

Stratygrafia, mikrofacje i środowisko sedymentacji osadów keloweju z profilu Włodowic koło Zawiercia

Krzysztof DEMBICZ i Tomasz PRASZKIER

Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: dembicz@o2.pl; pra_tomek@poczta.onet.pl

WSTĘP

Wiele spośród profili keloweju południowej Europy — od Hiszpanii, aż po Kaukaz — charakteryzuje się skrajną kondensacją osadów i obecnością towarzyszących temu zjawisk sedymentologicznych. Najbardziej charakterystycznymi cechami tych profili są: bardzo mała miąższość, silna kondensacja stratygraficzna, obecność luk stratygraficznych, obecność tzw. „warstwy bulastej” i warstw stromatolitowych, masowe nagromadzenie szczątków fauny, występowanie powierzchni korozyjnych oraz ooidów żelazistych. Cechy te rzadko występują jednocześnie — przeważnie współwystępuje jedynie kilka z nich. Spektrum współwystępowania i kombinacji poszczególnych cech jest bardzo duże.

Profil z Włodowic koło Zawiercia należy do grupy nielicznych profili, w których wszystkie wymienione powyżej cechy współwystępują ze sobą. Szczegółowa analiza sedymentologiczna i stratygraficzna tego typu profili pozwoli przybliżyć obraz środowiska sedymentacji tych niezwykłych utworów.

CHARAKTERYSTYKA PROFILU

Stanowisko we Włodowicach położone jest około 300 metrów na południe od rynku, w skarpię drogi Zawiercie — Włodowice (fig. 1). Ze względu na brak naturalnych odsłonień autorzy wykonali szereg kilkumetrowych szybków.

Miąższość uzyskanego profilu wynosi około 2,5 metra, z czego osady keloweju zajmują jedynie około 80 cm. Próbkę i faunę do badań pobierano metodą warstwa po warstwie, co kilka centymetrów.

Czarne ily

Włodowicki profil (fig. 2) rozpoczyna się czarnymi iltami zaliczanymi do częstochowskich iltów rudonośnych, których całkowita miąższość wynosi 80 m (Różycki 1953). W stropowej części iltów radykalnie wzrasta ilość składników ziarnistych, a w szczególności ooidów żelazistych, których zawartość zwiększa się z 1% do 30%. Stan zachowania ooidów żelazistych z czarnych iltów jest bardzo dobry. Cechą charakterystyczną wszystkich ooidów żelazistych z profilu Włodowic jest pospolite występowanie ziaren o jądrze wielokrotnie złożonym, zbudowanym głównie z kwarcu i/lub fragmentów starszych pokruszonych ooidów. Wśród pozostałych składników ziarnistych występujących w czarnych iltach wymienić należy: kwarc (5%), szczątki szkarłupni (5%) i filanty (do 10%) (patrz fig. 3).

Spośród szczątków makrofauny przewodniej stratygraficznie znaleziono tylko jeden fragment amonita należący do rodzaju *Oxyerites* sp., a dokładniej formy typowej dla batonu. Amonit ten znaleziony został 1,2 m poniżej stropu czarnych iltów.

Przejście litologiczne czarnych iltów w nadległe piaszczyste wapienie z ooidami żelazistymi ma charakter stopniowy.

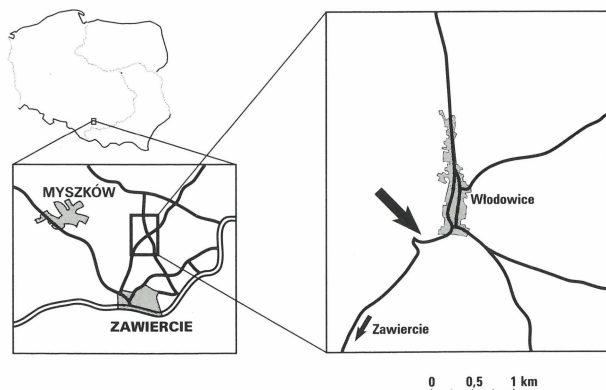


Fig. 1. Mapa okolic Włodowic, strzałka wskazuje obszar, na którym prowadzone były prace ziemne.

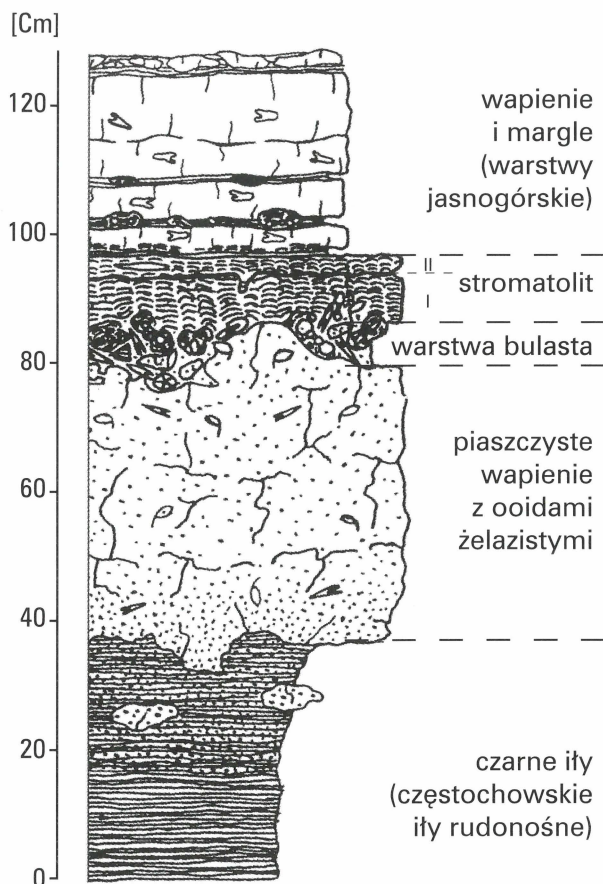


Fig. 2. Profil litologiczno-wietrzeniowy pogranicza jury środkowej i górnej z Włodowic.

Piaszczyste wapień z ooidami żelazistymi

Miażdżość piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi wynosi we Włodowicach około 40 cm. Wapień ten nie posiadają laminacji ani warstwowania. Rozproszenie składników ziarnistych w piaszczystych wapieniach z ooidami żelazistymi jest bardzo nierównomierne. Spowodowane jest to przede wszystkim obecnością bardzo licznych bioturbacji oraz szczątków amonitów, które choć uległy rozpuszczeniu pozostawiły po sobie ślady w postaci wypełnień komór. Poszczególne wypełnienia są wyraźnie zróżnicowane pod względem frakcji i składu tworzącego je materiału ziarnistego. Do badań nad trendami mikrofacjalnymi w profilu pominięto te fragmenty prób, w których występował osad o „anormalnym” zagęszczeniu składników ziarnistych.

Dolna część piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi charakteryzuje się dużą zawartością ooidów żelazistych (około 35%). Stan zachowania ooidów jest stosunkowo dobry (fig. 5A), a większość

zniszczonych ziaren nosi ślady regeneracji. Poza ooidami licznie występuje kwarc detrytyczny (średnio 20%). Mniej licznie występują filamenty (5%) i szczątki szkarłupni (3%). Makrofauna w tej części profilu jest bardzo słabo zachowana i składa się głównie z nielicznych brachiopodów, małży, belemnitów i amonitów.

Część środkowa piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi charakteryzuje się wzrostem zawartości kwarcu (około 30%) i filamentów (20%), spadkiem zawartości ooidów żelazistych (20%), pojawieniem się po raz pierwszy w profilu glaukonitu (5%) oraz otwornic planktonicznych (mniej niż 1%). W tej części profilu obserwuje się również wzrost ilości makrofauny — masowo pojawiają się brachiopody i amonity. Mniej licznie występują belemnity, przeważnie silnie podrażone.

Stropowa część piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi charakteryzuje się licznym występowaniem kwarcu (30%) i ooidów żelazistych (20%). Zmniejsza się ilość filamentów (10%). Bez zmian pozostaje zawartość glaukonitu, szczątków szkarłupni i otwornic planktonicznych.

