

KREDOWA POWIERZCHNIA NIEDEPOZYCJI W OKOLICACH KRAKOWA (MYDLNIKI, ZABIERZÓW): RYCIA, DRAŻENIA, STROMATOLITY

Marek JASIONOWSKI

Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Jasionowski, M., 1994. Kredowa powierzchnia niedepozycji w okolicach Krakowa (Mydlniki, Zabierzów): rycia, drażenia, stromatolity. A Cretaceous non-depositional surface in the Kraków Upland (Mydlniki, Zabierzów): burrows, borings, stromatolites. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 65: 63 - 77.

Abstract: The discontinuity surface between the Santonian and Turonian (or, in places, Jurassic) strata in the Kraków region is of non-depositional submarine origin. This surface provides broad evidence of extensive burrowing followed by glauconitisation and encrustation with phosphatic stromatolites. Evidence for penecontemporaneous submarine exposure of the Jurassic limestones is provided by borings developed on the topmost limestone surface. Stromatolites exhibit a mixed carbonate-apatitic mineralogy indicative on an interplay of two different processes during their formation: 1) trapping and binding of fine detrital material by microbial mats, and 2) precipitation of probably amorphous calcium phosphate within the mat environment. The non-depositional surface originated under pelagic conditions on a submarine rise as a result of sediment winnowing and (or) bypass due to bottom currents or wave action.

Abstrakt: Powierzchnia nieciągłości między santonem a turonem (lub miejscami jurą) w okolicach Krakowa ma charakter powierzchni podmorskiej niedepozycji. Dostarcza ona licznych dowodów na intensywny rozwój organizmów ryjących, po którym nastąpiła glaukonityzacja osadu i rozwój fosforanowych stromatolitów. Równocześnie na podmorskich odsłonięciach wapieni jury rozwijały się organizmy drażące. Stromatolity wykazują mieszaną fosforanowo-węglanową mineralogię, wskazując na współdziałanie dwu różnych procesów w ich powstawaniu: 1) wychwytywanie i wiązanie drobnego materiału detrytycznego przez matę mikrobią, 2) wytrącanie fosforanu wapnia w obrębie maty. Powierzchnia niedepozycji powstała w warunkach pelagicznych, na podmorskim progu pozbawionym sedymentacji na skutek działalności prądów dennych lub falowania.

Key words: non-depositional surface, borings, burrows, phosphatic skin, calcareous-phosphatic stromatolite, Cretaceous, Poland

Manuscript received 15 December 1993, accepted 12 November 1995

WPROWADZENIE

W kamieniołomach w Mydlnikach i Zabierzowie (Fig. 1), na wapieniach turonu a miejscami jury, pod glaukonitowymi marglami santonu górnego, występuje cienka warstewka fosforanowego stromatolitu. Została ona odkryta i opisana przez Golonkę i Rajchla (1972). Podobne stromatolity w tej samej pozycji stratygraficznej znane są z innych odsłonięć na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej (Różycki, 1938; Rutkowski, 1965; Marcinowski & Szulczewski, 1972; Marcinowski, 1974). Już Różycki (1937, 1938) stwierdził, że związana z luką na granicy turon - senon powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej, na której występują wspomniane stromatolity, jest powierzchnią podmorskiej niedepozycji. Wniosek ten potwierdzili późniejsi badacze (Marcinowski & Szulczewski, 1972; Marcinowski, 1974; Walaszczyk, 1992). Powierzchnia ta jednak, poza opisem stromatolitów, nie była dotychczas szczegó-

łowo analizowana.

W trakcie badań w Mydlnikach i Zabierzowie autor stwierdził, że opis Golonki i Rajchla (1972) nie oddaje w pełni zróżnicowanego wykształcenia stromatolitu. Autorzy ci nie przedstawili ponadto podłoża stromatolitu oraz związanych z nim struktur (rycia, drażenia) i mineralizacji. Celem tego artykułu jest przedstawienie charakterystyki oraz próba interpretacji genezy powierzchni niedepozycji występującej w wymienionych wyżej odsłonięciach.

POŁOŻENIE I BUDOWA GEOLOGICZNA

Badane odsłonięcia znajdują się w południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej – na Wyżynie Krakowskiej (Fig. 1). Na podłożu jurajskim (oksford) spoczywają tam niewielkiej miąższości transgresywne osady kredy (Marcinowski, 1974). Są to: piaski i krzemionkowe pias-

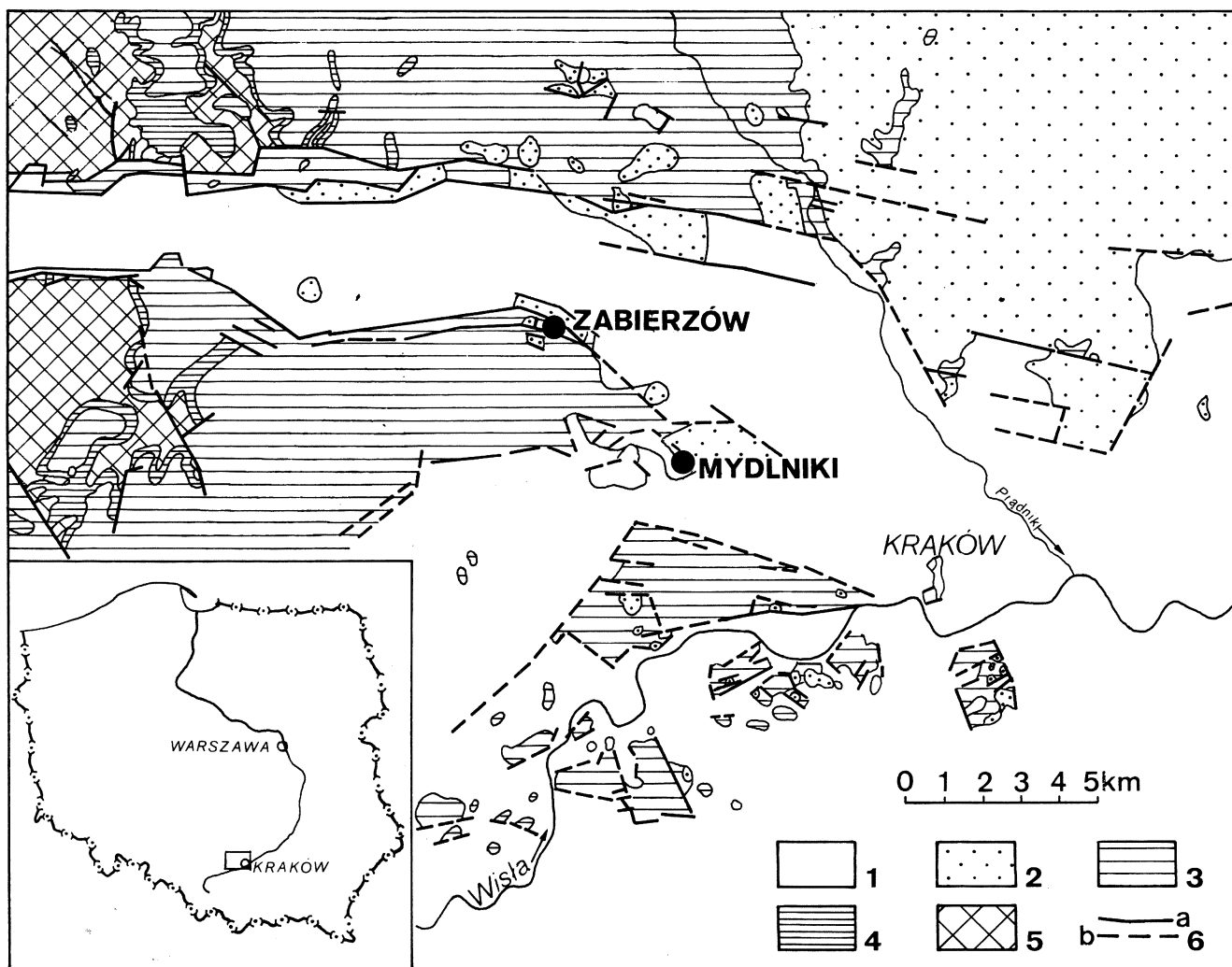


Fig. 1. Mapa geologiczna okolic Krakowa (wg Gradzińskiego, 1972 i Rutkowskiego, 1989). 1 – miocen, 2 – kreda, 3 – jura górna, 4 – jura środkowa, 5 – starsze utwory, 6 – uskoki (a – stwierdzone, b – przypuszczalne)

Geological map of the Kraków region (after Gradziński, 1972 and Rutkowski, 1989). 1 – Miocene, 2 – Cretaceous, 3 – Upper Jurassic, 4 – Middle Jurassic, 5 – older rocks, 6 – fault (a – determined, b – supposed)

kowce górnego albu, wapniste piaskowce i zlepińce cenomanu oraz wapienie turoń i koniak. Osady te mają bardzo małą miąższość i zawierają liczne luki stratygraficzne. Walaszczyk (1992) wydzielił trzy izochroniczne poziomy stratygraficzne w obrębie wapieni: dwa turońskie (dolny – poziom *Mytiloides labiatus*, górny – pogranicze poziomów *Inoceramus lamarcki* i *I. costellatus*) oraz koniak – poziom *Cremnoceramus crassus*, którego nie znaleziono dotychczas na Wyżynie Krakowskiej. Pod koniec santonu rozpoczęła się sedimentacja margli o dużej miąższości, trwająca aż do mastrychtu.

Zwolniona sedimentacja i luki stratygraficzne związane były z istnieniem na obszarze obecnej Jury Polskiej wyniesionego progu podmorskiego (Alexandrowicz, 1969; Marciniowski, 1974), nazwanego przez Walaszczyka (1992) progiem krakowskim (Cracow Swell). Oddzielał on basen opolski na zachodzie od bruzdy duńsko-polskiej na wschodzie. Próg zanikł dopiero w kampanie.

Na Wyżynie Krakowskiej osady kredy są wyjątkowo

zredukowane i niekompletne. Opisywano tutaj liczne powierzchnie abrazyjne ścinające skały jury, cenomanu oraz poszczególne poziomy turoń (Alexandrowicz, 1954; Barczyk, 1956; Marciniowski, 1974). Glaukonitowe margle santonu górnego spoczywają na osadach różnych pięter kredy bądź wprost na jurze. Zjawiska te tłumaczono blokowymi ruchami tektonicznymi fazy subhercyńskiej (Marciniowski, 1974). Ruchy te były najprawdopodobniej odpowiedzialne za brak depozycji, abrazję i erozję wcześniej złożonych osadów na wyniesionych blokach podłoża.

