kierunek nadają teksturze stromatolitów skupienia wodorotlenków żelaza lub rzadziej krystalicznego kalcytu. Skupiają się one w jasnych laminach w skupienia o kształcie nieregularnie drzewiastym, z odgałęzieniami zawsze skierowanymi ku stropowi laminy (pl. XIX, fig. 2). Przebieg ich jest zawsze prostopadły do laminacji, nawet w przypadku silnego wygięcia laminy. Pionowy kierunek w teksturze stromatolitów uwidacznia się w różnych przypadkach w niejednakowym stopniu. Niejednokrotnie jest on wyraźniejszy od laminacji.

SPOSÓB I ŚRODOWISKO POWSTAWANIA STROMATOLITÓW WSPÓLCZESNYCH

Współczesne stromatolity morskie znane są z niewielu stanowisk: z wysp Bahama (Black 1933, Monty 1965), z Florydy (Ginsburg 1955, 1960) i z Shark Bay w Australii (Logan 1961). Badania stromatolitów współczesnych wykazały, że zawdzięczają one swe powstanie „matom algowym”, utworzonym przez jeden gatunek (Monty 1965), lub częściej przez wiele gatunków sinic (Black 1933, Ginsburg et al. 1954 fide Rezak 1957, Logan 1961). Sinice współuczestniczące w macie algowej mogą należeć do różnych rodzajów, a współwystępować z nimi mogą nawet zielenice (Rezak 1957, Logan et al. 1964). Maty algowe są utworzone z glonów jednokomórkowych lub nitkowatych. Rola maty algowej polega na mechanicznym chwyтaniu i trwałym wiązaniu drobnego materiału detrytycznego. Proces ten jest możliwy dzięki lepkości błon komórkowych sinic i ich wzrastaniu w miarę przysypywania maty przez materiał detrytyczny. Same sinice i żelatynowy śluz przez nie wydzielany we współczesnych stromatolitach, w miarę ich konsolidacji, przestają odgrywać jakąkolwiek rolę. Stromatolity opisane przez B. W. Logana (1961) są zbudowane w 80% z węglanowego materiału organodetrytycznego. W żadnych z opisanych dotychczas morskich stromatolitach współczesnych nie stwierdzono natomiast węglanu wapnia wytrąconego bezpośrednio przez sinice. Wytrącanie węglanu wapnia przez sinice w wyniku procesów fizjologicznych stwierdzono natomiast w blisko przypominających niektóre

stromatolity kopalne „tufach wapiennych” ze słodkowodnego Green Lake (Rezak 1957) oraz w „biostromach algowych” kolonijnej sinicy *Aphanothece packardii* z Great Salt Lake (Carozzi 1962).

Charakterystyczna laminacja współczesnych stromatolitów, zdaniem M. Blacka (1933), może być wywołana trzema przyczynami:

1. rytmiczną zmianą ilości nitek gatunku lub zespołu gatunków w stosunku do ilości osadu,
2. alternacją dwóch gatunków lub dwóch grup gatunków,
3. sedymentacyjną laminacją cząstek mineralnych pomiędzy nitkami.

R. N. Ginsburg (1960) pierwszą z wymienionych przez M. Blacka przyczyn uważa za najważniejszą. Podobny wniosek można wysnuć z obserwacji C. Monty'ego (1965). Cykliczność laminacji musi być wywołana periodyczną zmiennością nadrzędnych warunków decydujących o charakterze sedymentacji w stromatolitach. M. Black (1933) sądził, że rytmiczność laminacji wynika z periodycznych emersji i zanurzania stromatolitów. Podobnego zdania był D. Mawson (1929) w odniesieniu do opisanych przez siebie „algal biscuits”. C. Monty (1965) zauważył natomiast, że laminacja stromatolitów wiąże się z cyklem dobowym metabolizmu sinic. Podkreślić trzeba, że niektóre stromatolity badane przez C. Monty'ego wzrastały w strefie infralitoralnej i w związku z tym w ogóle nie podlegały wynurzeniom. Możliwość bardzo szybkiego wzrostu stromatolitów potwierdzają także obserwacje laboratoryjne R. N. Ginsburga (1960), który wykazał, że kultura *Phormidium* potrafi przebić się przez 4 mm osadu w ciągu doby. Maty algowe, z których nie indywidualizują się jednak stromatolity, występują do głębokości niecałych 20 m (Ginsburg 1960), natomiast zdecydowana większość autorów zajmujących się współczesnymi stromatolitami utrzymuje, że dzisiejsze stromatolity powstają tylko w strefie pływów oraz na okresowo zalewanych przez morze „mud flats” (Black 1933; Ginsburg 1955, 1960; Rezak 1957; Logan 1961; Logan et al. 1964). W obrębie tych obszarów zaznacza się jeszcze strefowość w występowaniu stromatolitów różnych typów. Zróżnicowanie to odbywa się zarówno w kierunku prostopadłym do linii brzegowej, jak i wzdłuż brzegu. Równoległa do brzegu strefowość w rozmieszczeniu stromatolitów zaznacza się najwyraźniej w Shark Bay (Logan 1961). Najbliżej linii odpływu występują tam maczugowate stromatolity typu *Cryptozoon*, a w wyższej, osłoniętej przez nie części strefy litoralnej powstają stromatolity kopulaste. W odniesieniu do płaskich mat algowych M. Black (1933) i R. N. Ginsburg (1955) podają, że są one charakterystyczne dla obszarów często wynurzonych spod wody, a więc bliskich linii przyprływu. W strefie supralitoralnej maty te mogą ulegać spękaniu w wyniku wysychania (Black 1933, Logan 1961). Z drugiej strony charakter zespołów stromatolitów ulega również modyfikacji w kierunku równoległym do linii brzegowej. Dostrzegł to po raz pierwszy

B. W. Logan (1961), który stwierdził, że płaskie, laminowane osady algowe tworzą się w osłoniętych, błotnistych zatokach drugiego rzędu, lub za barierami wysp, gdzie mechaniczna akcja wody jest słaba, podczas gdy „rafy” kryptozoonowe występują w strefie pływów w miejscach wystawionych na intensywne działanie mechaniczne wód. Zgodnie z tymi spostrzeżeniami wyróżnione przez B. W. Logana et al. (1964) stromatolity typu LLH występują na osłoniętych „mud flats” w strefie pływów, a stromatolity typu SH w strefie pływów otwartych obszarów przyładkowych.

Strefa pływów jest dzisiaj w ogóle uprzywilejowanym środowiskiem rozkwitu sinic (Maslov 1950, Rezak 1957). Maty algowe wiążące ruchomy sediment znane są również z litorału wybrzeży Normandii i Bretanii (Hommeril & Rioult 1965).

Występowanie stromatolitów poniżej linii odpływu stwierdził jedynie C. Monty (1965) u wybrzeży wyspy Andros (Bahama). Stromatolity przez niego badane występują nie tylko w strefie pływów, ale również w płytkim infralitorale do głębokości około 2 m.

Nieco odmienna jest strefa występowania dzisiejszych morskich onkolitów. U wybrzeży Florydy R. N. Ginsburg (1955) znajdował je na głębokościach 1—6 stóp, a na Wyspach Bahama (Ginsburg 1960) do głębokości 8 stóp (tj. ok. 2,5 m) i w dolnej części strefy pływów.

Poczyniono również interesujące obserwacje dotyczące stopnia zasolenia wód, w których powstają dzisiejsze stromatolity. Stromatolity dzisiejsze powstają w warunkach bardzo różnorodnego oraz nieustabilizowanego zasolenia. Wiąże się to z prymitywizmem i szeroką tolerancją sinic w stosunku do zasolenia. Stromatolity bahamskie opisane przez M. Blacka tworzyły się w wodach od słodkich do wód o normalnym zasoleniu oceanicznym (0—36‰). Stromatolity z wybrzeży Australii (Logan 1961) powstają natomiast w diametralnie odmiennych warunkach, bo w hypersalinarnych lagunach o zasoleniu 56—65‰. Również jeziorne „tufy wapienne”, przypominające niektóre stromatolity kopalne, mogą powstawać zarówno w jeziorach słodkowodnych, np. w Green Lake, N. Y. (Rezak 1957), jak i w jeziorach o zmiennym zasoleniu, np. w Lake Lahontan (Rezak 1957), oraz w słonych jeziorach (Great Salt Lake — Carozzi 1962).

SPOSÓB POWSTAWANIA STROMATOLITÓW JURAJSKICH

Podstawowym problemem dotyczącym pochodzenia stromatolitów jest zagadnienie ich organicznej lub nieorganicznej genezy. Opinia o związku stromatolitów z egzystencją żywych organizmów zawsze była dominującą, a ugruntowała ją jeszcze odkrycie stromatolitów współczesnych. Co więcej, nie istniała nigdy żadna teoria, która sugerowałaby nie-

organiczne pochodzenie wszystkich stromatolitów i negowała istnienie związków wszelkich stromatolitów ze światem organicznym. Owszem, pewne formy uznane pierwotnie za stromatolity okazały się później utworami pochodzenia w pełni nieorganicznego (np. Fenton & Fenton 1936) i zostały spośród stromatolitów wykluczone, ale nie podważyło to w niczym ogólnej koncepcji związków przyczynowych organizmów z wszystkimi pozostałymi stromatolitami.

Zagadnienie, czy konkretne utwory są stromatolitami, czy też są one utworami pochodzenia ściśle nieorganicznego, podobnymi do nich pod względami formy lub struktury, bywa jednak w odniesieniu do pewnych znalezisk dyskutowane. W szczególności do wielu stromatolitów jurajskich i to po części opisanych również w niniejszej pracy stosowano w ostatnich czasach koncepcje genezy nieorganicznej. Niektóre z nich nie były jeszcze konfrontowane z teorią biosedymentacyjną.

Na gruncie teorii nieorganicznych tłumaczył tworzenie się stromatolitów kelowejskich z Jury Krakowskiej S. Dżułyński (1956). Również jako stromatolity opisał S. Dżułyński (1952) pewne struktury z wapieni skalistych Jury Krakowskiej, dowodząc jednocześnie ich nieorganicznego pochodzenia. Stromatolity występujące w podobnej facji w malmie Szwabii G. K. Fritz (1958) i P. Hummel (1960) uznawali także za nieorganiczne.

Zwolennicy nieorganicznego pochodzenia niektórych stromatolitów jurajskich reprezentują w zasadzie trzy odmienne poglądy przedstawiające się następująco:

1. Niektóre stromatolity powstają symsedymentacyjnie w wyniku słabych prądów przy jednoczesnej sedymentacji rytmicznej (Dżułyński 1952).

2. Pewne stromatolity powstają w etapie sedymentacji i wczesnej diagenety w wyniku konkretyjnego strącania żelazistego (Dżułyński 1956, Gradziński 1960).

3. Niektóre stromatolity tworzyły się diagenetycznie w wyniku rozkładu substancji organicznej w osadzie (Fritz 1958, Hummel 1960).

Nie leży w zamiarach autora rozważanie, w jakim stopniu wyżej wymienione procesy mogą dawać w efekcie utwory przypominające stromatolity. Żadne z powstałych na wymienione wyżej sposoby utworów nie zasługiwałyby jednak na miano stromatolitów. Chcę w tym miejscu jedynie wykazać, że żadne z opisanych przeze mnie stromatolitów nie formowały się w wyniku tych procesów. Pierwsza z wymienionych możliwości odnosiła się tylko do określonych form z wapieni skalistych Jury Krakowskiej, które to formy wykazują często warstwowanie skośne (Dżułyński 1952) i nie mają nic wspólnego ze stromatolitami.

Pozostałe dwie koncepcje postulują albo diagenetyczne pochodzenie stromatolitów (punkty 2 i 3), albo też tłumaczą ich powstanie sedymentacyjnymi procesami o charakterze konkretyjnym (punkt 2).

Wszystkie polskie stromatolity jurajskie są pochodzenia synsedymencyjnego, o czym świadczą następujące fakty:

1. W przybliżeniu równoległe do laminacji ułożenie wydłużonych cząstek detrytycznych osadzonych w stromatolitach.
2. Brak materiału gruboklastycznego w stromatolitach, przy pospolitym jego występowaniu w interstycjach i w skale otaczającej (np. pl. VI, fig. 1; pl. VII, fig. 1; pl. XIX, fig. 1).
3. Zgodny z warstwowaniem przebieg warstw stromatolitowych.
4. Występowanie stromatolitów na dużych obszarach w określonej sytuacji stratygraficznej i facjalnej.

Również koncepcja konkrecyjnego, choć synsedymencyjnego pochodzenia stromatolitów nie tłumaczy wszystkich zjawisk ze stromatolitami związanych:

1. Osad zgromadzony w stromatolitach ma charakter mieszany (chemiczny, organodetrytyczny oraz terrygeniczny) i różni się od osadu otaczającego frakcją materiału detrytycznego oraz uporządkowaniem teksturalnym (np. pl. XX, fig. 1). Stromatolity nie mogą więc być wynikiem dyferencjacji chemicznej, osad natomiast w nich gromadzony podlegał dyferencjacji mechanicznej.

2. Istnieją przejścia od form koncentrycznych (onkolity) poprzez stromatolity kolumnkowe itp. o laminach w kształcie czaszy do warstw stromatolitowych o laminach prawie płaskich i ciągnących się na znacznej przestrzeni. Powstania tych ostatnich oczywiście nie można tłumaczyć procesami konkrecyjnymi, a tym samym nie można w ten sposób tłumaczyć genezy wszystkich pozostałych stromatolitów.

Stromatolity kopalne (a w szczególności opisywane tutaj jurajskie) mają natomiast swoje odpowiedniki współczesne, których pochodzenie jest związane z działalnością sinic. Analogia pomiędzy opisanymi stromatolitami jurajskimi a współczesnymi dotyczy zarówno ich charakteru mikrostrukturalnego, jak i ogólnych form zewnętrznych oraz przywiązania do określonych facji.

Budową wewnętrzną stromatolity jurajskie przypominają dzisiejsze pod wieloma względami. Charakterystyczna laminacja polega na wypukleniu lamin ku górze. Ich grubość jest w obu przypadkach podobnego rzędu. Bardzo pospolite są w stromatolitach jurajskich „mikroniezgodności” charakterystyczne również dla form dzisiejszych (Ginsburg 1955). Obfitość materiału drobnodetrytycznego w laminach również przypomina stromatolity współczesne. Aczkolwiek nie jest wykluczone, że wytrącanie węglanu wapnia przez sinice w niektórych stromatolitach kopalnych miało miejsce, to jednak można sądzić, że stromatolity jurajskie powstawały w sposób analogiczny do współczesnych stromatolitów morskich, tj. bez udziału węglanu wapnia wytrącanego przez sinice. Świadczy o tym znaczna ilość zawartego w nich materiału detrytycznego i ob-

fitość pelitu wapiennego, niczym nie różniącego się od pelitowego węglanu wapnia wytrąconego na drodze chemicznej poza stromatolitami.

Dendroidalne skupienia tlenków żelaza i agregaty krystalicznego kalcytu są zapewne wypełnieniami próżni po sinicach i oddają w przybliżeniu ich kształty i orientację względem laminacji. Brak zachowanej budowy komórkowej, a nawet stałych i możliwych do ścisłego określenia cech geometrycznych nie upoważnia do precyzyjniejszego określenia ich stanowiska systematycznego. Podobne do nich drzewiaste skupienia tlenków żelaza ze stromatolitów ordowickich platformy syberyjskiej V. P. Maslov (1960) opisał jako sinice *Frutexites arboriformis*. Formy te rozmiarami, orientacją w stromatolicie, a do pewnego stopnia także i kształtem przypominają utwory żelaziste z polskich stromatolitów jurajskich (por. Szulczewski (1963)), są jednak od nich regularniejsze i wykazują ściślej określoną formę geometryczną.

Podobne nieco do opisywanych utwory dendroidalne i podobnie zorientowane względem laminacji stwierdził F. Doré (1962) w kambryjskich stromatolitach z Normandii oraz J. Niegodziński (1965) w albskich stromatolitach tatrzańskich. Oba autorowie przypisywali im znaczenie podobne do nakreślonego wyżej.

Tak więc opisane stromatolity jurajskie należy traktować jako utwory biosedymentacyjne. Są one zbudowane z materiału nagromadzonego na drodze mechanicznej i chemicznej. Sinice, związane nieodłącznie ze stromatolitami, spełniały w ich konstruowaniu rolę nie bezpośrednio skałotwórczą, ale przede wszystkim organizowały osad teksturalnie i warunkowały jego trwałe złożenie w miejscach formowania się stromatolitów.

Sposób gromadzenia osadu w stromatolitach i rola, jaką pełnią w nim sinice, zostały poprzednio omówione. W tym miejscu wypada rozważyć, jakie czynniki modelują postać zewnętrzną stromatolitów i decydują o wewnętrznej organizacji warstw stromatolitowych, izolowanych stromatolitów oraz ich zespołów.

Zróznicowanie warstw stromatolitowych można przedstawić w oparciu o stopień ich dezintegracji. Rozbicie warstw stromatolitowych na łączące się ze sobą, lub w ogóle niepowiązane fragmenty jest równoznaczne z wytworzeniem się przerw rozcinających laminy i wypełnionych obecnie osadem Nielaminowanym. Ukształtowanie ich może być różnorodne. W jamistych warstwach stromatolitowych mają one charakter punktowych zagłębień, od których odchodzą co najwyżej krótkie odgałęzienia. W silnie rozczłonkowanych warstwach stromatolitowych nabierają one charakteru liniowego i mogą być już określane jako interstycja. W warstwach ryńienkowych interstycja tworzą lokalne, zamknięte sieci, podczas gdy w warstwie poligonalnej sieć interstycjów jest otwarta, o pełnych możliwościach komunikowania się.

W ogromnej większości przypadków interstycja tworzyły się rów-

nomiernie ze wzrostem stromatolitów. Tylko w nielicznych przypadkach utworzyły się one po osadzeniu pierwotnie w tym miejscu ciągłej warstwy stromatolitowej i mają charakter wyraźnie erozyjny. O tworzeniu się interstycjów i jamek jednocześnie z rozwojem warstwy stromatolitowej świadczy wyginanie się lamin ku dołowi na granicy z nimi. W niektórych przypadkach laminy wyższe obniżają się wzdłuż ścian stromatolitów i obejmują nawet laminy starsze. Interstycja i zagłębienia wszelkiego rodzaju wypełnione obecnie osadem nielaminowanym odpowiadają więc miejscom, w których w czasie wzrostu warstwy stromatolitowej z pewnych powodów nie mogła rozwinąć się mata algowa. Jeśli warstwa stromatolitowa w miarę wzrostu zmieniła charakter i przeszła np. z warstwy ciągłej w poligonalną, to widocznie zmiana warunków jej powstawania spowodowała zanik maty algowej wzdłuż pewnych linii. Jest rzeczą charakterystyczną, że jamki występują w miejscach maksymalnego obniżenia lamin. Jest w nich również często uwięziony detrytus, a ich ściany są często powleczone polewą wodorotlenków żelaza. Wydaje się prawdopodobne, że jamki odpowiadają miejscom, do których spływała woda i w których stagnowała w okresach, kiedy warstwa stromatolitowa była wynurzona. Hamująca wzrost maty rola wody gromadzącej się w depresjach w okresie odpływu lub pochodzącej z bryzgów została stwierdzona w stromatolitach współczesnych (Logan, Rezak & Ginsburg 1964). Oczywiście przyjęcie takiej koncepcji wymaga potwierdzenia w inny sposób, że jamiste warstwy stromatolitowe rzeczywiście mogły tworzyć się w strefie pływów, co będzie dalej dokonane (patrz s. 70).

Liniowo biegnące interstycja zawdzięczają powstanie zapewne nieco odmiennym procesom. Znajdowany w nich, często bardzo obfity detrytus (pl. XIX, fig. 1), niejednokrotnie o frakcji nawet psefitowej wskazuje, że w interstycjach skupiał się transport materiału detrytycznego, który był zmywany z wypukłych powierzchni stromatolitów. W ten sposób następowała swoista selekcja materiału drobnego w stromatolitach, a grubego w interstycjach, której skutki zostały przedstawione w rozdziale poświęconym mikrostrukturze stromatolitów. Szorowanie materiału detrytycznego o dno interstycjów uniemożliwiało rozwój maty algowej. W pewnych przypadkach w interstycjach brak znaczniejszych ilości materiału detrytycznego większych frakcji, należy się więc spodziewać, że sam wzmożony w interstycjach ruch wody mógł wpływać hamująco na rozwój maty. Tak rozumiana geneza interstycjów znajduje potwierdzenie w panującej w warstwach stromatolitowych tendencji do utrzymywania planu ich przebiegu ze wzrostem warstwy. Tendencja ta słabiej wyraża się w warstwach rynienkowych, a jest wyraźna w warstwach poligonalnych. Nie jest to przypadkowe. Utrzymaniu stałego planu interstycjów w warstwach poligonalnych sprzyja znaczna krzywizna lamin w zindywidualizowanych stromatolitach. Silnie wyodrębnione interstycja, w których skupia się cyrkulacja wody, zwłaszcza w czasie od-

plywów, nie mają praktycznie rzecz biorąc możliwości przemieszczania się. Zmiana planu sieci interstycyjów jest wiele łatwiejsza, kiedy laminy są prawie płaskie, interstycja płytkie, a intensywne zgrubienie laminy w pewnych miejscach już może spowodować zmianę deniwelacji powierzchni i w konsekwencji przemieszczenie interstycjum. Z tym też należy wiązać częstszą w porównaniu z warstwami poligonalnymi zmianę planu sieci interstycyjów w warstwach rynienkowych. Tak więc, jeśli w rozwoju warstw jamistych znaczną rolę rzeźbotwórczą odgrywają zapewne wody stagnujące, to o uformowaniu się warstw poligonalnych decyduje głównie dynamika wód i niesionego nimi detrytus. Stromatolitytowe warstwy rynienkowe powstały w wyniku współdziałania obu procesów, o czym świadczy obecność z jednej strony liniowych dróg cyrkulacji wody, a z drugiej nie powiązany ze sobą charakter ich poszczególnych sieci zdążających do bezodpływowych zagłębień.

Omawiając podstawy klasyfikacji struktur stromatolitowych wspomniano o wpływie zagęszczenia stromatolitów w zespole na wykształcenie ich postaci zewnętrznej. Dotyczy to oczywiście poligonalnych warstw stromatolitowych oraz kęp stromatolitowych. Zaczątkowe stadium warstwy poligonalnej może mieć dwojaką postać: albo mata od początku jest podzielona na oddzielone od siebie poligony, albo też pierwotnie jest ona ciągła, a dopiero później ulega fragmentaryzacji. Sposób wzrostu w drugim z wymienionych przypadków został wyżej omówiony. Jeśli natomiast poszczególne stromatolity od samego początku są od siebie oddzielone, to wówczas widać, że są one z reguły usytuowane na drobnych elewacjach podłoża (np. na nierównościach stropu warstwy bulastej w keloweju Jury Krakowsko-Częstochowskiej). Widocznie rozwój maty algowej był tutaj najbardziej uprzywilejowany. Wspomniana tendencja do zachowywania raz ustalonego planu rozmieszczenia stromatolitów, oparta na mechanicznym działaniu wody i niesionego przez nią osadu najgrubszych frakcji, nie pozwala na połączenie się sąsiednich stromatolitów. B. W. Logan, R. Rezak i R. N. Ginsburg (1964) wśród przyczyn decydujących o rozwoju zespołów w pełni zindywidualizowanych stromatolitów (typu SH) wymieniają również m.in. relief podłoża, skoncentryowanie cyrkulacji wody w depresjach oraz napławianie do nich osadu grubych frakcji. Oprócz tych przyczyn autorzy ci wymieniają jeszcze szybkie twardnienie osadu węglanowego, zwłaszcza na bokach i w niższych częściach stromatolitów, stagnację wody w depresjach oraz wysychanie i pęknięcie maty. Nie jest wykluczone, że przyczyny te odegrały również pewną rolę w formowaniu się jurajskich poligonalnych warstw stromatolitowych. Jednakże form podobnych do stromatolitów typu C wyróżnionych przez M. Blacka (1933), współcześnie powstających przy wysychaniu maty algowej, wśród stromatolitów jurajskich nie napotkano.