Pomimo licznego występowania amonitów w piaszczystych wapieniach z ooidami żelazistymi, ustalenie dokładnej stratygrafii tej części profilu napotkało na spore trudności, spowodowane bardzo słabym stanem zachowania fauny. Na podstawie licznie występujących amonitów *Macrocephalites* — form typowych dla dolnego keloweju — piaszczyste wapień oolitowe zaliczono do dolnego keloweju. Dokładniejszą pozycję stratygraficzną udało się ustalić jedynie dla środkowej części wapieni, którą na podstawie licznie występującego amonita *Oryzites subcostarius* (Oppel) zaliczono do poziomu Koenigi, a dokładniej górnej części podpoziomu *Curtilobus* (fig. 4).

Kontakt piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi z wyżej leżącą warstwą bulastą ma charakter nierównej powierzchni o bardzo zróżnicowanej morfologii (fig. 2). Miejscami brak jest warstwy bulastej i bezpośrednio na wapieniach piaszczystych zalega stromatolit. Rostra belemnitów i muszle amonitów położone na granicy piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi i warstwy bulastej charakteryzują się stosunkowo dobrym stanem zachowania części położonej jeszcze w obrębie piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi, natomiast bardzo złym stanem zachowania w częściach położonych w obrębie warstwy bulastej lub stromatolitu.

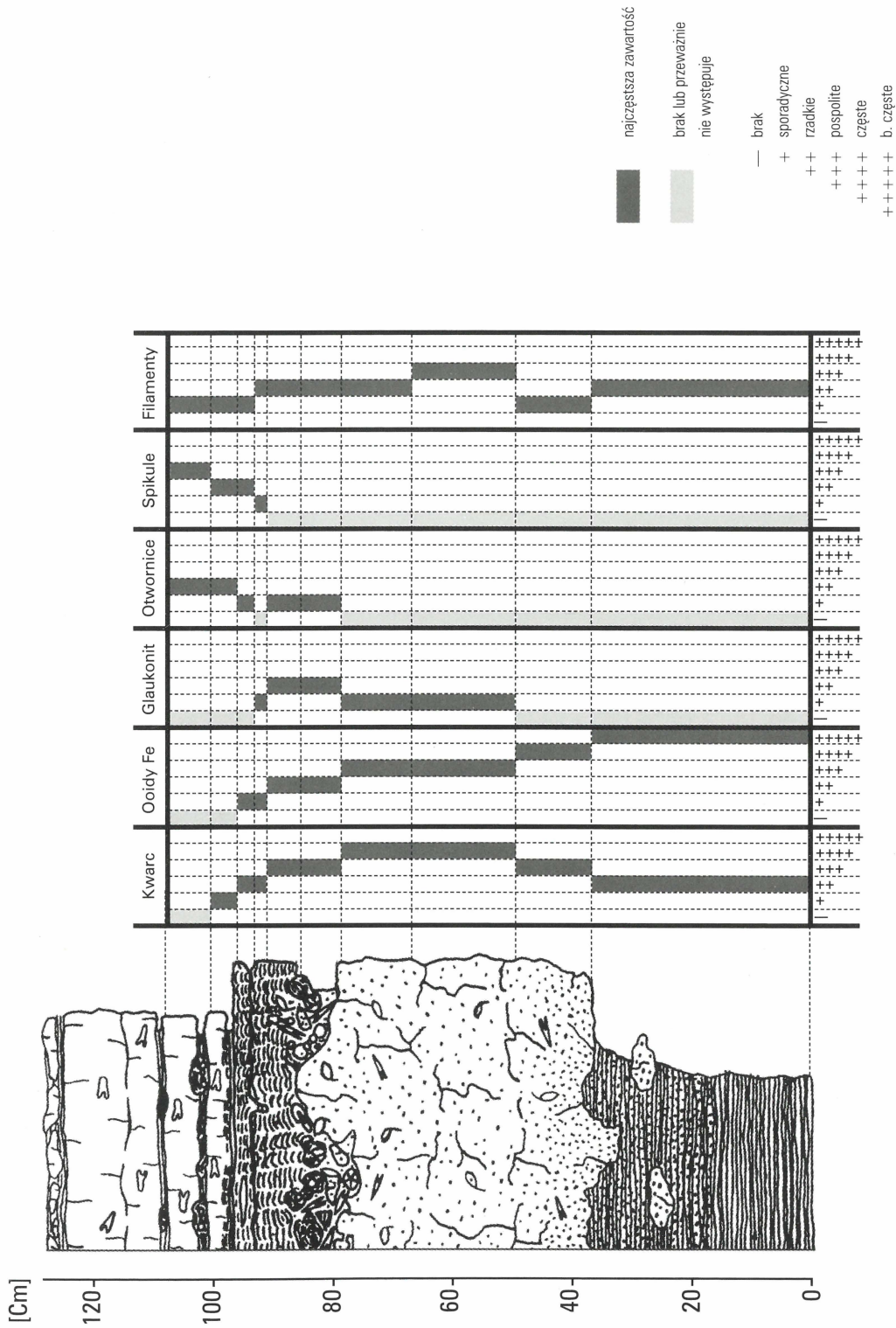


Fig. 3. Rozmieszczenie wybranych składników ziarnistych w profilu z Włodowic (nie brano pod uwagę danych z fragmokonów, stromatolitów i innych miejsc gdzie zachodził może proces segregacji osadu); objaśnienia do profilu na fig. 2.

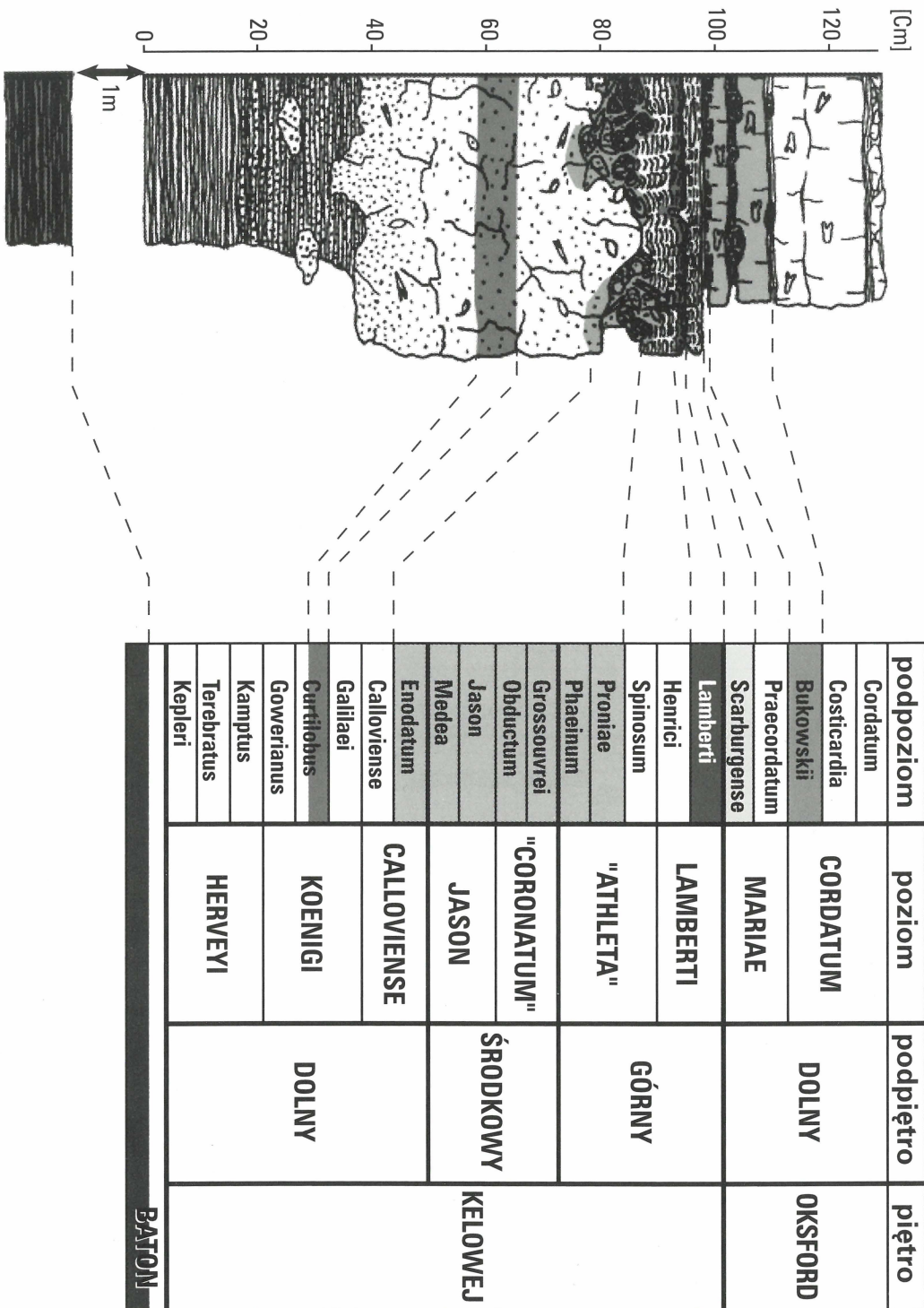


Fig. 4. Szczegółowa stratygrafia wiodowickiego profilu skał pogranicza jury środkowej i górnej; objaśnienia do profilu na fig. 2.