OPIS POWIERZCHNI NIEDEPOZYCJI

Mydlniki

Osady kredy odsłaniają się w nieczynnym kamieniołomie, położonym na południe od stacji kolejowej Kraków

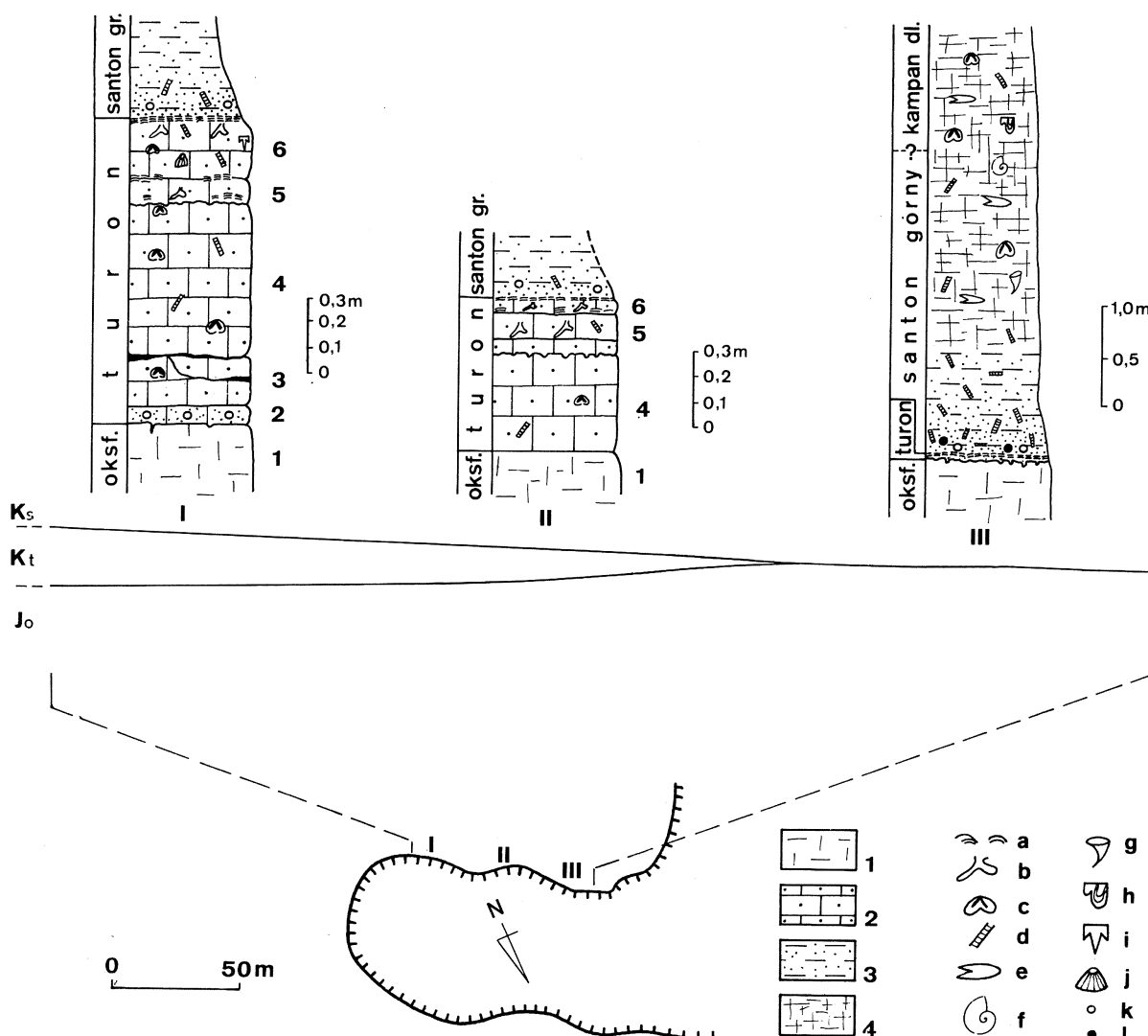


Fig. 2. Kamieniołom w Mydlnikach. U dołu – schematyczny plan wschodniego wyrobiska. U góry – schemat ułożenia osadów kredy (Jo – oksford, Kt – turon, Ks – senon) oraz ich profile litostratygraficzne (I, II, III) z zaznaczonymi numerami poszczególnych warstw turonu. 1 – wapień skalisty, 2 – wapień piaszczysty, 3 – margiel glaukonitowy, 4 – margiel; a – stromatolity, b – rycia *Thalassinoides* sp., c – jeżowce, d – fragmenty muszli inoceramów, e – belemnity, f – amonity, g – gąbki, h – małże (całe skorupy), i – zęby ryb, j – ramienionogi, k – otoczaki kwarcu, l – konkrecje fosforanowe

Mydlniki quarry. The lower part of the figure shows a sketch plan of the eastern part of the quarry. Cretaceous sediment sequences overlying the Jurassic substratum at locations I, II, III in the quarry are shown above (Jo – Oxfordian, Kt – Turonian, Ks – Senonian). Arabic numerals refer to distinguished layers in the sequences. 1 – massive limestone, 2 – sandy limestone, 3 – glauconitic marl, 4 – marl; a – stromatolites, b – *Thalassinoides* burrows, c – echinoids, d – fragments of *Inoceramus* shell, e – belemnites, f – ammonites, g – sponges, h – bivalves (whole shell), i – fish teeth, j – brachiopods, k – quartz pebbles, l – phosphorite concretions

Mydlniki-Wapiennik. Na zabradowanej powierzchni jury leży wyklinowująca się, złożona z kilku podrzędnych warstw, ławica piaszczystego wapienia turońskiego z ziarnami i rzadkimi otoczkami kwarcu (wakston-pakston otwornicowo-kalcisferowy). Na niej, lub wprost na jurze, spoczywają margle glaukonitowe santonu, przechodzące ku górze w szare margle kampanu (Fig. 2).

Pozornie wydaje się, że mamy tutaj do czynienia z erozyjnym ścięciem wapienia turońskiego (Fig. 2) – podobnie jak opisywano to w innych odsłonięciach kredy w okolicach Krakowa (Alexandrowicz, 1954; Barczyk, 1956). Do-

kładniejsze badania wykazują jednak, że owo wyklinowanie się turonu jest w rzeczywistości pochodzenia sedymentacyjnego. Poszczególne ławice leżą przekraczając na podłożu jurajskim – na starszej powierzchni abrazyjnej. Międzyławicowe powierzchnie nieciągłości znaczą przerwy w sedymentacji, co stwierdzili już Golonka i Rajchel (1972). Doszło wtedy do działalności organizmów ryjących, powstawała mineralizacja glaukonitowa oraz stromatolity. Najpełniej wykształcona jest jednak powierzchnia nieciągłości między wapieniem turonu a marglami senonu i tylko ona będzie przedmiotem dalszych rozważań.

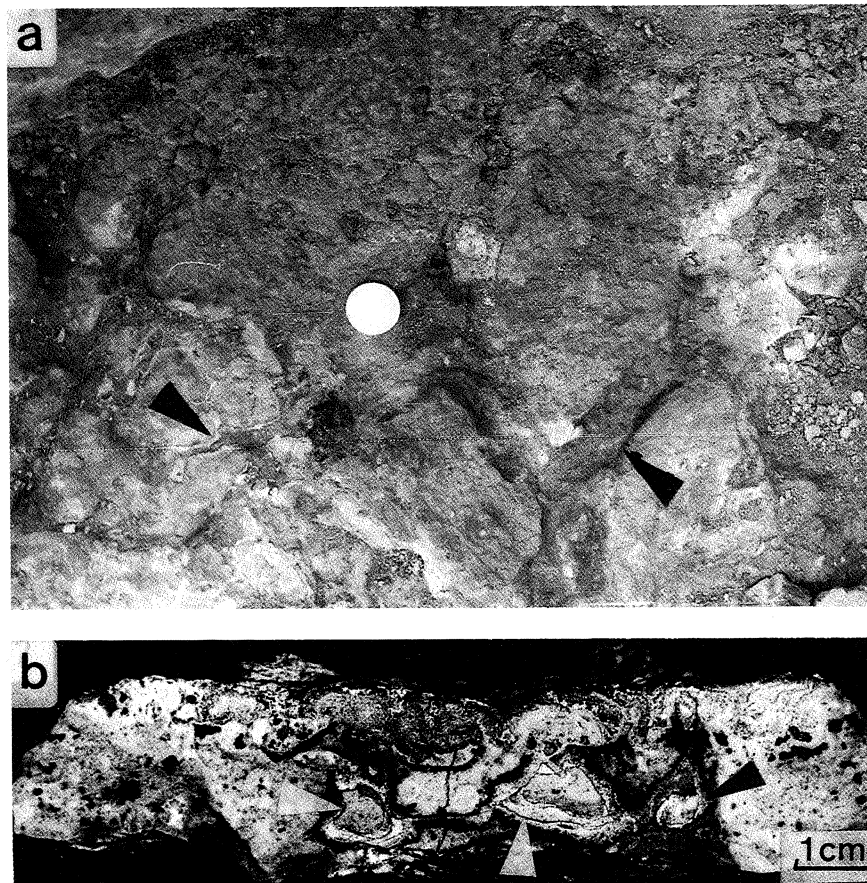


Fig. 3. (a) Strop wapienia turoń w Mydlnikach (I). U góry – stromatolit. U dołu: z prawej – odpreparowane bruzdy w powierzchni stropowej wapienia (*strzałka*), z lewej – ślady kanałów po odspojeniu stropowej części wapienia między bruzdami (*strzałka*). Średnica monety 2,5 cm; (b) odspojona górna część wapienia turoń między dwiema bruzdami przykryta fosforanowym stromatolitem (przekrój poprzeczny). Widoczne kanały z aureolami zglaukonityzowanego i sfosfatyzowanego osadu oraz koncentryczne polewy fosforanowe (*strzałki*). Większość ciemnych plam to piryt

(a) Top surface of the Turonian limestone in Mydlniki (I). Top of the picture: stromatolite; bottom of the picture: right – furrows on the top surface of the limestone just beneath the stromatolite (*arrow*), left – traces of a tube system in the uppermost part of the limestone between the furrows (*arrow*). Diameter of coin is 2.5 cm; (b) split uppermost part of the Turonian limestone between two furrows covered by phosphatic stromatolite (vertical section). Tubes with haloes of glauconitized and phosphatized sediment and concentric phosphatic skins are seen (*arrow*). Most black stains are pyrite

Na wapieniu turońskim w punkcie I (Fig. 2) leży cienka warstewka stromatolitu (jest to ten sam profil, który przedstawili Golonka i Rajchel, 1972, fig. 2). W stropie wapienia i w niższej części warstwy stromatolitowej rozwinięty jest system bruzd (Fig. 3a), szerokości 2 - 3 cm, głębokości 1 - 3 cm, pokrytych grubą powłoką glaukonitu. Półtora do dwu centymetrów poniżej spągu stromatolitu występuje sieć kanałów będących odgałęzieniami bruzd (Fig. 3b). W przekroju poprzecznym mają one okrągły lub nieregularny zarys, średnicę 0,5 - 1 cm. Ścianki kanałów pokryte są polewami fosforanowymi, które stopniowo zwężają i zaokrągłają światło kanałów (Fig. 3a, Fig. 4). Między polewami, zwłaszcza w dolnych partiach kanałów, znajduje się sfosfatyzowany osad z otwornicami (Fig. 4). Powierzchnia pól jest granulowana, co wynika z oblekania wszelkich mikronierówności, np. wystających skorupki otwornic. Polewy wykazują bardzo delikatną laminację. W przeciwieństwie do innych typów fosforanów są one utworzone z drobno-

krystalicznego apatytu, będącego neoformacją oryginalnej mikrostruktury. Cienkie, pręcikowate kryształy ułożone są prostopadle do laminacji (powierzchni akrecji pól) i przecinają wszystkie wykształcone laminy. Ostatecznie światło kanału wypełnione jest wapiennym osadem, mikrofacjalnie identycznym z otaczającym wapieniem turońskim (Fig. 4). Bruzdy i kanały wiążą się prawdopodobnie z działalnością organizmów ryjących i można je określić jako ślady typu *Thalassinoides* sp.