Tak więc poszczególne stromatolity w zespole mają ograniczone możliwości zwiększania zajmowanej przez siebie przestrzeni. Jeśli na-

wet zwiększanie obszaru zajmowanego przez stromatolity następuje, to jest ono ograniczone jedynie do początkowego etapu rozwoju zespołu. Sukcesywnie narastające laminy sięgają kolejno do powierzchni bazalnej, średnica stromatolitu tym samym rośnie, a stromatolit przybiera kształt kopulasty. Kiedy przestrzenie pomiędzy stromatolitami zostają sprowadzone do wąskich interstycjów, dalszy lateralny rozrost stromatolitów zostaje zatrzymany. Nowo narastające laminy nie sięgają już powierzchni substratu, lecz dochodzą tylko do bocznych ścian stromatolitów. Jednocześnie stromatolity z kopulastych przekształcają się stopniowo w kolumnowe. Aktywna mata algowa jest teraz ograniczona jedynie do szczytowej powierzchni kolumnienek. Jak widać, czynnik zwartości zespołu stromatolitów współdziała tutaj z czynnikiem czasowym, od którego również zależy ostateczny kształt stromatolitów.

Na omówienie zasługuje wreszcie problem „przyżyciowej” wysokości stromatolitów, tj. wysokości na jaką wznosiły się one ponad dno w czasie formowania się. Wysokość stromatolitu kolumnienkowego bynajmniej nie musi odpowiadać wysokości, na jaką wznosił się on pierwotnie ponad dnem. Przeczą im tzw. „mostki” powstające w wyniku okresowego łączenia się sąsiednich stromatolitów (Maslov 1960) oraz częste, zwłaszcza w stromatolitych z newizu krakowskiego, wkraczanie stromatolitów na spoczywające obok nich skamieniałości, np. rostra belemnitów lub gąbki (pl. XVI, fig. 2). Podobne zjawiska były również opisane w związku ze stromatolitami kelowejskimi z Villány (Radwański & Szulczewski 1966). Minimalną wysokość wznoszenia się stromatolitów ponad dno określa amplituda wypukłości lamin (Maslov 1960). Długotrwały i umiejscowiony rozwój niskich, zawsze zaledwie kilka milimetrów wznoszących się ponad dno stromatolitów, mógł w efekcie doprowadzić do powstania form kolumnienkowych, podobnych do kolumnienek rzeczywiście wznoszących się na całą swoją wysokość ponad dno. Rosnąca „kolumnienka” tego rodzaju w czasie formowania się stromatolitu była pogrzebanym w osadzie „fundamentem” rosnącego, „żywego” jej szczytu, który ponad dno wystawał nieznacznie. Stromatolity, które z całą pewnością powstawały w ten sposób (np. stromatolity z newizu Jury Krakowskiej) nie mają jednak tak regularnej postaci jak rzeczywiste stromatolity kolumnienkowe (pl. XVI, fig. 1—3). Odróżnienie ich od siebie nie zawsze jest jednak możliwe.

ŚRODOWISKO POWSTAWANIA STROMATOLITÓW JURAJSKICH

Poznanie środowiska powstawania stromatolitów jurajskich ma pierwszorzędne znaczenie dla rozwiązania problemu ich genezy, a jednocześnie stwarza możliwości wykorzystywania stromatolitów dla celów analizy facjalnej.

Ograniczenie powstawania stromatolitów tylko do określonych fa-

cji można udowodnić poprzez pełną analizę facjalną profilów ze stromatolitami oraz metodą aktualistyczną. Wnioski wyciągnięte na obu drogach nie są zupełnie identyczne i równie szczegółowe.

Wypowiadając się na temat facjalnego znaczenia stromatolitów, wielu autorów stosowało metodę aktualistyczną. Popierano ją natomiast zwykle tylko fragmentaryczną i powierzchniową analizą osadów towarzyszących stromatolitom. Stromatolity jurajskie dają wyjątkowo korzystne możliwości zastosowania drugiej metody. Wpływa na to obfitość i różnorodność profilów jurajskich ze stromatolitami, duże urozmaicenie litologiczne, liczne nieciągłości sedymentacyjne oraz bogactwo jurajskiego świata organicznego. Ze względu na odrębność obu metod zostaną one omówione osobno.

Z analizy położenia warstw ze stromatolitami w różnowiekowych profilach jurajskich i w różnych regionach oraz z analizy facjalnej osadów towarzyszących stromatolitom wynikają następujące ogólne prawidłowości, które rzucają światło na środowisko powstawania stromatolitów:

1. Stromatolity pojawiają się przede wszystkim w utworach epikontynentalnych, a w obszarach geosynklinalnych spotykane są jedynie w partiach grzbietów intrageoantyklinalnych.

2. Występują one prawie zawsze w sąsiedztwie luk stratygraficznych lub nieciągłości sedymentacyjnych.

3. Związane są najczęściej z osadami bezpośrednio transgresywnymi lub rzadziej z końcowym aktem cyklu sedymentacyjnego.

4. Towarzyszy im zwykle kondensacja stratygraficzna i wymieszanie fauny różnowiekowej.

5. Warstwy bezpośrednio związane sedymentacyjnie ze stromatolitowymi reprezentują pod względem lito- i biofacjalnym facje płytkowodne.

6. Stromatolity występują zawsze w warstwach o nieznacznej miąższości, w których są niemal jedynym elementem skałotwórczym.

Wszystkie te prawidłowości, wiążące się w pewną harmonijną całość, nie mogą być dziełem przypadku, lecz wynikają ze specyfiki warunków, w jakich tworzyły się stromatolity, a zatem wymagają bliższego omówienia.

Ad 1. Powszechnie utrzymywał się dotychczas pogląd, że stromatolity tworzyły się tylko na obszarach platformowych. Tymczasem stromatolity bałkańskie w Tatrach oraz kelowejskie w Villány na Węgrzech powstawały w obrębie Tetydy, a więc w morzu geosynklinalnym. Również stromatolity albskie z Tatr (Niegodźisz 1965) są pochodzenia geosynklinalnego. Wszystkie pozostałe stromatolity jurajskie występują rzeczywiście w osadach typowych mórz epikontynentalnych. W geosynklinie karpackiej stromatolity występują jednak tylko w specyficznych obszarach, charakteryzujących się licznymi przerwami w sedymentacji, czę-

stymi emersjami, redukcją miąższości osadów oraz płytkowodnymi facjami. Obszary te są zawężone do intrageoantyklin i to jedynie do stref grzbietów intrageoantyklinalnych. Takimi strefami były w Tatrach serie Tomanowej (na przejściu do serii wąwozu Kraków), Rzędów, Czerwonych Wierchów i Giewontu (por. Kotański 1961) i jedynie w tych właśnie seriach występują stromatolity. Podobne stosunki panowały w Villány na Węgrzech (Radwański & Szulczewski 1966).

Stromatolity nie występują natomiast w strefach rowów intrageoantyklinalnych, np. w tatrzańskich seriach Osobitej, bobrowieckiej czy Kominów Tylkowych, oraz w seriach intrageosynklinalnych (tatrzańskie serie regłowe). Nie ma ich również w pienińskich seriach skałkowych, gdzie nieciągłości sedymentacyjne mają najczęściej charakter podmorskich przerw w sedymentacji i nie wiążą się z wynurzeniem (Birkenmajer 1963, s. 39 i 232).

Ograniczenie występowania stromatolitów do wyżej wymienionych obszarów świadczy, że stromatolity powstawały jedynie w zbiornikach płytkowodnych, a nie tworzyły się natomiast w morzach o większych głębokościach. Dotychczas panujący pogląd, że stromatolity nie występują w osadach mórz geosynklinalnych, był zapewne związany ze zbyt uproszczonym pojmowaniem stosunków panujących w tych obszarach. O możliwości tworzenia się stromatolitów decyduje odpowiednia sytuacja paleogeograficzna, która w pewnych obszarach stref intrageoantyklinalnych była analogiczna do obszarów platformowych.

Ad 2. Związek stromatolitów z lukami stratygraficznymi był dostrzeżony przez S. Dżułyńskiego (1952) i J. Niegodzisz (1965). Powszechne towarzyszenie stromatolitów lukom stratygraficznym nie może być przypadkowe, lecz jest niewątpliwie prawidłowością. Stwierdzone luki stratygraficzne towarzyszą stromatolitom występującym w następujących ogniwach stratygraficznych:

1. Tatry: podłoże anizyjskie — luka stratygraficzna — osady batońskie ze stromatolitami.
2. Obrzeżenie Gór Świętokrzyskich: podłoże kajprowe — luka stratygraficzna — stromatolity w batonie.
3. Obrzeżenie Gór Świętokrzyskich: podłoże batońskie — luka stratygraficzna — warstwa ze stromatolitami w poz. *Sigaloceras calloviense*.
4. Jura Krakowsko-Częstochowska: podłoże kelowejskie — luka stratygraficzna o zmiennym zasięgu — warstwa stromatolitowa kelowska lub dyweżka.

Luki stratygraficzne towarzyszą również stromatolitom kelowskim w Villány na Węgrzech (Arkell 1956, Radwański & Szulczewski 1966) oraz kredowym z albu tatrzańskiego (Passendorfer 1930, Niegodzisz 1965) i kampanu okolic Lelowa (Różycki 1938).

Liczne są również, zwłaszcza w sąsiedztwie stromatolitów batońskich z Tatr, luki sedymentacyjne, których czasu trwania nie można

określić z powodu braku skamieniałości, a które zaznaczyły się niewątpliwymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych. Łuki stratygraficznej ani nieciągłości sedymentacyjnej nie stwierdzono jedynie w sąsiedztwie stromatolitów w newizie (poziom *Cardioceras cordatum*) krakowskim.

Łuki stratygraficzne lub sedymentacyjne przypadają w profilu albo w bezpośrednim sąsiedztwie warstwy stromatolitowej, albo też występują w jej pobliżu. W skrajnym przypadku same stromatolity ulegają ścięciu przez wyżej leżące osady. Ścięte w ten sposób stromatolity występują w jednym z profilów Małej Świstówki, gdzie kelowej ścina batońską warstwę stromatolitową (pl. VII, fig. 3), oraz w jednym z odsłoneń w Rzędach, gdzie jest analogiczna sytuacja.

Łuka stratygraficzna, występująca bezpośrednio w spągu warstwy stromatolitowej, znajduje się w profilu Giewontu na Czoło (fig. 9), gdzie batońskie stromatolity przyrastają wprost do stropowej powierzchni wapieni anizyjskich. W innych profilach batonu tatrzańskich stromatolity występują w odległości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów powyżej powierzchni nieciągłości. Cienką warstwą osadów są również oddzielone od łuk stratygraficznych stromatolity w batonie i w dolnym keloweju obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Warstwa stromatolitowa na granicy keloweju i oksfordu w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej i w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich obejmuje prawdopodobnie początkowy odcinek czasu trwania łuki stratygraficznej i łączy się sedymentacyjnie z leżącą niżej warstwą bulastą.

Warstwy stromatolitowe mogą więc występować w spągu lub w stropie nieciągłości, której odpowiada luka stratygraficzna.

Bardzo istotne dla problemu genezy stromatolitów jest zagadnienie, czy łuki te wiążą się z emersją, czy też są to łuki podmorskie. Żadne z wymienionych powierzchni nieciągłości nie mają reliefu charakterystycznego dla „twardego dna” i nie noszą jakichkolwiek charakterystycznych dla „twardego dna” znamion podmorskiej korozji. W niektórych przypadkach powierzchnie nieciągłości mają natomiast charakter niewątpliwych powierzchni abrazyjnych. Płaszczyzną taką jest np. strop bajosu ze ściętymi skamieniałościami i ściętym równą powierzchnią materiałem gruboklastycznym, w spągu batonu w profilu Wrótek na Giewoncie. Także i powierzchnia stropowa wapieni i dolomitów anizyjskich w tatrzańskich seriach wierchowych, w których znane są stromatolity, zawsze ma charakter powierzchni abrazyjnej, od której w głąb triasu wnika liczne żyły klastyczne doggeru.

Również baton w Woli Morawickiej jest oddzielony od kajpru okresem emersji, o czym świadczy obecność w spągu batonu zlepieńców podstawowych (fig. 21).

W analogicznej sytuacji w profilu znajdują się również stromatolity bajoskie w Bayeux (Riout 1962). Także stromatolity albskie w Ta-

trach (Niegodzisz 1965) utworzyły się po okresie emersji, która zaznaczyła się na powierzchni stropowej wapieni urgońskich (Passendorfer 1930).

Jedynie w stosunku do stromatolitów kielowejskich z Jury Krakowsko-Częstochowskiej i kampańskich z okolic Lelowa wyrażono przypuszczenie, że wiążą się one z podmorską luką sedymentacyjną (Różycki 1938). W odniesieniu do luk na granicy jury brunatnej z białą rzeczywiście brak jakichkolwiek dowodów emersji. Według wszelkiego prawdopodobieństwa do trwałego wynurzenia tutaj nie doszło.

Z występowania warstw stromatolitowych, z reguły pod lub ponad powierzchniami nieciągłości związanymi zwykle z emersją, wynika, że stromatolity tworzyły się w warunkach bliskich wynurzenia. Stosunki na granicy jury brunatnej z białą w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej i w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie potwierdzają tej tezy i wymagają osobnego omówienia (patrz s. 73).

Obecność nieciągłości sedymentacyjnej nie jest jednak nieodzownym warunkiem występowania stromatolitów, a tylko zjawiskiem ogromnie pospolitym. W jurze polskiej znany jest tylko jeden przypadek, kiedy stromatolitom nie towarzyszy luka (newiz krakowski), a w pozostałych pięciu przypadkach oraz we wszystkich innych (4) stanowiskach z jury i kredy stromatolitom towarzyszy luka stratygraficzna, lub co najmniej nieciągłość sedymentacyjna.

Ad 3. Występowanie stromatolitów w osadach transgresywnych pozostaje w ścisłym związku z ich występowaniem w pobliżu luk związanych z wynurzeniem.

Transgresywny charakter osadów ze stromatolitami wyraża się nie tylko w ich superpozycji w stosunku do powierzchni nieciągłości związanych z lukami stratygraficznymi. Również wykształcenie litologiczne tych osadów ma charakter wyraźnie transgresywny. Na przykład baton Woli Morawickiej rozpoczyna się zlepieńcem podstawowym, ponad którym leżą wapienie z onkolitami i stromatolitami. W batonie tatrzańskim, w sąsiedztwie stromatolitów, znajdują się zlepieńce klifowe (Wielka Świstówka) lub odosobnione bloki pochodzące z podłoża (Mała Świstówka, Rzędy). Również opisane przez M. Rioult (1962) stromatolity z bajosu Bayeux (Normandia) leżą ponad konglomeratem z Bayeux, rozpoczynającym transgresywne utwory bajosu.

Pewne horyzonty stromatolitowe, występujące poniżej luki stratygraficznej, stanowią końcowy epizod cyklu sedymentacyjnego. Należą do nich stromatolity górnokielowejskie z Jury Krakowsko-Częstochowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Nie są one jednak utworami w pełnym tego słowa znaczeniu regresywnymi, gdyż nie wydaje się prawdopodobne, aby po ich utworzeniu się zapanowały warunki lądowe (patrz s. 71).

Występowanie stromatolitów w osadach transgresywnych lub

w osadach ostatniej fazy cyklu sedymentacji morskiej, podobnie jak ich występowanie w sąsiedztwie luk stratygraficznych, świadczy o wybitnie płytkowodnej genezie stromatolitów. Były one jednymi z pierwszych osadów wkraczającego morza, lub ostatnimi osadami regresywnego morskiego cyklu sedymentacyjnego.

Ad 4. Stromatolitom towarzyszy często kondensacja stratygraficzna i wymieszanie faun różnowiekowych. Zjawiska te występują zwykle bezpośrednio w spągu warstw stromatolitowych. Doskonałym przykładem kondensacji stratygraficznej, przy jednoczesnym wymieszaniu faun różnowiekowych, jest kelowejska warstwa bulasta z Jury Krakowsko-Częstochowskiej podścielająca warstwę stromatolitową. Kilku- lub kilkunastocentymetrowa warstwa zawiera niezwykle bogatą faunę kilku kelowejskich, a na północy nawet i dywezkich, poziomów amonitowych (Różycki 1953). Identyczny charakter ma odpowiadająca jej warstwa bulasta w obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich.

Również nieznacznej miąższości kelowej w Villány zawiera bogatą i wymieszaną faunę amonitową z poziomów od *Clydoniceras hollandi* po poz. *Peltoceras athleta* (Kaszap 1959, 1961). Warstwa ta ma charakter bulasty, liczne zawarte w niej amonity są skorodowane, a ponad nią leży warstwa stromatolitowa. Wszystkie te cechy pozwoliły uznać, że kondensacja i wymieszanie fauny nastąpiły tutaj w warunkach litoralnych (Radwański & Szulczewski 1965, 1966).

Również kelowejska warstwa bulasta z obfitą fauną różnowiekową z Jury Krakowsko-Częstochowskiej obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Nizu Polskiego powstała w wyniku przeróbki śródformacyjnej nie skonsolidowanego jeszcze w pełni osadu, która na tak wielką skalę mogła nastąpić tylko na podmorskiej płyciźnie powyżej podstawy falowania (Znosko 1957). Niezwykle szerokie rozprzestrzenienie warstwy bulastej nie pozwala czynić odpowiedzialnymi za jej powstanie jakichkolwiek prądów dennych działających liniowo. Stan zachowania batonńskiej fauny tatrzańskiej E. Passendorfer (1936) tłumaczy również zgromadzeniem jej w warunkach litoralnych. E. Passendorfer (1961) wyraził także przypuszczenie, że w batonie tatrzańskim na skutek procesów podobnych do tych, które dały początek warstwie bulastej z keloweju częstochowskiego, mogło nastąpić nagromadzenie fauny kilku poziomów amonitowych.

Interesujące jest, że oolit żelazisty z Bayeux, w którym występują stromatolity, oraz leżące ponad nim „couches de passage” stanowią również poziomy zredukowane, aczkolwiek z fauną nie wymieszaną (Rioult 1962).

Interesujące jest, że oolit żelazisty w Bayeux, w którym występuje kondensacja stratygraficzna i wymieszanie skamieniałości różnych poziomów, jest środowisko bardzo płytkowodne, niejednokrotnie nawet litoralne, a procesami prowadzącymi do powstania tych zjawisk są zwolniona sedymentacja i przeróbka śródformacyjna. Pojawianie się

warstw stromatolitowych w sąsiedztwie utworów zredukowanych i zawierających wymieszana faunę różnowiekową świadczy więc znowu o płytkowodnym pochodzeniu stromatolitów. Co więcej, w osadach transgresywnych kondensacja następuje ponad warstwą stromatolitową, a pod nią znajduje się luka związana z emersją, jak to się dzieje np. w Bayeux (Riout 1962). Natomiast w osadach spływającego się morza warstwa skondensowana poprzedza pojawienie się warstwy stromatolitowej, a luka stratygraficzna znajduje się ponad nią (Jura Krakowsko-Częstochowska, obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Villány). Stromatolity tworzą się zatem prawdopodobnie w warunkach jeszcze bardziej płytkowodnych, niż środowisko odpowiadające warstwie skondensowanej, a więc w strefie wyższej, niż całkowity obszar położony powyżej podstawy fałowania.

Ad 5. Warstwy wiążące się bez przerw w sedymentacji ze stromatolitowymi mają zawsze wykształcenie charakterystyczne dla utworów płytkowodnych. Stromatolity pojawiają się zawsze wśród wapieni, które mają z reguły charakter organodetrytyczny. W batonie tatrzańskim są to wapienie krynoidowe, złożone z drobnego detrytusu liliowców, a także małżów oraz z licznych otwornic. W batonie Woli Morawickiej stromatolitom towarzyszą wapienie detrytyczne krynoidowo-mszywiołowe. W wyższym keloweju Jury Krakowsko-Częstochowskiej, obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Nizu Polskiego warstwę stromatolitową podściela z kolei warstwa bulasta, której płytkowodne pochodzenie zostało wyżej uzasadnione.

Wapienie, w których występują stromatolity, zawierają ponadto z reguły materiał terrygeniczny. Materiał terrygeniczny frakcji psamitowej jest bardzo pospolity w tatrzańskich wapieniach batońskich oraz w wapieniach organodetrytycznych batonu Woli Morawickiej. Bardzo często towarzyszy mu również żwir. W batonie warstwa zlepieńca podściela warstwę wapienia ze stromatolitami. Nieliczny materiał żwirowy występuje również w spągowej warstwie dolnego keloweju ze stromatolitami w Woli Morawickiej.

W batonie tatrzańskim bloki obcego materiału tkwiące w wapieniu dochodzą do kilkudziesięciu centymetrów średnicy (Mała i Wielka Świsztówka, Rzędy). Materiał ten, triasowy i liasowy, pochodzi niemal z bezpośredniego podłoża i musiał ulegać dezintegracji w warunkach klifowych. Rzeczywista brekcja klifowa występuje w batonie południowej ściany Wielkiej Świsztówki. Tatrzańskie wapienie batońskie ze stromatolitami musiały więc powstawać w pobliżu brzegu. W batonie Wielkiej Świsztówki znaleziono również otoczaki skał magmowych (Passendorfer 1936, 1959).

Materiał klastyczny nie jest rozłożony w profilach batonu tatrzańskiego równomiernie. Na podkreślenie zasługuje fakt skokowego wzrostu ilości i frakcji materiału klastycznego bezpośrednio ponad warstwami stromatolitowymi (Giewont, fig. 8). Można stąd wnioskować, że warstwy

stromatolitowe reprezentują etapy ekstremalnej płytkowodności i bliskości niszczonego brzegu w batonie tatrzańskim.

Jedynie w przypadku stromatolitów dolnooksfordzkich z Jury Krakowskiej cechy litofacjalne zawierających je osadów nie wskazują dobitnie na ich płytkowodną genezę. Nie są one ani organodetrytyczne, ani nie zawierają materiału klastycznego, za wyjątkiem nieistotnych ilości kwarcu aleurytowego.

Wnioski dotyczące środowiska powstawania stromatolitów muszą być również skonfrontowane z danymi odnoszącymi się do warunków powstawania minerałów autogenicznych występujących w stromatolitach, a ściślej do minerałów powstałych w tym samym basenie i w tym samym czasie co stromatolity, mogły one być bowiem redeponowane nieznacznie w obszarze tego samego zbiornika. Do najważniejszych należą tu glaukonit i szamozyt.

Glaukonit występuje w stromatolitach kelowejskich z Jury Krakowsko-Częstochowskiej, obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Nizy Polskiego, w stromatolitach z dolnego oksfordu Jury Krakowskiej, z keloweju Villány (Radwański & Szulczewski 1966), a także w stromatolitach kredowych, albskich (Niegodzisz 1965) i z kampanu. Glaukonit w stromatolitach występuje w stosunkowo nieznacznych ilościach. Jego cechy (por. s. 46) wskazują na redepozycję w środowisko o wyższym potencjale utleniającym. Obecność w stromatolitach kwarcu i detrytusu organicznego frakcji podobnej do glaukonitu pozwala sądzić, że i on również był redeponowany. Możliwe jednak, że glaukonit niegranularny, lecz występujący w stromatolitach z keloweju częstochowskiego w formie naskorupień lub w rozproszeniu ma charakter autogeniczny.

Według Clouda (1956) glaukonit w ilościach odpowiadających spotykanym w polskich stromatolitach jurajskich występuje już na głębokościach płytkoinfralitoralnych. Jednakże glaukonit występuje obficie w bezpośrednio transgresywnych osadach kredy sudeckiej, które miejscami mają charakter litoralny (Gierwielaniec & Turnau-Morawska 1961, odsłonięcie 9), jak również w transgresywnych osadach kredy basenu anglo-paryskiego („glaukonit podstawowy”). Niewielkie ilości glaukonitu występują poza tym we współczesnych matach algowych znanych ze strefy litoralnej, a nawet supralitoralnej wybrzeży Normandii i Bretanii (Hommeril & Rioult 1965).