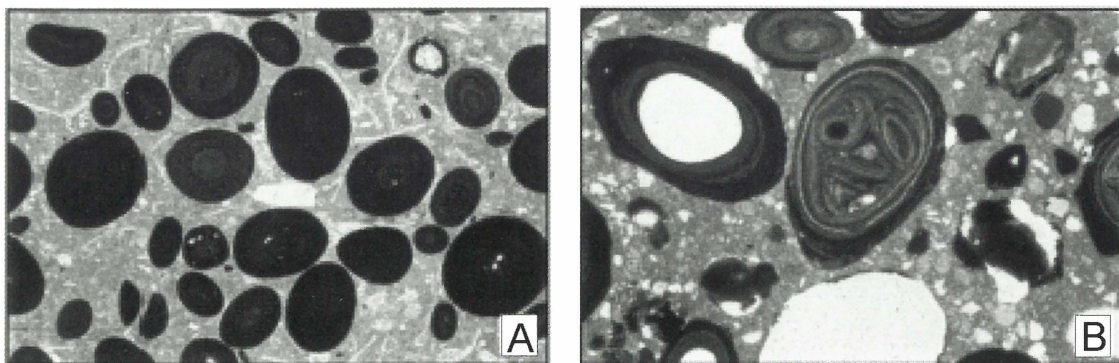


Fig. 5. Dobrze zachowane ooidy żelaziste ze spągowej części piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi (A) oraz słabo zachowane ooidy z warstwy bulastej (B) (w centralnej części zdjęcia ooid z jądrem wielokrotnie złożonym). Powiększenie: Ax15, Bx23.

Warstwa bulasta

Mięszość warstwy bulastej we Włodowicach waha się od 0 cm do 12 cm.

Najważniejszymi cechami warstwy bulastej z Włodowic jest: obecność bardzo licznych litoklastów, masowe nagromadzenie fauny oraz obecność bardzo niejednorodnego matriksu. Ilość klastów jest miejscami tak duża, że ilość matriksu na niektórych zglądach nie przekracza kilku procent powierzchni. Ze względu na nietypowy charakter litologiczny warstwy bulastej zaklasyfikować ją można jako wapień detrytyczny z intraklastami lub jako wapienisty zlepieniec wapienny.

Wapienny matriks obecny pomiędzy klastami

składa się z szeregu odrębnych pól o granicach widocznych mikro i/lub makroskopowo. Pola te różnią się pomiędzy sobą zawartością poszczególnych składników ziarnistych. Dodatkowo w obrębie matriksu licznie występują bioturbacje zaburzające obraz mikrofajalny.

Generalnie w matriksie warstwy bulastej najliczniej występuje kwarc (średnio 20%, lokalnie od 3% do 35%), ooidy żelaziste (średnio 13%, wahając się pomiędzy 3% a 40%), filamenty (średnio 12%), szczątki szkarłupni (11%) i glaukonit (średnio 12%, choć miejscami do 20%). Mniej licznie występują otwornice planktoniczne (średnio 3%, miejscami do 10%) i igły gąbek (średnio 3%, miejscami do 30%).

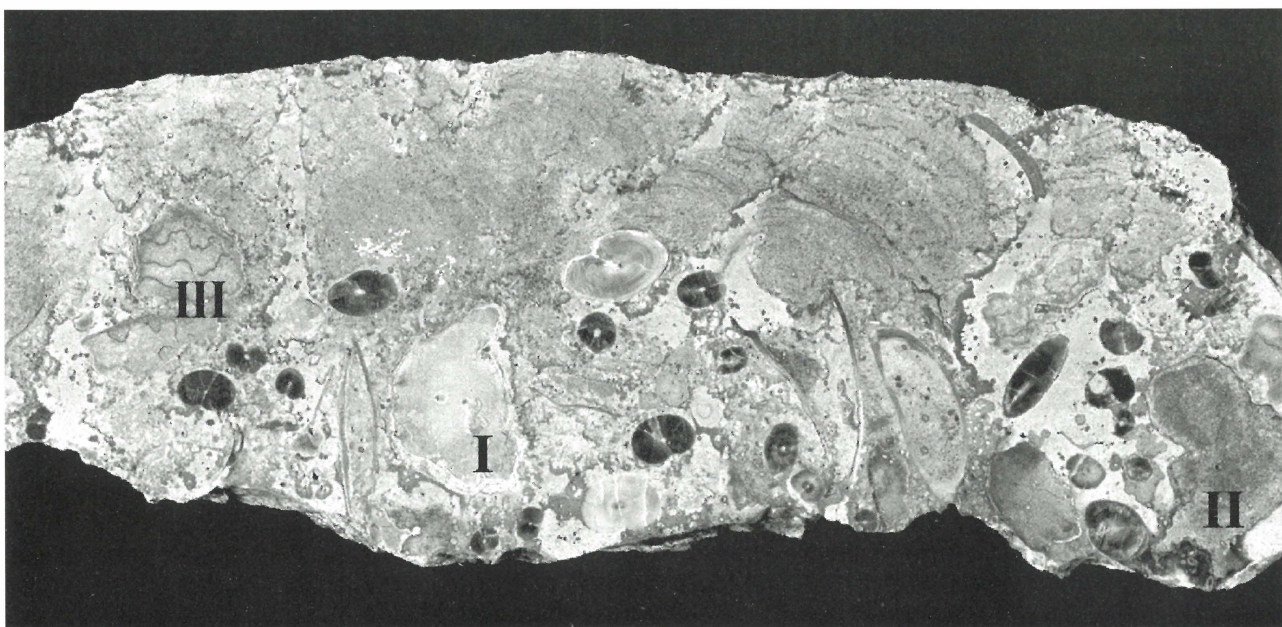


Fig. 6. Fragment warstwy bulastej z licznymi litoklastami I, II i III grupy, wśród bioklastów dominują belemnity oraz szczątki amonitów, w górnej części widoczne stromatolity kolumnkowe; długość okazu 26 cm.