W stropie wapienia występują również starsze rycia bez pól apatytowych, powstałe przed rozwojem stromatolitu – pojedyncze nory *Thalassinoides* sp. i bliżej nieokreślone kuliste ślady (Fig. 5). Są one wypełnione osadem mikrytowym z fosfoklastami a ich ścianki są nieco zglaukonityzowane.

Warstwa stromatolitowa ma grubość od kilku centymetrów w bruzdach, do 1 cm poza nimi. W drugim przypadku najniższą jej część tworzą fosforanowe kopułki i

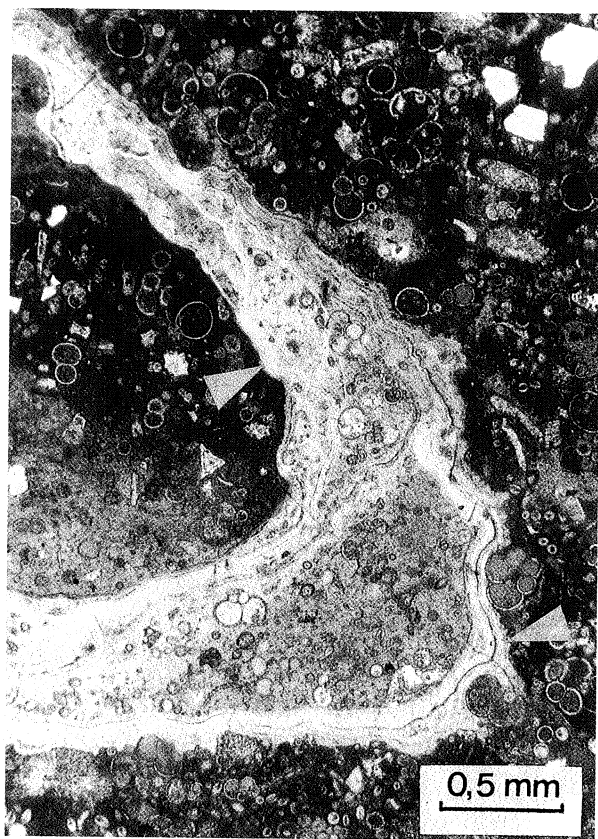


Fig. 4. Polewy apatytowe (*strzałki*) oraz osad sfosfatyzowany między nimi w kanałach penetrujących strop wapieni turonu (Mydlniki I). Płytko cienka

Apatite skins (*arrows*) with incorporated phosphatized sediment in channels which penetrate Turonian limestone (Mydlniki I). Thin section

kolumnienki (Fig. 6), a niekiedy onkoidy. W bruzdach występują większe kopuły stromatolitowe. Wydaje się, że narastały one na brzegach bruzdy, rozrastały się następnie ku centrum, zajmując w końcu całą jej przestrzeń. Do zglaukonityzowanych ścianek bruzd są przyklejone płyty stromatolitu, z wierzchu wygładzone i również zglaukonityzowane. Najwyższa część warstwy stromatolitej jest płasko lub faliście laminowana. Przykrywa ona i maskuje nierówności i zaburzenia niżej leżącej części stromatolitu. Poszczególne laminy mają zmienną grubość (dziesiątne części mm) i są rozróżnialne dzięki obecności rozdzielających je ciemnych powłok. Powierzchnie niektórych lamin są zglaukonityzowane.

Kopułki i onkolity z najniższej części stromatolitu są zbudowane z czystego fosforanu wapnia. Ich brzeżne części porośnięte są brodawkowatymi naroślami o bardzo delikatnej laminacji (struktury kolomorficzne - Marcinowski & Szulczewski, 1972; mikrostromatolity - Krajewski, 1981b; Fig. 6). Większe kopułki i kolumnienki składają się z mikrytu i mikrokryształicznego apatytu (Fig. 7). Pewne partie lub laminy stromatolitu są prawie całkowicie węglanowe, inne natomiast fosforanowe. Najczęściej apatyt i mikryt występują razem – rozproszone w sobie w różnych proporcjach.

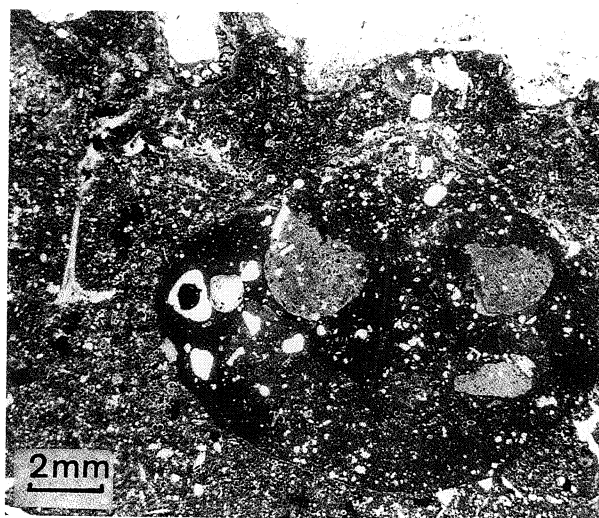


Fig. 5. Rycie (?małż, ?jeżowiec) w stropie wapienia turonu (Mydlniki I) wypełnione osadem wapiennym z licznymi ziarnami kwarcu i fosfoklastami. U góry rycia laminowane struktury fosforanowe. Płytko cienka

Burrow (after ?bivalve or ?echinoid) at the top of Turonian limestone infilled with calcareous sediment containing quartz grains and phosphoclasts. Roof of the burrow coated by thin, laminated phosphatic cover. Thin section

W stromatolicie, zarówno w partiach wapiennych jak i fosforanowych, występują obficie szczątki detrytyczne. Są to drobne ziarna kwarcu (0,1 mm), otwornice planktoniczne i kalcisfery (Fig. 7b). Interstycja wypełniona są mikrytowym wapieniem z ziarnami i otoczkami kwarcu (do kilku mm), ziarnami glaukonitu oraz otwornicami. Brzegi kolumnienek porośnięte są fosforanowymi mikrostromatolitami. W przystropowych partiach wapienia turońskiego oraz w stromatolicie spotyka się liczne drobne skupienia pirytu (Fig. 3b).

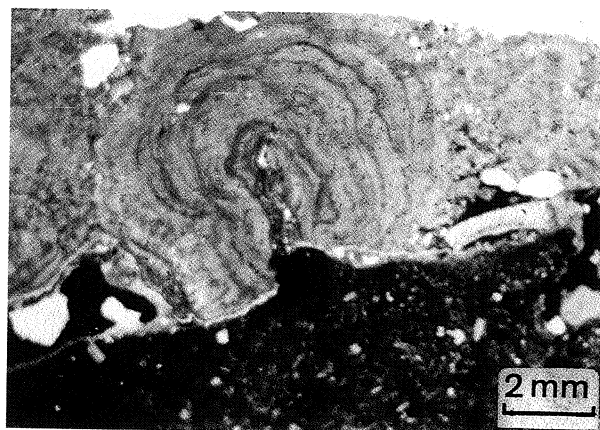


Fig. 6. Fosforanowa kopułka w spagu stromatolitu (Mydlniki I). Jej obrzeża porośnięte są przez mikrostromatolity. Płytko cienka

Phosphatic dome located at the base of stromatolite (Mydlniki I). Margins of the dome are overgrown by microstromatolites. Thin section

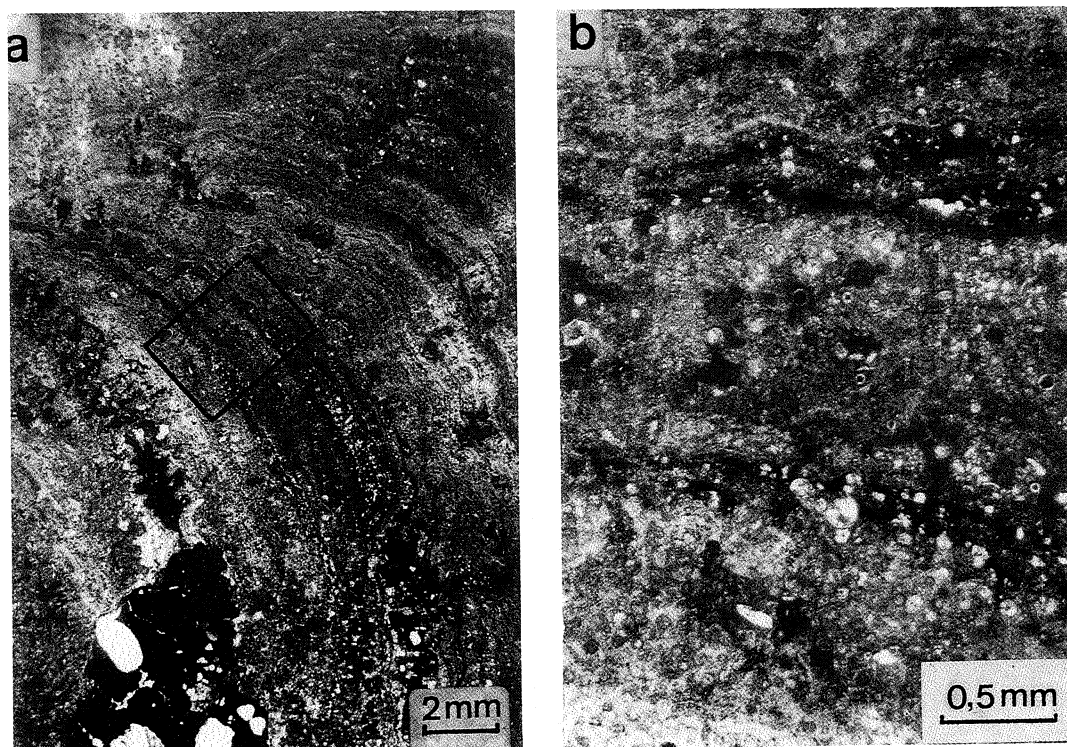


Fig. 7. (a) stromatolit fosforanowo-wapienny z bruzdy w stropie wapienia turonu (Mydlniki I): fosforany – jasne, osad wapienny – ciemny. Płytko cienka; (b) szczegóły “a” (ramka). Zauważ liczne planktoniczne otwornice i kalcisfery. Płytko cienka

(a) phosphatic-calcareous stromatolite from the furrow at the top of the Turonian limestone (Mydlniki I): phosphates – light, calcareous sediment – dark. Thin section; (b) close-up of “a” (outlined). Note abundant tests of planktic foraminifers and calcispheres. Thin section

W punkcie III (Fig. 2) w wapieniu jurajskim występują liczne drażnienia. Część z nich stanowią prawdopodobnie ślady wieloszczetów. Większość jednak jest nietypowo wykształcona i nie daje się bliżej określić. Są to przede wszystkim sercowate zagłębienia przypominające odciski dolnej części nieregularnych jeżowców (Fig. 8a, b, d). Należą tutaj także płytkie izometryczne zagłębienia o płaskim lub zaokrąglonym dnie (Fig. 8c) oraz wydłużone wgłębienia o gładkich lub guzkowatych ściankach. Wszystkie drażnienia przecinają się wzajemnie, dając ostre krawędzie. Ich ścianki pokryte są glaukonitem. Wypełnione są mikrytem zawierającym planktoniczne otwornice, ziarna i otoczaki kwarcu, ziarna glaukonitu oraz fosfoklasty (Fig. 8c, d). W niektórych zagłębieniach otoczaki i fosfoklasty gromadzą się na dnie, tworząc zlepieńcowaty osad. Wyżej występuje cienka, brunatna powłoka fosforanowego stromatolitu. Tworzą ją małe, przechylone kolumnienki i kopułki o delikatnej laminacji (Fig. 8c), zbudowane z mikrokryształicznego apatytu impregnowanego tlenkami żelaza i zawierającego planktoniczne otwornice, ziarna kwarcu i glaukonitu. W pewnych miejscach strop warstewki wydaje się być nieznacznie wygładzony abrazyjnie.

