

MICHAŁ SZULCZEWSKI

STRUKTURY STROMATOLITOWE W TRANSGRESYWNYCH
UTWORACH ŚRODKOWEJ JURY W WOLI MORAWICKIEJ
(POŁUDNIOWE OBRZEŻENIE GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH)

(Tabl. XXXVII—XL i 5 fig.)

*Stromatolitic structures within Middle Jurassic transgressive
deposits at Wola Morawicka (southern margins of the Holy Cross
Mountains, Central Poland)*

(Pl. XXXVII—XL and 5 Figs.)

Treść: Autor przedstawia charakterystykę onkolitów i stromatolitów z batonu i dolnego keloweju. Wykazane zostały podobieństwa struktur stromatolitowych z Woli Morawickiej do niektórych współczesnych struktur stromatolitowych. Specyficzne usytuowanie horyzontów stromatolitowych w osadach bezpośrednio transgresywnych zostało wykorzystane dla określenia ekologii stromatolitów jurajskich.

WSTĘP

Profil środkowej jury odsłonięty w kamieniołomie w Woli Morawickiej jest jedynym istniejącym obecnie w Górach Świętokrzyskich odsłonięciem, w którym można prześledzić zarówno kontakt doggeru z triasem, jak i granice pomiędzy poszczególnymi piętrami środkowej jury. Dwa horyzonty stromatolitowe znalezione w tym profilu występują w położeniu, które rzuca wiele światła na genezę i środowisko powstawania stromatolitów.

Profil środkowej jury w Woli Morawickiej został przedstawiony przez Filonowicza (1965) oraz przez Kozak (1965). Stratygrafia odsłoniętych tutaj osadów jury środkowej jest przedmiotem badań Siemiątkowskiej (1967).

POŁOŻENIE W PROFILU I WIEK HORYZONTÓW STROMATOLITOWYCH

Położenie horyzontów stromatolitowych w profilu ilustruje fig. 1. Pierwszym z nich jest warstwa wapienia z licznymi onkolitami, której strop pokrywa cienka warstewka stromatolitowa. Wapień ze strukturami stromatolitowymi leży w spągu kompleksu czarnych ilów batońskich i jest oddzielony od stropu kajpru zaledwie kilkucentymetrową warstwą batońskiego zlepieńca podstawowego. Osady batonu spoczywają na kajprze bez pośrednictwa retyku i liasu, jednakże bez widocznej niezgodności kątowej.

Drugim horyzontem zawierającym struktury stromatolitowe jest najniższa ławica wapieni kelowejskich, leżąca bezpośrednio na ciemnych ilach batońskich.

Dokładny wiek najniższych transgresywnych utworów środkowej jury, w tym również niższego horyzontu stromatolitowego, nie jest możliwy do określenia, ponieważ w utworach tych nie występuje fauna o znaczeniu przewodnim. Nie jest również znany dokładny wiek leżących wyżej czarnych ilów, ponieważ zawierają one tylko małże i otwornice pozbawione większego znaczenia stratygraficznego. Filonowicz (1965) znalazł w nich jedynie ułamek parkinsonii. Iły czarne są niewątpliwie doggerskie i tradycyjnie zalicza się je do batonu, nie można jednak wykluczyć, że są one nieco starsze.

Wyższym, kelowejskim stromatolitom towarzyszy natomiast bardzo obfita i zróżnicowana fauna, głównie amonitowa, która jest opracowywana przez mgr M. Siemiątkowską. Obok dość licznych gatunków makrocefalitów w warstwie tej występują sigalocerasy, hektikocerasy,

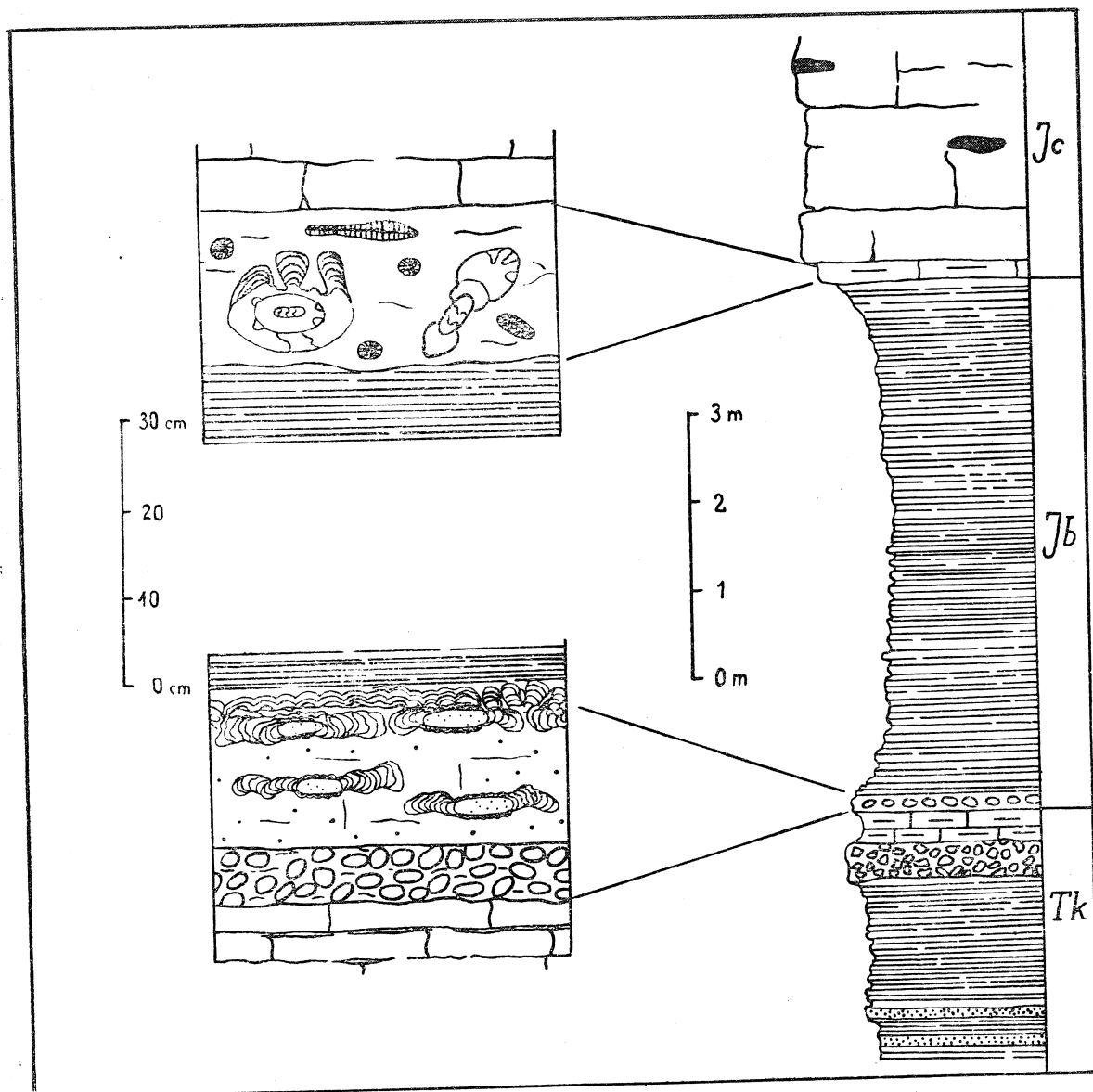


Fig. 1. Profil odsłonięty w kamieniołomie w Woli Morawickiej: kajper (Tk), baton (Jb), kelowej (Jc)