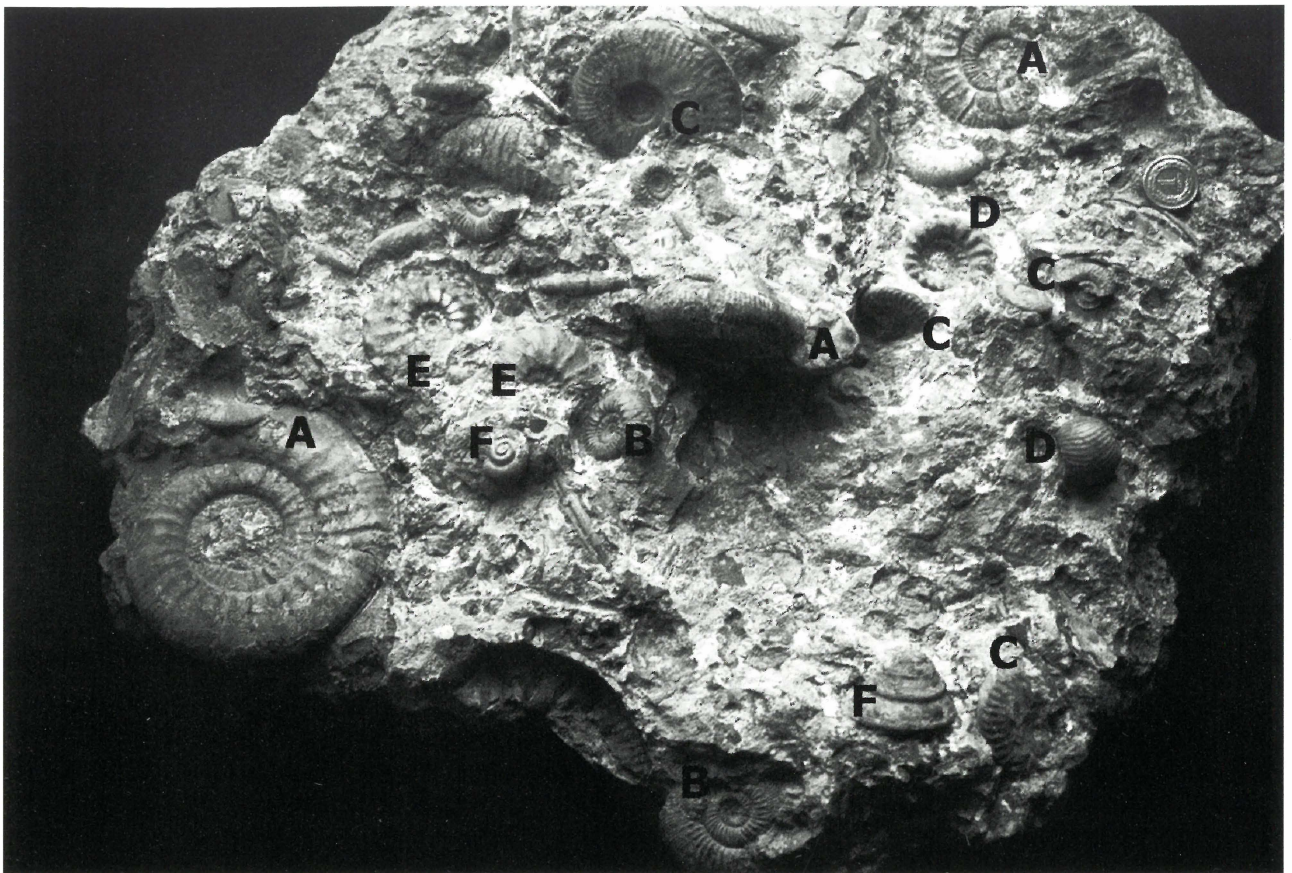


Fig. 7. Odpreparowana powierzchnia warstwy bulastej z licznymi amonitami: A — perysfinkty, B — reinekie, C — hektikocerasy, D — erymnocerasy, E — kosmocerasy oraz towarzyszącymi im ślimakami (F) i belemnitami; wielkość okazu 53 cm.

Należy zwrócić uwagę, iż wiele elementów ziarnistych (głównie ooidów, otwornic i spikul) jest nagromadzonych w szczelinach pomiędzy klastami lub w zagłębieniach. Stan zachowania ooidów jest bardzo słaby — większość z nich jest połamana i niezregenerowana (fig. 5B).

Prócz wymienionych powyżej składników, zidentyfikowane zostały bardzo liczne fragmenty muszli amonitów, belemnity oraz mniej liczne muszle małży i ramienionogów.

Rozmiary litoklastów występujących w warstwie bulastej wahają się od kilku milimetrów do ponad 15 cm. Na podstawie cech litologicznych wyróżniono trzy główne grupy litoklastów. Najstarszą grupą litoklastów (I) są szaro-zielone litoklasty margliste (fig. 6), których wiek na podstawie cyst dinoflagellatów został określony na triasowy (wiad. ust. dr M. Barski). Klasty te stanowią około 25% wszystkich litoklastów, charakteryzują się niewielkimi rozmiarami (1-3 cm) i elipsoidalnym kształtem. Część z nich porośnięta jest przez serpule i podrażona. Najliczniejszą grupą litoklastów (II) są rdzawo-

-żółte litoklasty wapienne z licznymi ooidami żelazystymi i kwarcem. Stanowią one około 40% wszystkich litoklastów. Mają przeważnie kształt kulisty, a ich rozmiary przekraczają czasem 15 cm. Wiele z klastów tej grupy stanowi silnie zerodowane ośrodki makrocefalitów, redeponowane z poniższych wapieni. Trzecią grupę litoklastów (III) stanowią, stosunkowo nieliczne, szare litoklasty wapienne ze spikulami i otwornicami planktonicznymi. Ich rozmiary wynoszą od 1 cm do ponad 10 cm. Prawie wszystkie klasty tej grupy to fragmenty lub kompletne amonity (głównie fragmokony), przeważnie kosmocerasy, perysfinkty i hektikocerasy. Ich kontakt z otaczającym osadem jest ostry i często podkreślony tlenkami żelaza. Dodatkowo, w przypadku redeponowanych amonitów, często ich ośrodki porośnięte są przez serpule, co świadczy o tym, że ośrodki te były zlitfikowane już w czasie wzrostu serpul.

Wartym wspomnienia jest fakt występowania na niektórych litoklastach laminowanych powłok żelazistych, analogicznych do tych, które budują

ooidy żelaziste. Na jednym z połamanych klastów zaobserwowano połamane wraz z nim laminowane powłoki żelaziste, co świadczy o tym, iż powstawały one w trakcie tworzenia się warstwy bulastej.

Znaczącym jest też fakt występowania w warstwie bulastej zjawiska zwanego „efektem parasola”, polegającego na tym, iż we wklęsłych elementach fragmentów muszli nagromadzony jest gruboziarnisty osad uziarniony frakcyjnie.

Fauna w obrębie warstwy bulastej nagromadzona jest w sposób masowy. Wielkość szczątków waha się od 0,1 mm do ponad 20 cm. Każda z grup skamieniałości charakteryzuje się odrębnymi cechami tafonomicznymi.

Otwornice zachowane są przeważnie w postaci pokruszonych fragmentów, miejscami znacznie nagromadzonych.

Gąbki zachowane są głównie w postaci pojedynczych spikul, często połamanych. Jedynie w kilku okazach rozpoznano gąbki zachowane jako tzw. „mumie” z pierwotnym układem igieł. Na podstawie tych okazów stwierdzić można, iż część gąbek należy do rzędu Lychniskida (oznaczenie prof. J. Trammer).

Korale, w obrębie warstwy bulastej, należą do bardzo rzadkich skamieniałości. Wszystkie znalezione okazy należą do koralii osobniczych z rodziny Thecocyathidae (oznaczenie dr J. Stolarski).

Małże zachowane są w postaci izolowanych skorup i filamentów. Wśród zebranych okazów oznaczono zarówno małże bezsyfonowe jak i długosyfonowe, należące m. in. do gatunków: *Lima duplicata* Sowerby, *Pleuromya varians* Agassiz, *Pleuromya donacina* Romer.

Ślimaki są najrzadziej występującymi we Włodowicach mięczakami. Wszystkie zebrane okazy należą do ślimaków gruboskorupowych. Znaczącym jest, że wszystkie większe okazy są zawsze silnie zniszczone i pokruszone. Wśród ślimaków dominują (ponad 80%) pleurotomarie.

Głowonogi są najliczniej reprezentowaną grupą skamieniałości w warstwie bulastej.

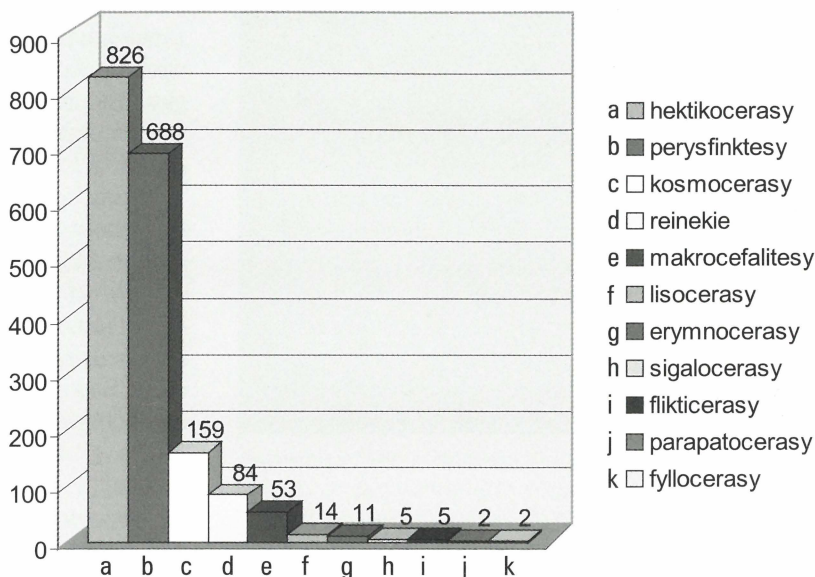


Fig. 8. Udział ilościowy z poszczególnych grup w zespole amonitów z warstwy bulastej z Włodowic; liczby oznaczają ilość okazów.