Zabierzów

Utwory kredy odsłaniają się w dużym kamieniołomie wapieni jurajskich, położonym na południowo-zachodnim

krańcu miejscowości. Na wapieniach jury, na wyrównanej, miejscami silnie podrażonej powierzchni abrazyjnej, spoczywają dwie warstwy wapienia turońskiego przykryte marglami senonu (Fig. 9). Niższa (0,1 - 0,3 m miąższości) występuje tylko we wschodniej części kamieniołomu. Zbudowana jest z piaszczystego, miejscami zlepieńcowatego wapienia (pakston ze szczątkami inoceramów, otwornicami i kalcisferami). Na niej, lub bezpośrednio na jurze, zalega warstwa wyższa (0,4 - 0,7 m). Tworzy ją twardy, zbity wapień pelitowy z pojedynczymi ziarnami i otoczkami kwarcu (wakston-pakston otwornicowo-kalcisferowy).

W powierzchni stropowej wapienia turonu, pod stromatolitem, występują liczne rycia organizmów. Dominują kanały *Thalassinoides* sp., w niektórych miejscach tworzące system rozwinięty kilka centymetrów poniżej stropu wapienia (Fig. 10). Spotyka się także trudne do określenia pojedyncze ślady, być może jeżowców (Fig. 11a-c) oraz małżów (Fig. 11d), jak również cienie (2 mm) wyginające się rurki i płytkie, w planie okrągłe, owalne lub sercowate zagłębienia. Ścianki ryc są nierówne, “powgniatane” i pokryte powłoką glaukonitu i epigenetycznych tlenków żelaza. Rycia wypełnione są mikrytowym wapieniem z planktonicznymi otwornicami, ziarnami i otoczkami kwarcu, ziarnami glaukonitu oraz fosfoklastami (Fig. 11c).

Stromatolit występuje w całym przekroju kamieniołomu i wykazuje dużą zmienność lateralną. Granica wapień - stromatolit jest ostra w miejscach, gdzie powierzchnia stropowa wapienia turonu jest zglaukonityzowana. Natomiast

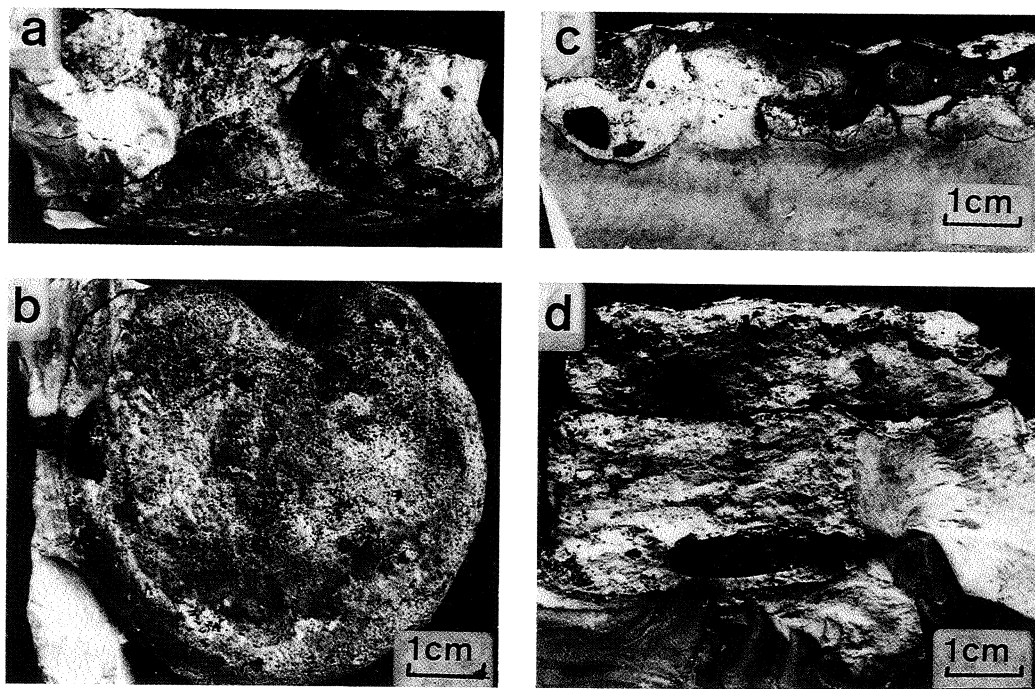


Fig. 8. Niezidentyfikowane drażnienia w stropie wapieni jury (Mydlniki III). (a, b) o kształcie negatywu dolnej części jeżowca nieregularnego: (a) – widok z boku, (b) – widok od spodu; (c) drobne drażnienia wypełnione wapiennym osadem z fosfoklastami, przykryte cienką powłoką fosforanowego stromatolitu; (d) drażnienie (przekrój), wypełnione osadem wapiennym z licznymi ziarnami glaukonitu. Na dnie duży, spłaszczony otoczek kwarcu

Unidentified borings in the top of the Jurassic limestone (Mydlniki III). (a, b) shaped like the base of an irregular echinoid: (a) – side view, (b) – bottom view; (c) small borings infilled with calcareous sediment containing phosphoclasts and covered by a thin crust of phosphatic stromatolite; (d) vertical section of an unidentified boring. The boring is infilled with calcareous sediment with numerous glauconite grains and a flattened quartz pebble

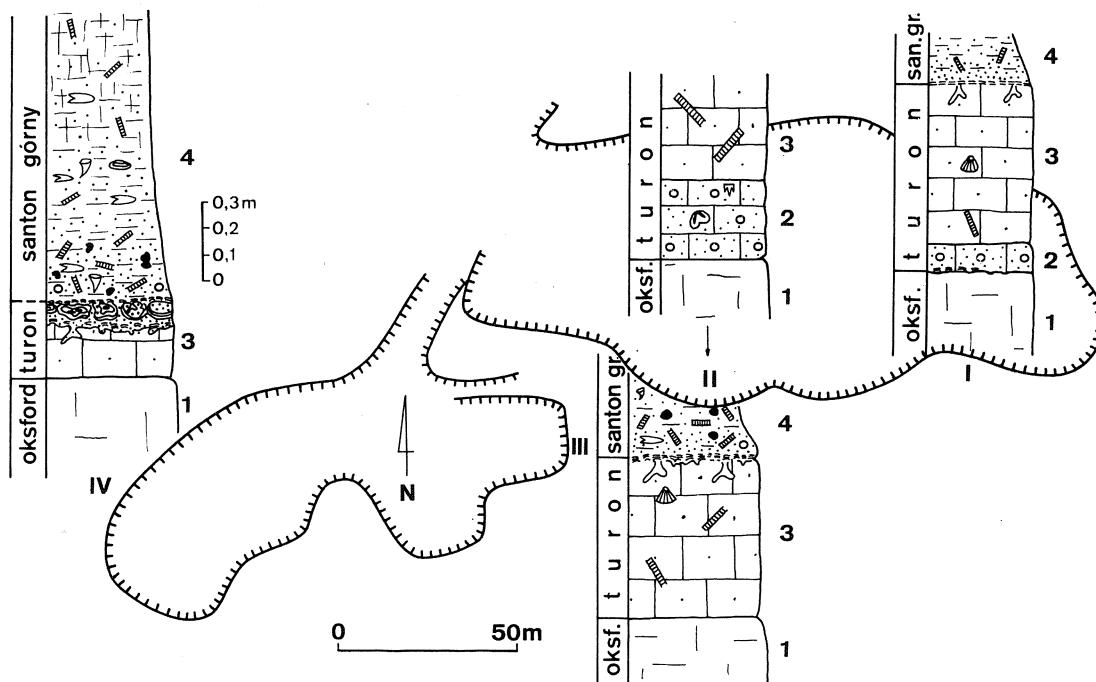


Fig. 9. Kamieniołom w Zabierzowie. I, II, III, IV – profile litostratygraficzne osadów kredy. Objaśnienia – patrz Fig. 2

Sketch plan of Zabierzów quarry with Cretaceous sediment sequences overlying the Jurassic substratum of locations I, II, III and IV. For other explanations see Fig. 2

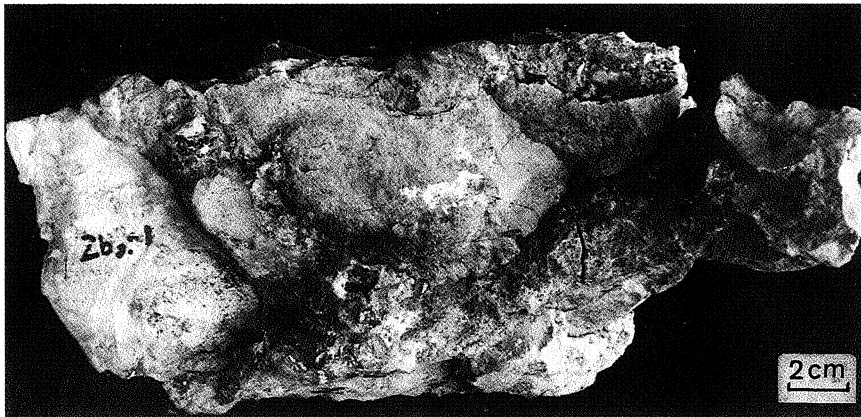


Fig. 10. Rycie *Thalassinoides* sp. (Zabierzów III)

Thalassinoides sp. burrow (Zabierzów III)