Fig. 1. The profile cropping out in the quarry at Wola Morawicka: Keuper (Tk), Bathonian (Jb), Callovian (Jc)

fylocerasy i perysfinkty (m.in. choffatie). Jakkolwiek niektóre obecne tutaj gatunki makrocefalitów mogą pojawiać się już w poziomie *Macrocephalites typicus*, to jednak cały zespół fauny oraz zasięg wiekowy poszczególnych gatunków zdaniem mgr M. Siemiątkowskiej wskazuje dopiero na poziom *Sigaloceras calloviense*. Najniższego keloweju zapewne tutaj brak. Nie jest prawdopodobne, aby był on reprezentowany przez ciemne ily, ponieważ facja ilasta nie sięga nigdzie w Polsce tak wysoko. Co więcej, na znacznych obszarach Polski również brak poziomu *Macrocephalites typicus*, a transgresja kelowska zaczyna się dopiero w poziomie *Sigaloceras calloviense*, którego osady leżą wprost na górnym batonie (D a y c z a k - C a l i k o w s k a, 1966).

WYKSZTAŁCENIE OSADÓW TOWARZYSZĄCYCH STRUKTUROM STROMATOLITOWYM

P o z i o m b a t o ń s k i

Wapień organodetrytyczny, z którym związane są struktury stromatolitowe, jest złożony z psamitowego detrytusu liliowców i mszywiolów. Towarzyszą im otwornice i fragmenty skorup małżów. Wapień zawiera również nieliczne dobrze zachowane małże, ślimaki i ramienionogi. Obecne są w nim także znaczne ilości kwarcu frakcji psamitowej i aleurytowej oraz nieliczne ooidy wodorotlenków żelaza. Kalcytowe spoiwo jest w całości sparytowe, a rozproszone wodorotlenki żelaza nadają skale barwę brunatną.

P o z i o m k e l o w e j s k i

Stromatolity kelowskie występują w warstwie zielonkawego wapienia marglistego. W płycie cienkiej widać, że wapień jest przepełniony detrytusem cienkich włókien kalcytowych, identycznych z „filaments” pospolitymi w jurajskich mikrofacjach medyterańskich. Włókna te są zapewne przekrojami prodissokonch małżów (Y. P e y r e, 1959). Występujący w znacznych ilościach kwarc detrytyczny jest najczęściej frakcji psamitowej, chociaż sporadycznie trafiają się nawet ziarna żwiru kwarcowego. Glaukonit, również w skale obecny, wypełnia często skorupki otwornic. W wapieniu występują liczne konkrecje żelaziste, złożone z wodorotlenków żelaza, z syderytu i węglanu wapnia. Wodorotlenki mają strukturę kolomorficzną, natomiast krystaliczny syderyt wypełnia przestrzenie pomiędzy nimi. Konkrecje zawierają wielkie ilości inkorporowanych ooidów żelazistych, których znaczna część wykazuje ślady kruszenia i deformacji. W konkrecjach spotyka się również liczne organizmy obrastające, serpule i mszywioly. Warstwa miejscami jest przepełniona skamieniałościami organizmów zarówno nektonicznych (amonity, belemnity), jak i bentonicznych (ślimaki, małże, ramienionogi). Skamieniałości są ułożone bezładnie, a skorupy wielu z nich są skorodowane lub uszkodzone mechanicznie. Jedynie w najwyższej części warstwy skamieniałości są mniej liczne i ułożone zgodnie z warstwowaniem (fig. 4).

FORMY I SPOSÓB WYSTĘPOWANIA STRUKTUR STROMATOLITOWYCH

O n k o l i t y b a t o ń s k i e

Onkolity batońskie (tabl. XXXVII) mają kształt dyskoidalny. Ich średnice przekraczają często 20 cm przy wysokości dochodzącej do 5 cm. Cen-

trum każdego onkolitu stanowi dyskoidalny otoczek wapienia marglistego, o średnicy kilkakrotnie mniejszej od całkowitej średnicy onkolitu. Otoczki są zazwyczaj silnie podrażone przez liczne małże (tabl. XXXVII, fig. 2). Laminy o charakterze stromatolitowym nie obrastają otoczków regularnie dookoła, lecz przyrastają prawie wyłącznie wokół ich krawędzi, nadając tym samym onkolitowi kształt dysku. Kierunek przyrastania lamin nie jest jednak ściśle zgodny z płaszczyzną równikową dysku. Kolejno narastające zespoły lamin przyrastają w kierunku skośnym do powierzchni równikowej, jednakże każdy kolejny zespół przyrasta w kierunku przeciwnym względem płaszczyzny równikowej niż poprzedni (tabl. XXXVII, fig. 1, 2). W kierunku prostopadłym do płaszczyzny równikowej dysku laminy o charakterze stromatolitowym nie przyrastają. Na obu płaskich stronach onkolitu tworzą się natomiast naskorupienia wodorotlenków żelaza, niezwykle obficie inkrustowane przez serpule i mszywioly.

Onkolity płasko spoczywają w wapieniu organogenicznym. Są one szczególnie liczne w najbardziej stropowej części warstwy, gdzie leżą jeden obok drugiego, stykając się krawędziami (fig. 1).

Stromatolity batońskie

Stromatolity batońskie (fig. 2) tworzą 3-centymetrową warstewkę, której miąższość ściśle odpowiada ich wysokości. Stromatolity mają kształt kolumnienek lub kopuł o średnicy około 1 cm i są ciasno ustawione obok siebie tak, że wypełniają warstewkę nie pozostawiając miejsca na jakikolwiek inny osad. Miejscami dzielą je tylko wąskie interstycja lub niewielkie kieszenie wypełnione nielaminowanym wapieniem z ooidami żelazistymi. Gdzie indziej natomiast kolumnienki ściśle przytykają do siebie, a nawet łączą się ze sobą obocznie. Górna powierzchnia warstewki jest pokryta drobnymi wznórkami, które są szczytami poszczególnych stromatolitów. W przekroju poziomym stromatolity mają kształt poligonów o nieco zaokrąglonych krawędziach.