Szamozyt występuje w onkolitach batońskich Woli Morawickiej. Występowanie szamozytu stwierdził również J. Niegodzisz (1965) w stromatolitach z tatrzańkiego albu. W doggerze występuje on powszechnie w utworach bezwątpienia płytkowodnych. W batonie łączyskim, według opisów M. Turnau-Morawskiej (1961), liczne są ślady przeróbki śródformacyjnej, a szamozytowi towarzyszy bogaty zespół organizmów płytkowodnych (małże, serpule, mszywioly, liliowce, ramienionogi). Obecność struktur oolitowych, jako typowej formy występowania szamozytu, któ-

re w przypadku ooidów szamozytowych z łatonu Woli Morawickiej wytrącały się w stanie suspensji, świadczy również o jego płytkowodnym pochodzeniu.

W rozważaniach dotyczących się środowiska powstawania stromatolitów nie sposób pominąć skamieniałości występujących w nich i w ich sąsiedztwie. W samych warstwach stromatolitowych obecność skamieniałości należy do zjawisk wyjątkowych. Stosunkowo najczęściej spotyka się w stromatolitach rostra belemnitów tkwiące w interstycjach, lub ułożone zgodnie z laminacją (pl. IX i XIII). Wiele rzadziej spotyka się fragmenty amonitów (tylko 1 okaz hektikocerasa w Podłężu) oraz faunę bentoniczną (ślímaki, ramienionogi i małże). Brak skamieniałości w samych warstwach stromatolitowych jest zresztą pospolitą cechą wszystkich stromatolitów (Maslov 1959, Korde 1961). V. P. Maslov (1959) nazywa nawet stromatolity „antagonistami żywych organizmów”. Widocznie środowisko powstawania stromatolitów nie sprzyjało rozwojowi fauny bentonicznej. Decydować o tym mógł charakter dna opanowanego przez matę algową oraz, być może, podwyższone zasolenie (Maslov 1959). Bogata fauna występuje natomiast bardzo często w warstwach związanych sedymentacyjnie bezpośrednio ze stromatolitowymi lub w warstwach zawierających pojedyncze lub kępowe stromatolity. Określiła ona tym samym środowiska powstawania samych stromatolitów, lecz częściej środowisko graniczące z nim bezpośrednio w czasie.

Warstwa bulasta podścielająca kelowejską warstwę stromatolitową w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej, obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i na Niżu Polskim wyróżnia się w profilu jury niezwykłym bogactwem i zróżnicowaniem skamieniałości. Podobnie obfita w faunę jest cienka warstwa ze stromatolitami w dolnym keloweju Woli Morawickiej. Bogata fauna batońska w Tatrach również towarzyszy horyzontom stromatolitowym, podobnie jak słynna z bogactwa gatunków kelowejska fauna z Villány na Węgrzech czy albska z tatrzańskich serii wierchowych. Nawet w przepelnionym skamieniałościami newizie Jury Krakowskiej warstwa ze stromatolitami wyróżnia się zarówno obfitością fauny, jak i jej zróżnicowaniem. Stromatolitom towarzyszą zwykle szczątki licznych organizmów nektonicznych (amonity i belemnity), współwystępuje jednak z nimi również liczna fauna bentoniczna (gąbki, ramienionogi, ślímaki, małże i jeżowce). Obfitość organizmów nektonicznych wskazuje na szczególne warunki ich akumulacji, a pospolitość organizmów bentonicznych, zwłaszcza małżów i ślímaków — na płytkowodne pochodzenie zespołu organizmów. Gąbki towarzyszące stromatolitom w newizie Jury Krakowskiej nie przeczą płytkowodności środowiska ich powstawania. M. W. Laubenfels (1957) stwierdza, że obecnie „gąbki są dość pospolite na dnie oceanów i obfitsze wzdłuż brzegów, a szczególnie w pobliżu linii odpływu”. Brak nowszych opracowań gąbek z Jury Krakowsko-Częstochowskiej nie pozwala na razie na bardziej precy-

zyjne wnioskowanie o batymetrii zawierających je osadów, wydaje się jednak mało prawdopodobne, aby niewielkie stromatolity i gąbki pochodziły ze strefy pływów.

Stromatolitom towarzyszą często skałotocze. Wydrążenia występują w materiale gruboklastycznym towarzyszącym stromatolitom (baton tatrzański), w otoczkach obrośniętych później przez laminy onkolitowe (baton Woli Morawickiej), a nawet wyjątkowo w samych stromatolitach (baton Woli Morawickiej). Wydrążenia są dziełem małżów, których przynależności systematycznej niepodobna jednak bliżej określić. Przypominają one wydrążenia małżów z kelowejskiego blokowiska klifowego w Szklarach (Alexandrowicz 1955). Obfitość wydrążeń skałotoczy wskazuje również na wybitnie płytkowodne środowisko powstawania zawierających je osadów.

Ad 6. Dla określenia środowiska powstawania stromatolitów nie pozbawiony znaczenia jest sposób ich występowania skałotwórczego. Wszystkie stromatolity jurajskie występują w warstwach bardzo niskiej miąższości, ale w ich obrębie pojawiają się w niezwykle licznych zespołach tworząc warstwy stromatolitowe. Izolowane formy występowania stromatolitów również związane są tylko z określonymi horyzontami. Stromatolity jurajskie nie występują natomiast jako odosobnione egzemplarze rozrzucone w kompleksie skał o znacznej miąższości. Wynika stąd wniosek, że w czasie tworzenia się stromatolitów musiały panować szczególne warunki sprzyjające ich rozwojowi, a nieprzychylnie innego rodzaju sedymentacji i egzystencji fauny bentonicznej. Jednocześnie warunki takie były ograniczone do ściśle określonego i stosunkowo wąskiego przedziału czasu. Zważywszy na omówioną na poprzednich stronach specyfikę umiejscowienia warstw stromatolitowych w profilach, wskazującą na wybitnie płytkowodne ich pochodzenie, wydaje się, że takie warunki rzadko pojawiające się, stosunkowo krótkotrwałe i często radykalnie likwidujące „normalną” sedymentację na korzyść sedymentacji bardzo specyficznej mogły panować najprawdopodobniej w strefie litoralnej, która jest środowiskiem o warunkach najjaskrawiej kontrastujących z warunkami panującymi w innych strefach płytkiego morza.

Tak więc wszystkie omówione wyżej prawidłowości w występowaniu stromatolitów w profilach osadów jurajskich wskazują na wybitnie płytkowodne środowisko tworzenia się stromatolitów. Co więcej, horyzonty stromatolitowe zajmują pozycję ekstremalnie płytkowodną w konkretnych profilach. Dążenie do jeszcze precyzyjniejszego i bardziej ścisłego określenia ich macierzystego środowiska wyłącznie na podstawie analizy osadów kopalnych natrafia jednak na pewne zasadnicze trudności. Należałoby mianowicie stwierdzić, czy stromatolity powstają w strefie litoralnej, czy też w strefie infralitoralnej. Tu jednak pojawiają się trudności natury metodologicznej, przy obecnym stanie wiedzy

nie do przewycięzenia, bowiem do chwili obecnej posiadamy bardzo nieliczne wiarygodne kryteria, które by pozwalały na odróżnienie jurajskich osadów litoralnych od infralitoralnych, zwłaszcza w przypadku ich wykształcenia węglanowego. Nasza znajomość jurajskich utworów litoralnych ogranicza się jedynie do znajomości litoralnych form brzegu i związanych z nimi brekcji klifowych (Dzuleński 1950, Alexandrowicz 1955, Radwański 1959). Analiza lito- i biofacjalna samych osadów również niewiele poprawia sytuację. Poza brekcjami klifowymi i szczelinami z wysychania, które są spotykane bardzo rzadko, nie znamy w skałach węglanowych żadnych innych wskaźników litoralu.

Równie skąpa jest nasza znajomość ekologii płytkowodnych biocenoz jurajskich. Wnioskowanie o batymetrii na podstawie analogii rodzajów i gatunków kopalnych ze współczesnymi osiąga właściwy stopień prawdopodobieństwa dopiero w trzeciorzędzie, dzięki przewadze wspólnych gatunków w bogatych zespołach. Jak ryzykowne i zawodne może być posługiwanie się metodą aktualistyczną w odniesieniu do rodzajów żyjących w jurze, może posłużyć znany przykład niektórych małżów (Arkell 1956).

Dążenie do określenia symptomatycznych cech jurajskich litoraliów jest ponadto utrudnione znikomością szans zachowania się osadów litoralnych w stanie kopalnym związaną z dynamiką i rozwojem strefy brzegowej. Trudności w odróżnieniu osadów litoralnych od infralitoralnych są jeszcze zwiększone częstą redepozycją fauny i osadów litoralnych do głębszych stref zbiornika, gdzie dopiero zostają trwale złożone (por. Elliott 1958). Znane są również przypadki redepozycji fauny bentonicznej z biotopów sublitoralnych do strefy litoralnej. Zjawisko takie jest powszechne we współczesnych „rafach” stromatolitowych z wybrzeży Australii (Logan 1961). Podkreślić należy, że zdaniem B. W. Logana (op. cit.) współwystępowanie stromatolitów kopalnych z fauną sublitoralną nie może tym samym przesądzać o powstawaniu tych stromatolitów w strefie sublitoralnej.

Bezsporne rozstrzygnięcie, czy pozostałe stromatolity powstawały w strefie litoralnej, czy też w przylegającej do niej części strefy infralitoralnej, na podstawie jedynie materiału kopalnego nie jest możliwe. Nie jest natomiast prawdopodobne, aby powstawały one w środowisku o większych głębokościach i bardziej odległym od brzegu.

Zanim skonfrontowane zostaną dane dotyczące warunków powstawania stromatolitów, uzyskane przez analizę osadów jurajskich towarzyszących stromatolitom, oraz dane wynikające z obserwacji stromatolitów współczesnych, wspomnę o jeszcze jednej praktykowanej przez szereg autorów metodzie wnioskowania. Uznanie mianowicie współdziałania glonów jako koniecznego warunku powstawania stromatolitów pozwala wnioskować o facjalnym rozprzestrzenieniu stromatolitów na podstawie wymagań ekologicznych glonów. Pierwszorzędnym czynnikiem limitującym występowanie glonów w wodach jest dostęp światła koniecznego dla ich egzystencji. Postawienie znaku równości pomiędzy strefą możliwej masowej foto-

syntezy i strefą tworzenia się stromatolitów jest oczywiście najbezpieczniejsze, ale ramy wyznaczonego w ten sposób środowiska są zapewne zbyt szerokie. P. E. Cloud (1942), opierając się na takim założeniu, doszedł do wniosku, że stromatolity w wodach słodkich mogą powstawać do głębokości 10 m, a w bardziej przezroczystych od nich wodach morskich do 30 m.

V. P. Maslov (1960, s. 141) dla tworzenia się stromatolitów ordowickich platformy syberyjskiej dopuszcza natomiast głębokości do 20 m (bardziej prawdopodobne od 5—10 m). K. Hiller (1964), który malmskim stromatolitom ze Szwabii przypisuje genezę sinicową, uważa, że powstawały one w strefie głęboko- i średnio-nerytycznej, przy czym za minimalną głębokość ich powstawania uważa 70 m, od której to głębokości fację ze stromatolitami i gąbkami zastępuje facja z koralami.

Wnioskowanie o paleoekologii stromatolitów przez analogię z dzisiejszymi zielenicami lub krasnorostami czy glonami w ogólności nie jest jednak właściwym stosowaniem metody aktualizmu, ponieważ z kopalnymi stromatolitami mogą być porównywane tylko stromatolity współczesne. Z przytoczonych poglądów widać również, że kryterium fotosyntezy prowadzi do bardzo różnorodnych wniosków co do głębokości, na jakiej tworzyły się stromatolity, i podawane przez różnych autorów głębokości w metrach ustalone są nazbyt dowolnie.

Uściślenie zakresu środowiska powstawania stromatolitów kopalnych nie wydaje się możliwe bez zaangażowania metody aktualizmu. Strefa powstawania stromatolitów dzisiejszych mieści się w granicach środowiska wyznaczonego na podstawie analizy osadów kopalnych i jest, jak powiedziano, od niej węższa oraz ściślej określona.

O możliwości stosowania zasady aktualizmu do stromatolitów jurajskich utwierdzają również daleko idące analogie mikrostrukturalne. Należy jednak zastrzec, że pod względem kształtów stromatolity jurajskie nie są ze współczesnymi identyczne. Wśród stromatolitów jurajskich brak w szczególności form maczugowatych, których kształt wynikałby z intensywnej abrazji ich podstaw (Logan 1961). Jak wykazano poprzednio, nie można mieć również pewności, że stromatolity wznosiły się na całą swoją wysokość ponad dno. W odniesieniu do niektórych z nich (dolny oksford Jury Krakowskiej) można mieć nawet pewność, że tak nie było (fig. 26 i pl. XVI, fig. 2). Brak również wśród stromatolitów jurajskich zespołów o planie poligonalnym, w których wyróżniałby się jakikolwiek uprzywilejowany kierunek wydłużenia poligonów, podczas gdy niektóre stromatolity współczesne wydłużone są w kierunku prostopadłym do linii brzegowej (Logan 1961). Z osadów jurajskich nie znane są również stromatolity porównywalne ze współczesnymi stromatolitami uformowanymi na założeniach poligonów z wysychania (por. Black 1933, fig. 8).

Wszystkie te cechy, aczkolwiek o charakterze negatywnym, nie pozwalają jednak mieć zupełnej pewności, że stromatolity jurajskie powstawały w tak wąskiej batymetrycznej strefie, jak stromatolity dzisiejsze. Waga wymienionych faktów nie jest łatwa do oceny. Jeśli by je zaniedbać, do czego upoważniają liczne pozostałe analogie pomiędzy stromatolitami jurajskimi i współczesnymi oraz zdecydowanie ograniczo-

ny charakter środowiska tworzenia się tych ostatnich, to na zasadzie aktualizmu można by wyciągnąć dalej idące wnioski co do środowiska powstawania stromatolitów poszczególnych typów.

Gładkie warstwy stromatolitowe miałyby wtedy swój odpowiednik wśród stromatolitów współczesnych w osadach algowych opisanych jako typ A przez M. Blacka (1933) z wyspy Andros, jako typ I przez R. N. Ginsburga (1955) z Florydy oraz przez B. W. Logana (1961) z Shark Bay („flat, algal-laminated sediments”). Współczesne osady algowe tego typu tworzą się w strefie litoralnej przede wszystkim obszarów osłoniętych od intensywnego działania falowania, np. w zatokach drugiego rzędu lub na równinach pływowych zasłoniętych barierami wysp, a nawet w strefie supralitoralnej (Black 1933, Logan 1961, Logan et al. 1964). Warstwy stromatolitowe tego typu występują w polskiej jurze w kelowej w obszarze krzeszowickim (miejscami w Podłężu) oraz w niektórych profilach w batonie tatrzańskim (Wrótko).

Poligonalne warstwy stromatolitowe znajdują wśród stromatolitów współczesnych ściśle odpowiedniki, jeśli brać pod uwagę odzwierciedlony w nazwie plan przeciętej interstycjami warstwy stromatolitowej. Warstwy poligonalne przypominają wtedy współcześnie tworzące się stromatolity SH (Logan et al. 1964). Ten aspekt, w którym rysuje się zgodność warstw poligonalnych z dzisiejszymi stromatolitami typu SH, jest zarówno w klasyfikacji stromatolitów jurajskich, jak i w klasyfikacji stromatolitów dzisiejszych Logana et al. najbardziej zasadniczym kryterium podziału.

Wszystkie warstwy stromatolitowe powstawały więc najprawdopodobniej w strefie litoralnej sensu stricto, tj. w strefie pływów. Zasadniczą cechą różniącą oba typy stromatolitów wyróżnione przez Logana et al. (SH i LLH) jest ciągłość lamin biegnących przez sąsiednie stromatolity typu LLH i zupełna izolacja stromatolitów SH. Wzdłuż tejże linii podziału zaznacza się również odrębność środowisk powstawania stromatolitów. Stromatolity SH tworzą się obecnie w strefie pływów w obszarach otwartych, często przyładkowych, gdzie falowanie ma umiarkowane nasilenie (Logan et al. 1964).

Jamiste i rynienkowe warstwy stromatolitowe nie mają ścisłych odpowiedników wśród stromatolitów współczesnych. Nie jest wykluczone, że szczególnie w teksturze warstwy stromatolitowej, które pozwoliły na ich wydzielenie, nie poświęcono przy obserwacjach stromatolitów współczesnych dostatecznej uwagi. Oba wymienione rodzaje warstw stromatolitowych tworzą pośrednie ogniwa ciągłego łańcucha łączącego warstwy gładkie z poligonalnymi. Pomędzy poszczególnymi typami warstw stromatolitowych nie ma zresztą ostrych rozgraniczeń. Zarówno warstwy jamiste, jak i rynienkowe, odpowiadają więc środowiskom pośrednim pomiędzy tymi, w których tworzyły się warstwy gładkie i poligonalne.

Kępy stromatolitowe i pojedyncze stromatolity kopulaste tworzyły się prawdopodobnie w nieco odmiennych warunkach niż warstwy stromatolitowe. Odpowiadające im stromatolity współczesne tworzą się w strefie pływów i w strefie infralitoralnej do głębokości 2 m (Monty 1965). Również współwystępowanie fauny gąbkowej ze stromatolitami tego typu w dolnym oksfordzie Jury Krakowskiej świadczy, że powstały one pod stałym przykryciem wodą. Liczba 2 m nie może być oczywiście w odniesieniu do stromatolitów jurajskich przyjmowana ściśle, lecz wskazuje ona na najpłytszą część strefy infralitoralnej.

ZNACZENIE STROMATOLITÓW W ANALIZIE SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFII REGIONU

Poprzednie rozdziały były poświęcone szczegółowemu określeniu cech stromatolitów jurajskich, rozważaniu ich pochodzenia i warunków w jakich się tworzyły. Zastosowano w tym celu, obok metody aktualizmu, również możliwie wszechstronną analizę osadów, w których stromatolity występują. Rozważania powyższe doprowadziły do pewnych stwierdzeń ogólnych dotyczących stromatolitów, które umożliwiają z kolei wykorzystywanie ich do rozwiązywania szerszych problemów geologicznych, o konkretnym charakterze regionalnym. Obecność w profilu stromatolitów i ich charakter są cenną przesłanką w rozwiązywaniu zagadnień sedymentologicznych, paleogeograficznych i wnoszą istotne dane do znajomości całokształtu procesów decydujących o rozwoju sedymentacji. Jednocześnie wyniki próby zaangażowania stromatolitów do odtwarzania historii geologicznej konkretnych obszarów mogą być probierzem trafności twierdzeń wypowiedzianych na temat samych stromatolitów.

W rozdziale tym zajmę się jedynie obszarem Tatr Polskich i Jurą Krakowsko-Częstochowską, ponieważ nikła znajomość stromatolitów jurajskich w innych częściach Polski nie pozwala na wysnuwanie bardziej ogólnych wniosków.

Tatry Polskie

Stwierdzanie obecności stromatolitów w wielu profilach serii wierzchowych Tatr Polskich oraz znajomość środowiska ich powstawania znacznie wzbogacają naszą dotychczasową wiedzę o doggerze tatrzańskim. Wydawało się dotychczas, że łaton w seriach Czerwonych Wierchów, Giewontu, Rzędów i Tomanowej (na przejściu do serii wąwozu Kraków) ma wykształcenie jednolite, nieskomplikowane i łatwo może być korelowany w różnych odsłonięciach na podstawie cech litologicznych. Tymczasem stwierdzenie w łatonie obecności horyzontów stromatolitowych pozwoliło na bardziej precyzyjne rozdzielenie łatonu w wielu odsłonięciach. Niejednolitość pozycji zajmowanej przez nie w różnych

profilach spowodowała jednak pewne trudności w paralelizacji nowo wydzielonych ogniw.

W profilu przy ścieżce turystycznej na Giewont (fig. 8), w batonie o stosunkowo znacznej miąższości (90 cm), stromatolity występują nie w jednym, lecz w dwóch horyzontach, pośród czerwonych wapieni drobno-krynowidowych. Profil ten bynajmniej nie zajmuje stanowiska wyjątkowego. Dwa poziomy stromatolitowe pojawiają się również w profilu Wrótek i w jednym z profili Zawratu Kasprowego. W wielu innych miejscach występuje natomiast tylko jedna warstwa stromatolitowa, jednakże jej pozycja nie wszędzie jest jednakowa. W profilu na Czoko (fig. 9) leży ona np. wprost na dolnym anizyku, w spagu typowego wapienia batońskiego metrowej miąższości. Natomiast u wylotu Małej Świstówki i na wschód od Wrótek warstwę stromatolitową podściela niejednakowej miąższości wapień batoński. Wreszcie w jednym z profili Rzędów pod Ciemiakiem (fig. 6) i w Kotle Litworowym (fig. 7) warstwa stromatolitowa leży na typowych wapieniach batońskich, ale kelowej leżący wprost na warstwie stromatolitowej wydaje się pozostawać z batonem w ciągłości sedymentacyjnej. Wreszcie w bardzo wielu odsłonięciach w seriach wąwozu Kraków, Rzędów, Czerwonych Wierchów i Giewontu stromatolitów brak zupełnie. Brak stromatolitów w wielu odsłonięciach doggeru wierchowego może wynikać z dwóch powodów: albo stromatolity nie utworzyły się tam w ogóle, albo też zostały zniszczone w wyniku przedkelowejskiego wietrzenia subaeralnego lub abrazji. Niewątpliwie mamy do czynienia z obydwoma przypadkami. W wielu miejscach, np. w Małej Świstówce (Szulczewski 1963a), abrazja przedkelowejska ścięła cały baton, bajos i sięgnęła leżącego pod doggerem środkowego triasu. W pewnych miejscach w Małej Świstówce (pl. VI, fig. 4; pl. VII, fig. 3) i w Rzędach pod Ciemiakiem powierzchnia abrazyjna ścina nawet górną część warstwy stromatolitowej. W wielu innych miejscach, gdzie baton ma znaczną miąższość, stromatolity zapewne nigdy nie istniały. Stromatolity tatrzańskie tworzyły się w strefie litoralnej, natomiast abrazja wiodąca do wykształcenia się platform abrazyjnych może odbywać się również pod stałym przykryciem wodą. Złożone na nich osady mogą więc reprezentować w całości środowisko głębsze od litoralnego. Stromatolity mogły się tworzyć tylko w tych obszarach, gdzie w środowisku litoralnym panowały warunki dopuszczające akumulację. Podobnie brak stromatolitów w spagu transgresywnych osadów bajosu i z reguły keloweju wynika z pewnością po części ze złożenia na platformach abrazyjnych od razu osadów sublitoralnych. Jest to zresztą zjawisko w osadach transgresywnych bardzo pospolite.

Rozważania dotyczące stratygrafii doggeru wierchowego, a co za tym idzie wieku warstw stromatolitowych, z powodu ubóstwa fauny muszą pozostawać w sferze przypuszczeń. Można się spodziewać, że warstwa stromatolitowa w Rzędach (fig. 6) i w Kotle Litworowym (fig. 7)

odpowiada wyższej warstwie stromatolitowej z profilów w serii Giewontu, albo jest od niej jeszcze młodsza. Możliwe, że w pewnych obszarach (Kocioł Litworowy, częściowo Rzędy i wąwóz Kraków) wyższa część batonu łączy się sedymentacyjnie z kelowejem i za jego pośrednictwem z malmo-neokomem. Zagadnienia te, aczkolwiek wysunięte w oparciu o studium stromatolitów, do próby rozwiązania wymagają jednak zaangażowania wiele szerszych badań, obejmujących całokształt zjawisk sedymentacyjnych, co nie jest w tym miejscu możliwe.