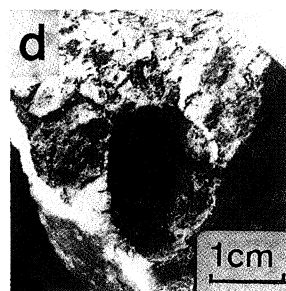
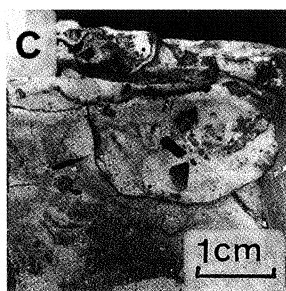
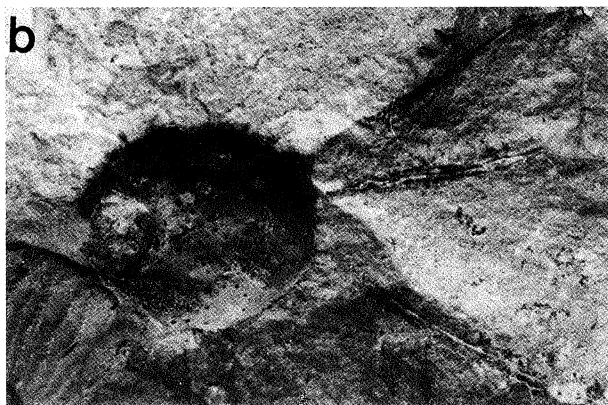


Fig. 11. Rycia w stropie wapienia turonu (Zabierzów III): (a, b) ?jeżowiec; (a) – widok z boku; (b) – negatyw dolnej części pokryty powłoką glaukonitu. Zauważ długie radialne wypustki; (c) ścięte rycie wypełnione osadem wapiennym z kwarcem i fosfoklastami – przekrój; (d) ? małż

Burrows at the top of the Turonian limestone (Zabierzów IV): (a, b) ?echinoid; (a) – side view; (b) – imprint of the bottom part coated by glauconite. Notice long radial “arms”; (c) truncated burrow infilled with limestone containing quartz and phosphoclasts – vertical section; (d) ? bivalve

tam gdzie nie ma wyraźnych powierzchni glaukonityzacji, przejście między wapieniem turonu a stromatolitem jest stopniowe. W najwyższej części wapienia pojawiają się wtedy kilkumilimetrowe, fosforanowe kopułki oraz onkolity. Wapień jest wzbogacony w ziarna kwarcu i glaukonitu. Występują też liczne okruchy fosforanowego stromatolitu i fosfoklasty.

Mięszość warstwy stromatolitowej waha się od 0,5 do 3 - 4 cm. W miejscach najcieńszych są to “naskorupienia” podobne do obserwowanych w Mydlnikach. W innych miejscach stromatolit przybiera postać warstwy poligonalnej (cf. Szulczewski, 1968; Golonka & Rajchel, 1972), zbudowanej z pionowych kolumn dorastających do jednego poziomu i rozdzielonych wąskimi interstycjami (Fig. 12, Fig. 14a). W jeszcze innych miejscach stromatolit jest wyraźnie dwudzielny. Niższą część tworzą kopuły i kolumny o skomplikowanej strukturze, wyższą zaś kolumny pionowe (Fig. 13, Fig. 14b). Spotyka się zaburzenia spowodowane przypuszczalnie przez organizmy penetrujące matę mikrobialną. Interstycja wypełnione są wapieniem mikrytowym z otwornicami i kalcisferami, licznymi ziarnami i otoczkami kwarcu (do kilku mm średnicy), ziarnami glaukonitu oraz fosfoklastami.

Stromatolit jest zbudowany z wapiennego mikrytu i mikrokrystalicznego apatytu, które występują w zmiennych proporcjach. W niektórych miejscach tworzy go prawie czysty apatyt (Fig. 15b), w innych mikryt z nieznaczną tylko domieszką rozproszonego fosforanu (Fig. 15a). W miejscach obfitego występowania fosforanu widoczne są struktury kolomorficzne, które koncentrują się zwłaszcza na brzegach kolumn stromatolitowych (Fig. 15b). W górnych częściach niektórych interstycjów spotyka się niezwykle wygładzone powłoki fosforanowe, co sugeruje ich wzrost w warunkach silnego przepływu. W stromatolicie z małą zawartością apatytu granica interstycjum - stromatolit rozmywa się (Fig. 15a). Drobnny detrytus (otwornice planktoniczne, kalcisfery, ziarna kwarcu i glaukonitu) jest równomiernie rozproszony zarówno w stromatolicie jak i w interstycjach. Większe otoczki kwarcu występują jednak wyłącznie w interstycjach.

Warstwa stromatolitowa o największej obserwowanej miąższości wykazuje laminację tylko w dolnej i górnej części. W jej partiach środkowych występuje mikrytowy wapień, zawierający bardzo liczny detrytus organiczny (ot-

Fig. 12. Poligonalna warstwa stromatolitowa (Zabierzów III). **(a)** – widok z góry; **(b)** – przekrój poprzeczny wzdłuż dolnej krawędzi “a”

Polygonal stromatolitic layer (Zabierzów III). **(a)** – top view; **(b)** – vertical section along bottom edge of “a”

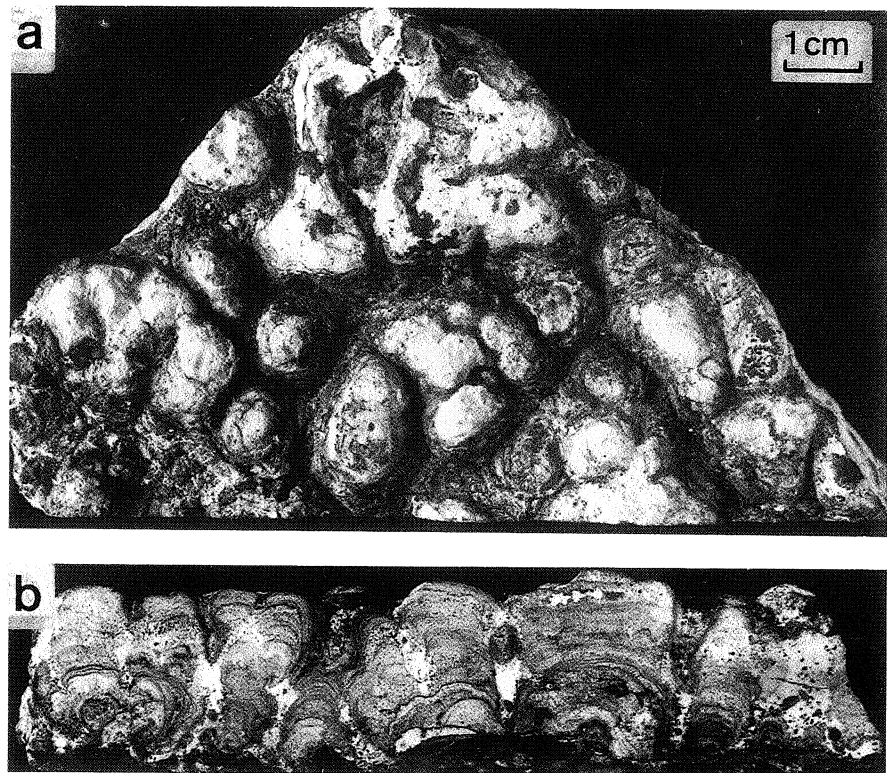


Fig. 13. Nieregularna, dwudzielna warstwa stromatolitowa (Zabierzów III) – przekrój poprzeczny

Irregular, bipartite stromatolitic layer (Zabierzów III) – vertical section

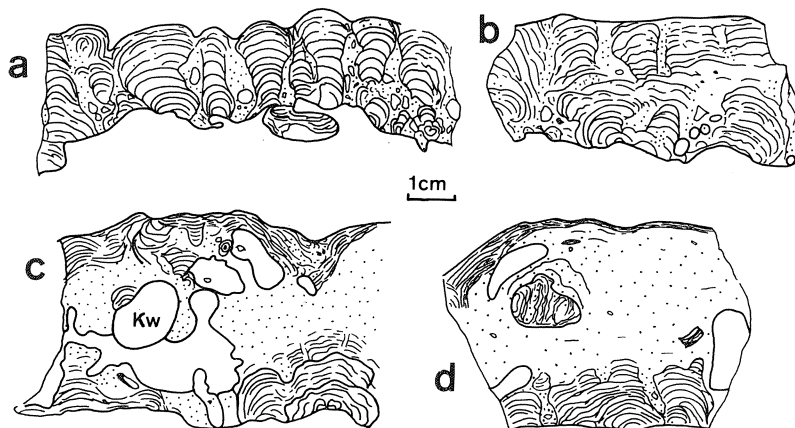


Fig. 14. Warstwa stromatolitowa w Zabierzowie (profil III). **(a)** stromatolit kolumnowy; **(b)** stromatolit nieregularnie wykształcony; **(c, d)** stromatolit przechodzący w nie laminowany wapień (*kropki*), *niezakropkowane* – rycia, Kw – otoczek kwarcu. Zauważ fragmenty stromatolitu w wapieniu

Stromatolitic layer in Zabierzów quarry at location III. **(a)** columnar stromatolite; **(b)** irregularly developed stromatolite; **(c, d)** stromatolitic layer passing gradually into limestone (*dots*); burrows (*undotted areas*), Kw – quartz pebble. Note fragments of stromatolite within the limestone

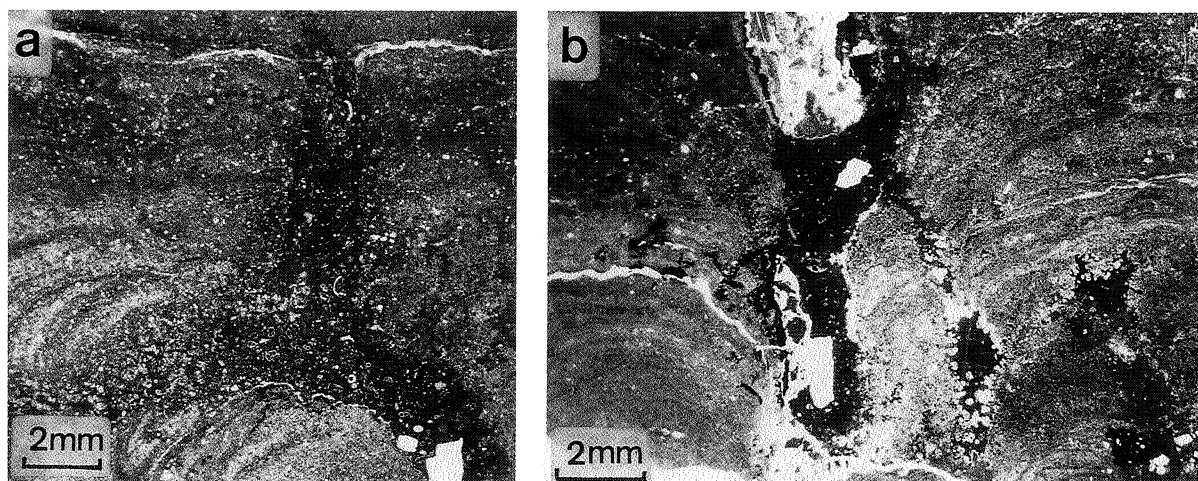


Fig. 15. (a) Stromatolit wapienno-fosforanowy (Zabierzów III); na środku zanikające ku górze interstycjum. Fosforany – białe, wapień – szary. Płytki cienki; (b) stromatolit w przewadze fosforanowy (Zabierzów III). Zauważ mikrostromatolity na brzegach kolumnienek. Płytki cienki

(a) Calcareous-phosphate stromatolite (Zabierzów III); in the centre of the photo, interstice disappearing toward the top. Phosphate – white, calcareous sediment – grey. Thin section; (b) mainly phosphate stromatolite (Zabierzów III). Note microstromatolites at the column margins. Thin section