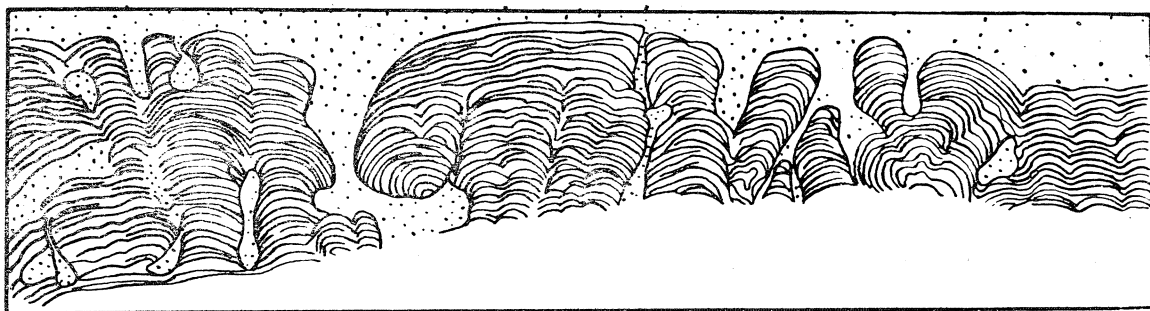


Fig. 2. Struktura batońskiej warstwy stromatolitowej. Wielkość naturalna
Fig. 2. Structure of the Bathonian stromatolitic layer. Natural size

Stromatolity dolnokelowejskie

Stromatolity dolnokelowejskie występują jako formy odosobnione w ławicy wapienia z bogatą fauną i licznymi konkrecjami żelazistymi (fig. 4). Stromatolity wznoszą się ponad muszlami zwierząt, konkrecjami żelazistymi lub ponad nierównościami dna o niejednolitej strukturze. Naskorupienia stromatolitowe pokrywają m.in. górne powierzchnie wielu spośród muszli amonitów (fig. 3, tabl. XL fig. 1, 2). Prawie wszystkie amonity stanowiące podłoże stromatolitów spoczywają płasko w osadzie. Znaczna ich część ma górne powierzchnie skorodowane lub zniszczone mechanicznie (fig. 3d), przy czym najsilniejszemu niszczeniu ulegał zwykle

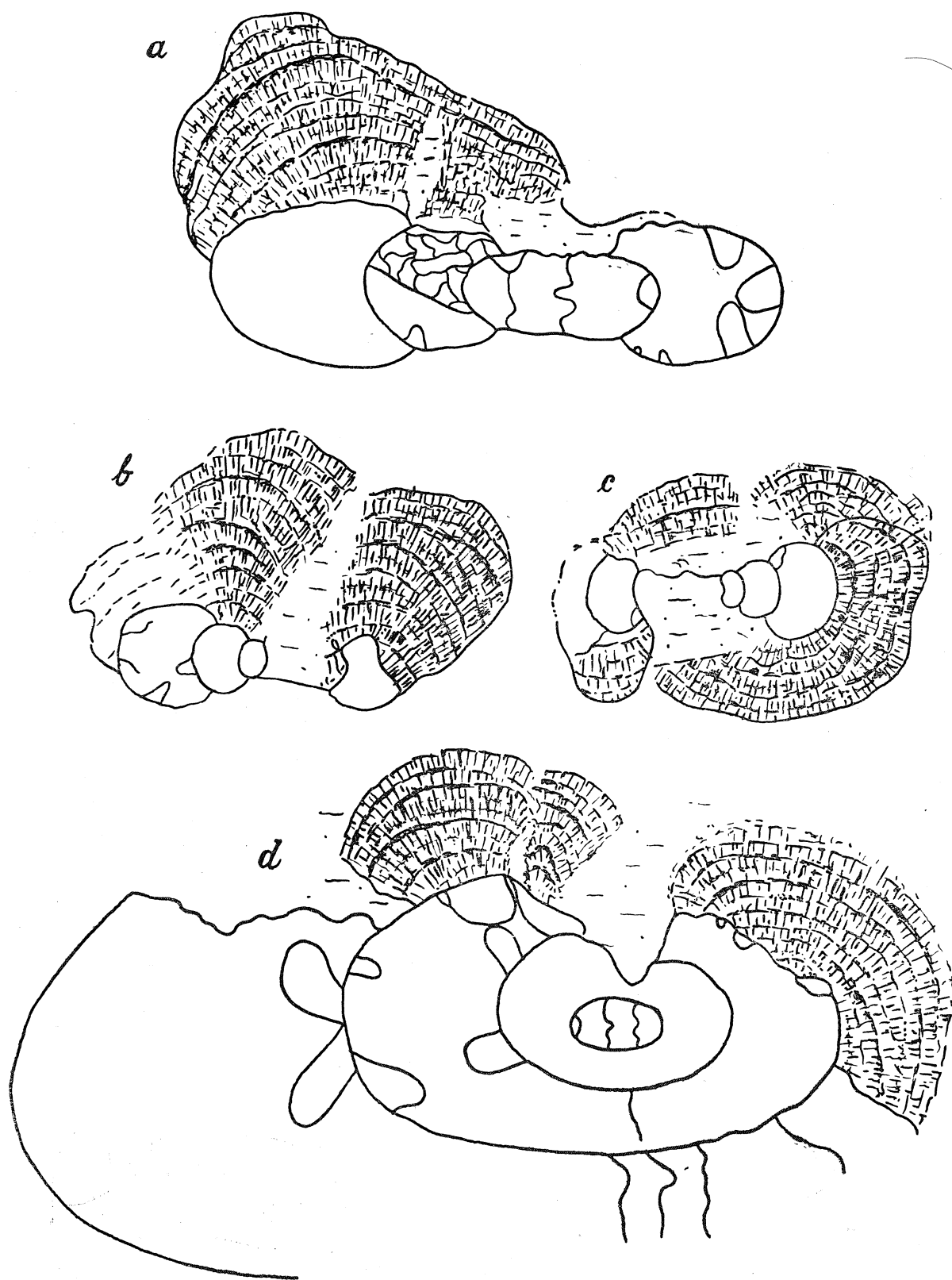


Fig. 3. Sposoby narastania stromatolitów na skorupach amonitów dolnokelowejskich.
Nieco zmniejszone
Fig. 3. Various stromatolites developed over shells of the Lower Callovian ammonites.
Slightly reduced

pępek amonita (fig. 3b, c). Stromatolity dostosowują się do pierwotnych i korozyjnych nierówności skorup i rozwijają się tylko ponad ich wystającymi częściami. Część pępkowa amonita z reguły nie jest zarośnięta przez laminy i wypełniona nielaminowanym osadem wapiennym, a stromatolity wznoszą się przede wszystkim ponad zewnętrznymi zwojami. Wysokość stromatolitów jest rozmaita. Obok form niskich występują stromatolity, których wysokość znacznie przekracza szerokość zwojów amonitów, na których powstały.

Stromatolity wznoszą się również ponad konkrecjami żelazistymi, przy czym ich forma jest uzależniona od kształtu konkrecji. Ponad konkrecjami o płaskiej górnej powierzchni rozwija się najczęściej jeden płaski stromatolit o ciągłych laminach, zagiętych ku dołowi dopiero przy krawędziach konkrecji. Natomiast ponad nierównymi powierzchniami innych konkrecji rozwija się po kilka stromatolitów, które, podobnie jak stromatolity narastające na skorupach amonitów, wykorzystują drobne nierówności podłoża.