Belemnity są najliczniejszymi ze wszystkich skamieniałości w obrębie warstwy bulastej. Ich rostra rozproszone są nierównomiernie, ułożone chaotycznie (w tym część pionowo) i często połamane. Wiele z nich wystaje z warstwy bulastej i przechodzi do wyżej leżącej warstwy stromatolitowej. Stan zachowania rostrów belemnitów jest bardzo zróżnicowany — od prawie kompletnych, dwudziestocentymetrowych rostrów po ich obtoczone fragmenty. Zachowany zespół zawiera zarówno rostra należące do osobników młodocianych, jak i dorosłych. Większość z okazów pokryta jest gęsto siecią drażeń i serpulami. Wśród zebranych okazów oznaczono: *Gastrobelus vantroplanus* (Voltz, 1830), *Hibolites hastatus* (Blainville, 1827), *Hibolites semihastatus* (Blainville, 1827) oraz *Megatheuthis giganteus* (Scholtheim, 1820).

Łodziki są jednymi z najrzadszych we Włodowicach skamieniałości. Sporadycznie są zachowane w całości, występują przeważnie w postaci fragmentów fragmokonów.

Amonity są drugą co do liczebności, a zarazem najważniejszą pod wieloma względami grupą skamieniałości z Włodowic. Ich stan zachowania jest bardzo zróżnicowany — obok pokruszonych fragmentów występują okazy kompletne. Do rzadkości należą okazy zachowane z najdelikatniejszymi elementami (np. protokonchą, lejkami syfonalnymi czy uszkami), choć zdarzają się także okazy doskonale

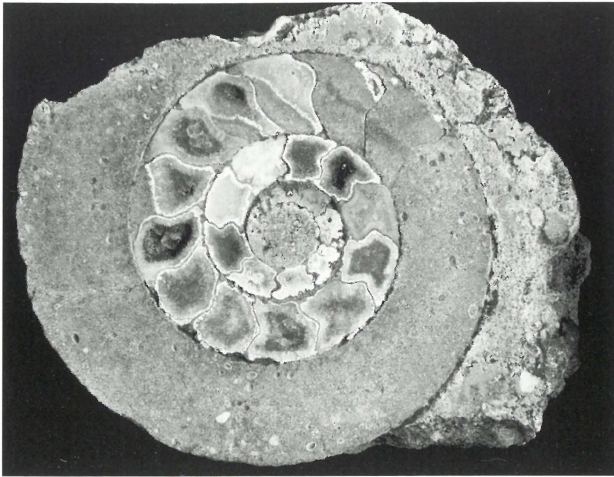


Fig. 9. Amonit, będący jądrem onkoidu (opis w tekście); wielkość okazu 5 cm.

zachowane (np. z obydwoma uszkami). Wyraźniej lepiej zachowane są amonity o grubszych skorupach (np. formy dorosłe) niż cienkoskorupowe (np. formy młodociane). Słabiej zachowane są też formy o pękających muszlach. Większość amonitów ma zachowaną muszlę.

Nagromadzenie szczątków amonitów w warstwie bulastej jest tak duże, że procentowo nieliczne, kompletne lub prawie kompletne okazy występują w ilości około 80 do 160 sztuk na 1 m² (fig. 7). Rozmiary amonitów są bardzo zróżnicowane i wynoszą od 0,5 cm do 25 cm, przy czym niektóre fragmenty skorup pochodzą od osobników o średnicy około 50 cm. Dominują formy o wielkości 5-10 cm. Ułożenie muszli w warstwie jest całkowicie przypadkowe, niewiele okazów spoczywa w pozycji horyzontalnej, liczne są za to przypadki wertykalnej pozycji spoczynku.

Część z amonitów (np. wszystkie makrocefality) jest klastami II grupy. Pozostałe okazy wypełnione są osadem identycznym z otaczającym je matriksem co świadczy o tym, że opadły na dno w trakcie tworzenia się warstwy bulastej. Analiza mikrofacjalna osadu wypełniającego wnętrza amonitów ma więc duże znaczenie dla rozważań stratygraficznych.

Amonity występujące w warstwie bulastej należą do wielu rodzin. Udział poszczególnych rodzin w zespole amonitowym przedstawiono na fig. 8.

Bardzo bogata fauna amonitowa z warstwy bulastej została podzielona na dwie grupy na podstawie cech tafonomicznych. Pierwsza z nich składa się głównie z makrocefalitesów, które są najprawdopodobniej redeponowane z piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi i w związku z tym nie mogą

być rozpatrywane dla oznaczenia wieku warstwy bulastej. Druga grupa, uznana za równowiekową z czasem powstawania warstwy bulastej cechuje się wielkim bogactwem taksonów. Spośród zebranych okazów amonitów na szczególną uwagę ze względu na znaczenie stratygraficzne zasługują: *Sigaloceras (C.) enodatum* (Nikitin), *Kosmoceras baylei* Tintant, *Kosmoceras obductum* (Buckman), *Kosmoceras bigoti* Douville, *Kosmoceras pollux* (Reinecke), *Kosmoceras bizeti* Douville, *Kosmoceras clavifer* Tintant, *Kosmoceras* f. af. *fibuliferum* Buckman, *Kosmoceras superbum* Kopik, *Kosmoceras proniae* Teisseyre, *Macrocephalites lamellosus* (Sowerby), *Reineckeia stuebeli* Steinmann, *Reineckeia anceps* (Reinecke), *Collotia multico-stata* (Petitclerc), *Hecticoceras (R.) rossiense* Teisseyre, *Phlycticeras pustulatum* (Reinecke), *Erymnoceras baylei* Jeannet, *Erymnoceras doliforme* Roman i in. (Dembicz 2001). Na podstawie obecności wyżej wymienionych przewodnich form stwierdzono, iż warstwa bulasta reprezentuje najwyższy podpoziom dolnego keloweju — *Enodatum*, podpoziomy keloweju środkowego — *Medea*, *Jason*, *Obductum* i *Grossouvrei* oraz najniższe podpoziomy keloweju górnego — *Phaeinum* i *Proniae* (patrz fig. 4). Łączny czas trwania tych podpoziomów, a co z tego wynika „czas skondensowany” w warstwie bulastej to ponad 1 mln lat (Odin i Odin 1990).

Serpule są stosunkowo pospolitymi skamieniałościami w warstwie bulastej. Porastają one powierzchnie litoklastów oraz skamieniałości, często ze wszystkich stron.

Mszywioty występują sporadycznie w formie kolonii porastających muszle amonitów.

Ramienionogi są jedną z licznie reprezentowanych grup skamieniałości. Zachowane są przeważnie w postaci pokruszonych fragmentów lub kompletnych, dwuskorupkowych okazów. Część ramienionogów ma charakter litoklastów II grupy.

Szkarłupnie zachowane są przeważnie jako pokruszone fragmenty. Bardzo rzadko spotykane są kompletne okazy jeżowców nieregularnych *Collyrites* sp. Równie nieliczne są duże (do 1,5 cm średnicy), pojedyncze trochity. Ich stan zachowania jest przeważnie dobry.

Do pojedynczych znalezisk należą zęby **ryb chrzęstnoszkieletowych**. Wszystkie one charakteryzują się obecnością dobrze zachowanego szkliwa i brakiem podstawy.

Powyżej warstwy bulastej zalegają dwie warstwy stromatolitowe (I i II).

I warstwa stromatolitowa

Stromatolity budujące I warstwę stromatolitową (fig. 2) można podzielić, ze względu na morfologię, na trzy rodzaje występujące w następującej kolejności: I — onkoidowy, II — kolumnkowy, III — powłokowy (podział wg Dromart i in. 1994). Należy zaznaczyć, że stromatolity z Włodowic charakteryzują się bardzo dużą zmiennością w poziomie, a żaden z rodzajów (I-III) nie występuje w sposób ciągły. Najczęściej w sekwencji brak jest stromatolitu powłokowego. Duże zróżnicowanie stromatolitów prowadzi do wahań miąższości warstwy, która wynosi od 0 cm do 10 cm (przeważnie 5-7 cm).

Laminacja, widoczna zarówno makro- jak i mikroskopowo we wszystkich typach stromatolitu, podkreślona jest przez płasko ułożone filamenty, nagromadzenia detrytycznego kwarcu oraz tlenki żelaza.