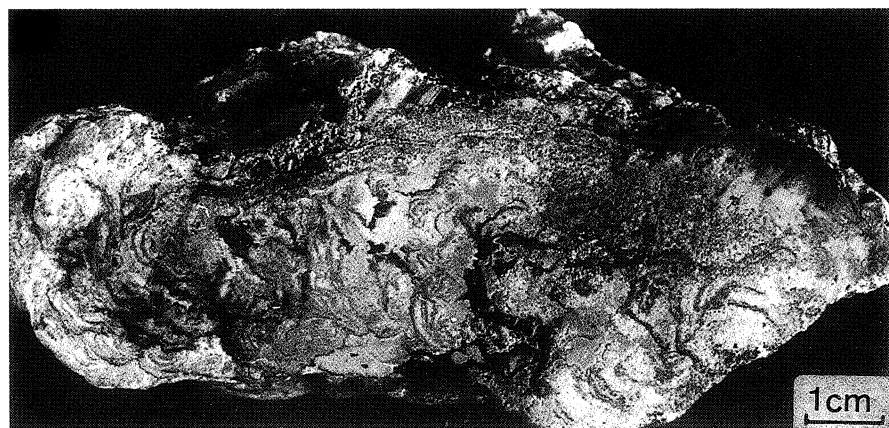


Fig. 16. Duży onkoid fosforanowo-węglanowy (Zabierzów IV) – przekrój: fosforany – białe, wapień – szary, powłoki glaukonitowe – czarne

Large phosphatic-calcareous oncolite (Zabierzów IV) – vertical section: phosphate – white, limestone – grey, glauconitic coats – black

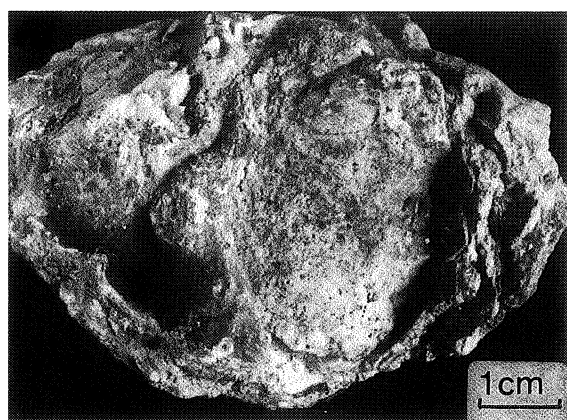


Fig. 17. Gruzeł wapienia z ryciem *Thalassinoides* sp. obrośnięte stromatolitem (Zabierzów IV)

Limestone clast containing *Thalassinoides* sp. burrow overgrown by a stromatolite (Zabierzów IV)

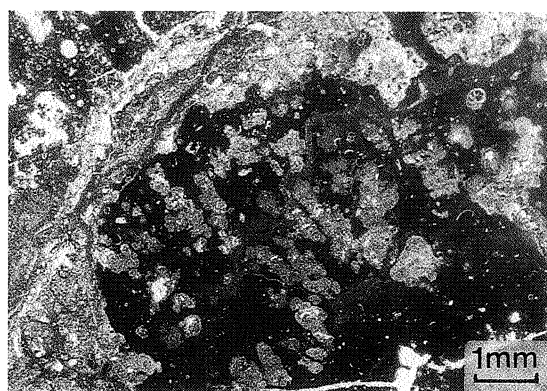


Fig. 18. Onkoid (Zabierzów IV): fosforany – jasne, wapień – szary. Zauważ liczne mikrostromatolity fosforanowe. Płytki cienki

Oncoid (Zabierzów IV): phosphate – light, limestone – grey. Note numerous phosphatic microstromatolites. Thin section

wornice, kalcisfery), materiał klastyczny (ziarna i otoczaki kwarcu - niektóre do 1 cm wielkości), dużo ziaren glaukonitu, oraz okruchy fosforanowych stromatolitów (Fig. 14c, d). W obrębie tego nielaminowanego osadu widoczne są wydłużone ciała, w przekroju poprzecznym owalne lub zaokrąglone. Tworzy je ciemny bezstrukturalny wapień mikrytowy bez jakichkolwiek domieszek detrytycznych. Wydaje się, że ciała te mogą być wypełnieniami nor organizmów ryjących.

W punkcie IV (Fig. 9) w miejscu występowania stromatolitu obserwuje się warstewkę wapienia (5 - 6 cm miąższości), zawierającą duże, spłaszczone onkoidy o złożonej strukturze wewnętrznej (Fig. 16) oraz gruzły wapienia z kanałami *Thalassinoides* sp., obrośnięte laminowanymi powłokami (Fig. 17). W płycie cienkiej wapień budujący gruzły wygląda identycznie jak opisany wyżej wapień rozdzielający stromatolit. Onkoidy zbudowane są z nieregularnych, laminowanych powłok fosforanowych. Między powłokami występuje wapień mikrytowy o zmiennej zawartości szczątków detrytycznych (otwornice, kalcisfery, kwarc, glaukonit). W jego obrębie spotyka się pojedyncze apatytowe mikrostromatolity (Fig. 18). Strop opisywanej warstewki jest gładki i pokryty cienką (1 - 2 mm), ciemną powłoką. Powłoka taka występuje w stropie warstwy stromatolitowej w całym kamieniołomie (tzn. także tam, gdzie stromatolit jest rozwinięty w typowy sposób). Ciemny kolor spowodowany jest prawdopodobnie przez znaczną domieszkę związków żelaza.

INTERPRETACJA I DYSKUSJA

Na podstawie przeprowadzonych badań przedsenońskiej powierzchni niedepozycji można wyróżnić kilka etapów jej rozwoju. Po ustaniu sedymentacji wapienia turońskiego dno morskie zostało skolonizowane przez zespoły organizmów drażących i ryjących, po czym doszło do glaukonitizacji oraz wypełnienia ryc i drażeń. Następnie rozpoczął się rozwój maty mikrobialnej, w wyniku czego powstały fosforanowe stromatolity. W pewnych miejscach procesy te mogły częściowo nakładać się na siebie.

Powierzchnia stropowa wapienia turońskiego nie wykazuje śladów erozji - ma zatem charakter powierzchni sedymentacyjnej. W zależności od miejsca można ją określić jako powierzchnię pozbawioną depozycji (omission surface - Bromley, 1975) albo powierzchnię, która odzwierciedla nieznaczną erozję osadu (minor erosion surface - Bromley, 1985). Podobną sytuację przedstawili Marcinowski i Szulczewski (1972) dla obszarów Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej położonych dalej na północ. Ślady wyłącznie organizmów ryjących charakterystycznych dla dna miękkiego i spoistego (soft & firm ground - Goldring & Kaźmierczak, 1974; Lewis & Ekdale, 1992) oraz brak drażeń wskazują, że przed rozwojem maty mikrobialnej nie doszło do zaawansowanej cementacji osadu i powstania twardego dna. Potwierdzeniem tego przypuszczenia może być obecność ryc w punkcie I w Mydlnikach, zaburzających zarówno stromatolit jak i jego podłoże.

Powierzchnię wykształconą na stropie wapienia jurajskich można określić jako dno skaliste (rockground). Utworzyło się ono na wcześniej uformowanej (prawdopodobnie w czasie transgresji cenomańskiej) platformie abrazyjnej, na której nie gromadził się osad turoński. Jak przedstawiono to wyżej (Fig. 2) nie może być tu mowy o abrazyjnym ścięciu wapienia turońskiego. Ślady organizmów - choć wykształcone nietypowo - należy uznać za drażenia, gdyż mają one równe i gładkie ścianki nie wykazujące plastycznych odkształceń. Nie przypominają one drażeń w cenomańskich powierzchniach abrazyjnych Wyżyny Krakowskiej, rozwiniętych również na wapieniu jurajskim, gdzie dominują typowe ślady małżów i wieloszczetów, ani też nie mogą być porównywane z cenomańskimi ryciami *Thalassinoides* sp. w marglach jurajskich z tych samych powierzchni abrazyjnych (Głazek *et al.*, 1971).

Należy sądzić, że przerwa czasowa między zakończeniem sedymentacji wapienia turońskiego a zasiedleniem dna przez matę mikrobialną miała różny zasięg. W pewnych miejscach mata mogła zasiedlić dno bezpośrednio po ustaniu sedymentacji, stabilizując luźny osad. Wskazują na to brak wyraźnych powierzchni mineralizacji glaukonitowej i ciągłe przejście wapienia w stromatolit. W innych miejscach, gdzie występują ślady ryc organizmów oraz glaukonitizacja, kolonizacja dna przez matę mikrobialną mogła nastąpić później.

Rozwój stromatolitu w Mydlnikach i w Zabierzowie przebiegał podobnie. Świadczą o tym mikrostruktury oraz wykształcenie stromatolitu w obu stanowiskach. Nie potwierdza to poglądu Golonki i Rajchla (1972), że w Zabierzowie dominowała sedymentacja biochemiczna natomiast w Mydlnikach detrytyczna. Autor tego artykułu jest zdania, że podobnie jak w albskich stromatolitach Tatr (Krajewski, 1981a), decydującą rolę odegrały tu dwa nakładające się na siebie procesy: 1) wychwytywanie i wiązanie materiału detrytycznego (muł wapienny, szczątki fauny, kwarc, glaukonit) w macie mikrobialnej, 2) wytrącanie fosforanu wapnia, pierwotnie być może amorficznego. Rozwój stromatolitu - jak się wydaje - warunkowany był dostawą materiału detrytycznego. Intensywność tego procesu mogła warunkować zmianę mineralogii jak i mikrostruktury powstającego stromatolitu - od stromatolitu całkowicie fosforanowego (gdy sedymentacja detrytyczna była minimalna) przez regularny, kolumnienkowy stromatolit fosforanowo-węglanowy, po warstewkę wapienia, gdy wzrost maty nie nadążał za przyrostem osadu i została ona pogrzebana. Z mechanizmem takim związane jest stopniowe zwiększanie się miąższości warstwy stromatolitowej lub jej odpowiednika - od minimalnych miąższości stromatolitu całkowicie fosforanowego do maksymalnych w miejscach, gdzie stromatolit jest zastąpiony przez warstewkę wapienia z onkoidami. Onkoidy (Zabierzów pkt. IV), ze względu na rozmiary i nieregularną budowę, nie mogły być przemieszczane przez prąd. Można przypuszczać, że były "przewracane" w wyniku działalności organizmów. Powodowało to "przyklejenie" osadu węglanowego od spodu i rozwój maty mikrobialnej na eksponowanej powierzchni. Mata taka obrastała też gruzły wapienia powstałe w wyniku działalności organizmów ryjących.