Stromatolity utworzone na podłożu niejednorodnym pokrywają zazwyczaj powierzchnie kilku tkwiących w osadzie skamieniałości, np. muszli amonitów, ślimaków, czy też buł żelazistych, przestrzenie pomiędzy którymi wypełnione są osadem wapiennym (fig. 4, tabl. XXXVII fig. 3). Kształt takich stromatolitów jest przeważnie kopulasty. Forma taka wynika z przebiegu silnie wypukłych lamin, z których nawet najwyższe się

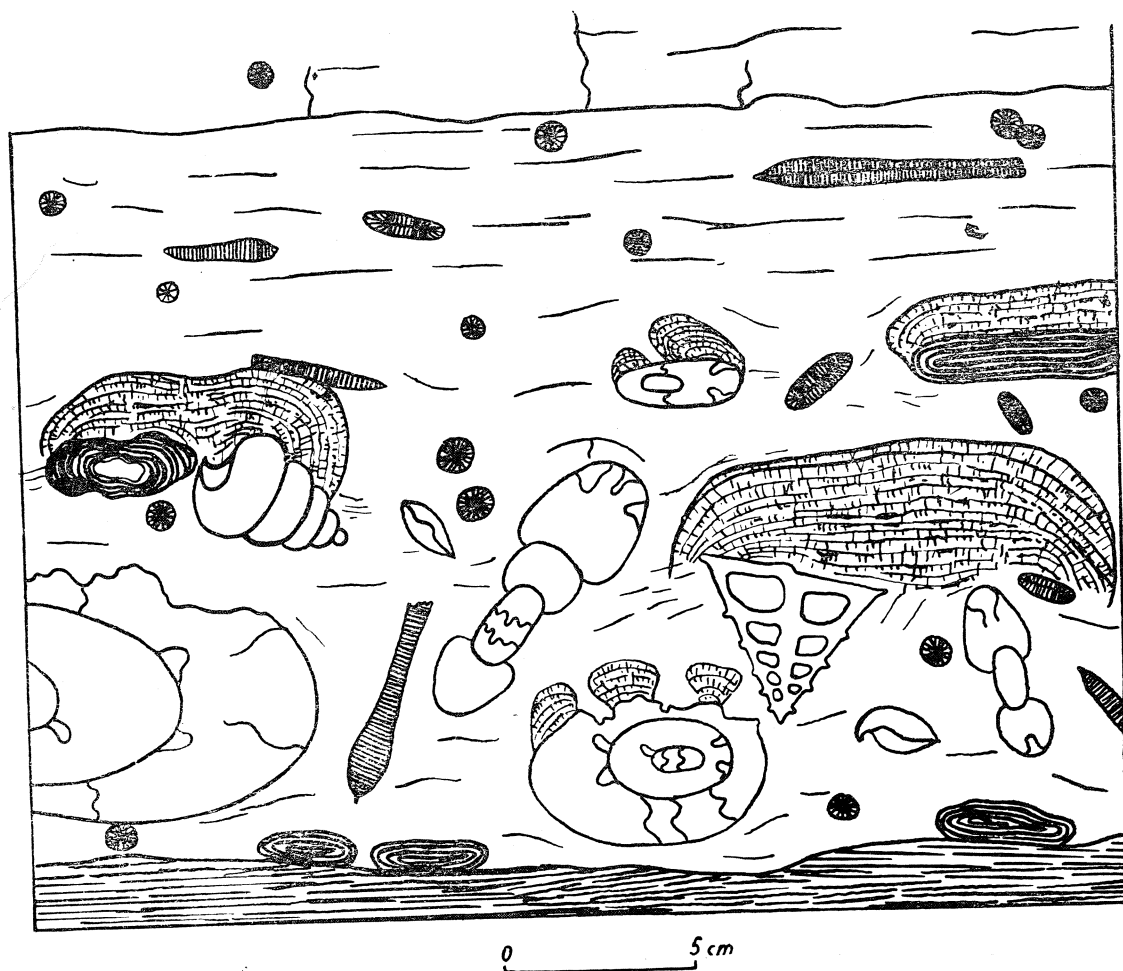


Fig. 4. Sposób występowania stromatolitów w spągowej warstwie dolnego keloweju
Fig. 4. Occurrence of stromatolites in the Lower-Callovia basal layer

gają powierzchni podłoża (tabl. XL, fig. 3). Częstokroć laminy stromatolitów bieżą faliście i w konsekwencji utworzony z nich stromatolit ma kształt znacznie odbiegający od kopulastego, mniej regularny.

Stromatolity narastające ponad podłożem niejednorodnym osiągają największe rozmiary (ponad 20 cm średnicy). Stromatolity występują w spągowej ławicy kelowej na różnych jej wysokościach. Brak ich jedynie w najwyższej partii ławicy, gdzie uboższa jest jednocześnie fauna (fig. 4). Warstwa zawierająca stromatolity nie wszędzie jest w nie równie bogata. Na pewnych odcinkach stromatolity w ogóle nie występują, pojawiają się natomiast szczególnie licznie tam, gdzie nagromadzeniu uległy skamieniałości.

MIKROSTRUKTURY STROMATOLITÓW I ONKOLITÓW

Mikrostruktury stromatolitów i onkolitów batońskich są do siebie bardzo zbliżone. Odmienny charakter mikrostrukturalny mają natomiast stromatolity kelowejskie.

Onkolity i stromatolity batońskie są zbudowane z lamin, które różnią się dla każdej z wymienionych form jedynie ukształtowaniem geometrycznym. Laminacja jest głównym rysem mikrostrukturalnym obu rodzajów form stromatolitowych. Jest ona widoczna dzięki zmiennym ilościom węglanu wapnia i wodorotlenków żelaza w kolejnych laminach: grubsze laminy są zbudowane z mikrytowego węglanu wapnia, w cienkich natomiast, przedzielających je laminach dominują zdecydowanie wodorotlenki żelaza (tabl. XXXVIII—XXXIX). Pośród pelitu wapiennego można napotkać ziarna detrytycznego kwarcu frakcji aleurytowej i drobnopiaszczystej. Większe nagromadzenia detrytusów rozmaitego pochodzenia wypełniają niektóre spośród depresji pomiędzy kopulastymi narastającymi zespołami lamin w onkolitach oraz występują w obniżeniach powierzchni lamin (tabl. XXXVIII). Wśród materiału inkorporowanego w onkolitach obecne są ooidy wodorotlenków żelaza, trochity liliowców i otwornice. W niektórych ooidach obok wodorotlenków żelaza spotyka się reliktove laminy szamozytowe. Obok ooidów o zwykłej postaci w onkolitach występują również ooidy zniekształcone („distored ooids” Caroziego) i ooidy złożone. Powierzchnie niektórych lamin są obrosnięte przez mszywioly i serpuły (tabl. XXXVIII, XXXIX fig. 2).

W „polewie żelazistej” pokrywającej płaskie powierzchnie dyskowatych onkolitów nie bierze prawie wcale udziału węglan wapnia, lecz jest ona zbudowana niemal wyłącznie z wodorotlenków żelaza o strukturze kolomorficznej. Również tutaj często występują serpuły i mszywioly.

Stromatolity kelowejskie są zbudowane z pelitowego węglanu wapnia ze znaczną domieszką materiału organodetrytycznego i terrygenicznego. Zróżnicowanie materiału organodetrytycznego jest bardzo niewielkie. Najczęstsze są prodissokonchy małżów, obok nich pojawiają się pojedyncze otwornice oraz nieliczny detrytus krynowidowy. Ziarna kwarcu nie przekraczają granic frakcji aleurytowej. Glaukonit, również występujący w znacznych ilościach, rzadko ma postać granularną, a popolicie tworzy — wespół z węglanem wapnia — agregaty pozbawione ostrego konturu. Laminacja jest z reguły niewyraźna. Organizację teksturalną nadaje stromatolitom zróżnicowana zawartość wodorotlenków żelaza i glaukonitu w laminach węglanowych. Wydłużone elementy detrytyczne, głównie prodissokonchy małżów, układają się zazwyczaj bezładnie, choć w niektórych miejscach można je napotkać ułożone w przybliżeniu równolegle do powierzchni lamin.