Jura Krakowsko-Częstochowska

W rozdziale poprzednim wspomniano, że stosunek kelowejkiej warstwy stromatolitowej do luki stratygraficznej na granicy jury brunatnej z białą wymaga osobnego omówienia ze względu na bardziej złożoną problematykę niż w przypadku innych stromatolitów występujących w sąsiedztwie luk. Spowodowane jest to występowaniem tego horyzontu stromatolitowego bezpośrednio pod powierzchnią nieciągłości, a nie — jak w większości przypadków — ponad nią. Już sama obecność niezniszczonej warstwy stromatolitowej na znacznych przestrzeniach skłania do wątpliwości, czy po utworzeniu się warstwy stromatolitowej nastąpiło tutaj wynurzenie. Dyskusyjną sprawą jest również stosunek czasu formowania się warstwy stromatolitowej do całkowitego czasu trwania luki. Obecność warstwy stromatolitowej i znajomość warunków tworzenia się stromatolitów rzucają na te zasadnicze problemy nowe światło. Konieczne jest jednakże przedstawienie najpierw dotychczasowych poglądów panujących na ten temat.

Luka stratygraficzna na granicy jury brunatnej z białą w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej została stwierdzona po raz pierwszy przez J. Premika (1934). Jej czas trwania w poszczególnych odślonięciach z całej Jury Krakowsko-Częstochowskiej sprecyzował S. Z. Różycki (1938). Luka ta nie we wszystkich miejscach rozpoczyna się w tym samym momencie i nie wszędzie trwa równie długo. W rejonie Wielunia, Lipia i Kłobucka luka rozpoczyna się po środkowym dywezie, podczas gdy dalej ku południowi, w okolicach Częstochowy, rozpoczyna się już po górnym keloweju, a w okolicach Zawiercia obejmuje nawet najwyższą jego część (Różycki op. cit.). Jednocześnie hiatus powiększa się z północy ku południowi. W Kłobucku luka obejmuje tylko poziom *Quenstedtoceras lamberti*, we Wrzosowej niemal cały dywez, a we Włodowicach nie tylko cały dywez, ale również najwyższą część keloweju (Różycki 1953, 1960a). S. Z. Różycki (1953) uważał, że luka występuje bezpośrednio ponad warstwą stromatolitową, a czas tworzenia się samej warstwy odpowiada tylko nieznacznej części czasu jej trwania. Później S. Z. Różycki (1960a) skłonił się do przypuszczenia, że warstwa stromatolitowa tworzyła się raczej w końcowej fazie trwania luki.

W samej warstwie stromatolitowej nie znaleziono niestety dotychczas fauny amonitowej. Tym samym bezpośrednio określenie czasu jej tworzenia się nie jest na razie możliwe. Niemniej jednak przesłanki natury sedymentologicznej wskazują, że warstwa stromatolitowa tworzyła się bezpośrednio po uformowaniu się warstwy bulastej, a przerwa w sedymentacji nastąpiła dopiero po utworzeniu się warstwy stromatolitowej. Stanowisko to jest zgodne z pierwotnym poglądem S. Z. Różyckiego (1953). Do przyjęcia go skłania urozmaicony charakter stropowej powierzchni warstwy bulastej, do której dostosowuje się spąg warstwy stromatolitowej. Poza tym amonity w górnej części warstwy bulastej nie są skorodowane, co trudno byłoby wytłumaczyć przy ciągłym przez cały czas trwania ewentualnej luki kontakcie z wodami dennymi, lub przy wynurzeniu. Wyraźna, ostra nieciągłość w sedymentacji i radykalna zmiana charakteru osadu zaznaczają się natomiast w stropie warstwy stromatolitowej. Z tą właśnie nieciągłością wiąże się najpewniej luka stratygraficzna.

Godny rozważania jest również aspekt paleogeograficzny tej luki. J. Premik (1934) lukę w okolicach Częstochowy wiązał z krótkotrwałą emersją. Wiadomo jednak, że przesłanki, na których się opierał, były mylne. S. Z. Różycki (1938, 1960a) przypisuje natomiast hiatus na granicy keloweju i oksfordu podmorskim warunkom niedepozycyjnym („twarde dno”). Podobnego zdania na temat tejże diastemy w obszarze krakowskim był S. Dżułyński (1952). Celowe będzie również przytoczenie argumentów, dla których S. Z. Różycki (1938) odrzucił możliwość wynurzenia po dolnym turonie w okolicach Lelowa, gdzie w sąsiedztwie nieciągłości również występuje warstwa stromatolitowa. Powody te są tym bardziej interesujące, że Różycki rozpatrywał jednocześnie warunki powstawania warstw stromatolitowych turońskiej i kelowejskiej. Przeciwno wynurzeniu świadczy, jego zdaniem, brak śladów abrazji, wietrzenia subaeralnego i erozji lądowych wód płynących oraz ciągłość niewielkiej miąższości warstwy dolnego turonu na znacznej przestrzeni. Argumenty te niemniej trafnie mogłyby być użyte przeciwko przyjęciu emersji na granicy jury brunatnej z białą. Jak więc wyjaśnić, że mimo iż doszło do ekstremalnego spłylenia, tak że warstwa stromatolitowa tworzyła się na granicy lądu i morza, nie nastąpiło później pełne wynurzenie? Rzeczywiście, jeśliby przyjąć działanie w ciągu keloweju powolnych ruchów dźwigających, zakończenie ich działania po osiągnięciu przez powierzchnię dna poziomu morza byłoby zupełnym przypadkiem, niezbyt w dodatku wiarygodnym. Jednakże nie ma bynajmniej powodów, aby w keloweju dopatrywać się ruchów epeirogeniczných wiodących do wynurzenia. Dogger krakowski jest w całości płytkowodny. Klastyczne osady batonu zapoczątkowującego sedymentację doggeru morskiego S. Dżułyński (1950) uznał za litoralne. Wyżej leżące wapienie niewielkiej miąższości z bogatym zespołem płytkowodnej fauny bentonicznej również tworzyły się

w warunkach bardzo płytkiego morza. Wreszcie warstwa bulasta powstawała powyżej podstawy falowania. Jeśliby dopatrywać się w keloweju aktywności epeirogeniczej, to raczej można by się dopatrzeć pewnych ruchów obniżających, ponieważ w ciągu keloweju i dywezu morze zdobywa wynurzony do tej pory płaskowyż Sanki (Dżułyński 1950, 1952). Tak więc ekstremalne spłylenie nie zostało zapewne osiągnięte w efekcie epeirogeniczych ruchów dźwigających, lecz w głównej mierze w wyniku akumulacji osadów aż do całkowitego wypełnienia zbiornika. Wyraźna, długotrwała subsydencja rozpoczęła się dopiero z początkiem oksfordu.

Pozorne trudności mogłyby również wynikać z konfrontacji litoralnego pochodzenia stromatolitów z tak szerokim rozprzestrzenieniem warstwy stromatolitowej. Nie bez znaczenia jest tutaj przebieg wychodni doggeru w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej. Odslonięcia występują wzdłuż ciągnącej się południkowo kuesty jurajskiej i nie dają tym samym pełnego wyobrażenia o przestrzennych stosunkach panujących na granicy jury brunatnej z białą. Z badań K. Wójcika (1910) i S. Z. Różyckiego (1953) wynika, że w miejscach, gdzie wychodnie doggeru nie są usytuowane liniowo, lecz są rozsiane na szerokiej przestrzeni, zmiany facjalne w kierunku prostopadłym do kuesty mogą następować bardzo szybko, a w ich wyniku warstwa stromatolitowa może niknąć. Przykładem może być zastępowanie kelowejskich wapieni warstwy bulastej i stromatolitowej przez fację piaszczystą po północnej stronie rowu krzeszowickiego, w okolicach Łączek, Szklar i Radwanowic (Wójcik 1910, Różycki 1953). Z drugiej strony luka stratygraficzna, na początek której przypada tworzenie się stromatolitów, nie wszędzie rozpoczęła się w tym samym poziomie amonitowym. Tym samym strefa występowania stromatolitów równowiekowych jest wiele węższa od całkowitego obszaru występowania warstwy stromatolitowej. W końcu nawet warstwa stromatolitowa z tego samego poziomu amonitowego nie musi być wcale ściśle równowiekowa. Warstwa stromatolitowa na obszarze częstochowskim najwcześniej utworzyła się w okolicach Zawiercia. Następnie strefa powstawania stromatolitów przesuwała się konsekwentnie w kierunku północnym. Na północ od Częstochowy warstwa stromatolitowa powstawała już nie w keloweju, lecz w dywezie (Różycki 1953).

Warto podkreślić, że warstwa stromatolitowa z pogranicza keloweju i oksfordu Jury Krakowsko-Częstochowskiej, dzięki pracom S. Z. Różyckiego (1953), jest chyba jedynym na świecie horyzontem stromatolitowym o wieku na znacznej przestrzeni ściśle określonym fauną przewodnią. Przyjmuje się powszechnie, że horyzonty stromatolitowe z powodzeniem mogą służyć do korelowania profilów w określonych obszarach. Stosunki stratygraficzne na pograniczu keloweju i oksfordu w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej dowodzą, że nawet przy bliźniaczej sukcesji osadów w odrębnych profilach, wiek warstwy stromatolitowej może

się zmienić na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów w zakresie kilku poziomów amonitowych. Korelacja na podstawie warstw stromatolitycznych jest więc obarczona tą samą niedokładnością, co wszelkiego rodzaju litostratygrafia.

Warstwa stromatolitowa jest więc utworem diachronicznym. Z badań S. Z. Różyckiego (1953) wynika, że inne ogniwa litologiczne w profilach Jury Krakowsko-Częstochowskiej są również diachroniczne. Facje osadów starszych od warstwy stromatolitowej przesuwały się jednak w obszarze częstochowsko-zawierciańskim z północy na południe, a więc przeciwnym niż kierunek migracji strefy powstawania stromatolitów (Różycki 1953, fig. 1). Kontrast ten mógł być rozumiany jako przypadkowy, dopóki nie zostało ściśle określone facjalne znaczenie warstwy stromatolitowej. Generalne przesuwanie się facji diachronicznych w dogłębie ku południowi wynika z postępującej w tym kierunku transgresji morskiej. Ekspansja stromatolitów w kierunku przeciwnym rozwija się natomiast w związku ze spływaniem morza ku północy w miarę wypełniania zbiornika przez osady. Wędrującą strefę powstawania stromatolitów wyprzedza przesuująca się również ku północy strefa bardzo płytkich wód, w których następowało przerobienie śródformacyjne wcześniej złożonych osadów i zastój sedymentacji. Warunki te dały początek warstwie bulastej. Rozrost mielizny stromatolitowej ku północy postępował w miarę wypełniania osadami coraz głębszych pierwotnie partii basenu. Potwierdza to rozkład miąższości wapieni dolnego keloweju wzdłuż kuesty jurajskiej. Na południu, w okolicy Żarek, gdzie warstwa stromatolitowa powstawała najwcześniej, bo w poziomie *Kosmoceras pollux* lub *K. duncani* (Różycki 1953), dolny kelowej ma zaledwie około 0,6 m miąższości. Ku północy miąższość dolnego keloweju wzrasta i w okolicach Częstochowy osiąga 2,7 m, a warstwa stromatolitowa utworzyła się tutaj dopiero po keloweju. W Kłobucku, gdzie warstwa stromatolitowa jest jeszcze młodsza (środkowy dywez), dolny kelowej ma już około 6 m miąższości, a w Wieluniu osiąga około 20 m (Deczkowski 1960).

Równie ważny jak obecność warstwy stromatolitowej jest także jej brak. Znany jest od czasów badań S. Z. Różyckiego (1953) brak warstwy stromatolitowej pomiędzy Zawierciem a okolicami Krzeszowic. Z badań S. Z. Różyckiego wynika, że sekwencja osadów w profilach z tego obszaru znacznie odbiega od następstwa warstw w obszarze zarówno bardziej północnym, jak i południowym, gdzie warstwa stromatolitowa występuje. W profilach centralnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej brak nie tylko warstwy stromatolitowej, ale również i warstwy bulastej. Luka stratygraficzna, której — zarówno na północy jak i na południu — towarzyszy warstwa stromatolitowa, w obszarze tym w ogóle nie występuje, lecz panuje tu nieprzerwana sedymentacja od keloweju do oksfordu. Fauna, w warstwie bulastej wymieszana z kilku poziomów, tutaj jest rozdzielona według poziomów. Kontrast w warun-

kach sedymentacji pomiędzy z jednej strony obszarem północnym i południowym, a z drugiej centralnym, przypomina więc do pewnego stopnia różnicę pomiędzy tatrańskimi seriami wierchowymi, w których powstawały stromatolity doggerskie, a obszarem północno-zachodnim (seria Kominów Tylkowych, bobrowiecka, Osobitej), gdzie stromatolitów brak, a panuje natomiast ciągła sedymentacja, nie przerywana żadnymi lukami. Podobnie jak tam, w okolicach Zawiercia i Olkusza nigdy nie doszło do tak znacznego spłylenia, aby na granicy keloweju i oksfordu mogły utworzyć się warstwy bulasta i stromatolitowa. W czasie odpowiadającym tworzeniu się na północy i na południu stromatolitów, tutaj osadzają się margle lub piaski z glaukonitem i fosforytami (Różycki 1953). Obecność glaukonitu i kongrecji fosforytowych świadczy, że i tutaj sedymentacja była zwolniona i odbywała się zapewne w warunkach „wysokiego dna”. W obszarze północnym warstwa stromatolitowa występuje wszędzie, gdzie dostępny jest obserwacji kontakt jury brunatnej z białą. Natomiast w obszarze krzeszowickim nie jest ona obecna we wszystkich profilach. Brak jej na przykład w odsłonięciu w Czatkowicach, w Dubiu, a także na znacznej przestrzeni w odsłonięciu na Czerwieńcu. Możliwe są tutaj dwa wytłumaczenia jej braku: albo nie istniały tutaj nigdy warunki nieodzowne dla utworzenia się stromatolitów, albo też pierwotnie istniejąca warstwa stromatolitowa została w tych miejscach zdarta w następstwie lokalnej emersji. Wydaje się bardziej prawdopodobne, że w miejscach tych warstwy stromatolitowej nigdy nie było, ponieważ nie obserwuje się oczywistych śladów erozji, czy wietrzenia subaeralnego na granicy keloweju z dywezem (Dzudyński 1950, 1953).

Widać stąd, że paleogeografia obszaru Jury Krakowsko-Częstochowskiej na granicy jury brunatnej i białej nie była bynajmniej monotonna, jak mogłoby się wydawać. Stromatolity w wąskich odcinkach czasowych powstawały nie na wielkich przestrzeniach, lecz w umiarkowanie rozległych strefach śródmorskich pływów litoralnych.

Szczególne stanowisko zajmuje wyższy horyzont stromatolitowy, pojawiający się w poziomie *Cardioceras cordatum*. Jego występowanie jest ograniczone tylko do Jury Krakowskiej. Świadczy on, że sedymentacja newizu nie była bynajmniej głębokowodna. Brak materiału klastycznego w newizie i jasna barwa osadu wynikają zapewne nie tyle z większych głębokości, lecz z zaniku bliskich obszarów wynurzonych. Nie jest wykluczone, że do spłylenia odpowiadającego horyzontowi stromatolitowemu doszło w wyniku pozytywnych ruchów na obszarze dawnego ładu Sanki.

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. 1955. Szczątki fałszy jurajskiej w Szklarach koło Krzeszowice (Remains of the Jurassic cliff in Szklary near Krzeszowice in the region of Cracow). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 97. Warszawa.
- ARKELL W. J. 1956. Jurassic geology of the world. Edinburgh — London.
- BERCKHEMER F. 1923. Kryptoolith und Stromatolith im Massenkalk der Weissen Jura s. — Zbl. Miner., Jg. 1923. Stuttgart.
- BIRKENMAJER K. 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienin-skiego pasa skałkowego Polski (Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn series, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, in Poland). — Studja Geol. Pol., vol. 9. Warszawa.
- BLACK M. 1933. The algal sediment of Andros Island, Bahamas. — Trans. Roy. Soc. London Philos., ser. B, 222. London.
- BLACKWELDER E. 1915. Fully exposed reef of calcareous algae in the Middle Cambrian of the Teton Mountains (Wyoming). — Amer. J. Sci., 39. New Haven.
- CAHEN L., JAMOTTE A., LEPERSONNE J. & MORTELMANS G. 1964. Aperçu sur la question des algues des séries calcaires anciennes du Congo belge et essai de corrélation. — Bull. Soc. Belge Geol., vol. 55. Bruxelles.
- CAROZZI A. V. 1962. Observations of algal biostromes in the Great Salt Lake, Utah. — J. Geol., vol. 70, no. 2. Chicago.
- CLARKE J. M. 1900. The water biscuits of Squaw Island, Canandaigua Lake. N. Y. — Bull. New York State Museum, no. 39, 8. Albany.
- CLOUD P. E. 1942. Notes on stromatolites. — Amer. J. Sci., 240. New Haven.
— 1956. Physical limits of glauconite formation. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 39, no. 4. Tulsa.
- COLOM G. 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. — Micropaleontology, vol. 1/2. New York.
- DEBRENNE F. 1963. Stromatolithes. — Thèse, Fac. Sci. Univ. Paris. Paris.
- DECZKOWSKI Z. 1960. Charakterystyka doggeru częstochowsko-wieluńskiego (Characteristic of Dogger from Częstochowa — Wieluń). — Przegląd Geol., nr 8. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z. & JURKIEWICZOWA I. 1960. Kajper i jura okolic Wielunia. — Przewodnik XXXII Zjazdu (Pol. Tow. Geol. Warszawa).
- DORÉ F. 1962. Stromatolithes cambriens des synclinaux de May, d'Urville et de la zone bocaine. — C. R. Séanc. Soc. Géol. France, no. 6. Paris.
- DŻULYŃSKI S. 1950. Spostrzeżenia nad utworami litoralnymi jury brumnej na południe od Krzeszowic (Littoral deposits of the Middle Jurassic South of Krzeszowice). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 19. Kraków.
— 1952. Powstanie wapieni skalistych Jury Krakowskiej (The origin of the Upper Jurassic limestones in the Cracow area). — Ibidem, t. 21, z. 2.
— 1956. Przewodnik wycieczki na południowy brzeg Wyżyny Krakowskiej XXVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. — Ibidem, t. 24, z. 4.
- ELLIOTT G. F. 1958. Algal debris-facies in the Cretaceous of the Middle East. — Palaeontology, vol. 1. London.
- FENTON C. L. & FENTON M. A. 1933. Algal reefs or bioherms in the Belt Series of Montana. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 44, no. 6. Washington.
- FENTON C. L. & FENTON M. A. 1936. Walcott's „Pre-Cambrian Algonkian algal flora” and associated animals. — Ibidem, vol. 47, no. 4.
- FENTON C. L. & FENTON M. A. 1937. Belt Series of the North: stratigraphy, sedimentation, paleontology. — Ibidem, vol. 48, no. 12.

- FOREL F. A. 1904. Le Leman. — Monogr. limnologique, t. 3. Lausanne.
- FRITZ G. K. 1958. Schwamstotzen, Tuberosolith und Schuttbreccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb. — Arb. Geol.-Paläont. Inst. Techn. Hochsch. Stuttgart, N. F., Nr 13. Stuttgart.
- GIERWIELANIEC J. & TURNAU-MORAWSKA M. 1961. Geneza glaukonitu przy transgresji morza kredowego na krystalinik na obszarze między Kudową-Zdrojem a Spaloną (Origin of glauconite in the Cretaceous transgressive sediments of Kudowa — Spalona region, Sudeten Mts.). — Arch. Miner., t. 25, z. 1/2. Warszawa.
- GINSBURG R. N. 1955. Recent stromatolitic sediments from south Florida. — J. Paleont., vol. 29. Menasha.
- 1960. Ancient analogues of recent stromatolites. — Intern. Geol. Congr. Rep. 21 Sess., Part 22. Copenhagen.
- GINSBURG R. N. & LOWENSTAM H. A. 1958. The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. — J. Geology, vol. 66, no. 3. Chicago.
- GRADZIŃSKI R. 1960. Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Warszawa.
- GÜRICH G. 1906. Les Spongiosromidés du Viséen de la province de Namur. — Mém. Mus. Roy. Hist. Natur. Belgique, no. 3/4. Bruxelles.
- HILLER K. 1964. Über die Bank und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Arb. Geol.-Paläont. Inst. Techn. Hochsch. Stuttgart, N. F., Nr 40. Stuttgart.
- HOEG O. A. 1929. Studies in stromatolites. I. Det. Kong. Norsk. Videnskabers Selskabs Skrifter. Trondheim.
- HOMMERIL P. & RIOULT M. 1965. Étude de la fixation des sédiments meubles par deux algues marines: *Rhodothamniella floridula* (Dillwyn) J. Feldm. et *Microcoleus chthonoplastes* Thur. — Marine Geol., vol. 3. Amsterdam.
- HORWITZ L. & RABOWSKI F. 1922. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach (Sur le Lias et le Dogger haut-tatruque de la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.
- HORZEMSKI J. 1961. Sedymentacja jury brunatnej w rejonie na południe od Krzeszowic. — Spraw. Pos. Komis. PAN, Oddz. w Krakowie, styczeń-czerwiec 1961. Kraków.
- HUMMEL P. 1960. Petrographie, Gliederung und Diagenese der Kalke im Oberen Weissen Jura der Schwäbischen Alb. — Arb. Geol.-Paläont. Inst. Techn. Hochsch. Stuttgart, N. F., Nr 26. Stuttgart.
- JOHNSON J. H. 1937. Algae and algal limestone from the Oligocene of South Park, Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 48. Washington.
- 1940. Lime-secreting algae and algal limestones from the Pennsylvanian of central Colorado. — Ibidem, vol. 51, no. 4.
- 1946. Lime-secreting algae from the Pennsylvanian and Permian of Kansas. — Ibidem, vol. 57, no. 12.
- 1961. Limestone-building algae and algal limestone, Golden.
- KALKOWSKY E. 1908. Oolith und Stromatolith im Norddeutschen Buntsandstein. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 60. Berlin.
- KASZAP A. 1959. Doggerschichten im Villányer Gebirge (Südungarn). — Földt. Közl., 89. Budapest.
- 1961. Die Bath-Kallov-Schichten in dem Villányer-Gebirge. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., vol. 49, fasc. 2. Budapest.
- KORDE K. B. 1950. Mikroskopičeskaja struktura nasloenii stromatolitov i tipy sochmannosti iskopaemych Cyanophyceae. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. 71, no. 6. Moskva — Leningrad.