Wytrącanie fosforanu wapnia w środowiskach osadowych zależy od obecności i koncentracji reaktywnego (rozpuszczonego) fosforanu (Krajewski *et al.*, 1994). Koncentracja jonu fosforanowego w wodzie morskiej jest bardzo niska i nie pozwala na bezpośrednie wytrącanie fosforanów, jak to postulowano w przeszłości (np. Gulbrandsen, 1969). Stwierdzono natomiast, że koncentracja fosforanu rozpuszczonego w wodach porowych osadu może być wielokrotnie wyższa, np. wg Baturina (1989) wynosi ona w pewnych rejonach odpowiednio: 0,07 mg/l i 10 mg/l. Wytrącanie fosforanów w środowisku wód porowych, na głębokości kilku czy kilkunastu centymetrów pod powierzchnią osadu, zostało stwierdzone w wielu współczesnych środowiskach fosfogenicznych (np. wybrzeża Peru - Burnett, 1977). Dużą rolę w tworzeniu się fosforanów może odgrywać fosfatacja osadów i skał węglanowych (Kennedy & Garrison, 1975).

Ostatnio duże znaczenie w tworzeniu się fosforanów przypisuje się mikroorganizmom (Krajewski 1981a, b, c, 1984; Soudry & Champetier, 1983; Soudry & Lewy, 1988, 1990; Lamboy, 1990; Föllmi *et al.*, 1991 i inni). Ich rola w procesach fosfogenezy jest jednak przedmiotem licznych kontrowersji. Zdaniem Krajewskiego (Krajewski *et al.*, 1994) nie ma dowodów na bezpośredni udział mikroorganizmów w mineralizacji fosforanowej w środowisku sedymentacyjnym – ani przez wytrącanie fosforanów na zewnątrz lub w obrębie komórek w wyniku działalności życiowej, ani też po ich śmierci w procesach rozkładu. Nie ma też dowodów na to, że podłoże organiczne jest preferowane przy wytrącaniu fosforanów (Krajewski *et al.*, 1994). Mikroorganizmy odgrywają natomiast decydującą rolę w uwalnianiu fosforu do roztworu w wyniku rozkładu szczątków organicznych i mineralnych i w ten sposób mogą powodować wzrost koncentracji jonu fosforanowego – co stwierdzono eksperymentalnie (np. Lucas & Prevot, 1984).

Marcinowski i Szulczewski (1972) opisując podobne do przedstawionych w tym artykule stromatolity z innych odsłoneń Jury Polskiej byli zdania, że substancja fosforanowa powstała w wyniku wytrącania wprost z wód morskich. W świetle omówionych wyżej poglądów jest to mało prawdopodobne. Golonka i Rajchel (1972) wskazywali na organiczną genezę substancji fosforanowej w opisywanych tutaj stromatolitach i twierdzili – bez żadnych dowodów – że poszczególne mikrolaminy fosforanowe w stromatolicie odpowiadają warstwom komórek sinic lub bakterii, które uległy mineralizacji fosforanowej.

Procesy rozkładu i degradacji mat mikrobialnych (tak samo jak innych szczątków organicznych) modyfikują środowisko tak, że powstają dogodne warunki fizyko-chemiczne do wytrącania fosforanów. Jednakże, rozkład materii organicznej maty mikrobialnej nie jest w stanie dostarczyć odpowiednich ilości fosforu do swojej mineralizacji (Föllmi, 1989, 1990; Krajewski, inf. pisemna, 1994). Zatem w opisywanych tutaj stromatolitach zdecydowana większość fosforu musiała mieć swoje źródło poza matą mikrobialną i być dostarczona z zewnątrz. Jednak gdzie było to źródło oraz jaki był mechanizm dostarczania fosforu do maty pozostaje nierozstrzygnięte. Krajewski źródło fosforu upatruje w epizodach eutrofikacji wód morza i raptownym transporcie

detrytycznego fosforu ze strefy pelagicznej do środowiska dennego.

Fosfor dostarczony do środowiska dennego ulegał gwałtownemu wytrącaniu w obrębie maty mikrobialnej, prawdopodobnie w postaci amorficznej substancji fosforanowej (amorphous calcium phosphate precursor - Krajewski, inf. pisemna), która później szybko ulegała krystalizacji do apatytu. W przypadku przedstawionych tutaj stromatolitów apatyt – według Golonki i Rajchla (1972) jest on zbliżony rentgenograficznie do frankolitu – nie uległ jednak dalszej rekrytalizacji do optycznie rozpoznawalnych kryształów i występuje jako substancja optycznie izotropowa. Przyczyną może być prawdopodobna domieszka minerałów ilastych i substancji organicznej. Domieszka taka może powstrzymać rekrytalizację submikroskopowego apatytu do optycznie rozpoznawalnych kryształów (Krajewski, 1981c).

Polewy fosforanowe w kanałach pod stromatolitem w Mydlnikach można porównać do tzw. phosphatic skins, pokrywających twarde dna, ścianki ryc lub konkrecje fosforanowe (Jarvis, 1980; Pedley & Bennett, 1985; Soudry & Lewy, 1990; Lamboy, 1990) lub do niektórych cementów fosforanowych (Krajewski, 1984). Wiązano je z mineralizacją fosforanową cienkich powłok mikrobialnych (Lamboy, 1990). Jednak w opisywanym tutaj przypadku powstały one najprawdopodobniej przez bezpośrednie wytrącanie z roztworów porowych. W ryciach pod stromatolitem dochodziło do okresowego przesycania roztworu i wytrącania fosforanu wapnia. Powstało wiele generacji pól na skutek zasypywania kanałów i ich ponownego odgrzebywania w wyniku działalności organizmów je zamieszkujących. Apatyt podczas diagenety uległ rekrytalizacji do optycznie rozpoznawalnych pręcikowatych kryształów, co mogło być możliwe dzięki brakowi – w przeciwieństwie do stromatolitu – domieszek substancji organicznych.

Na koniec warto zauważyć, że pelagiczny charakter sedymentacji w czasie rozwoju powierzchni niedepozycji i stromatolitu nie uległ zmianie w stosunku do sedymentacji wapienia turońskiego. Osad wapienny w wypełnieniach ryc i drażeń, jak i w stromatolicie, nie różni się w zasadzie od wapienia turoń. Jest to ciągle ten sam wakston otwornicowo-kalcisferowy. Wzbogacony jest on jednak w porównaniu z wapieniem turoń w kwarc, glaukonit, a przede wszystkim w liczne fosfoklasty. Wskazuje to na kondensację spowodowaną prawdopodobnie działalnością prądów, które wymiały drobny materiał, a przynosiły i jednocześnie wzbogacały osad w grubszą frakcję. Materiał kwarcowy jest pochodzenia lokalnego z rozmywania starszych osadów – głównie cenomanu (Marcinowski, 1974; Walaszczyk, 1992). Drobny osad wapienny gromadził się w pułapkach morfologicznych, takich jak zagłębienia ryc i drażeń i interstycja stromatolitu, a także w obrębie maty mikrobialnej. Tego typu sedymentacja pelagiczna zmieniła się dopiero w santonie, na początku nowego cyklu sedymentacyjnego (Rutkowski, 1965; Alexandrowicz, 1969). Zmiana ta była poprzedzona długim okresem rzeczywistego braku sedymentacji (Walaszczyk, 1992).

Interpretacja batymetryczna i paleogeograficzna fosforanowych stromatolitów przedstawiona przez Golonkę i Ra-

jehla (1972) wymaga uaktualnienia. Autorzy ci twierdzili, że stromatolity z Mydlnik i Zabierzowa powstały w warunkach analogicznych do stromatolitów z Bermudów – w płytkiej strefie litoralnej morza epikontynentalnego. Tymczasem pod względem morfologii część z nich przypomina głębokowodne stromatolity (Playford *et al.*, 1976; Wieczorek, 1982; zobacz też Szulczewski, 1968), które są często związane z powierzchniami niedepozycji w środowiskach otwartego morza, szczególnie na podmorskich progach czy też w dystalnych częściach szelfów. W środowiskach tych przy dodatkowej dostawie fosforu, jak pokazują liczne przykłady współczesne i kopalne, może dochodzić do intensywnej fosfatacji osadu na dnie morskim (Einsele, 1992). Przykłady kredowe, do których można porównać przedstawione fosforanowe stromatolity, to mikrobiality występujące wzdłuż północnych obrzeży Tetydy (Krajewski, 1981a; Föllmi, 1989, 1990).

PODSUMOWANIE I UWAGI KOŃCOWE

Opisana z kamieniołomów w Mydlnikach i Zabierzowie powierzchnia niedepozycji jest przejawem istnienia w turonie progę podmorskiego na obszarze obecnej Wyżyny Krakowskiej. Brak sedimentacji i luki, a wśród nich również najbardziej wyrazista luka związana z opisywaną powierzchnią niedepozycji, są skutkiem działalności prądów dennych lub falowania, które wymiatyły osad (Walaszczyk 1992). Brak sedimentacji i związana z tym powierzchnia niedepozycji z ryciami i drażnieniami, mineralizacja glaukonitowa, stromatolity oraz mineralizacja fosforanowa są typowe dla pozbawionych sedimentacji progów podmorskich i dystalnych rejonów szelfów.

Powierzchnia stropowa turonu w opisanych odśloniach nie ma charakteru powierzchni erozyjnej lub jak to określano wcześniej powierzchni abrazyjnej (Alexandrowicz, 1954; Felisiak, 1985). Jest to powierzchnia wykształcona bez istotnego udziału erozji w stropie wapieni turonu – tak przed rozwojem stromatolitu, jak i po zakończeniu jego wzrostu. Wcześniej genezę tej powierzchni na obszarze Wyżyny Krakowskiej wiązano z cyklami regresywno-transgresywnymi (np. Alexandrowicz, 1954) a później z synsedymencyjną tektoniką i abrazją podmorską (Marcinowski, 1974) na wyniesionym progę (zobacz Walaszczyk, 1992). Oczywiście w warunkach progę podmorskiego, narażonego na prądy denne lub falowanie, dochodziło do niszczenia złożonego osadu, ale były to utwory niezłityfikowane – można więc mówić o wymiataniu luźnego osadu, ale nie o abrazji. Natomiast niewątpliwie abrazyjną genezę ma powierzchnia stropowa jury. Jest ona związana z początkiem transgresji kredowej, lecz mogła być nieznacznie przemodelowana również później.

Podziękowania

Przedstawiony artykuł oparty jest w na pracy magisterskiej napisanej w 1992 roku na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Autor dziękuje prof. R. Marcinowskiemu – promotorowi pracy magisterskiej, prof. T. Perytowi za zachętę do napi-

sania tego artykułu, a dr K. Krajewskiemu za życzliwą pomoc i uwagi na temat fosforanów.