We wszystkich obserwowanych miejscach struktury stromatolitowe zaczęły rozwijać się na twardych elementach podłoża (litoklastach i muszlach) tworząc na początku onkoidy. Rozmiary onkoidów są bardzo zróżnicowane i wynoszą od 2 cm do 25 cm. Wszystkie badane onkoidy należą do typu o przeciwstawnym ułożeniu powłok półkolistych. Większość onkoidów ma kształt dyskoidalny, co wynika z faktu, iż ich jądrami są amonity (90% przypadków), z których większość (95%) zachowana jest w całości. Stan zachowania amonitów będących jądrami onkoidów jest bardzo charakterystyczny (fig. 9) — pierwsze skręty wypełnione są grubokrystalicznym kalcytem i/lub kwarcem, następnych kilka komór ma doskonale zachowane struktury geopetalne, a osad w tych komorach, oraz w dalszej części frakmokonu (maksymalnie 1 skręt) jest doskonale przefiltrowany (pozbawiony składników ziarnistych), dalsza część

muszli wypełniona jest osadem bez znamion segregacji. Wiele z okazów zachowanych jest z kompletnymi ujściami i uszkami.

Pozostałe onkoidy rozwinięte są wokół litoklastów, głównie II grupy.

O zachodzącej w trakcie formowania się onkoidów wczesnej diagenetyce świadczy fakt występowania odwróconych struktur geopetalnych w obrębie amonitów stanowiących jądra onkoidów (fig. 10). Dowodzi to, iż w czasie powstawania onkoidu osad wewnątrz frakmokonu był zlitfikowany (Wieczorek 1979).

Na większości onkoidów rozwinięte są stromatolity kolumnkowe o wysokości od 2 cm do 7 cm. Interstycja pomiędzy kolumnkami wypełniona są osadem przypominającym matriks warstwy bulastej, z tym, że pozbawionym większych elementów.

Miejscami, powyżej stromatolitu kolumnkowego narasta stromatolit powłokowy, o grubości nie przekraczającej 5 cm.

Powierzchnia I warstwy stromatolitowej pokryta jest charakterystycznymi strukturami poligonalnymi (fig. 11).

Zebranie informacji do prześledzenia trendów w rozwoju mikrofacji, zarówno z I jak i II warstwy stromatolitowej napotkało wiele problemów. Już sama geneza stromatolitów mówi o selektywnym doborze „przyswajanych” składników, faworyzującym składniki ziarniste. Dlatego, potraktowanie obrazu mikrofacjalnego otrzymanego ze stromatolitów jako reprezentatywnego dla tego etapu sedymentacji prowadziło by do uzyskania zakłamanych wyników. Z tego powodu do odtworzenia trendów w rozwoju mikrofacji użyto osadu wypełniającego niewielkie, kilkucentymetrowe „pułapki” położone w obrębie stromatolitu (fig. 12), wypełnione słabo wysortowanym materiałem.

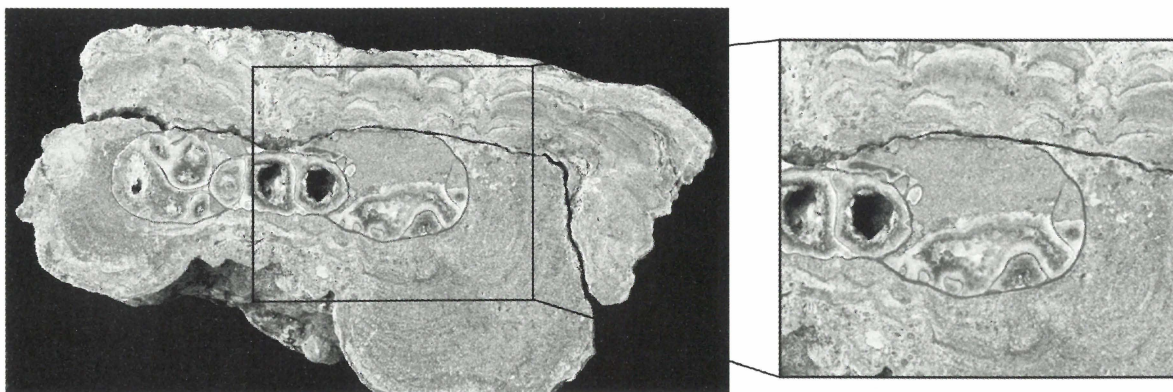


Fig. 10. Amonit (peryfsfink) stanowiący jądro onkoidu, z zachowaną odwróconą strukturą geopetalną, od góry porośnięty stromatolitem powłokowym; wielkość okazu 12 cm.

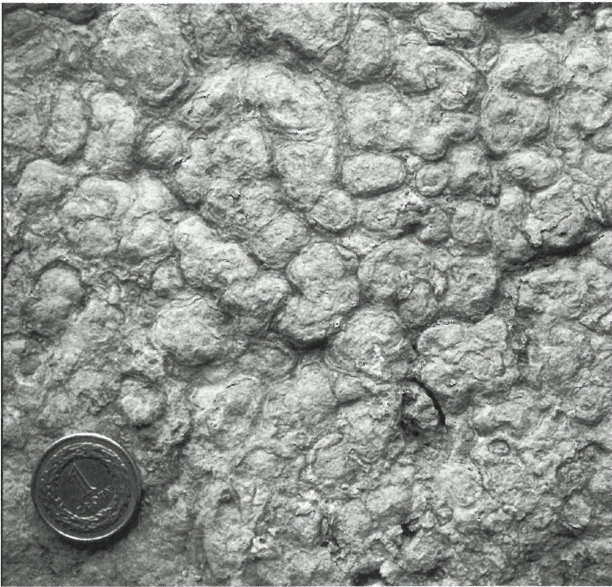


Fig. 11. Struktury poligonalne na powierzchni I warstwy stromatolitowej.

Analiza osadu zawartego w „pułapkach” pozwoliła zaobserwować znaczny wzrost ilości igieł gąbek i otwornic planktonicznych (średnio o około 5%), oraz spadek zawartości kwarcu i filamentów (średnio o około 10%) ku górze profilu. Ilość pozostałych składników pozostaje bez zmian (fig. 3).

W obrębie całej I warstwy stromatolitowej skamieniałości występują bardzo rzadko, z wyjątkiem amonitów stanowiących jądra onkoidów. W wyższych częściach warstwy znaleziono jedynie fragmenty muszli uwiecznione pomiędzy powłokami stromatolitowymi lub w interstycjach. Wśród zebranych okazów rozpoznano między innymi amonity z gatunku *Quenstedtoceras lambertii* (Sowerby), indeksowego dla podpoziomu Lamberti. Nie wyróżniono podpoziomów Spinosum i Henrici, które prawdopodobnie „ukrywają się” w niższej części I warstwy stromatolitowej. Jeśli przyjąć to założenie to czas tworzenia się I warstwy stromatolitowej wynosiłby ponad 1 mln lat (Odin i Odin 1990)

II warstwa stromatolitowa

II warstwa stromatolitowa zbudowana jest w większości ze stromatolitów powłokowych, a jej miąższość waha się od 3,5 cm do 7 cm. Cała warstwa jest wyraźnie trójdzielna — dolna część zbudowana jest ze stromatolitu o wyraźnych interstycjach i płaskiej powierzchni stropowej, środkowa część zbudowana jest z sąsiadujących ze sobą soczewek, o płaskim spągu i wypukłym stro-

pie, zbudowanych z wapieni pelitowych, część górna zbudowana jest ze stromatolitu powłokowego dostosowującego się swoim kształtem do nierówności podłoża.

Do prześledzenia rozwoju mikrofacji w profilu użyte zostały informacje zawarte w soczewkach zbudowanych z wapieni pelitowych, tworzących środkową część warstwy. Najliczniejszym składnikiem ziarnistym tych wapieni są spikule (najczęściej około 15%), potem szczątki szkarłupni (około 10%), filanty (około 10%), kwarc (około 8%) i otwornice planktoniczne (5%). Ooidy żelaziste oraz glaukonit pojawiają się jedynie w postaci pojedynczych, bardzo słabo zachowanych ziaren.

Spośród szczątków makrofauny rozpoznano „mumie” gąbek, fragmenty ślimaków i ramienionogów. Na podstawie znalezisk przewodnich amonitów — *Quenstedtoceras mariae* — wiek tej warstwy oznaczono na najniższy poziom oksfordu Mariae.