SPOSÓB I ŚRODOWISKO POWSTAWANIA STRUKTUR STROMATOLITOWYCH Z WOLI MORAWICKIEJ

Badania stromatolitów współczesnych wykazały, że stromatolity są węglanowymi strukturami biosedymencyjnymi, powstałymi w wyniku aktywnego wpływu sinic na przebieg sedymentacji. Działalność sinic nie jest tu bezpośrednio skałotwórcza, lecz polega na mechanicznym przychwytywaniu i trwałym wiązaniu osadu przez zespoły sinic tworzących tzw. „matę algową”. W kopalnych stromatolitach same sinice zachowują się tylko w sporadycznych przypadkach, a identyfikacja i klasyfikowanie stromatolitów opiera się przede wszystkim na ich kształtach zewnętrznych. Mechanizm powstawania stromatolitów i onkolitów, jeśli brać pod uwagę rolę sinic, jest identyczny. Różnica pomiędzy nimi polega jedynie na stopniu stabilizacji w czasie formowania się: stromatolity są trwale przytwierdzone do dna, a onkolity spoczywają na dnie swobodnie i mogą być w czasie tworzenia się przemieszczane.

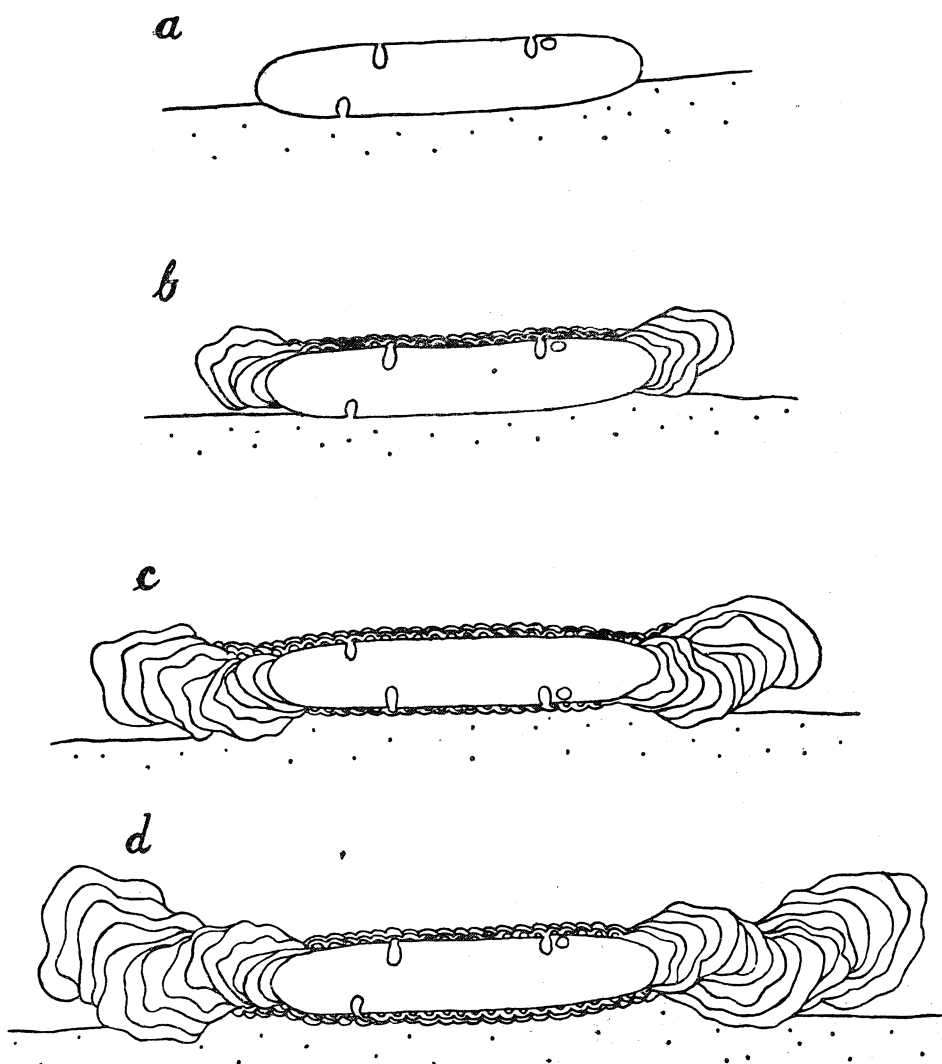


Fig. 5. Fazy (a, b, c, d) powstawania batońskiego onkolitu dyskoidalnego związane z kilkakrotnym przewracaniem go po dnie

Fig. 5. Four successive growth stages (a, b, c, d) of a Bathonian discoid oncolite, resulted from its overturning repeated several times on the sea bottom

Szczegóły budowy onkolitów batońskich wskazują, że tworzyły się one w wodach płytkich i ruchliwych. Zmiany kierunku narastania lamin wiążą się zapewne ze zmianami położenia onkolitów, które w czasie formowania się były kilkakrotnie przewracane (fig. 5). Także obecność licznych organizmów przytwierdzonych, z tych niektóre obrastające (mszycowioły) wśród lamin i na powierzchni onkolitów oraz wydrzeń w otoczkach stanowiących ich jądra sugeruje płytkowodne, a być może litoralne pochodzenie onkolitów. Do podobnych wniosków prowadzi również ich występowanie w profilu blisko spągu osadów transgresyjnych, tuż ponad warstwą zlepioną podstawowego. Onkolity są prawdopodobnie redeponowane w nieco głębsze środowisko sedimentacji wapienia krynoidowo-mszycowiołowego.

Onkolity batońskie z Woli Morawickiej różnią się znacznie zarówno wielkością, jak i kształtem od większości onkolitów dzisiejszych. Przypominają one jedynie „water biscuits” opisane przez M a w s o n a (1929) z wybrzeży południowej Australii. Australijskie onkolity są podobnych rozmiarów i podobnego kształtu, lecz kierunek narastania ich lamin jest niezmienny i odbywa się w płaszczyźnie równikowej onkolitów (M a w s o n, 1929 pl. XL fig. 1). Onkolity M a w s o n a powstawały na równinie rozpościerającej się pomiędzy nadbrzeżnymi wydymami i zalewanej przez morze jedynie w okresie zimowym. Pozostałe morskie onkolity współczesne tworzą się natomiast w strefie litoralnej i w strefie infralitoralnej do głębokości 2,5 m (G i n s b u r g, 1960).

Onkolity dyskoidalne z Woli Morawickiej nie mieszczą się w żadnym z trzech (I, C, R) typów onkolitów wyróżnionych przez L o g a n a et al. (1964). Z tego powodu zostały one określone jako nowy typ L (laterally growing), odznaczający się dyskoidalnym kształtem i laminami narastającymi w płaszczyznach bliskich równikowej (S z u l c z e w s k i, 1966).