- 1954. Kembrijskie wodorosli iz okrestnostej s. Bogučany na r. Angare. — Vopr. geol. Azii, t. 1. Izd. Akad. Nauk. SSSR. Moskva.
- 1955. Wodorosli iz kembrijskich otłożenii rr. Leny, Botomy i Amgi. — Trudy Inst. Paleont. Akad. Nauk SSSR, t. 56. Moskva.
- 1961. Wodorosli kembrija jugo-vostoka Sibirskoj Platformy. Ibidem, t. 89.
- KOTAŃSKI Z. 1959. Profile stratygraficzne serii wierzchovej Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the High-Tatric series in the Polish Tatra Mountains). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 139. Warszawa.
- 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrigue dans les Tatras). — Acta Geol. Pol., vol. 11, no. 2/3. Warszawa.
- 1963. Nowe elementy budowy masywu Czerwonych Wierchów (New elements in the structure of the Czerwone Wierchy massif). — Ibidem, vol. 13, no. 2.
- KRASNOPEEVA P. S. 1946. Nekotorye stromatolity proterozoja Kabyrajskogo rajona Gornoj Šorii. — Trudy Gorno-Geol. Inst., Zap. Sibiri Fil. Akad. Nauk SSSR, vyp. 2. Moskva.
- KRYLOV I. N. 1960. O razvitii stólbčatych vetvjaščichsja stromatolitov v rifee Južnogo Urala. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. 132, no. 4. Moskva — Lenin-grad.
- KRYSOWSKA M. 1960. Zespoły minerałów ciężkich w osadach jury brunatnej okolic Krzeszowic (Assemblages of heavy minerals in Dogger sediments in the vicinity of Krzeszowice, Cracow region). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 152. Warszawa.
- KUTEK J. & RADWAŃSKI A. 1965. Upper Jurassic onkolites of the Holy Cross Mts. (Central Poland). — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 13, no. 2. Varsovie.
- LAUBENFELS DE M. W. 1957. Marine sponges. — Geol. Soc. Amer., Mem. 67. vol. 1. New York.
- LOGAN B. W. 1961. Cryptozoon and associate stromatolites from the recent Shark Bay, Western Australia. — J. Geol., vol. 69, no. 5. Chicago.
- LOGAN B. W., REZAK R. & GINSBURG R. N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. — Ibidem, vol. 72, no. 1.
- MALINOWSKA L. 1959. Uwagi o nowizie jury częstochowskiej (Notes on the Nevisian of the Częstochowa Jura chain). — Kwartalnik Geol., t. 3, z. 2. Warszawa.
- 1963. Stratygrafia oksfordu Jury Częstochowskiej na podstawie amonitów (Stratigraphy of the Oxfordian of the Częstochowa Jurassic on the base of ammonites). — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 86. Warszawa.
- MASLOV V. P. 1939a. Rod Collenia. — Probl. Paleont., t. 5. Moskva.
- 1939b. Popytka opredelenija vozrasta porod pomoščju stromatolitov. — Ibidem.
- 1950. Sistematičeskoje položenie i otličie stromatolitov i onkolitov ot iskopae-myh izvestnjakovych wodoroslej. — Bjul. Mosk. Obšč. Isp. Prir., t. 25, nr 4. Moskva.
- 1956. Stromatolite and oncolite. Classification and nomenclature. — XX Congr. Geol. Intern., Resum. Mexico.
- 1959. Stromatolity i facji. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. 125, no. 5. Moskva.
- 1960. Stromatolity (ich genezis, metod izučenija, svjaz's facijami i geologi-českoe značenie na primere ordovika Sibirskoj Platformy). — Trudy Geol. Inst., vyp. 41. Moskva.

- 1961. Vodorosli i karbonatoosazhdenie. — Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., nr 12. Moskva.
- MAWSON D. 1929. Some South Australian algal limestones in process of formation. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 85, part 4. London.
- MONTY C. 1965. Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahamas. — Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 88, Bull. no. 5. Bruxelles.
- NIEGODZISZ J. 1965. Stromatolity z albu wierzchowego Tatr (Stromatolites from the high-tatric Albien of the Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 15, no. 4. Warszawa.
- PASSENDORFER E. 1930. Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierzchowej w Tatrach (Étude stratigraphique et paléontologique du Crétacé de la serie hauttatrique dans les Tatras). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. 2, z. 4. Warszawa.
- 1936. Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierzchowej w Tatrach, cz. I (Studien über Stratigraphie und Paleontologie des hochtatratischen Jura in Tatra. Teil I). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 11. Kraków.
- 1952. Jak powstały Tatry. Warszawa.
- 1959. Rozwój paleogeograficzny Tatr. — Przewodnik XXXII Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Tatrach i na Podhalu. Warszawa.
- 1961. Rozwój paleogeograficzny Tatr (Évolution paléogéographique des Tatras). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 30, z. 4. Kraków.
- PEYRE Y. 1959. Étude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. — Rev. Micropaleont., no. 2. Paris.
- PLA J. 1927. Thallophtya (in: M. Hirmer-Handbuch der Paläobotanik), Bd. 1. München.
- PREMIK J. 1934. Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy. — Ziemia Częstochowska, t. 1. Częstochowa.
- RABOWSKI F. 1959. Serie wierzchowe w Tatrach Zachodnich (High-Tatric series in Western Tatra). Opracował i przygotował do druku Z. Kotański pod redakcją S. Sokołowskiego. — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 27. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. 1959. Struktury litoralne w liście w Dolince Smytniej (Littora structures: cliff, clastic dikes and veins, and borings of Potamilla in the high-tatric Lias). — Acta Geol. Pol., vol. 9, no. 2. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. & SZULCZEWSKI M. 1965. Stromatolitok a Villányi-hegység jura rétegében (Preliminary note on the Jurassic stromatolites of the Villány Mountains). — Földt. Közl., 95, 4. Budapest.
- RADWAŃSKI A. & SZULCZEWSKI M. 1966. Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). — Ann. Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio geol., vol. 9. Budapest.
- REZAK R. 1957. Stromatolites of the Belt Series of Glacier National Park and vicinity, Montana. — U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 294-D. Washington.
- RIOULT M. 1962. Le stratotype du Bajocien. — C. R. et Mém. Coll. Jurassique. Luxembourg.
- ROBERTSON W. A. 1960. Stromatolites from the Paradise Creek Area, North-Western Queensland. — Bur. Min. Resources, Rep. no. 47.
- RÓŻYCKI S. Z. 1938. Statygrafia i tektonika kredy okolic Lelowa, w północno-wschodniej części arkusza „Żarki” (Stratigraphie und Tektonik der Kreideablagerungen der Umbiegung von Lelów, Südöstlich von Częstochowa). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 9, z. 2. Warszawa.
- 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej (Verchnij

- dogger i niżnij malm Krakovsko-Čenstochovskogo Jurskogo Krjaża). — Práce I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.
- 1960a. Stratygrafia i zmiany facjalne najwyższego doggeru i dolnego malmu Jury Częstochowskiej (Stratigraphy and facies changes of Upper Dogger and Malm in the Częstochowa Jura Chain). — Przegląd Geol., nr 8. Warszawa.
- 1960b. Położenie i budowa geologiczna terenu Częstochowy. — Przewodnik XXXII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Warszawa.
- SEMICHATOV M. A. 1960. O vertikalnom raspredelenii stromatolitov v rifee turuchanskogo rajona. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. 135, no. 8. Moskva — Leningrad.
- SLEMIĄTKOWSKA M. 1967. Profil doggeru w Woli Morawickiej, obrzeżenie Gór Świętokrzyskich (New exposures of the Keuper-Dogger contact at Wola Morawicka). — Przegląd Geol., nr 2. Warszawa.
- SODIES M. 1966. Litologia, stratygrafia i sedymentacja doggeru oraz niższego malmu południowej części antykliny łęczyckiej na podstawie profilów wiertniczych. Praca magisterska. Arch. Zakł. Geol. Dynam. U. W. Warszawa.
- STEINMANN G. 1911. Über Gymnosolen Ramsay, eine Cökenterate von der Halbinsel Kanin. — Bull. Soc. Géogr. Finlande, vol. 31, no. 4. Helsinki.
- SZULCZEWSKI M. 1963a. Stromatolity z batonu wierchowego Tatr (Stromatolites from the high-tatric Bathonian of the Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 13, no. 1. Warszawa.
- 1963b. Budowa geologiczna Małej Świstówki (The geology of Mała Świstówka in Western Tatra). — Ibidem, vol. 13, no. 2.
- 1965. Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych (Observation sur la genèse des calcaires noduleux des Tatras). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 35, z. 2. Kraków.
- 1967. Struktury stromatolitowe w transgresywnych utworach środkowej jury w Woli Morawickiej (Stromatolitic structures within Middle Jurassic transgressive deposits at Wola Morawicka). — Ibidem, t. 37.
- TWENHOFEL W. H. 1919. Pre-Cambrian and Carboniferous algal deposits. — Amer. J. Sci., (4) 48. New Haven.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1961. Charakterystyka petrograficzna serii rudonośnej wezulu łęczyckiego (Petrographic character of the ironstone of the Vesulian in the Łęczyca region). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 172. Warszawa.
- VOLOGDIN A. G. 1955. Razgadka proischożdenija stromatolitov. — Priroda, č. 9. Moskva.
- 1962. Drevnejšie vodorosli SSSR. — Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva.
- VOTACH O. A. & ČAJKA V. M. 1962. O ritmičeskoj smene form stromatolitov v drevnem turuchanskom komplekse. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. 145, no. 1. Moskva.
- WALCOTT C. D. 1914. Pre-Cambrian Algonkian algal flora. — Smithsonian Misc. Coll., 64 (2).
- WÓJCIK K. 1910. Bat, kelowej i oxford okręgu krakowskiego. Stratygrafia (Bathonien, Callovien und Oxfordien des Krakauer Gebietes. Stratigraphie). — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, 50 (B). Kraków.
- YOUNG R. B. 1935. A comparison of certain stromatolitic rocks in the Dolomite Series of South Africa, with modern algal sediments in the Bahamas. — Trans. Geol. Soc. South Africa. 37. Johannesburg.
- ZNOSKO J. 1957. Zarys stratygrafii łęczyckiego doggeru (Outline of stratigraphy of the Dogger in the Łęczyca area). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 125. Warszawa.

M. SZULCZEWSKI

JURASSIC STROMATOLITES OF POLAND

(Summary)

ABSTRACT: The present paper is concerned with all the Jurassic stromatolites of Poland; those known previously as well as the new ones found by the writer. They come from the Bathonian of the Tatra Mts., the Lower- and Upper Callovian of the Mesozoic margin of the Holy Cross Mts., the Callovian and Lower Oxfordian of the Cracow-Częstochowa Jura and the Callovian boreholes in the Polish Lowland. Speculations as to the organic or inorganic origin of the Jurassic stromatolites are made and their biosedimentary nature is clearly shown. Various stromatolitic forms and the character of their association are described. Stromatolitic microstructures are described in greater detail. Stress is laid on the abundance of detrital material and its selective deposition in Jurassic stromatolites, as well as on the dependence of stromatolitic microstructures on the character of the surrounding rocks. Profiles are presented to illustrate the position of stromatolites in the development of Jurassic sedimentation. The following constant features in the occurrence of stromatolites have been emphasized and interpreted: their connection with stratigraphic gaps, with transgressive or regressive deposits, with stratigraphic condensation and the stirring up of variously aged faunal remains, also with distinctly shallow-water deposits. It is pointed out that stromatolites seem to occur exclusively in epicontinental areas and on intrageanticlinal ridges in geosynclinal areas. The potential value of Jurassic stromatolites as faunal index is discussed on the results of analyses of profiles bearing Jurassic stromatolites, and by comparison with recent stromatolites. It has been found that in the mode of origin Jurassic stromatolites are analogous with the recent marine forms. Hence they may be reasonably accepted as indicators of the littoral zone as well as of the shallowest part of the infralittoral zone. The occurrence zone of some types of stromatolites is particularly limited. A comparison of the Jurassic and other Mesozoic stromatolites with pre-Mesozoic and recent forms shows closer analogies of the Mesozoic stromatolites with the recent forms than with the old-Paleozoic and Precambrian stromatolites. On the presence and characteristic features of stromatolites conclusions have been drawn concerning the sedimentation and paleogeography of their occurrence area.

The present paper is concerned with all the Jurassic stromatolites of Poland (fig. 1), both those known previously and those reported for the first time by the writer. The stromatolites here discussed come from the Bathonian of the high-tatric series of the Tatra Mts. (fig. 4), from the Bathonian, the Lower- and Upper Callovian of the Mesozoic margin of the Holy Cross Mts.; also from the Callovian-Oxfordian boundary and from the Lower Oxfordian of the Cracow-Częstochowa Jura (fig. 10). A description is also given of stromatolites from boreholes in the Polish Lowland, namely from the Callovian and Oxfordian of Płońsk and Łęczyca.

The primary aim of the writer was to determine the origin and the environmental conditions of Jurassic stromatolites. Some highly interesting information on this problem have been provided by analysing the external shape of the stromatolites and their microstructure, as well as by a detailed analysis of the position of stromatolitic horizons in Jurassic profiles (fig. 5-9, 11-22), also by a study of the lithological and biofacial features of the associated deposits. A study of the position of Jurassic stromatolites in the profiles and of their connections with definite types of deposits gives much better results than that of Paleozoic — particularly of the Precambrian — forms. This is a consequence in the first place of the numerical and specific abundance of the organic Jurassic kingdoms and very detailed character of the Jurassic biostratigraphy.

Mesozoic stromatolites, among them also the Jurassic forms, rarely attract the attention of geologists who are much more concerned with the Precambrian

and Paleozoic forms. It should be stressed, however, that the term „stromatolite” was created by Kalkovsky (1908) to define Lower Triassic i.e. Mesozoic forms. The term began to be used, as „Weissjurastramatolith”, with reference to Jurassic forms by Berckhemer (1923) long before it was currently applied to Precambrian and Paleozoic stromatolites. Pla (1927) was the first to point out the formal and genetic relationship of a number of enigmatic forms differing in age and to define them all as „Stromatolithi”.

Originally the definition of stromatolites was purely descriptive, dealing mainly with the external shape and the character of lamination, while opinions regarding the origin of stromatolites were often controversial. Since the discoveries of Black (1933), also thanks to later studies on recent stromatolites by Ginsburg (1955, 1960) Ginsburg & Lowestam (1958), Logan (1961), Logan, Rezak & Ginsburg (1964) we have at our disposal the currently recognised suggestion respecting the genetic definition of stromatolites. The above conception postulates that stromatolites are biosedimentary structures whose formation is due to mechanic trapping and binding of the deposit by an assemblage of blue-green algae. At present stromatolites form under very peculiar conditions, in the opinion of most authors within the intertidal zone. This opinion concerning the origin of stromatolites has since Young's paper (1935) also been applied to all the fossil stromatolites. Comparative studies, however, of the fossil and recent stromatolites are in the first place concerned with their morphology, while relatively little attention is devoted to their ecological situation.

The concept concerning the origin of some Jurassic stromatolites during diagenesis as a result of concretionary precipitation of iron gels (Dzuleński 1956, Gradziński 1960) or decomposition of organic matter (Fritz 1958, Hummel 1960) must be discarded in regard to all the Jurassic stromatolites here considered.

All the Jurassic stromatolites investigated by the writer have many microstructural features in common. They are all built of heterogeneous material consisting of: a) calcareous micrite, b) inorganic detrital material, c) organic detritus, d) iron compounds. The mutual ratio of these constituents is variable. The pelitic calcareous deposit is always the most important quantitative constituent of stromatolites. Inorganic material is present in all the investigated stromatolites, but its amount varies in samples collected from different sites. Quartz always dominates in terrigenous material but it occurs in association with fragments of other minerals. For example of feldspars and micas in the Upper Callovian of the Cracow-Częstochowa Jura, or of rocks such as Triassic limestones and dolomites in the Bathonian of the Tatra Mts. In the Lower Oxfordian stromatolites of the Cracow-Częstochowa Jura quartz is an accessory component, while in stromatolites from the Bathonian of the Tatra Mts. and in all the Upper Callovian stromatolites, terrigenous material is present in large amounts.

The assemblage of organisms and their remains encountered in the individual stromatolites is usually very modest. It is composed mainly of planktonic organisms (globigerines, *Globochaete alpina*, prodossoconchs of lamellibranchs) also of benthonic organisms and/or their remains, such as foraminifers, sponge spicules, lamellibranchs and crinoids. The detritus of nectonic organisms (ammonite shells and aptychi, belemnite guards) are less important. The percent content of organic detritus in stromatolites from different sites, varies, too. The richest assemblage of microorganisms and of organic remains occurs in the Bathonian stromatolites of the Tatra Mts. It is made up of numerous zoospores of the green algae *Globochaete alpina* Lombard, foraminifers (the most common ones being *Globigerina*, also the frequent Lagenidae and *Fronicularia*), calcitic fibres which probably belong to prodossoconchs of lamellibranchs (Peyre 1959) and fragments of crinoidal

segments. The above assemblage is characteristic of the microfacies of the Middle Jurassic (comp. Colom 1955), especially so of the pelagic facies.

Iron hydroxides are found in all the stromatolites. Sometimes — in the Bathonian of the Tatra Mts. and of Wola Morawicka — they represent the only mineral occurrence form of iron in stromatolites. Hydroxides give a yellow, brown or red colouring to the stromatolites and being concentrated in definite laminae they impose a characteristic texture. In all the remaining stromatolites glauconite is encountered, too.

The selective deposition of detrital material is a characteristic microstructural feature of stromatolites. The diameters of detrital grains do not, as a rule, exceed 0.5 mm., sporadically being even 0.1 mm. (as in the Callovian of the Cracow-Częstochowa Jura). Coarser grains are very rare and their concentration blurs the laminated microstructure of the stromatolites. The selective character of sedimentation in stromatolites is particularly distinct when the deposit contains large amounts of coarse sand and of gravel (the Bathonian of the Tatra Mts., the Callovian of the Cracow-Częstochowa Jura). The coarser detrital material is then assembled in the interstices but does not become an ingredient of the stromatolites themselves (pl. VI, fig. 1; pl. VII, figs. 1, 2; pl. XI, fig. 2; pl. XIX, fig. 1; pl. XX, fig. 1).

There is a distinct relationship between the lithological character of stromatolites and the petrographic character of the surrounding rocks. It concerns the differentiation of the organic assemblages, the terrigenous material and the mineral forms of iron compounds, as well as their abundance. Therefore, irrespectively of their distinctness revealed by the selective and ordered sedimentation, the stromatolitic microstructures are a function of the facial features of the surrounding rock.

The sediment deposited in stromatolites is subject to a distinct textural pattern. This consists in the first place in the clearly indicated lamination of the stromatolites (pl. XIX, fig. 2). The lamination is due to the variable content of iron compounds, mainly of hydroxides, in the different laminae, while it is not readily discernible in the detrital fraction. The vertical orientation of stromatolitic microstructure is due to the dendritic aggregates of iron hydroxides (pl. XIX, fig. 2), less often those of crystalline calcite, always vertical to the lamination. Their absence from the deposit outside the stromatolites, also their constant orientation to the laminae, as well as their upward branching, all reliably suggest their syngenetic origin with stromatolites.

The mass occurrence of stromatolites in fossil deposits is their constant feature. Within the Jurassic of Poland, stromatolites are encountered only in very definite beds of small thickness (fig. 5—9, 11—22; pl. III, fig. 1—2; pl. IV, fig. 1—2). The other extreme — the most frequent one — is when the stromatolites compose a layer without leaving space for any other deposit except for interstices. Stromatolitic layers may display various types of internal structures (fig. 2, 3). This consists primarily in the varying extent of the fragmentation of the layer. The most simple layer is composed of continuous laminae that are nearly flat over a considerable distance (fig. 2A, 23). Hence, a layer of this type does not separate into discrete stromatolites but it is an undivided entity. In other types of stromatolitic layers fragmentation is more or less distinctly marked (fig. 2B; 3C, D; 24; 25). Only in extreme cases (fig. 3D, 25) does this lead to complete fragmentation of the layer into individual stromatolites separated from each other by interstices along the whole height. In intermediate cases (fig. 2B, 3C, 24) the interstices or even the holes which do not yet follow a linear course locally cut up the layer without dividing it into individual stromatolites. Less often the occurrence is noted in

a definite layer of widely spaced single stromatolites or their groups. (fig. 13, 15, 21, 26). Because of this strongly varied character of stromatolitic layers all traditional systems in the classification of stromatolites are to no purpose. The character of stromatolitic layers taken as a whole, together with the extent and nature of their fragmentation, are the only acceptable criterions in the classification of Jurassic stromatolites. Hence, the stromatolitic structures here described (figs. 2 and 3) may be divided into:

A. Stromatolitic layers (fig. 2 and 3)

1. smooth
2. holed
3. grooved
4. polygonal

B. Isolated stromatolitic forms

1. clumps (fig. 25)
2. single domes.

The above terms refer to the picture presented by stromatolitic layers or layers containing stromatolites. In a smooth stromatolitic layer (figs. 2A, 23), continuous laminae, not cut up by any interstices, stretch over a considerable distance greatly exceeding the thickness of the layer. In holed layers the laminae are cut up by numerous holes into which the short initial interstices converge. As a rule, the holes do not cut up the whole layer but only a certain set of laminae. Their pattern is frequently altered with the growth of the stromatolitic layer. The grooved stromatolitic layers (figs. 3C, 24) are intersected by interstices that follow a linear course. They do not, however, form a closed network nor completely cut off the differentiated stromatolites. Lastly, the polygonal stromatolitic layers (figs. 3, 25) consist of isolated stromatolites fully separated by a network of freely communicating interstices. The general pattern of the network persists all during the formation of the layer. The interstices follow a relatively simple course and hence the stromatolites separated by them are like a polygon with rounded corners (pl. I, fig. 2; pl. V, fig. 1—2; pl. XII; pl. XIV, fig. 1). The length of the sides of polygons ranges from about 1 cm. to well over 10 cm., while the size of polygons in a definite layer is usually of the same range. During the growth of the stromatolitic layers, the individual dome-like stromatolites transform into columnar forms. The laminae of stromatolites are strongly domed towards the topside of the layer. Their thickness usually attains its maximum in the top part of the stromatolite, resulting in a falcate shape (pl. XIII and XIV).

The differentiated types of stromatolitic layers represent the successive stages of the fragmentation of stromatolitic layers. There are no sharp boundaries between these particular types.

Stromatolitic clumps occur within a limited area of the layer. Contrary to stromatolitic layers the individual stromatolites in the clumps do not all reach the same height (fig. 26). They also can begin to grow not at the same moment (fig. 26). These stromatolitic clumps may consist of individuals whose shape grades from that of flattened domes to columnar forms. The initial stromatolites are often formed on the elevated parts of the substratum, e.g. on fossil remains (pl. XVI). Isolated stromatolitic domes occur in the layer at a considerable distance one from the other, while the interarea exceeds a good many times the diameter of the individual stromatolite. Their development is free and not restricted by the presence of adjacent forms, hence, the stromatolites are in the shape of domes that consist of laminae reaching to the base. They may attain over 10 cm. in diameter.

Certain conclusions may reasonably be drawn on the analysis of the situation of the stromatolite-bearing layers in Jurassic profiles differing in age and

geographic position, also on the facial analysis of deposits associated with the stromatolites. These conclusions seem to shed some light on the environmental conditions of stromatolites.

1. Stromatolites appear mainly in epicontinental deposits while within geosynclinal areas they are confined only to parts of intrageanticlinal ridges.

2. Practically always they occur in connection with stratigraphic gaps or with sedimentary discontinuities.

3. In most cases they are associated with evidently transgressive deposits or, but less often, with the final phase of the sedimentary cycle.

4. Stratigraphic condensation and the stirring up of faunas differing in age usually accompany the stromatolites.

5. Deposits connected with stromatolitic layers in the profile are lithologically and biologically typical of the shallow-water sedimentation.

6. Stromatolites invariably occur in thin layers where they may constitute the rock building framework.

All the above described features are the results of specific conditions in the environment in which the stromatolites developed.

So far, the current opinion has claimed that the formation of stromatolites occurred only in platform areas. Yet, the Bathonian stromatolites in the Tatra Mts. (fig. 4—9, pl. VI and VII) as well as the Callovian ones from the Villány Mts. in Hungary (Radwański & Szulczewski 1966) developed within the Tethys sea which was a geosynclinal basin. The Albian stromatolites (Niegodźisz 1965) came also from the same region. Within the Carpathian geosyncline, however, stromatolites occur only in very specific regions characterized by numerous sedimentary gaps, frequent emersions, reduced thickness of deposits and shallow-water facies. These areas are confined to zones of intrageanticlinal ridges (comp. Kortański 1961) of intrageanticlines. Similar condition prevailed in the Villány Mts. in Hungary (Radwański & Szulczewski 1966). All the other Jurassic stromatolites actually occur in deposits typical of epicontinental seas. The formation of stromatolites within intrageanticlinal areas was most probably made possible by favourable paleogeographic conditions displaying close analogies to those in epicontinental areas.

The association of stromatolites with stratigraphic gaps cannot possibly be regarded as incidental but as an undoubtedly constant character. Stratigraphic gaps are associated with stromatolites that occur in the following stratigraphic members:

- a. Tatra Mts.: Anisian substratum — sedimentary gap — stromatolite-bearing sediments of the Bathonian (fig. 6—9).
- b. Mesozoic margin of the Holy Cross Mts.: Keuper substratum — sedimentary gap — stromatolites of the Bathonian (fig. 21).
- c. The same region: Bathonian substratum — sedimentary gap — stromatolites in the *Sigaloceras calloviense* zone (fig. 21).
- d. Cracow-Częstochowa Jura: Callovian substratum — heterochronous sedimentary gap — stromatolites at the Callovian/Lower Oxfordian boundary (fig. 11—20).