Wapienie gąbkowe

Powyżej opisanej części profilu zalegają typowe wapienie i margle gąbkowe oksfordu należące do poziomu Cordatum dolnego oksfordu i zaliczane są one do warstw jasnogórskich.

GLÓWNE TRENDY W ROZWOJU MIKROFACJI

Za najbardziej znaczące składniki ziarniste w profilu Włodowic uznać należy kwarc, ooidy żelaziste, glaukonit, spikule, filanty i otwornice (Praszkiar 2001).

Zarys trendów w zmianach zawartości poszczególnych składników w profilu Włodowic obrazuje fig. 3.

Najważniejsze dla próby rekonstrukcji warunków powstawania skrajnie skondensowanego profilu Włodowic są zjawiska:

- malejącej ku górze, aż do całkowitego zaniku powyżej stromatolitu, zawartości ooidów żelazistych i towarzyszącemu temu pogarszaniu się stanu ich zachowania,
- wzrostu zawartości kwarcu (w środkowej części profilu), a następnie stopniowe zmniejszanie się jego ilości, aż do całkowitego zniknięcia powyżej pierwszej warstwy wapieni gąbkowych,
- pojawienia się glaukonitu jedynie w obrębie środkowej i stropowej części wapieni piaszczystych, warstwie bulastej i I warstwie stromatolitowej,

- pojawienie się spikul i otwornic w górnej części profilu – w warstwie bulastej, a następnie wzrost znaczenia tych składników,
- spadek ku górze profilu ilości filamentów.

Podsumowując obserwacje mikrofacjalne poczynione w profilu Włodowic szczególną uwagę zwrócić należy na wyraźne przejście mikrofacjalne na pograniczu keloweju i oksfordu od mikrofacji filamentowo-kwarcowo-oidowej do gąbkowo-otwornicowej. Zagadnienie ewolucji mikrofacji na pograniczu keloweju i oksfordu wymaga dalszych badań, jednak już teraz zauważyć można pewne podobieństwa z profilami badanymi przez A. Wierzbowskiego, M. Jaworską i M. Krobickiego (1999) w Pieninach, gdzie podobnie jak we Włodowicach zmiana mikrofacji z filamentowej na otwornicową następuje w pobliżu granicy kelowej oksfordu.

ŚRODOWISKO POWSTAWANIA OSADÓW KELOWEJU ODTWORZONE Z PROFILU WŁODOWIC

Piaszczyste wapienie z ooidami żelazistymi

Obecność amonitów, ramienionogów, belemnitów i licznych bioturbacji świadczy o pełnomorskim, dobrze natlenionym środowisku.

Wzrost ilość fauny w górnej części piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi świadczy najprawdopodobniej o początkach kryzysu sedymentacyjnego, a co z tego wynika o początkach zjawisk kondensacji. Tezę tę potwierdza też pojawienie się glaukonitu, które najprawdopodobniej wywołane było spadkiem tempa akumulacji osadu.

Spadek zawartości ooidów żelazistych, a przede wszystkim pogarszanie się stanu ich zachowania w górnej części profilu świadczy, iż najprawdopodobniej były one redeponowane ze starszych osadów (przypuszczalnie ilów).

Warstwa bulasta

Na podstawie danych uzyskanych z profilu Włodowic nie można w pełni odtworzyć środowiska, w którym powstawała warstwa bulasta, a jedynie określić wybrane cechy tego środowiska.

Charakter kontaktu piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi z warstwą bulastą oraz obecność litoklastów II grupy świadczą jednoznacznie o erozyjnym charakterze tego kontaktu. Rozstrzygnięcie czy jest to efekt erozji fizycznej czy chemicznej wymaga dalszych badań. Pojawienie się

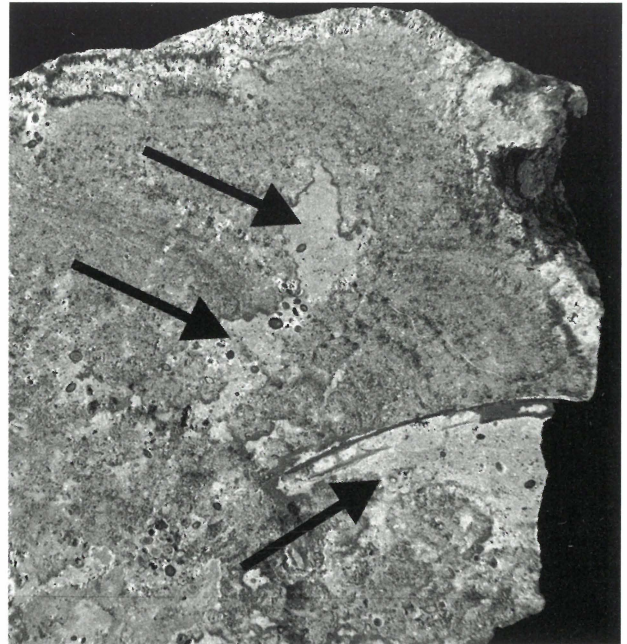


Fig. 12. Utworzone w obrębie stromatolitu „pułapki” z wapieniami niebiogenicznymi; wielkość okazu 9 cm.

powierzchni erozyjnej świadczy najprawdopodobniej o maksymalnym nasileniu kryzysu sedymentacyjnego.

Szczegółowa analiza matriksu warstwy bulastej skłania autorów do przekonania, iż powstawał on w wyniku wieloetapowego procesu. Najbardziej prawdopodobne wydaje się, iż taki obraz matriksu (szereg pól o zróżnicowanej zawartości składników ziarnistych) powstał na skutek nałożenia się lokalnej różnorodności środowisk sedymentacji z okresowymi wzrostami energii środowiska na „normalną” akumulację węglanów. Charakter samego matriksu świadczy raczej o przełamaniu kryzysu sedymentacyjnego i początku ponownego rozwoju sedymentacji węglanowej. Najprawdopodobniej większość tworzącego się osadu węglanowego była wmywana w okresach zwiększonej energii środowiska, a na dnie pozostawał jedynie bruk złożony z litoklastów i muszli. Miejscami, pomiędzy twardymi elementami podłoża zachowały się resztki mułu węglanowego, który po lityfikacji utworzył szereg odrębnych pól, z których składa się matriks warstwy bulastej. Tak więc spośród powstającego przez ponad 1 mln lat osadu pozostały jedynie „strzępy”, natomiast stosunkowo odporne lito- i bioklasty uległy znacznemu nagromadzeniu i silnemu wymieszaniu.

Klasty I grupy obserwowane w warstwie bulastej są najprawdopodobniej fragmentami osadów kajpru, który w okolicach Zawiercia wykształcony jest

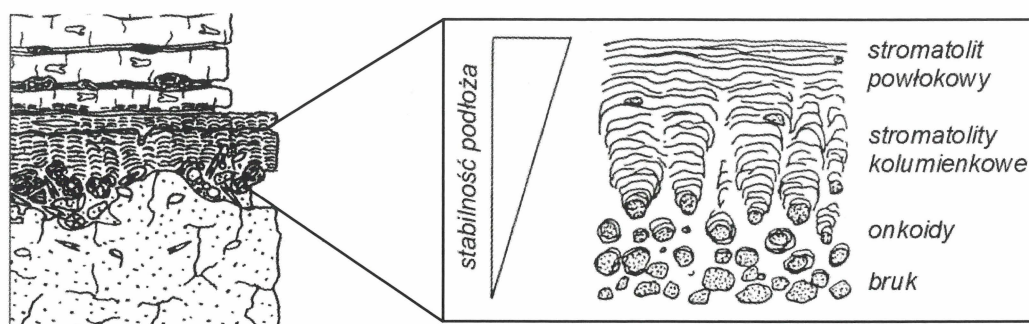


Fig. 13. Schemat rozwoju stromatolitu budującego I warstwę stromatolitową (na podstawie Dromart i in. 1994); objaśnienia do profilu na fig. 2.

w bardzo podobny sposób. Problematiczne jest jedynie umiejscowienie obszaru alimentacyjnego dla tych klastów, gdyż nie znane są z okolic Zawiercia profile, w których osady keloweju zalegałyby bezpośrednio na osadach kajpru, a ze względu na słabą zwięzłość klastów marglistych należy wykluczyć możliwość długiego transportu.