Batońska warstwa stromatolitowa nie ma ścisłych odpowiedników wśród stromatolitów współczesnych. Różnica polega przede wszystkim na znikomych rozmiarach stromatolitów batońskich w porównaniu z dzisiejszymi. Pod tym względem batońskie stromatolity z Woli Morawickiej różnią się także od batońskich stromatolitów tatrzańskich (S z u l c z e w s k i, 1963), które są również pokaźniejszych rozmiarów. Jeśli porównać je z typami stromatolitów wyróżnionymi przez B. W. L o g a n a et al. (1964), to zwraca uwagę niestałość form stromatolitów zarówno w kierunku poziomym, jak i pionowym (fig. 4). Zmiany zachodzą na tak nieznacznych odległościach, że oczywiście nie może tu być mowy o różnicach środowiska, które zdaniem wymienionych autorów decydują o zróżnicowaniu form stromatolitów. Dominującą jednak postacią jest typ LLH-C, a stromatolity tego rodzaju zdaniem L o g a n a et al. (1964), tworzą się jedynie w strefie litoralnej, w warunkach nieznacznej dynamiki wód np. w osłoniętych częściach wybrzeża. Możliwe, że batońska warstwa stromatolitowa tworzyła się w środowisku podobnym.

Stromatolity dolnokelowejskie powstawały w sposób odmienny od sposobu tworzenia się batońskiej warstwy stromatolitowej. Mata algowa nie pokrywała tutaj całego dna, lecz była ograniczona jedynie do tych jego fragmentów, które były trwałe i wznosiły się nieznacznie ponad jego powierzchnię. Spełniały one rolę fundamentu dla wzrastających stromatolitów. Rolę taką pełniły przede wszystkim skorupy zwierząt i ich nagromadzenia. Podobną funkcję pełniły również konkrecje żelaziste. Nawet formując się na skorupach amonitów stromatolity dostosowywały się do ich mikroreliefu. Zapewne stromatolity nie wznosiły się ponad dno na

całą swoją wysokość, lecz w czasie tworzenia się wyższych lamin dolna część stromatolitów była pogrążona w osadzie (Radwański, Sulczewski, 1966, fig. 3a). Granice nie wszystkich stromatolitów są ostre i wyraźne. W niektórych okazach są one trudno uchwytnie, a struktura stromatolitowa stopniowo się zaciera i stromatolit bez ostrej granicy przechodzi w skałę otaczającą. Również i ta cecha świadczy, że niektóre stromatolity niewiele wznosiły się ponad dno, a konstruuje je mata algowa zanikała stopniowo.

Wśród badaczy stromatolitów współczesnych zdecydowanie przeważa opinia, że stromatolity dzisiejsze tworzą się jedynie w strefie litoralnej i nie formują się nigdy poniżej linii odpływu. Jedynie C. Monty (1965) obserwował powstawanie stromatolitów poniżej linii odpływu do głębokości 2 m. O ile wielokrotnie opisywane ze strefy pływów stromatolity powstają w związku z istnieniem maty algowej rozciągającej się na znacznej przestrzeni i tworzą zespoły złożone z bardzo licznych i blisko siebie położonych stromatolitów, to formy opisane przez Monty'ego (op. cit.) są niewielkimi i odosobnionymi naskorupieniami umiejscowionymi najczęściej na osiadłych organizmach bentonicznych. Jeśli szukać podobieństw pomiędzy stromatolitami z dolnego keloweju a formami współczesnymi, to właśnie stromatolity opisane przez Monty'ego są do nich najbardziej podobne, zarówno z powodu odosobnionego występowania poszczególnych form, jak i ze względu na ich umiejscowienie na drobnych wyniosłościach dna, które są najczęściej spoczywającymi na dnie skorupami organizmów. Granic środowiska macierzystego tych form (strefa litoralna i górna część strefy infralitoralnej do gł. 2 m) nakreślonych przez Monty'ego nie należy w odniesieniu do form kopalnych traktować zbyt rygorystycznie. Przybywające jeszcze nowe informacje na temat batymetrycznego rozprzestrzenienia stromatolitów dzisiejszych nie gwarantują, że nasze wyobrażenia o środowisku ich powstawania są już ostateczne. Charakter litologiczny i zespół organizmów towarzyszących stromatolitom dolnokelowskiemu nie określają precyzyjnie batymetrii środowiska ich powstawania. Niemniej jednak występowanie warstwy ze stromatolitami właśnie powyżej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej i w pozycji transgresywnej potwierdza ich płytkowodne pochodzenie. Nie jest jednak prawdopodobne, aby warstwa zawierająca tak obfitą i zróżnicowaną, a jednocześnie banalną faunę mogła się tworzyć w strefie pływów. Wydaje się więc najbardziej prawdopodobne, że warstwa ze stromatolitami tworzyła się w płytkim środowisku infralitoralnym.

UWAGI KOŃCOWE

Obecność i umiejscowienie struktur stromatolitowych w profilu środkowej jury w Woli Morawickiej rzuca interesujące światło na warunki powstawania stromatolitów kopalnych. Informacje o facjalnym znaczeniu stromatolitów uzyskane na drodze badania stromatolitów współczesnych znajdują tutaj potwierdzenie w szczególnym umiejscowieniu stromatolitów w profilu. Struktury stromatolitowe są przywiązane jedynie do określonych warstw o niewielkiej miąższości. Pozycja obu warstw stromatolitowych jest bardzo charakterystyczna. Są to w obu przypadkach pierwsze osady transgresywne dwóch kolejnych zalewów jurajskich — batońskiego i kelowejskiego. Powierzchnie, na których warstwy te spoczywają, są powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych związanych,

zwłaszcza w przypadku powierzchni spągu batonu, z długotrwałym wynurzeniem.

Cechy bio- i litofacjalne obu warstw wskazują na płytkowodne warunki osadzania. Bogactwo fauny w dolnokelowejskiej warstwie ze stromatolitami przypomina stosunki panujące w górnokelowejskiej warstwie bulastej, w batonie Wielkiej i Małej Świstówki w Tatrach, czy w kelo-weju Villanyi na Węgrzech, gdzie również obficie nagromadzonej faunie towarzyszą także stromatolity. Nie bez znaczenia jest również bogactwo fauny przytwierdzonej, obrastającej i skałotoczków, które w znacznej mierze przywiązane są do osadów wybitnie płytkowodnych.

Występowanie stromatolitów w płytkowodnych osadach transgresywnych nie jest zjawiskiem odosobnionym. W podobnej sytuacji występują stromatolity w bajosie w Bayeux (Rio ult, 1962) oraz w batonie (S z u l - c z e w s k i, 1963) i w albie (Niegodzisz, 1965) tatrzańskich serii wierchowych.

Stwierdzenie stromatolitów w profilu może więc mieć duże znaczenie w badaniach regionalnych, szczególnie dla wykrycia powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych, luk stratygraficznych i dla rozstrzygnięć o sedymentacyjnym charakterze kontaktów między warstwami.