Stratigraphic gaps also accompany the Callovian stromatolites from the Villány Mts. in Hungary (Arkell 1956, Radwański & Szulczewski 1966), the Albian forms of the Tatras (Niegodźisz 1965) and the Campanian forms in the vicinity of Lelów in Central Poland (Różycki 1938). There are also numerous sedimentary gaps — particularly in the vicinity of the Bathonian stromatolites from the Tatras — whose duration cannot be determined owing to the absence of fossils, but which are clearly indicated by doubtless surfaces of sedimentary discontinuity. The only area where no stratigraphic gaps or sedimentary discontinuity have been observed is that adjacent to the stromatolitic horizon in the Lower Oxfordian from

the vicinity of Cracow (fig. 13, 15). Stratigraphic gaps or sedimentary discontinuities occur either in the direct neighbourhood of stromatolitic horizons or not far off in the profile. In an extreme case the stromatolites themselves are truncated by the surface of discontinuity (pl. VII, fig. 3). Stromatolitic layers may occur both at the bottom (fig. 11—20, 22) or at the top (fig. 5—9, 21) of a discontinuity whose equivalent is the stratigraphic gap. None of the surfaces of discontinuity associated with stromatolites have a shape characteristic of the hard ground, neither do they bear any features of submarine corrosion so characteristic of the hard ground. In some cases, however, the surfaces of discontinuity in character resemble undoubted abrasion surfaces (fig. 5—9, 21; pl. VII, fig. 3). Also the Albian stromatolites of the Tatra Mts. (Niegodzis 1965) were formed after the period of emersion which is indicated on the topside of Urgonian limestones (Passendorfer 1929).

The transgressive character of deposits containing stromatolites or their connection with the final stage of the sedimentary cycle is expressed not only by their connection with the surface of discontinuity. The lithological development of these sediments is frequently of a transgressive character. For example, the Bathonian of Wola Morawicka begins with basal conglomerate on which, below a clay series, rests a layer with onkolites and stromatolites (fig. 21). Cliff conglomerates (Wielka Świsłówka) or isolated blocks from the substratum (Mała Świsłówka, Rzędy) are encountered in the neighbourhood of stromatolites in the Bathonian of the Tatra Mts. (fig. 6). Likewise the stromatolites from the Bajocian of Bayeux (Normandy), described by Rioult (1962) overlie the „conglomerate from Bayeux” which begins the transgressive deposits of the Bajocian.

Stratigraphic condensation and the stirring up of variously aged faunas very often take place in layers containing stromatolites or in those directly adjacent to stromatolites. The Callovian knobby layer underlying the stromatolitic layer in the Cracow-Częstochowa Jura (fig. 11—20) contains a rich fauna of several ammonite horizons of the Callovian/Lower Oxfordian boundary, stirred up in a single layer about 10 cm. thick. Analogies are displayed by the corresponding knobby layer in the Callovian of the Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. (fig. 22) and of the Polish Lowland. Likewise the rather thin Callovian strata in the Villány Mts., underlying a stromatolitic layer, contain an abundant and stirred up ammonite fauna from the *Clydoniceras hollandi* to the *Peltoceras athleta* zones (Kaszap 1959, 1961, Radwański & Szulczewski 1966). The ferruginous oolite from Bayeux where stromatolites occur, and the overlying „couches de passage” are also condensed horizons though their fauna is not stirred up (Rioult 1962).

Deposits in which stromatolites occur bear numerous shallow-water features. They are always calcareous, as a rule, organodetrital rocks, and contain fairly large amounts of terrigenous material, many a times from the coarser fractions. It is interesting to note that over the Bathonian stromatolitic layers of the Tatra Mountains there is a rapid increase in the amount and diameter of clastic material (Giewont, fig. 8). Fossils are but exceptionally encountered in Jurassic stromatolitic layers. The lack of fossils is, indeed, a very common character of all stromatolites (Maslov 1959, Korde 1961), while layers whose sedimentation is directly connected with that of stromatolitic layers often contain a very rich fauna. The fossils there are incomparably more numerous than in layers farther from the stromatolitic horizons. This would suggest peculiar conditions associated with the concentration of fossils. Likewise layers with isolated stromatolites (Lower Callovian of the Mesozoic margin of the Holy Cross Mts., the Lower Oxfordian of the Cracow Jura) are characterised by a far greater abundance of fossils as compared with the other layers of that profile (fig. 12, 21). Among the fauna associated with stromatolites there are numerous nectonic organisms (ammonites, belemnites), though benthonic

fossils such as brachiopods, gastropods, lamellibranchs, sponges, single echinoids and solitary corals are equally abundant. Our present inadequate knowledge concerning the ecology of shallow-water Jurassic biocoenoses can hardly suggest reliable conclusions with respect to the life conditions of these organisms. Doubtless, however, they were shallow-water in character. Borings of lithophags are frequent in deposits with stromatolites. The borings of lamellibranchs occur in coarse grained material that accompanies stromatolites in the Bathonian of the Tatra Mts. In the Bathonian of Wola Morawicka they are common in pebbles that form the cores of onkolites. Exceptionally they occur in stromatolites. In the Bathonian of the Tatra Mts. the borings of lamellibranchs are accompanied by those of the polychaetes *Potamilla*. The abundance of lithophags suggests littoral or infralittoral environment.

All the above constant characters in the occurrence of stromatolites in the profiles indicate a distinctly shallow-water environment of their formation. In Jurassic profiles stromatolitic horizons indicate the most extreme shallow-water position. Stratigraphic condensation and the stirring up of faunas of various age seem to be often produced under distinctly shallow-water conditions as a result of slow sedimentation and intraformational reworking (comp. Radwański & Szulcowski 1966). The confinement of stromatolites to thin horizons likewise reasonably suggests that quite special conditions were required for their formation. The optimum conditions for stromatolitic development leading to the formation of stromatolitic layers were at the same time inconvenient to the benthonic fauna and to a normal sedimentation. These favourable conditions were restricted to a relatively brief period of time. The here discussed, most peculiar, distribution of stromatolites in the profiles, reliably refers their origin to extremely shallow-water environment. These conditions are of rare occurrence, relatively short lasting and often prohibitive to normal sedimentation. Most likely they existed in littoral zones. This applies to the stromatolitic layers while isolated stromatolites could probably occur at somewhat greater depths.

Fossil stromatolites, especially the Jurassic forms, here described, have their recent equivalents whose origin is connected with blue-green algal activities. The analogy between the Jurassic stromatolites and the recent forms consists in their microstructure as well as the external shape and the confinement to distinctly shallow-water facies. It should be noted that the chief microstructural analogies are: the mixed character of the sediment with a high content of organic detritus, the selective deposition of detrital material, and micro-disconformities in the lamination. Smooth stromatolitic layers are in the first place those having their equivalents among the recent stromatolites from the algal deposits described as type A by Black (1933) from the Andros Island, as type I by Ginsburg (1955) from Florida, and by Logan (1961) from Shark Bay as „flat, algal-laminated sediments”. The recent algal sediments of this type are formed in the littoral zone, mainly in zones protected from strong waving, even in supralittoral zones (Black 1933, Logan 1961, Logan et al. 1964). Layers of this type occur in the Polish Jurassic, in the Callovian of the Cracow Jura and in some profiles of the Bathonian from the Tatra Mts.

The polygonal stromatolitic layers resemble the modern stromatolites of type SH described by Logan et al. (1964) from the aspect of the pattern of the stromatolitic layers divided into individual stromatolites. The SH stromatolites form at present in exposed intertidal headlands (Logan et al. 1964). Holed and grooved stromatolitic layers have no close equivalents among the recent stromatolites so far described. Both, the holed and the grooved types of stromatolitic layers do, however, produce graded links from the smooth to the polygonal forms.

The discrete stromatolites or clumps resemble mostly those described by

Monty (1965) from the coastal areas of the Andros Island. Single stromatolites investigated by that author occur not only within the intertidal zone but also in shallow infralittoral zones down to a depth of about 2 m. These stromatolites come closest to the Jurassic forms from the Lower Callovian of Wola Morawicka and from the Lower Oxfordian of the Cracow Jura. The co-existence of Lower Oxfordian stromatolites with a rich sponge fauna indicates their formation below the tidal zone.

It is seen that the information provided by the modern stromatolites are by far more detailed than those obtained solely by an analysis of the fossil material. Great caution should, however, be exercised in the drawing of conclusions on modern data because the analogies may not be complete and the study of recent stromatolites continuously introduces essential modification into the knowledge of the mode of origin and environmental conditions of the stromatolites (comp. Monty 1965).

Hence stromatolites may prove most helpful in the ecological and facial analyses, and their classification should be made from that aspect. Stromatolitic horizons are often used in the correlation of profiles. It should be remembered, however, that stratigraphy based on them is really a lithostratigraphy and that the value of stromatolitic layers is equal to the value of any one characteristic layer stretching over a considerable area. S. Z. Różycki's (1953) observations in the Cracow-Częstochowa Jura show that over a greater distance, exceeding 10 km., the stromatolitic layer may be diachronic and that its age may vary in the limits of a few ammonite zones.

The observed presence of any stromatolitic layers in any outcrop or profile reliably suggests the existence of a stratigraphic gap or at least of a sedimentary discontinuity in the close proximity of the stromatolitic structures.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, June 1966*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—XXII

DESCRIPTION OF PLATES I—XXII

PL. I

Fig. 1

Odślonięcie doggeru w Rzędach pod Ciemniakiem. Warstwy znajdują się w odwróconym położeniu: wapienie krynowidowe bajosu (2) spoczywają na wapieniach batoniskich (3). Stromatolity występują w batonie, bezpośrednio na powierzchni stro-powej bajosu

Middle Jurassic outcrop at Rzędy near Mt. Ciemniak. The strata in a reversed position: Bajocian crinoidal limestones (2) over the Bathonian limestones (3). The stromatolites developed in the Bathonian, directly over the top of the Bajocian

Fig. 2

Spągowa powierzchnia poligonalnej warstwy stromatolitowej. Widoczna sieć interstycjów oddzielających poszczególne stromatolity. Wrótka na Giewoncie

Bottom surface of the polygonal stromatolitic layer showing the network of the interstices separating individual stromatolites. Wrótka in Mt. Giewont

PL. II

Fig. 1

Kamieniołom w Orleju (Głuchówki). Na porfirze (p) leżą białe glinki liasowe (l) i wyżej osady doggeru (d). Stromatolity występują na granicy keloweju z oksfordem

Quarry at Orlej (Głuchówki). Over a porphyry (p) there rest white clays of the Lias (l) and Middle Jurassic strata (d). The stromatolites developed at the Callovian-Oxfordian contact

Fig. 2

Kamieniołom na Czerwieńcu (Kozłowiec). Na piaskowcu bulastym (1) leży wapień brunatny (2), w stropie którego występuje warstwa bulasta i stromatolitowa

Quarry at Czerwieniec (Kozłowiec). Over a knobby sandstone (1) there rests a brownish limestone (2), with a knobby layer and a stromatolitic layer at the top

PL. III

Fig. 1

Kamieniołom „Nowa Krystyna”. W stropie doggeru (d) leży kelowejska warstwa stromatolitowa (sk), a w stropie wapieni i margli poz. *Cardioceras cordatum* warstwa ze stromatolitami dolnooksfordzkimi (so)

Quarry „Nowa Krystyna”. At the top of the Middle Jurassic (d) there rests a Callovian stromatolitic layer (sk), while a layer with Lower Oxfordian stromatolites (so) rests at the top of limestones and marls of the *Cardioceras cordatum* zone

Fig. 2

Odkopnięcie w Podieżu. Na wapieniu z ooidami żelazistymi (1) leży warstwa bulasta (2), a wyżej warstwa stromatolitowa (3) i margle (4) poz. *Quenstedtoceras lamberti*

Outcrop at Podłęże. Over the limestone with ferruginous ooids (1) there rest a knobby layer (2) and, higher up in the profile, a stromatolitic layer (3) and marls (4) of the *Quenstedtoceras lamberti* zone

PL. IV

Fig. 1

Kamieniołom we Wrzosowej. W stropie wapieni piaszczystych (1) spoczywa warstwa bulasta (2), a ponad nią warstwa stromatolitowa (3). Leżące wyżej margle oksfordzkie są w tym miejscu zebrane dokładnie do powierzchni warstwy stromatolitolowej

Quarry at Wrzosowa. At the top of sandy limestones (1) there rests a knobby layer (2) and, higher up in the profile, a stromatolitic layer (3). The Lower Oxfordian marls constituting a higher set of the profile, have been removed downward as far as the stromatolitic layer

Fig. 2

Warstwa stromatolitowa w kamieniołomie w Kłobucku. Podściela ją warstwa bulasta (2) leżąca w stropie wapieni piaszczystych (1). Na warstwie stromatolitolowej (3) spoczywają margle i wapienie scyfiowe oksfordu (4)

Stromatolitic layer in the quarry at Kłobuck. The layer is underlain by a knobby layer (2) resting at the top of sandy limestones (1). Over the stromatolitic layer (3) rest marls and scyphioid limestones of the Oxfordian (4)

PL. V

Fig. 1

Stropowa powierzchnia kelowejskiej warstwy stromatolitolowej odsłonięta na znacznej przestrzeni w kamieniołomie Wrzosowa po wyeksploatowaniu oksfordzkich margli i wapieni scyfiowych

Top surface of the Callovian stromatolitic layer outcropped in the Wrzosowa quarry during exploitation of Oxfordian limestones and scyphioid marls

Fig. 2

Fragment powierzchni stropowej poligonalnej warstwy stromatolitolowej odsłoniętej w kamieniołomie Wrzosowa

Fragment of the top surface of the polygonal stromatolitic layer outcropped in the Wrzosowa quarry

PL. VI

1 — Przekrój poligonalnej warstwy stromatolitolowej złożonej ze stromatolitów kolumnkowych. W interstycjach i ponad warstwą stromatolitolową obfity detrytus frakcji psefitowej. Baton w Małej Świstówce.

Section of the polygonal stromatolitic layer composed of columnar stromatolites. Abundant psefitic detritus in interstices and above the stromatolitic layer. Bathonian in Mała Świstówka, Tatra Mts.

- 2 — Przekrój rynienkowy warstwy stromatolitowej. Mała Świstówka.
Section of the grooved stromatolitic layer. Mała Świstówka.

- 3 — Przekrój fragmentu rynienkowej warstwy stromatolitowej o płasko biegnących laminach. Mała Świstówka.

Section of a fragment of the grooved stromatolitic layer with planar laminae. Mała Świstówka.

- 4 — Poligonalna warstwa stromatolitowa (a) o zabradowanej powierzchni stropowej. Ponad nią wyższa warstwa stromatolitowa rozpoczynająca się stromatolitami kopułowymi (b), ponad którymi rozwija się ponownie poligonalna warstwa stromatolitowa (c). Mała Świstówka.

Polygonal stromatolitic layer with abraded top surface (a), overlain by a higher stromatolitic layer composed of the dome-like stromatolites (b), and still higher — by a new polygonal stromatolitic layer (c). Mała Świstówka.

PL. VII

- 1 — Fragment poligonalnej warstwy stromatolitowej. W interstycjach żwir wapieni i dolomitów triasowych. Baton w Małej Świstówce.

Fragment of a polygonal stromatolitic layer. Gravel of Triassic limestones and dolomites in interstices. Bathonian of Mała Świstówka.

- 2 — Kolumnenkowe stromatolity poligonalnej warstwy stromatolitowej obrośnięte przez stromatolit kopulasty, od powierzchni którego wznoszą się znowu stromatolity kolumnenkowe tworzące warstwę poligonalną. Baton w Małej Świstówce.

Columnar stromatolites of a polygonal stromatolitic layer encrusted by the dome-like stromatolite, from whose surface have arisen the columnar stromatolites composing a new polygonal layer. Bathonian of Mała Świstówka.

- 3 — Ścięta powierzchnia batońskiej poligonalnej warstwy stromatolitowej przykryta przez wapienie keloweju. Mała Świstówka.

A truncated surface of the Bathonian polygonal stromatolitic layer, covered by Callovian limestones. Mała Świstówka.

PL. VIII

Fig. 1

Powierzchnia stropowa rynienkowej warstwy stromatolitowej. Zaczątkowe interstycja nie łączą się jeszcze w zamkniętą sieć. (Kelowej w Podłężu

Top surface of the grooved stromatolitic layer. Initial interstices do not yet join into a composite network. Callovian at Podłęże

Fig. 2

Nadwietrzała powierzchnia przekroju rynienkowej warstwy stromatolitowej. W wyjątkowo dużej szparze, po prawej stronie zdjęcia, spoczywa materiał gruboklastyczny (m.in. rostrum belemnita). Kelowej w Podłężu

Weathered section of the grooved stromatolitic layer. At right, in a markedly big fissure rests coarse-grained material (i.a. belemnite guard). Callovian at Podłęże

PL. IX

Fig. 1

Jamista warstwa stromatolitowa na znacznych odcinkach gładka. Widoczne w jej stropowej partii rostra belemnitów są ułożone zgodnie z laminacją. Na powierzchni belemnitów widać wydrążenia wieloszczetów. Kelowej w Podłężu

Holed stromatolitic layer, smooth over greater areas. Belemnite guards, visible in its top part, parallel the lamination. The guards bored by polychaetes. Callovian at Podłęże

Fig. 2

Spągowa część warstwy stromatolitowej granicząca z warstwą bulastą. Rynienkowa warstwa stromatolitowa dostosowuje się do nierówności powierzchni warstwy bulastej i obrasta leżące w niej skamieniałości (np. rostrum belemnita w lewej części zdjęcia). Kelowej w Podłężu

Bottom part of the stromatolitic layer touching the knobby layer. Grooved stromatolitic layer fits into irregularities of the knobby layer and encrusts fossils contained in the latter (e.g. belemnite guard, at left). Callovian at Podłęże

PL. X

Fig. 1

Gładka w części spągowej warstwa stromatolitowa przybiera ku stropowi charakter jamisty. Kelowej w Podłężu

Stromatolitic layer, smooth in the bottom part, and at the top passing into a holed layer. Callovian at Podłęże

Fig. 2

Rynienkowa warstwa stromatolitowa o efemerycznych interstycjach i znikomej krzywiznie lamin. Kelowej w Podłężu

Grooved stromatolitic layer with ephemeral interstices and small convexity of laminae. Callovian at Podłęże

PL. XI

Fig. 1.

Stropowa część jamistej warstwy stromatolitowej na granicy z marglami poz. *Quenstedtoceras lamberti*. W obniżeniu stropowej powierzchni warstwy stromatolitowej spoczywa gąbka. Kelowej w Brodłach

Top part of the holed stromatolitic layer, at the contact with marls of the *Quenstedtoceras lamberti* zone. A sponge occurs in a depression of the top surface. Callovian at Brodla

Fig. 2

Niższa warstwa stromatolitowa z odsłonięcia w Rzeczkach. Interstycja rozmyte erozyjnie są wypełnione osadem zawierającym obficie materiał detrytyczny i łączą się z wyższą warstwą bulastą

The lower stromatolitic layer from Rzeczeki. Interstices eroded and infilled with detrital sediment connecting and passing into the upper knobby layer

PL. XII

Powierzchnia stropowa poligonalnej warstwy stromatolitowej. Wypukłe powierzchnie stromatolitów są przedzielone w pełni komunikującą się siecią wąskich interstycjów. Kelowej we Wrzosowej

Top surface of the polygonal stromatolitic layer. Convex surfaces of stromatolites are separated by a well developed network of narrow interstices. Callovian at Wrzosowa

PL. XIII

Przekrój poligonalnej warstwy stromatolitowej złożonej ze stromatolitów kolumnowych, której stropową powierzchnię przedstawia pl. XII. Kelowej we Wrzosowej

Section of the polygonal stromatolitic layer composed of columnar stromatolites. The same specimen as in pl. XII

PL. XIV

Fig. 1

Powierzchnia stropowa poligonalnej warstwy stromatolitowej złożonej z bardzo drobnych stromatolitów kolumnkowych. Kelowej w Kłobucku

Top surface of the polygonal stromatolitic layer composed of very fine columnar stromatolites. Callovian at Kłobuck

Fig. 2

Przekrój poligonalnej warstwy stromatolitowej złożonej z drobnych stromatolitów kolumnkowych, której stropową powierzchnię przedstawia fig. 1 tej samej planszy.
Kelowej w Kłobucku

Section of the polygonal stromatolitic layer composed of very fine columnar stromatolites. The same specimen as above

PL. XV

Fig. 1

Rynienkowa warstwa stromatolitowa. Kelowej w Kłobucku

Grooved stromatolitic layer. Callovian at Kłobuck

Fig. 2

Warstwa stromatolitowa dostosowująca się do powierzchni stropu warstwy bulastej.
Kelowej we Wrzosowej

Stromatolitic layer fitting into the top surface of the knobby layer. Callovian at Wrzosowa

PL. XVI

- 1 — Nieregularne stromatolity kopulaste tworzące kępę w wapieniu pelitowym zawierającym gąbki i rostra belemnitów. Newiz w Podłężu.

Irregular dome-like stromatolites forming a clump in a pelitic limestone with sponges and belemnite guards. Lower Oxfordian at Podłęże.

- 2 — Kępa stromatolitów o nierównej wysokości. Stromatolity te nie wznosiły się w czasie wzrostu na całą swoją wysokość ponad dno, o czym świadczy wkraczanie wyższych lamin jednego ze stromatolitów na leżącą obok gąbkę i rostrum belemnita. Newiz w Podłężu.

Clump of stromatolites of various height. The stromatolites did not rise by all their height above the bottom since the higher laminae of one of the stromatolites protrude onto a sponge and onto a belemnite guard nearby. Lower Oxfordian at Podłęże.

- 3 — Dwie kępy stromatolitowe przedzielone wapieniem pelitowym. W spągu wyższej kępy widoczne są dwa onkolity utworzone wokół gąbki i skorupy małża. Newiz w Szklarach.

Two stromatolitic clumps separated by pelitic limestone. At the bottom of the higher clump two onkolites developed around a sponge and a pelecypod valve. Lower Oxfordian at Szklary.