Klasty II grupy odpowiadają swoim obrazem mikrofacjalnym i składem faunistycznym stropowej części piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi, z których erozji najprawdopodobniej powstały.

Klasty III grupy są najprawdopodobniej fragmentami osadu tworzącego warstwę bulastą, który uległ wczesnej lityfikacji i nie uległ erozji wywołanej okresowymi wzrostami energii środowiska.

Obecność bentosu sesylnego obrastającego wszystkie klasty (zarówno lito- jak i bioklasty) świadczy o przynajmniej okresowej ekspozycji tych składników na dnie zbiornika. Nagromadzenie, w jakim występują klasty, świadczy o tym, iż po okresach erozji mułu węglanowego musiały one tworzyć warstwę bruku na dnie.

Obecność gąbek krzemionkowych, rzadki bentos, monospecyficzny zespół koralów z rodziny Thecozyathia¹, dominacja ślimaków z grupy pleurotomarii oraz masowe występowanie nektonicznej fauny dobitnie wskazują na głębokomorskie, normalnie zasolone środowisko sedymentacji.

Zespół małży z formami długosyfonalnymi dowodzi przynajmniej czasowej obecności co najmniej dziesięciocentymetrowej warstwy mułu węglanowego na dnie zbiornika, co potwierdza hipotezę o przełamaniu kryzysu sedymentacyjnego i początku rozwoju sedymentacji węglanowej.

Specyficzny stan zachowania fauny w warstwie bulastej jest prawdopodobnie efektem intensywnego niszczenia muszli w okresach zwiększonej energii

środowiska. Chaotyczne ułożenie skamieniałości wynika najprawdopodobniej z faktu, iż dno, na które opadały muszle było bardzo nierówne i pokryte brukiem.

Obecność nielicznych, dobrze zachowanych amonitów jest prawdopodobnie efektem ulokowania ich muszli we fragmentach osadu, który nie został wymyty.

Przyczyny okresowych wzrostów energii środowiska pozostają niewyjaśnione. Niektórzy autorzy dopatrują się ich w gwałtownych sztormach, lub w falach tsunami, których podstawa mogła sięgać do kilkuset metrów (Gygi 1981).

I i II warstwa stromatolitowa

Twarde elementy spoczywające na dnie morskim stały się ośrodkami wzrostu dla stromatolitów. Najprawdopodobniej na początku były to niewielkie maty, obracane w czasie wzrostów energii środowiska, które utworzyły onkoidy. Doskonały stan zachowania muszli amonitów oraz obecność pustych przegród (obecnie wypełnionych kalcytem i kwarcem) świadczą o tym, iż musiały one być bardzo szybko obrastane przez stromatolity. Z czasem, gdy rozmiary onkoidów znacznie wzrosły podłoże ustabilizowało się. Wtedy to wzrost rozpoczęły stromatolity kolumnienkowe, z których połączenia powstały stromatolity powłokowe (fig. 13).

W czasie rozwoju stromatolitów nie doszło zapewne do zahamowania tempa produkcji mułu węglanowego, czego dowodzi charakter osadu zachowanego w pułapkach i soczewkach w obrębie stromatolitu — nie wykazuje on żadnych przejawów spadku tempa sedymentacji. Najprawdopodobniej powstający muł węglanowy był wynoszony przez prąd, a na dnie pozostawały jedynie składniki ziarniste wyłapywane przez stromatolity.

¹Współczesne koralce z tej rodziny żyją na głębokościach kilkuset metrów i podobnie szacuje się głębokość występowania form kopalnych (wiad. ust. dr J. Stolarski).

Skamieniałości zachowane w interstycjach jedynie w postaci fragmentów świadczą również o zjawisku intensywnego „przemiatania” osadu po dnie.

Powstanie soczewek w obrębie II warstwy stromatolitowej wiązać należy najprawdopodobniej z okresowym całkowitym spadkiem energii środowiska, a co za tym idzie czasowym „zasypaniem” stromatolitu. Podobny proces zahamował też ostatecznie wzrost stromatolitu po utworzeniu się górnej części II warstwy stromatolitowej, rozpoczynając powstawanie wapieni gąbkowych.

PODSUMOWANIE

Przeprowadzona analiza mikrofacjalna pozwoliła stwierdzić:

- dominację mikrofacji filamentowo-kwarcowo-oolitowej w osadach keloweju
- zmianę dominującej mikrofacji na granicy kelowej/oksford
- dominację mikrofacji gąbkowo-otwornicowej w osadach oksfordu

Na podstawie analizy mikrofacjalnej wypełnień frakcjonów stwierdzono, iż część zespołu faunistycznego z warstwy bulastej jest redeponowana z piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi.

Analiza sedymentologiczna pozwoliła przybliżyć niektóre aspekty powstawania warstwy bulastej. Pierwsze przejawy kondensacji stwierdzono już w górnej części piaszczystych wapieni z ooidami żelazistymi. Powyżej stwierdzono powierzchnię erozyjną, którą autorzy wiążą z apogeum kryzysu sedymentacyjnego. Z tym samym etapem erozyjnym związana też jest najprawdopodobniej geneza większości klastów.

Wyniki przeprowadzonych badań uprawniają też do stwierdzenia, że kondensacja stratygraficzna w profilu Włodowic związana jest z jednej strony z erozją stropowej części wapieni z ooidami żelazistymi, a z drugiej z zahamowaniem tempa akumulacji (a nie powstawania) osadu.

Stwierdzono także brak elementów wskazujących na płytkowodny charakter warstwy bulastej. Wśród głównych dowodów mówiących o głębokowodnym charakterze tej warstwy wymienić należy między innymi:

- głębokomorski zespół fauny,
- środowisko depozycji osadów pod- i nadległych szacowane na kilkaset metrów głębokości (Majewski 2000; Matyja i Wierzbowski 1996),

- oboczne przechodzenie (na bardzo krótkich odcinkach) warstwy bulastej w osady typowo głębokomorskie (patrz Dembicz i Praszkiar 2003).

Wyniki uzyskane ze szczegółowej analizy profilu Włodowic nie mogą być wprost interpolowane na inne skondensowane profile osadów keloweju, choć część z uzyskanych danych jest na pewno wspólna dla wielu z nich. Zagadnienie zjawisk kondensacji i genezy profili osadów keloweju wymaga dalszych szczegółowych badań, które planują podjąć autorzy.

LITERATURA

- Dembicz, K. 2001. Stratygrafia utworów keloweju okolic Włodowic koło Zawiercia. Praca magisterska. Niepublikowana. Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Wydziału Geologii UW. Warszawa.
- Dembicz, K. i Praszkiar, T. 2003. Wykształcenie litofacjalne keloweju w rejonie Zawiercia. *Tomu Jurajskie*, T. 1, 49-52.
- Dromart, G., Gaillard, C. i Jansa, L. F. 1994. Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of Western Tethys. W: J. Bertrand, C. Monty (red.), *Phanerozoic stromatolites II*, 265-317, Kluwer, Dordrecht.
- Gygi, R. 1981. Oolitic iron formations: marine or not marine? *Eclogae Geologicae Helveticae*, Vol. 74 (1), 234-254.
- Majewski, W. 2000. Middle Jurassic concretions from Częstochowa as indicators of sedimentation rates. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 50 (4), 431-440.
- Matyja, B. A. i Wierzbowski, A. 1996. Sea-Bottom Relief and Bathymetry of Late Jurassic Sponge Megafacies in Central Poland. *GeoResearch Forum*, Vol. 1-2, 333-340.
- Odin, G. S. i Odin, C. 1990. Echelle numerique des temps geologiques, mise a jour 1990. *Geochronique*, Vol. 35, 12-31.
- Praszkiar, T. 2001. Sedymentologiczne i tafonomiczne aspekty powstawania warstwy bulastej na przykładzie profilu we Włodowicach koło Zawiercia. Praca magisterska. Niepublikowana. Archiwum Wydziału Geologii UW. Warszawa.
- Różycki, S. Z. 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Prace Instytutu Geologicznego*, Vol. 17, 1-412.

- Wieczorek, J. 1979. Geopetal structures as indicators of top and bottom. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Vol. **49** (3-4), 215-221.
- Wierzbowski, A., Jaworska, M. i Krobicki. 1999. Jurassic (Upper Bajocian-Lower Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathian, Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Studia Geologica Polonica*, Vol. **115**, 7-74.