PODZIĘKOWANIE

Przy przygotowywaniu niniejszego opracowania autor korzystał z wielostronnej życzliwej pomocy mgr M. Siemiątkowskiej i dra A. Radwańskiego, którym w tym miejscu składam serdeczne podziękowania. Mgr M. Siemiątkowskiej szczególnie dziękuję za udostępnienie mi dotychczasowych wyników badań nad fauną dolnokelowejską z Woli Morawickiej i podzielenie się ze mną wnioskami dotyczącymi stratygrafii zawierających je osadów. Dziękuję również doc. drowi Z. K o t a ń s k i e m u za krytyczne przejrzanie rękopisu pracy.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, listopad 1966 r.

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Dayczak-Calikowska K. (1966), Rozprzestrzenienie osadów najniższego kelo-weju na Niżu Polskim (Distribution of the lowermost Callovian deposits in the Polish Lowland Area). *Kwart. geol.*, 10, nr 1, Warszawa.
- Filonowicz P. (1965), Baton w okolicy Woli Morawickiej. *Spraw. Posiedz. nauk. Inst. Geol. Kwart. geol.*, 10, nr 1, Warszawa.
- Ginsburg R. N. (1960), Ancient analogues of recent stromatolites. *XXI Int. Geol. Congress*, p. 22, Copenhagen.
- Kozak M. (1965), Jura okolic Morawicy. Praca magisterska wyk. w Zakł. Geol. Dynam. UW, nie publikowana.
- Logan B. W., Rezak R., Ginsburg R. N. (1964), Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, 72, no. 1, Chicago.
- Monty C. (1965), Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 88, no. 5—6, Liège.
- Mawson D. (1929), Some South Australian Algal Limestones in process of formation. *Qu. J. Geol. Soc.*, 85, no. 340, London.

- Niegodzisz J. (1965), Stromatolity z albu wierchowego Tatr (Stromatolites from the High-Tatric Albian of the Tatra Mountains). *Acta geol. pol.*, 15/4, Warszawa.
- Peyre Y. (1959), Étude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillé l'aspect de filaments. *Rev. Micropaleont.*, no. 2, Paris.
- Radwański A., Szulczewski M. (1966), Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). *Ann. Univ. Sc. Budapestin. R. Eötvös nom., sec. geol.*, 9, Budapest.
- Rioul M. (1962), Le stratotype du Bajocien. *Compt. Rendus et Mém. Coll. Jurassique*, Luxembourg.
- Siemiątkowska M. (1967), Nowe odsłonięcie kontaktu kajpru i doggeru w Woli Morawickiej. *Prz. geol.* 2, Warszawa.
- Szulczewski M. (1963), Stromatolity z batonu wierchowego Tatr (Stromatolites from the High-Tatric Bathonian of the Tatra Mountains). *Acta geol. pol.* 13/1. Warszawa.
- Szulczewski M. (1966), Klasyfikacja onkolitów (Streszcz. ref. pos. nauk. PTG). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 35, z. 3, Kraków.

SUMMARY

The most typical profile of the Middle Jurassic sedimentation along the southern margins of the Holy Cross Mts. is that of the quarry at Wola Morawicka (Fig. 1). It comprises two sedimentary complexes separated by a gap that corresponds to a period of regression. The first marine transgression, the Bathonian one, has invaded the landmasses built up of the Keuper deposits. The Bathonian sedimentation is represented by an about 6-metres complex of black clays. The second transgression has begun in the Lower Callovian, in the *Sigaloceras calloviense* zone. As a result the limestone complex very rich in fauna has developed. It is characteristic that just in the transgressive deposits, both in the Bathonian and Callovian, stromatolitic structures are present.

In the Bathonian deposits, the stromatolites (s. s.) as well as detached stromatolites (onkolites) have been found. Numerous onkolites are embedded in an organodetritic, crinoid-bryozoan limestone layer while the stromatolites (s. s.) cover the top of this layer. The layer discussed is developed directly above a thin bed of the basi-conglomerate resting upon the Keuper. The onkolites are discus shaped and amount up to 20 cm in diameter (Pl. XXXVII, Fig. 1, 2). Their cores are composed of flat pebbles of limestones, usually bored densely by boring pelecypods. Over the cores, but only in directions close to their equatorial plane, the stromatolitic laminae are developing. Changes in the direction of growth of laminae show that the onkolites have been overturned a few times during their formation (Fig. 5). The onkolites are built of alternating calcareous and ferruginous (iron hydroxides) laminae (Pl. XXXVIII, XXXIX Fig. 1). Flat surfaces of the onkolites are covered by a ferruginous crusts that consist of iron hydroxides of a collomorphic structure. The surfaces of individual laminae as well as superficial crusts of the onkolites are fouled by bryozoans and serpulids (Pl. XXXIX, Fig. 2). The Bathonian onkolites differ very much from any fossil ones hitherto known. They morphologically resemble however recent „water biscuits” described by Mawson (1929) from the Australia inshores periodically covered by marine waters.

The Bathonian stromatolites at Wola Morawicka are small dome or column shape, about 1 cm in width, and tightly packed one by one,

forming a bed 3 cm thick. Locally the stromatolites are separated by small interstices filled with nonlaminated limestone containing ferruginous ooids. In other places, the stromatolitic columns closely touch themselves or even unite laterally. The Bathonian stromatolites are very similar to those LLH type in a classification by Logan, Rezak and Ginsburg (1964), that recently develop with in protected intertidal mud flats. The Bathonian structures discussed are evidently much smaller in comparison not only to those recent ones, but also to synchronous forms from the Tatra Mts. (cf. Szulcowski, 1963).

The Lower Callovian stromatolites at Wola Morawicka, occurring in a very fossiliferous marly limestone layer, are irregularly dome shaped and lie in a comparatively far distance one from the other. They cover various bottom objects, either shells, or ferruginous sedimentary concretions or sediment knobs (Pl. XL, Fig. 3). All these objects have served as a foundation for stromatolites during their growth. The stromatolites connected with ammonite shells have formed only over parts of corroded and/or crushed shells (Fig. 3). Some of the stromatolites developed also over broken fragments of ammonite shells (Pl. XL, Fig. 1).

The Lower Callovian stromatolites, by their general shape and occurrence of individual forms in an isolated manner over elevated bottom objects, are very close to the recent ones described by Monty (1965). The stromatolites observed by Monty (1965) develop not only in littoral zone but also within infralittoral environment down to about 2 metres. The occurrence of the Lower Callovian stromatolites at Wola Morawicka jointly with a very abundant benthonic fauna of a common type in the Jurassic, suggests that the stromatolites have originated there below the intertidal zone, certainly in a very shallow part of the infralittoral zone.

All the facts observed in the profile at Wola Morawicka show that the recognition of stromatolites in any profile is of great importance for the estimating of character of discontinuity in sedimentation and sedimentary gaps, as well as for a decision about the sedimentary character of a contact between successive layers.

The presence of the stromatolites within transgressive deposits is not a rare phenomenon. In such a situation the stromatolites occur in the Bajocian of Bayeux in Normandy (Rioult, 1962), in the Bathonian of high-tatric series of Tatra Mts. (Szulcowski, 1963) as well as in the Albian of these latter series (Niegodysz, 1965). All these data confirm the opinion about an evidently shallow marine origin of the Mesozoic stromatolites (cf. also Radwański and Szulcowski, 1966).