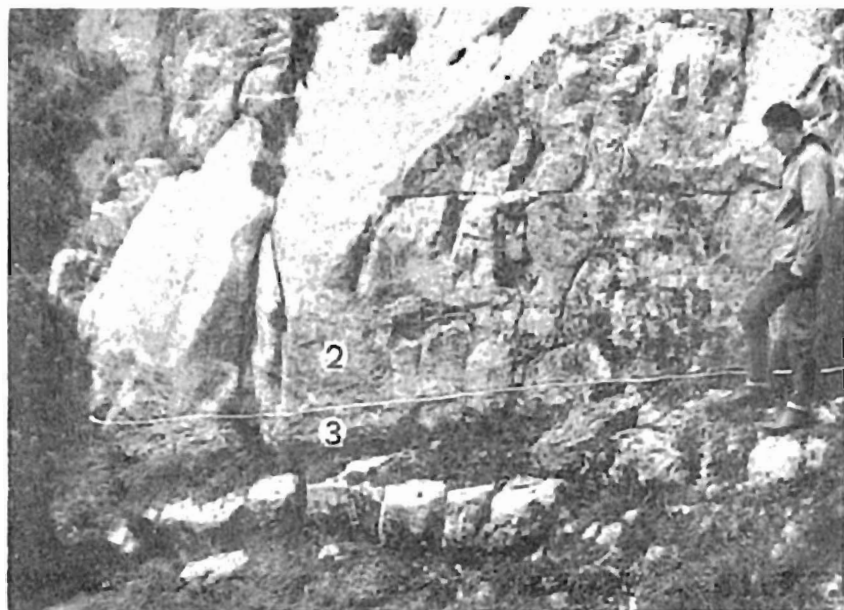


Fig. 1

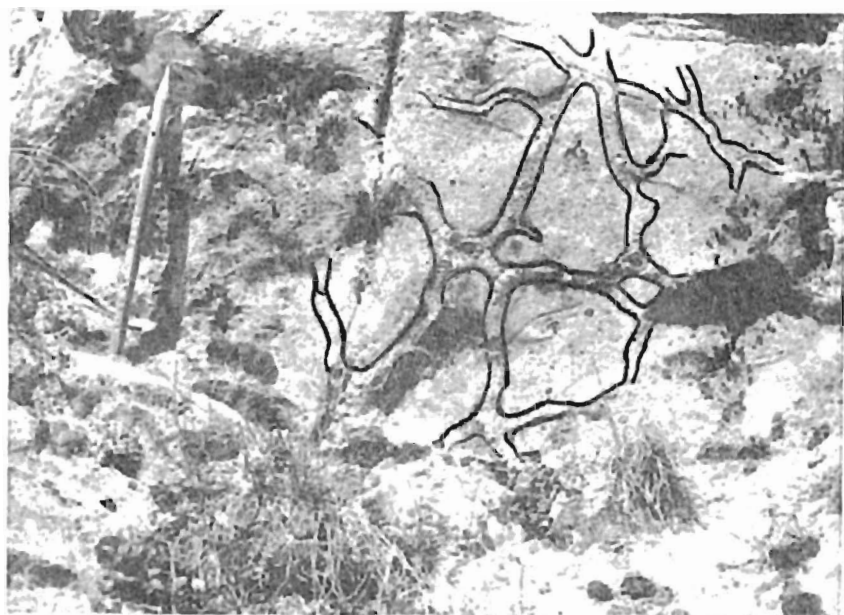


Fig. 2



Fig. 1

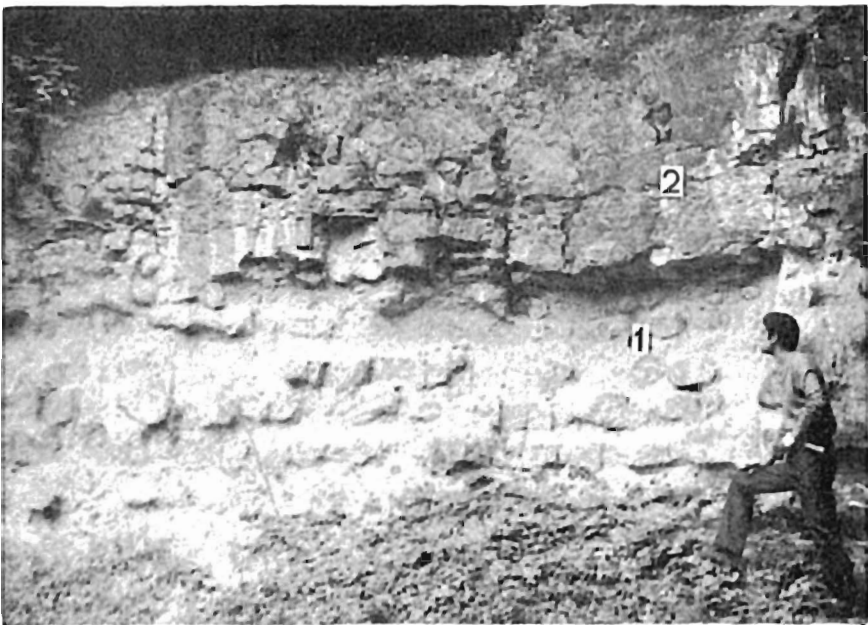


Fig. 2

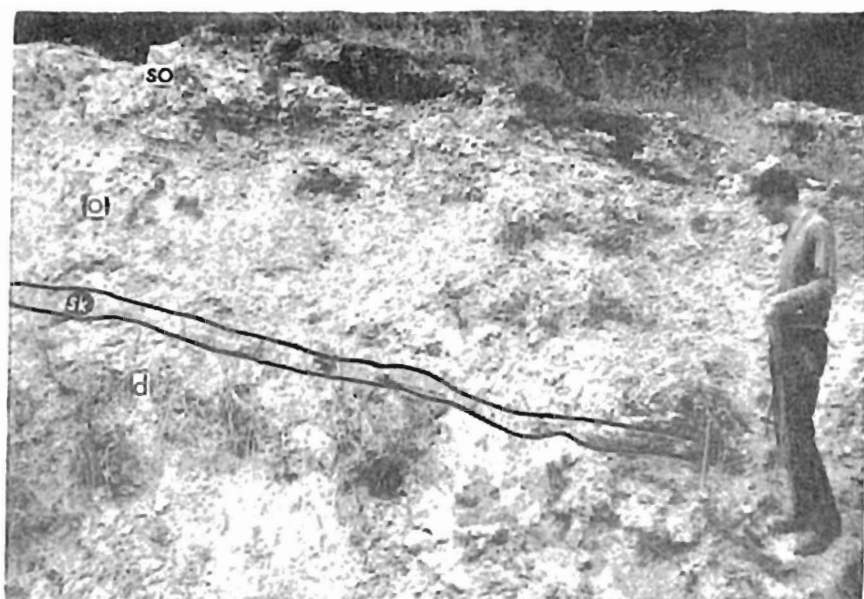


Fig. 1

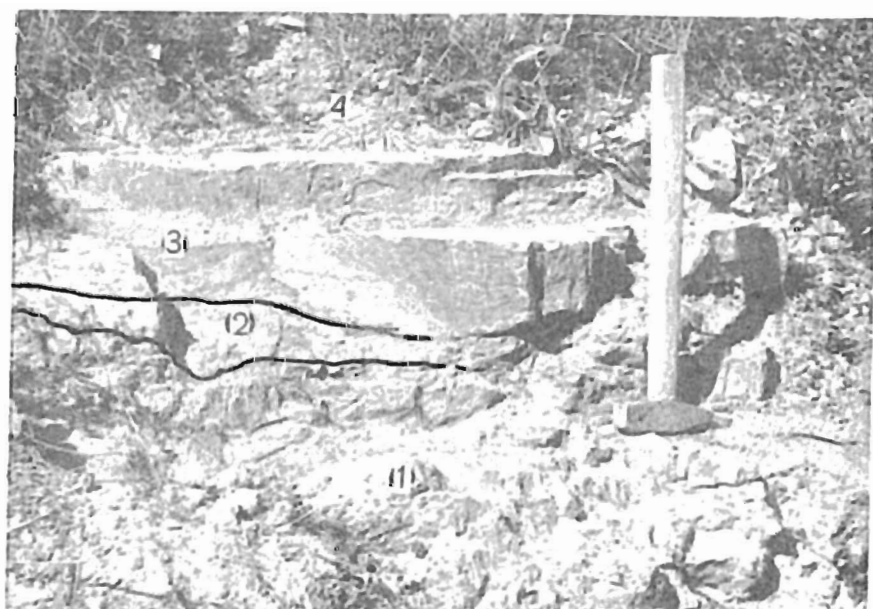


Fig. 2

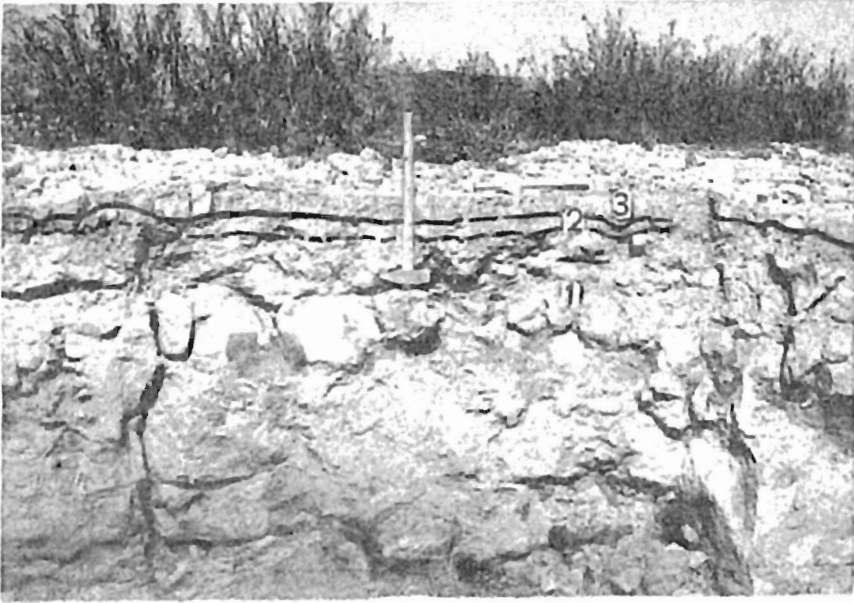


Fig. 1

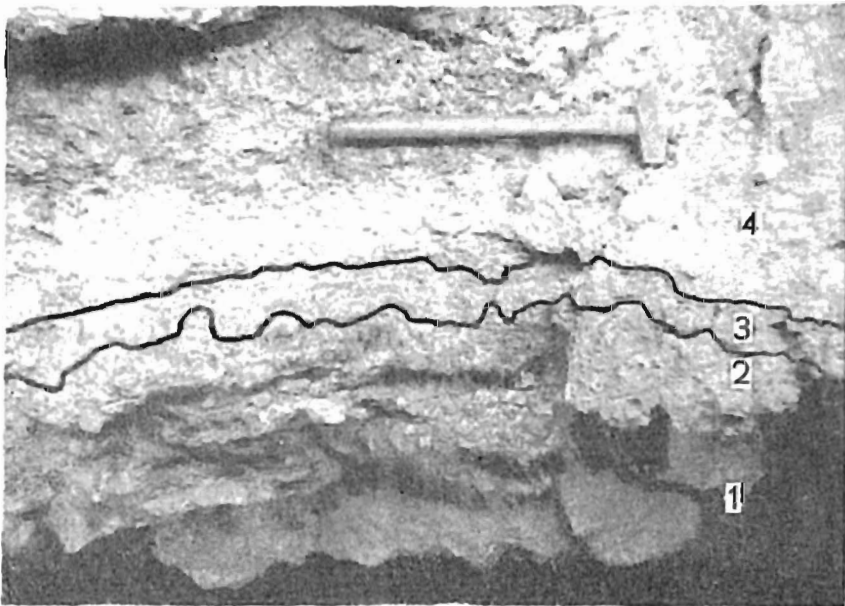


Fig. 2



Fig. 1

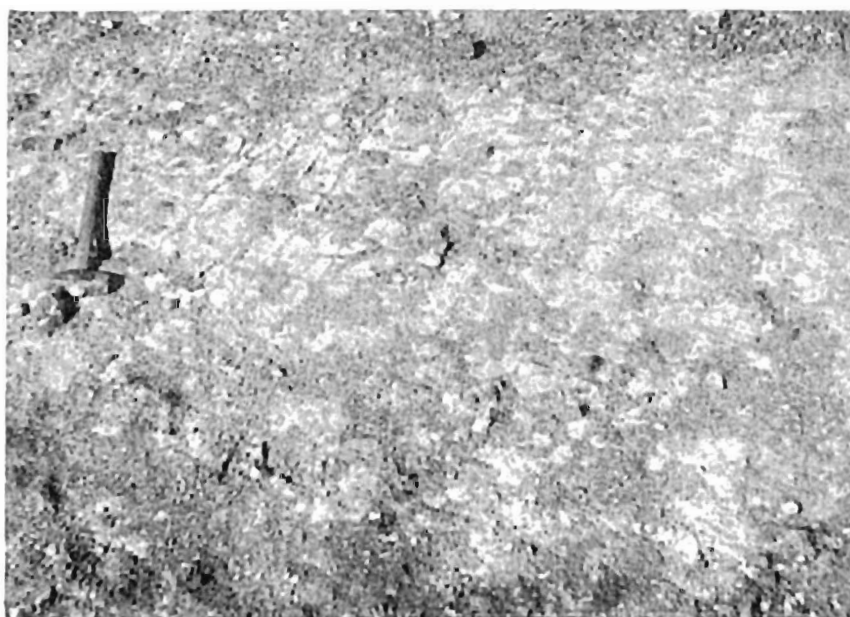
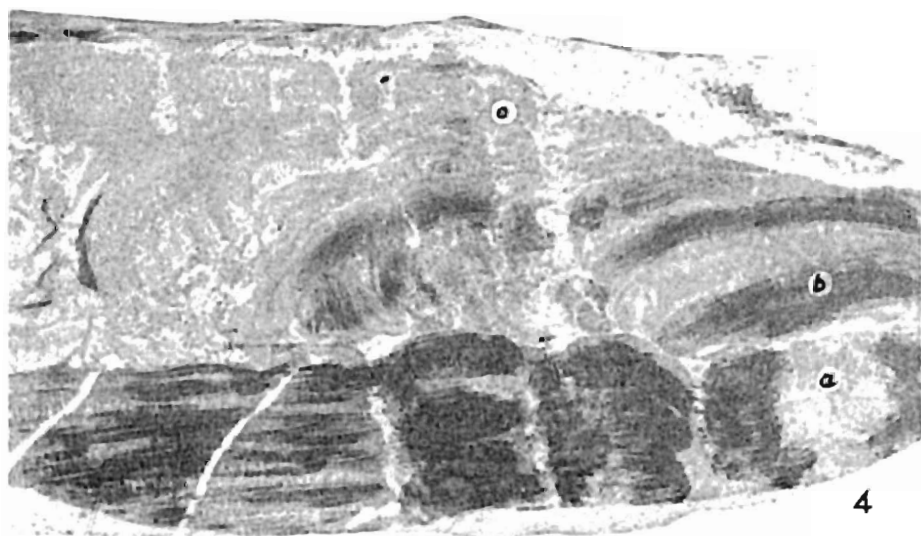
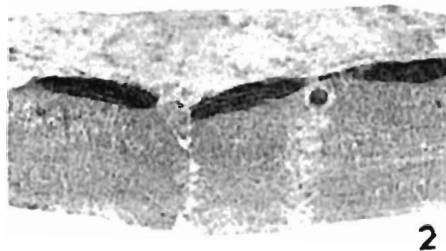


Fig. 2



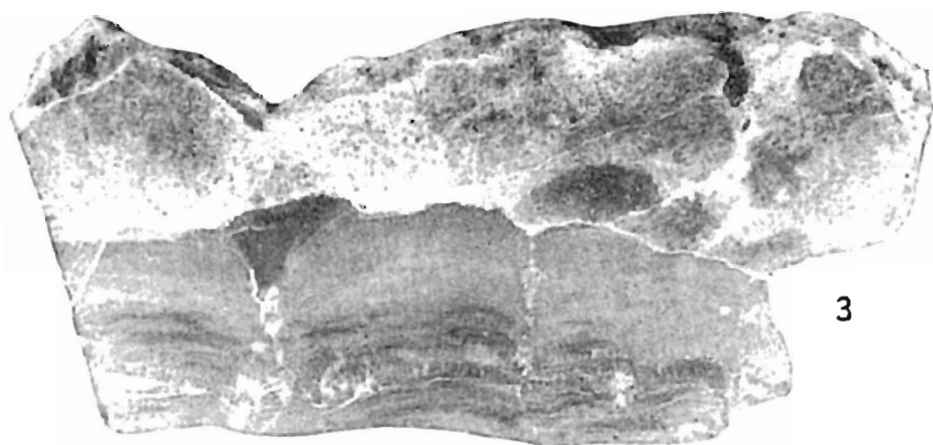
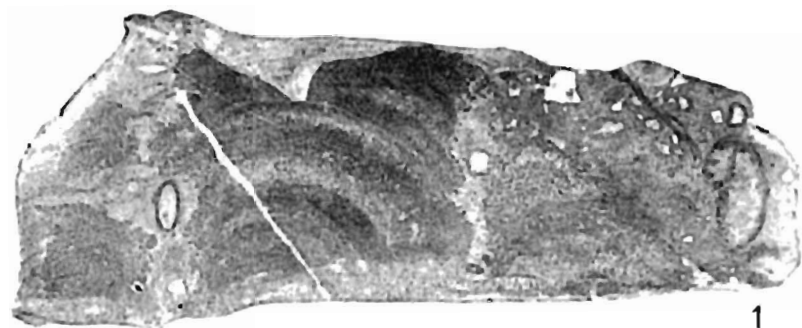