LITERATURA CYTOWANA - REFERENCES

- Alexandrowicz, S. W., 1954. Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Polon.*, 4: 361-391.
- Alexandrowicz, S. W., 1969. Transgresyjne osady santonu w okolicach Krakowa. *Zesz. Nauk. AGH*, 211 (Geologia 11): 45-59.
- Barczyk, W., 1956. O utworach górnokredowych na Bonarce pod Krakowem. *Stud. Soc. Sc. Tor.*, 3, Sect. C: 1-23. Toruń.
- Baturin, G. N., 1989. *Fosfority Okeana*. Priroda. Moskwa.
- Bromley, R. G., 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: Frey, R. W. (ed.), *The Study of Trace - fossils*. Springer Verlag, New York, pp. 399-428.
- Burnett, W. C., 1977. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88: 813-823.
- Einsele, G., 1992. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer Verlag, Berlin, 1-628 pp.
- Felisiak, I., 1985. Stop 5 - Zabierzów quarry. *Carpatho - Balkan Geol. Assoc., 13-th Congress. Guide to Excursion 2*. Warszawa, p. 15.
- Föllmi, K. B., 1989. Evolution of the mid - Cretaceous platform triad: carbonates phosphatic sediments and pelagic sediments along the northern Tethys margin. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 23, pp. 1-157.
- Föllmi, K. B., 1990. Condensation and phosphogenesis: example of the Helvetic mid - Cretaceous (northern Tethyan margin). In: Notholt, A. J. G. & Jarvis, J. (eds), *Phosphorite Research and Development*. Geol. Soc. Spec. Publ. No. 52, pp. 237-252.
- Föllmi, K. B., Garrison, R. E. & Grimm, K. A., 1991. Stratification in phosphatic sediments: Illustrations from Neogene of California. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin - Heidelberg, pp. 493-507.
- Głazek, J., Marcinowski, R. & Wierzbowski A., 1971. Lower Cenomanian trace fossils and transgressive deposits in Cracow Upland. *Acta Geol. Polon.*, 21: 343-347.
- Goldring, R. & Kaźmierczak, J., 1974. Ecological succession in intraformational hardground formation. *Palaeontology*, 17: 946-962.
- Golonka, J. & Rajchel J., 1972. Stromatolity z górnej kredy okolic Krakowa. *Kwart. Geol.*, 16: 652-668.
- Gradziński, R., 1972. *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 334 pp.
- Gulbrandsen, R. A., 1969. Physical and chemical factors in the formation of marine apatite. *Econ. Geol.*, 64: 365-382.
- Jarvis, I., 1980. The initiation of the phosphatic chalk sedimentation - the Senonian (Cretaceous) of the Anglo - Paris Basin. In: Bendor, Y. K. (ed.), *Marine Phosphorites - Geochemistry, Occurrence, Genesis*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 29, pp. 167-192.
- Kennedy, W. J. & Garrison, R. E., 1975. Morphology and genesis of nodular phosphates in the Cenomanian Glauconitic Marl of south - east England. *Lethaia*, 8: 339-360.
- Krajewski, K., 1981a. Pelagiczne stromatolity z albu wierchowego Tatr. *Kwart. Geol.*, 25: 731-759.
- Krajewski, K., 1981b. Phosphate microstromatolites in the High Tatra Albian limestones in the Polish Tatra Mts. *Bull. Ac. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, 2: 175-183.
- Krajewski, K., 1981c. Phosphate pisolite structures from condensed limestones of the High - Tatra Albian (Tatra Mts). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 51: 339-352.

- Krajewski, K., 1984. Early diagenetic phosphate in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mts, Western Carpathians. *Sedimentology*, 31: 443-470.
- Krajewski, K., Van Cappellen, P., Trichet, J., Kuhn, O., Lucas, J., Martin-Algarra, A., Prevot, L., Tewari, V. C., Gaspar, L., Knight, R. J. & Lamboy, M., 1994. Biological processes and apatite formation in sedimentary environments. *Eclog. Geol. Helv.*, 87: 701-745.
- Lamboy, M., 1990. Microbial mediation in phosphatogenesis: new data from the Cretaceous phosphatic chalks of northern France. In: Notholt, A. J. G. & Jarvis, I. (eds), *Phosphorite Research and Development*. Geol. Soc. Spec. Publ., 52, pp. 157-167.
- Lewis, D. W. & Ekdale, A. A., 1992. Composite ichnofabric of the mid - Tertiary unconformity on a pelagic limestone. *Palaios*, 7: 222-235.
- Lucas, J. & Prevot, L., 1984. Synthèse de l'apatite par voie bactérienne à partir de matière organique phosphate et divers carbonates de calcium dans des eaux douces et marines naturelles. *Chem. Geol.*, 42: 101-118.
- Marcinowski, R., 1974. The transgressive Cretaceous (Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Polon.*, 24: 117-217.
- Marcinowski, R. & Szulczewski, M., 1972. Condensed Cretaceous sequence with stromatolites in the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Polon.*, 22: 515-539.
- Pedley, H. M. & Bennet, S. M., 1985. Phosphorites, hardgrounds and syndepositional subsidence: A palaeoenvironmental model from the Miocene of Maltese Islands. *Sedim. Geol.*, 45: 1-34.
- Playford, P. E., Cockbein, A. E., Druce, E. C. & Wray, J. L., 1976. Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia. In: Walter, M. R. (ed.), *Stromatolites*. Developments in Sedimentology, 20. Elsevier, Amsterdam, pp. 543-563.
- Różycki, S. Z., 1937. Alb cenoman i turon w okolicy stacji Złoty Potok (koło Koniecpola). *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 9 (1): 19-68.
- Różycki, S. Z., 1938. Stratygrafia i tektonika kredy w okolicach Lelowa w północno-wschodniej części arkusza "Żarki". *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 9 (2): 127-176.
- Rutkowski, J., 1965. Senon okolic Miechowa. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 35: 3-53.
- Rutkowski, J., 1989. Budowa geologiczna rejonu Krakowa. *Przegl. Geol.*, 6: 302-308.
- Soudry, D. & Champetier, Y., 1983. Microbial processes in the Negev phosphorites (Southern Israel). *Sedimentology*, 30: 411-423.
- Soudry, D. & Lewy, Z., 1988. Microbially influenced formation of phosphate nodules and megafossil moulds. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 64: 15-34.
- Soudry, D. & Lewy, Z., 1990. Omission - surface incipient phosphate crusts on early diagenetic calcareous concretions and their possible origin, Upper Campanian, Southern Israel. *Sedim. Geol.*, 66: 151-163.
- Szulczewski, M., 1968. Stromatolity jurajskie w Polsce. *Acta Geol. Polon.*, 18: 1-99.
- Walaszczyk, I., 1992. Turonian to Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geol. Polon.*, 42: 1-122.
- Wieczorek, J., 1982. Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko - Wieluńskiej. *Kwart. Geol.*, 26: 117-135.

Summary

A CRETACEOUS NON-DEPOSITIONAL SURFACE IN THE KRAKÓW UPLAND (MYDLNIKI, ZABIERZÓW): BURROWS, BORINGS AND STROMATOLITES

Marek Jasionowski

The study was undertaken in quarries in Mydlniki and Zabierzów located in the southern part of the Polish Jura Chain, known as the Cracow Upland (Fig. 1). A discontinuity surface between Turonian and Santonian deposits was determined long ago as a submarine non-depositional surface (Różycki, 1937; 1938); but as yet it has not been a subject of detailed analysis – except for the description of stromatolites (Golonka & Rajchel, 1972; see also: Marcinowski & Szulczewski, 1972). This paper provides detailed characteristics of the non-depositional surface followed by some genetic considerations.

A thinning layer of Turonian limestone overlies a flat abraded surface of Jurassic limestone in Mydlniki (Fig. 2). The Turonian limestone (or in places the Jurassic limestone) is covered by a calcareous-phosphatic stromatolite and Upper Santonian marls. The uppermost part of the Turonian limestone and the lowermost part of the stromatolite are bioturbated. A system of furrows with glauconitised walls is observed; the furrows are linked by a network of irregular tubes (Fig. 3). The walls of the tubes are coated by phosphatic skins (Fig. 3a; Fig. 4). The system of channels (furrows and tubes) is interpreted to represent burrows of *Thalassinoides*-type. There is another type of burrow of unknown origin (?bivalves, ?echinoids) located directly below the stromatolite (Fig. 5). Abundant, but atypical borings with glauconitised walls occur at the top of the Jurassic limestone (Fig. 8). All the burrows and borings are infilled with a micritic calcareous deposit containing numerous glauconite and quartz grains and phosphoclasts (Figs 5, 8c, d).

Two beds of Turonian limestone overlie the Jurassic limestone in Zabierzów and these, in turn are covered by Santonian marls (Fig. 9). Abundant burrows occur at the top of the upper bed (Fig. 10, Fig. 11). The walls of the burrows and the top surface of the limestone are glauconitised. The burrows, like in Mydlniki, are infilled with a sediment enriched in quartz, glauconite, and phosphoclasts (Fig. 11c).

At both localities the Turonian and (or) Jurassic limestones are covered by a calcareous-phosphatic stromatolite. The stromatolite varies in thickness, from 0.5 cm to 4 cm. In some places the stromatolite forms a regular polygonal layer, whereas in other places an irregular layer is observed (Figs 3, 12, 13, 14a, b). The stromatolite exhibits irregular lamination. In thin sections, the stromatolite is composed of optically isotropic apatite and micrite with planktonic foraminifers and calcispheres, glauconite, and quartz grains (Figs 6, 7, 15). Phosphatic microstromatolites are observed in places (Figs 6, 15b). The stromatolite may pass laterally into a thin (several cm) layer of bioturbated limestone (Figs 14c, d; 17), containing large oncoids (Figs 16, 18).

The studied non-depositional surface at the top of the Turonian limestone is interpreted as an omission surface or a minor erosional surface (sensu Bromley, 1975), whereas at the top of Jurassic limestone as a rockground which developed on the pre-Turonian abrasion surface (probably of Cenomanian age). After a period of endofauna activity and the infilling of burrows and borings, the bottom was colonised by a microbial mat, which was, in turn, mineralized to form a phosphatic stromatolite cover.

The stromatolite originated due to an interplay of two proc-

esses: 1) trapping and binding of the fine sediment fractions within a microbial mat, and 2) precipitation of phosphate within the mat. The same processes have already been proposed to explain the formation of Albian stromatolites in the Tatra Mts (Krajewski, 1981a). The development of the stromatolite was controlled by the supply of fine calcareous material. Depending on the intensity of this process a spectrum of different types of stromatolitic microstructures can be distinguished: from a thin, phosphatic crust in the case of extremely low detrital accumulation, to a thick limestone layer in case of higher accumulation rate which resulted in the burial of microbial mats.

It is known that microbial mats may offer a favourable environment for phosphate precipitation – but the limiting factor is the content of phosphate dissolved in pore waters (e.g. Föllmi, 1989, 1990; Föllmi *et al.*, 1991; Krajewski *et al.*, 1994). It is also known that the decay of microbial mat organic matter provides only negligible amounts of phosphorus necessary for the mat phosphatisation. Thus the phosphate must come from an external environ-

ment. The source of phosphate and the mechanism of phosphate emplacement within the studied stromatolite remains unknown. Probably it may be related to eutrophication events in the overlying water column of the Turonian basin (Krajewski, 1994, written comm.).

It is important to note that the sediment linked to the non-depositional surface is similar to the host Turonian limestone. This sediment is developed as pelagic wackestone to packstone with planktonic foraminifers and calcispheres but enriched in quartz, glauconite and phosphoclasts. Also the morphology of the stromatolite is typical of pelagic stromatolites (cf. Wieczorek, 1982). It has been formerly suggested that the stromatolite originated in a sublittoral shallow-water environment (Golonka & Rajchel, 1972). Data presented in this paper (along with evidence by Walaszczyk, 1992) suggest that the non-depositional surface originated under pelagic conditions on the submarine rise where there was no or negligible sediment accumulation, due to winnowing or sediment bypass.