For the sake of fact that informations about environmental conditions of recent stromatolites are not definitely stable yet, as well as since the ecology of fossil stromatolites is not sufficiently recognized yet, the actualistic data should be acceptable for all the fossil stromatolites with great caution.

translated by A. Radwański

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate XXXVII

Onkolity dyskoidalne z batonu w Woli Morawickiej.

Discoid onkolites from the Bathonian at Wola Morawicka.

Fig. 1. Onkolit dyskoidalny utworzony wokół płaskiego otoczaka. Widoczne są zmiany kierunku przyrastania lamin w miarę rozwoju onkolitu. Na jego górnej powierzchni rozwija się cienka warstewka stromatolitowa. Wielkość naturalna

Fig. 1. A discoid onkolite developed around a flat pebble. Changes of growth direction of laminae are visible. Over the upper surface of the onkolite a thin stromatolitic layer is present. Natural size

Fig. 2. Onkolit dyskoidalny utworzony wokół otoczaka silnie podrażonego przez małże. Wielkość naturalna

Fig. 2. A discoid onkolite developed around a pebble strongly bored by pelecypods. Natural size

Tablica — Plate XXXVIII

Mikrostruktura onkolitu dyskoidalnego z batonu w Woli Morawickiej. Ciemne laminy są utworzone głównie z wodorotlenków żelaza, a jasne z pelitu wapiennego. Serpule i mszywioly obrastają powierzchnie niektórych lamin (patrz np. w lewym dolnym rogu). W lewym górnym rogu pomiędzy kopulastymi pakietami lamin enklawa materiału detrytycznego z ooidami żelazistymi. Powiększenie 7X

Microstructure of a Bathonian discoid onkolite from Wola Morawicka. Dark laminae are build mainly of iron hydroxides, light laminae — of calcareous pelite. Surfaces of some laminae are encrusted by serpulids and bryozoans (e. g. left at the bottom). A detrital material bearing ferruginous ooids is embedded between sets of dome shaped laminae (left at the top). X7

Tablica — Plate XXIX

Mikrostruktury batońskich onkolitów dyskoidalnych

Microstructure of Bathonian discoid onkolites

Fig. 1. Charakter laminacji w batońskim onkolicie dyskoidalnym. Powiększenie 7X

Fig. 1. Lamination in a Bathonian discoid onkolite. X7

Fig. 2. Mszywioly obrastające powierzchnie lamin w batońskim onkolicie dyskoidalnym. Powiększenie 15X

Fig. 2. Bryozoans encrusting surfaces of laminae in a Bathonian discoid onkolite. X15

Tablica — Plate XL

Stromatolity dolnokelowejskie z Woli Morawickiej

Lower Callovian stromatolites from Wola Morawicka

Fig. 1. Kopulasty stromatolit utworzony na fragmencie skorupy makrocefalita. Wielkość naturalna

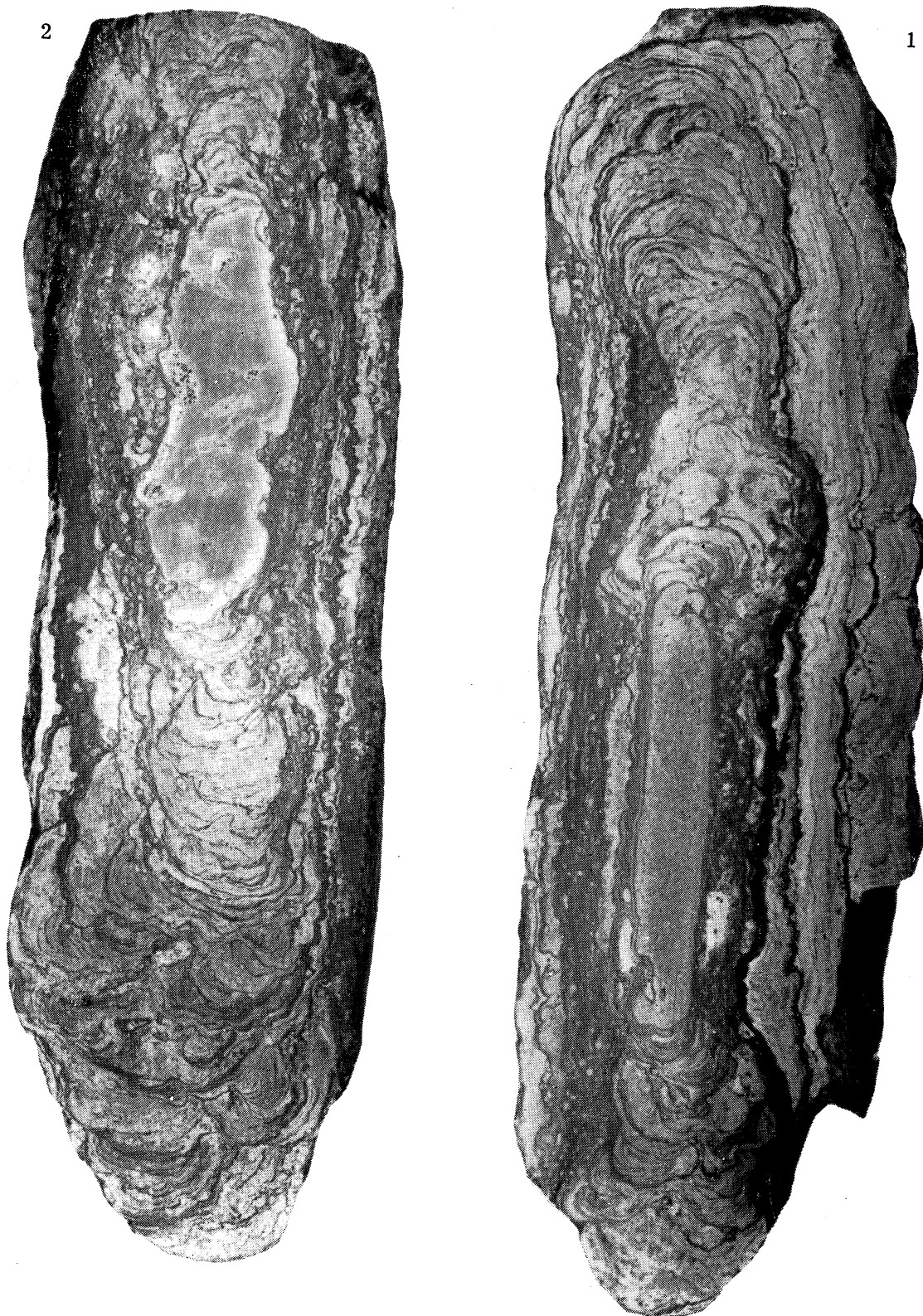
Fig. 1. A dome shaped stromatolite developed on a fragment on the macrocephalid shell. Natural size

Fig. 2. Stromatolity narastające na muszli perysfinkta. Wielkość naturalna

Fig. 2. Stromatolites developed on a perisphinctid shell. Natural size

Fig. 3. Stromatolit rozwinięty na nierównościach podłoża (otoczak, konkrecja żelazista). Wielkość naturalna

Fig. 3. A stromatolite developed on the bottom irregularities (pebble, ferruginous nodule). Natural size



M. Szulczewski

Fot. B. Drozd