Fig. 1



Fig. 2

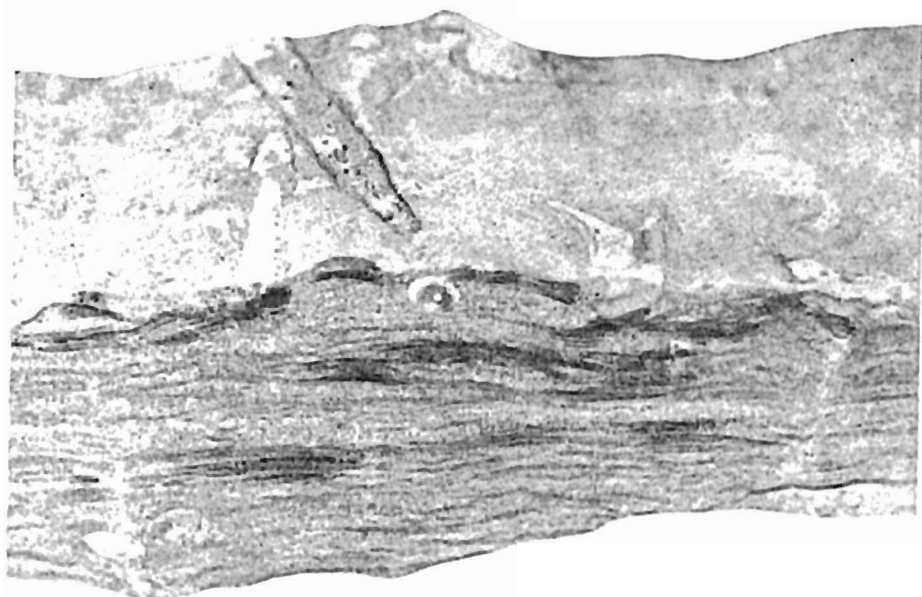


Fig. 1

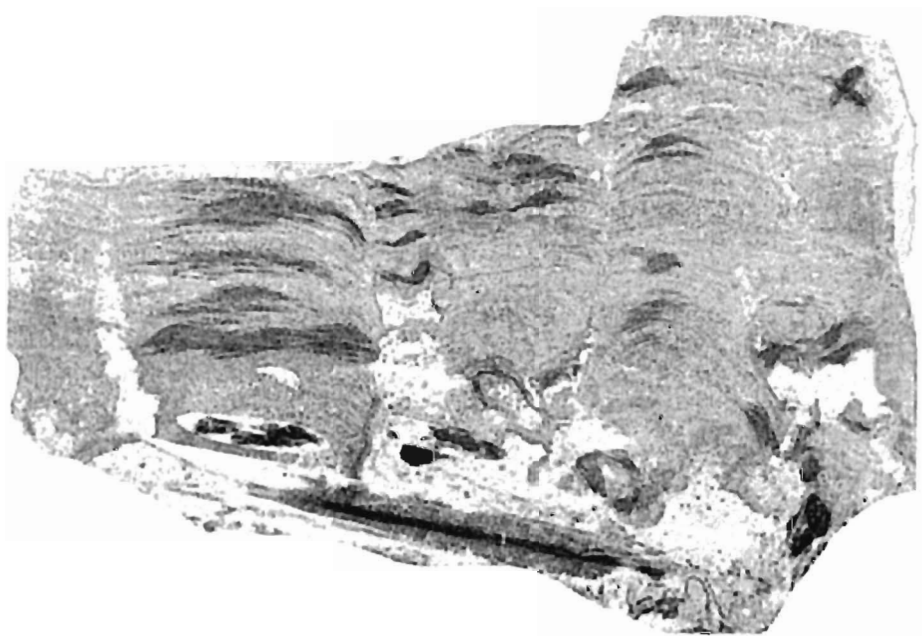


Fig. 2



Fig. 1



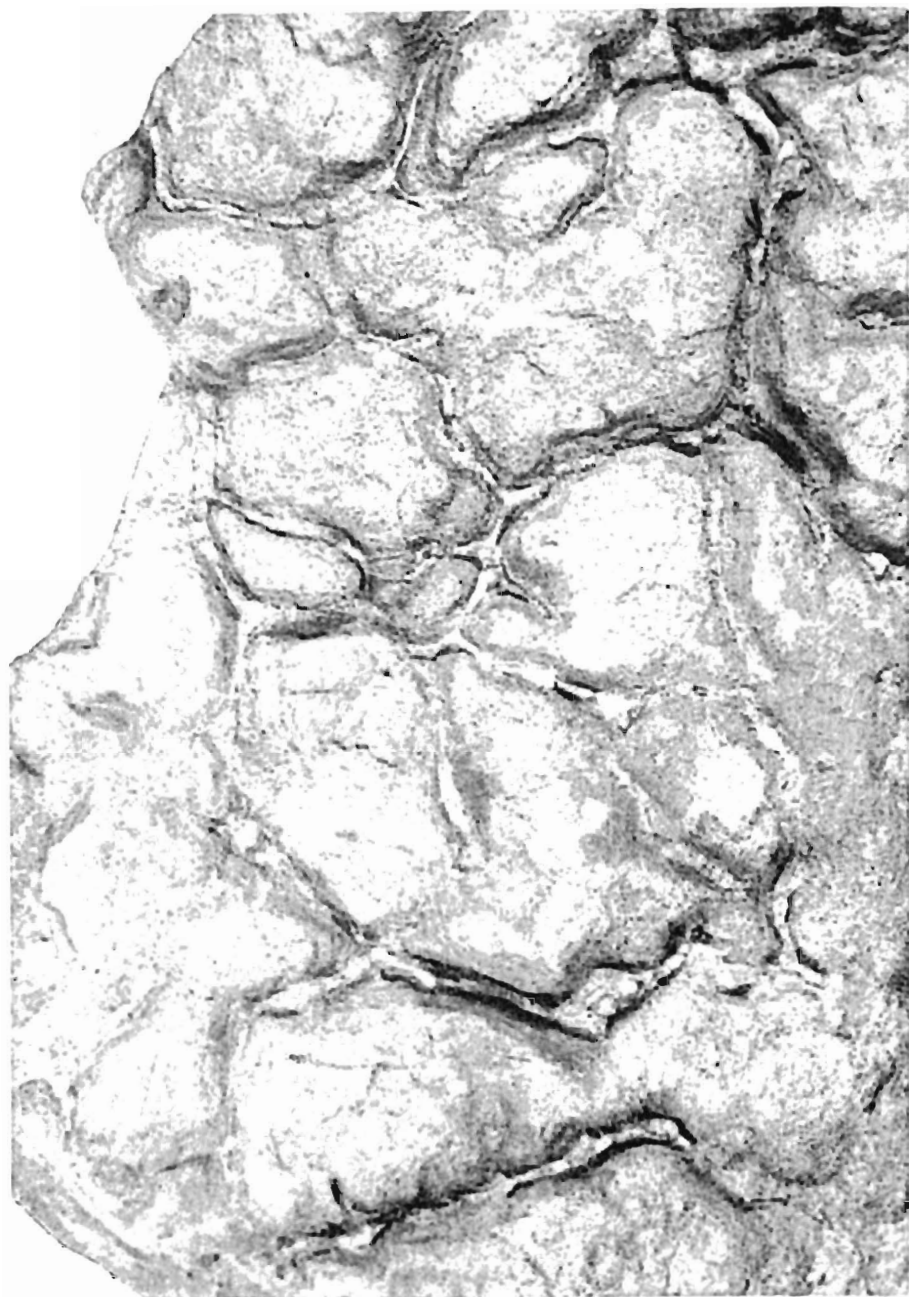
Fig. 2

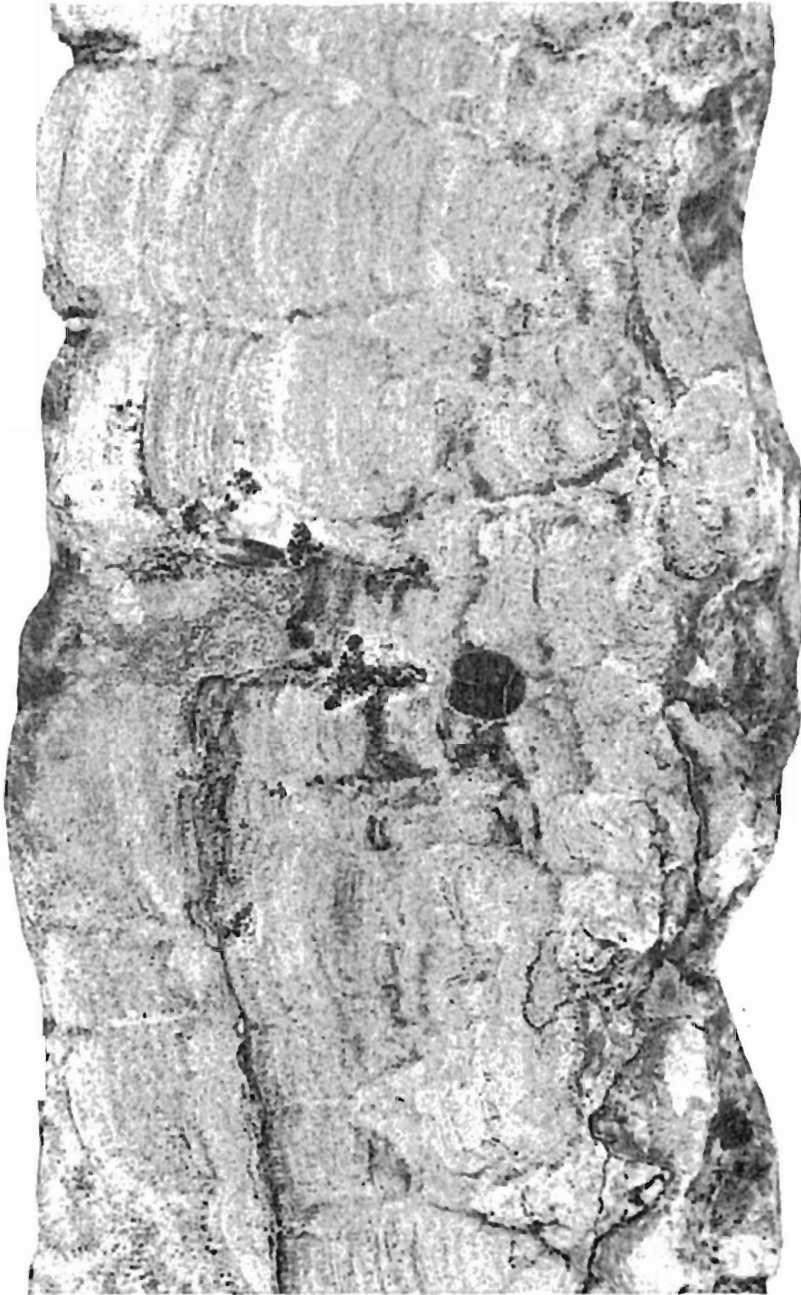


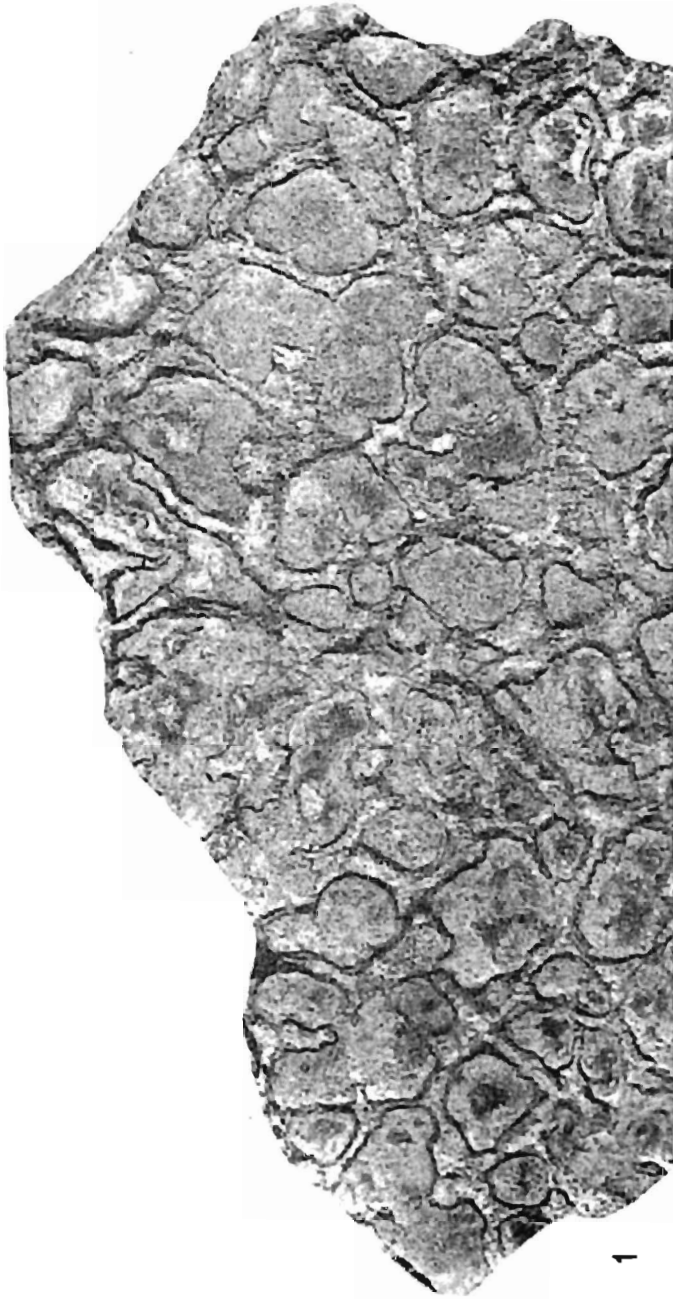
Fig. 1



Fig. 2







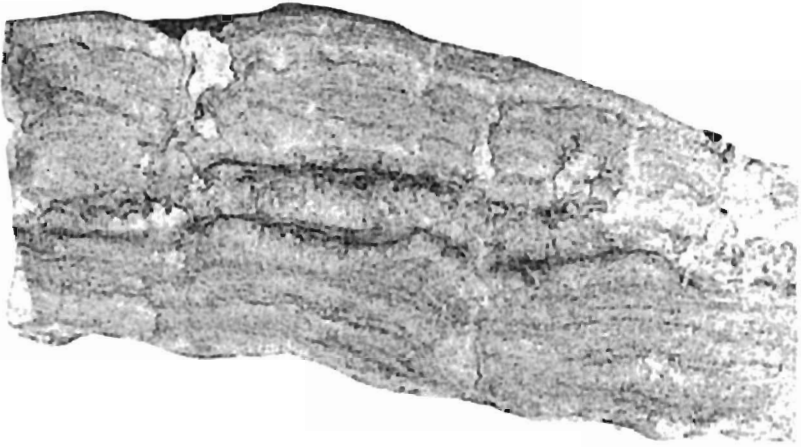


Fig. 1

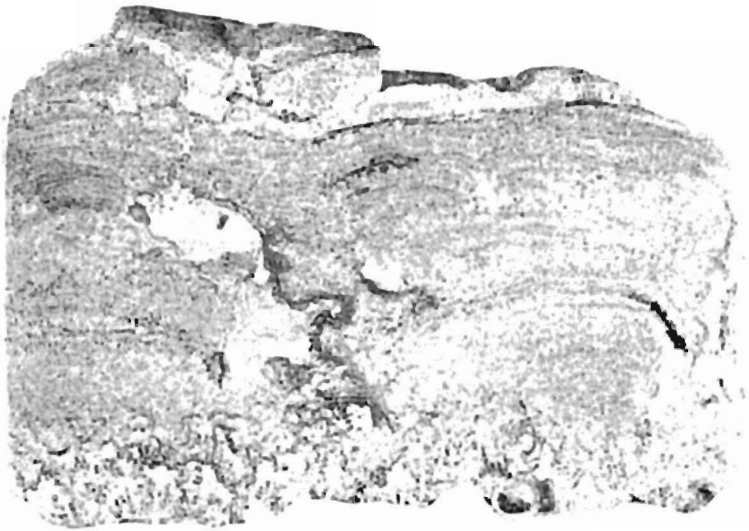
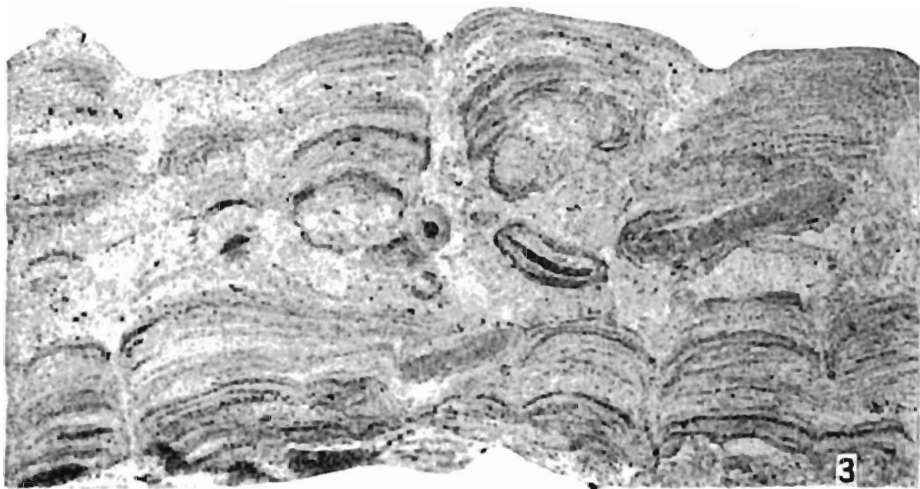
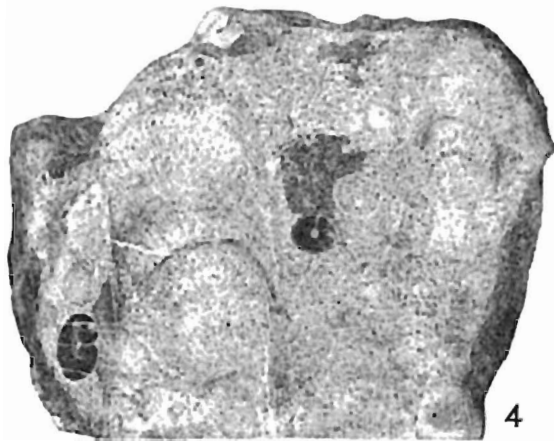
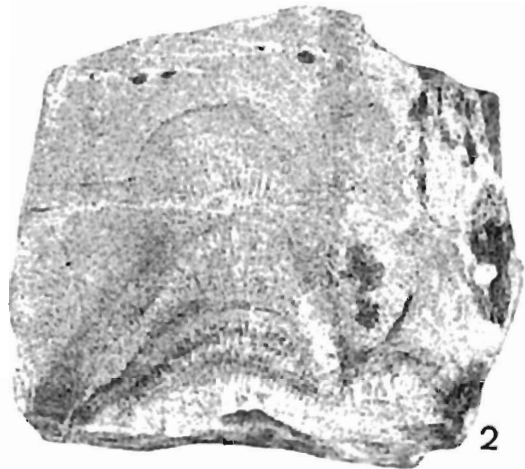


Fig. 2







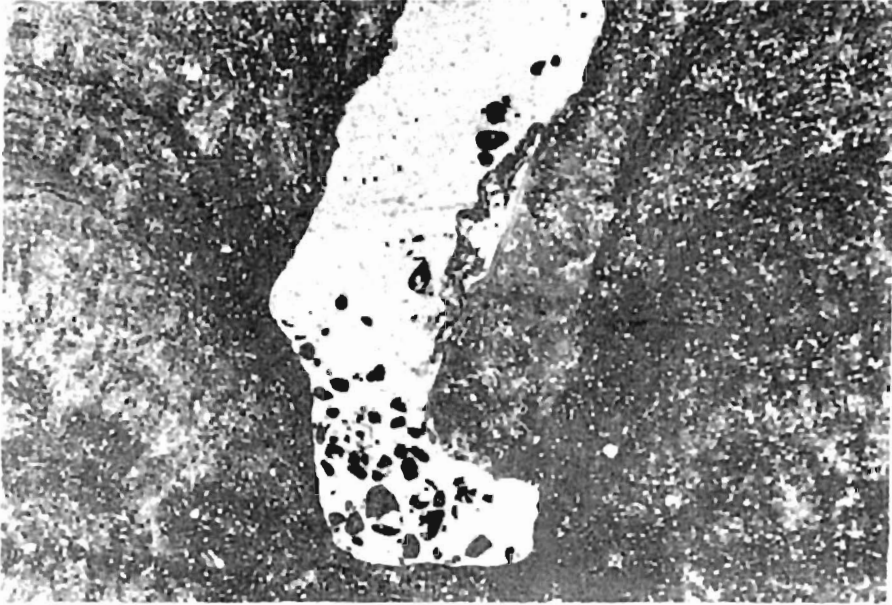


Fig. 1

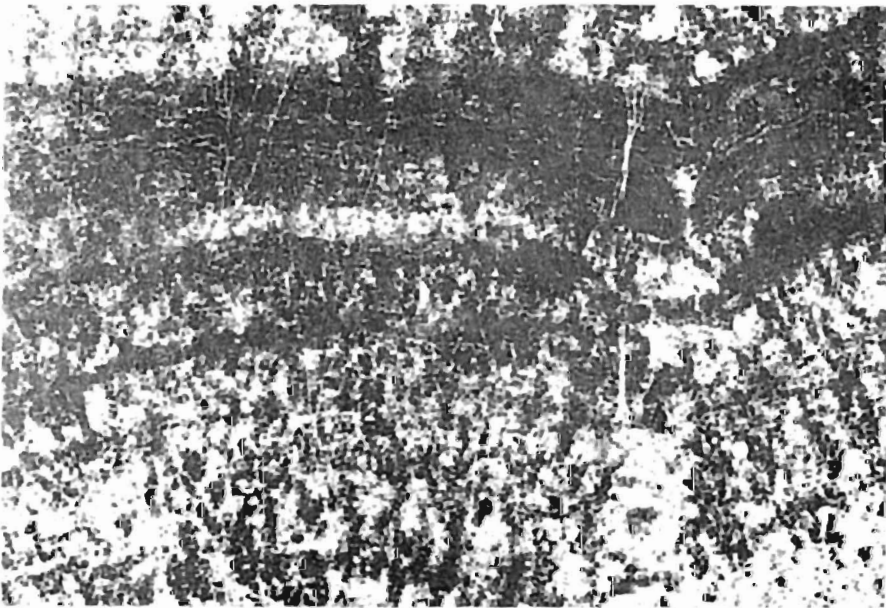


Fig. 2

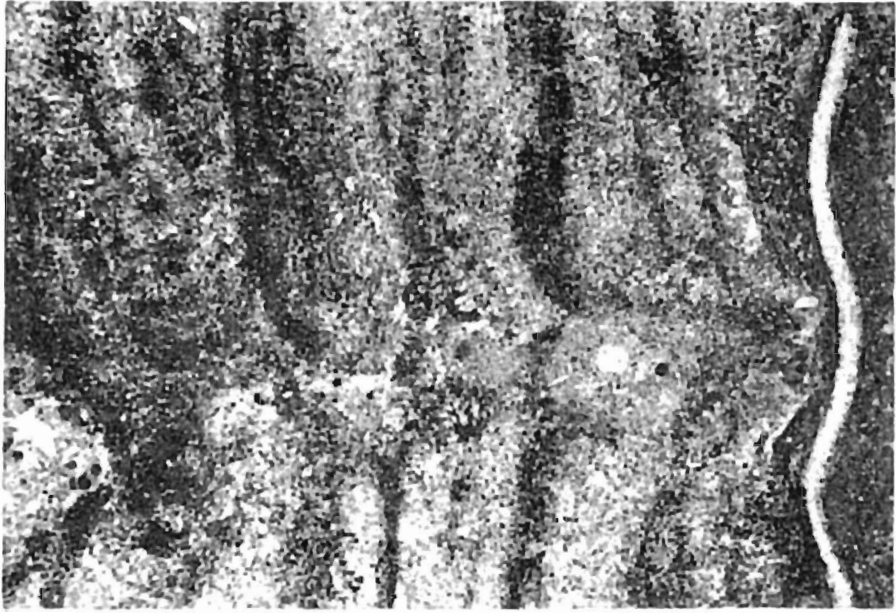


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 1

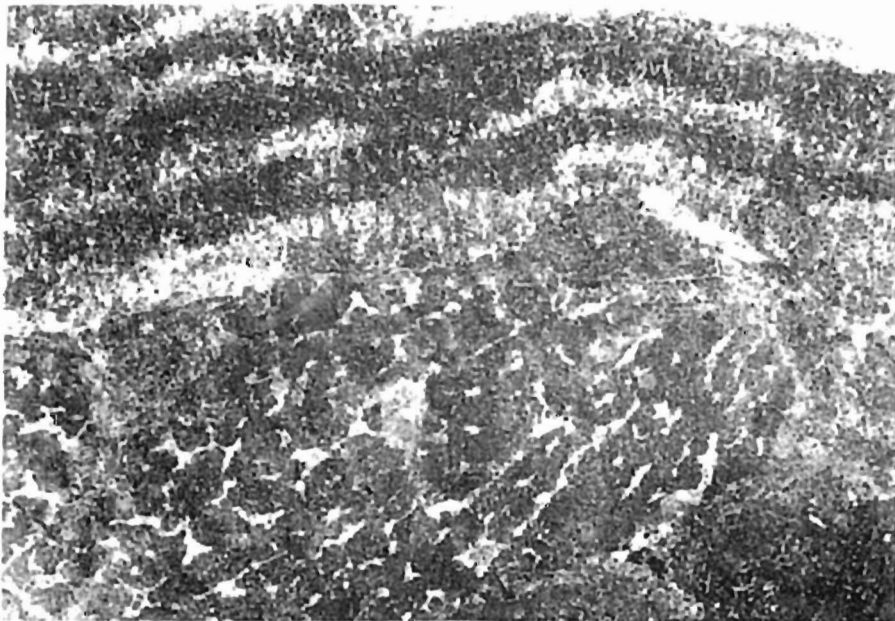


Fig. 2

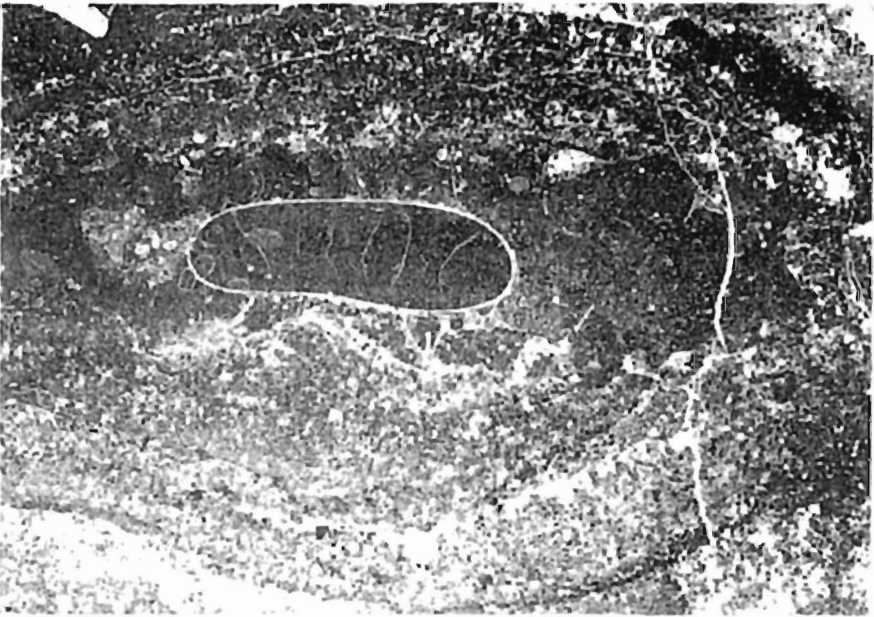


Fig. 1



Fig. 2

PL. XVII

- 1 — Kolumnenkowe stromatolity w obrębie kępy stromatolitowej. Widoczne przekształcenie w miarę wzrostu form kopulastych w kolumnenkowe wynikające z zagęszczenia stromatolitów. Newiz w Podłężu.

Columnar stromatolites within a stromatolitic clump. Dome-like individuals change into columnar in result of the progressing crowding of stromatolites. Lower Oxfordian at Podłęże.

- 2 — Amonit leżący na powierzchni płaskich stromatolitów z newizu w Podłężu.
Ammonite shell on the surface of planar stromatolites. Lower Oxfordian at Podłęże.
- 3 — Pojedynczy stromatolit kopulasty obrastający skorupę amonita. Newiz w Szklarach.
Single dome-like stromatolite encrusting an ammonite shell. Lower Oxfordian at Szklary.

PL. XVIII

Stromatolity z górnego keloweju w Mnie
Stromatolites from Upper Callovian at Mnin

- 1 — Silnie wypukły stromatolit kopulasty.
Strongly convex columnar stromatolite.
- 2 — Stromatolit kopulasty przechodzący wyżej w kolumnowy.
Dome-like stromatolite changing toward the top into a columnar form.
- 3 — Stromatolit kolumnowy z poligonalnej warstwy stromatolitowej.
Columnar stromatolite from the polygonal stromatolitic layer.
- 4 — Stromatolity kolumnowe tworzące warstwę poligonalną. W interstycjach widoczne rostra belemnitów.
Columnar stromatolites forming a polygonal layer. Belemnite guards visible in interstices.

PL. XIX

Fig. 1

Interstycjum o charakterze erozyjnym dzielące warstwę stromatolitową. W interstycjum występuje materiał piaszczysty, podczas gdy w stromatolitach detrytus jest frakcji aleurytowej. Kelowej w Podłężu × 6

Erosive interstice cutting the stromatolitic layer. Sandy material occurs in the interstice, while silty material in the stromatolites. Callovian at Podłęże × 6

Fig. 2

Laminacja stromatolitu widoczna dzięki różnej zawartości wodorotlenków żelaza w poszczególnych laminach. W jasnych laminach widoczne dendroidalne skupienia wodorotlenków żelaza. Baton w Małej Swistówce × 10

Lamination of a stromatolite marked by various content of ferric hydroxides in individual laminae. In light laminae dendroid aggregates of ferric hydroxides are visible. Bathonian at Mała Świstówka × 10

PL. XX

Fig. 1

Selektywne osadzanie drobnego materiału detrytycznego w laminach stromatolitu. Grubszy materiał występuje tylko w interstycjach. Kelowej w Podłężu × 5

Selective deposition of fine detrital material in stromatolitic laminae. Coarser material occurs only in interstices. Callovian at Podłęże × 5

Fig. 2

Niewyraźne interstycjum w rynienkowej warstwie stromatolitowej. W dolnej części zdjęcia widoczna skorupka ramienionoga leżąca zgodnie z laminacją. Kelowej w Podłężu × 5

Indistinct interstice in a grooved stromatolitic layer. A brachiopod valve, parallel to the lamination, visible at the bottom. Callovian at Podłęże × 5

PL. XXI

Fig. 1

Gąbka spoczywająca na powierzchni stromatolitu. Newiz w Podłężu × 6

Sponge on the surface of a stromatolite. Lower Oxfordian at Podłęże × 6

Fig. 2

Stromatolit obrastający gąbkę. Newiz w Szklarach × 6

Stromatolite encrusting a sponge. Lower Oxfordian at Szklary × 6

PL. XXII

Fig. 1

Onkolit koncentryczny utworzony wokół skorupy amonita. Newiz w Szklarach × 7

Concentric onkolite developed around an ammonite shell. Lower Oxfordian at Szklary × 7

Fig. 2

Onkolit koncentryczny utworzony wokół fragmentu wapienia pelitowego. Nowiz
w „Nowej Krystynie” × 5

Concentric oncolite developed around a fragment of pelitic limestone. Lower
Oxfordian of the „Nowa Krystyna” quarry × 5

Okazy na wszystkich zdjęciach makroskopowych wielkości naturalnej

Fotografie na planszach I—V wykonał autor

Fotografie na planszach VI—XVIII wykonała mgr B. Drozd

Fotografie na planszach XIX—XXII wykonał M. Szmigiero

All the photos of macroscopic specimens are of natural size

Plates I—V taken by the writer

Plates VI—XVIII by B. Drozd, M. Sc.

Plates XIX—XXII by M. Szmigiero
