

UKD 552.544 niewspółśrodkowe powłoki:552.14:551.468.3:551.762.3(438–12 Bilgoraj–0, wierc. Hedwiżyn 2)

Andrzej GAŚIEWICZ

Górnourajskie ooidy o niewspółśrodkowych powłokach

Opisano specyficzne ooidy o niewspółśrodkowo ułożonych powłokach, pochodzące z górnourajskich mikrooolitów – otwór Hedwiżyn 2 na południowej Lubelszczyźnie. Ekscentryczne powłoki świadczą, że oolityzacja ziarn zachodziła w kilku fazach przedzielonych dłuższymi okresami ich spoczynku na dnie zbiornika.

WSTĘP

Klasycznie rozwinięty ooid to „... kuliste ziarno o budowie współśrodkowej lub współśrodkowo-promienistej, złożone z detrytycznego jądra i koncentrycznych powłok (korteksu), o średnicy poniżej 2 mm” (W. Ryka, A. Maliszewska, 1982). Takie ooidy, najczęściej spotykane współcześnie i w stanie kopalnym, powstają w płytkich i bardzo ruchliwych wodach ciepłych stref klimatycznych.

Od tego idealnego wzoru budowy ooidów istnieją jednak rozmaite odchylenia w zależności od środowiska, w jakim te ziarna powstają. Spadek energii hydrodynamicznej wód powoduje, że ooidy tracą swój symetryczny kształt i współśrodkową budowę a korteks staje się cieńszy.

W warunkach bardzo słabej agitacji wód może nawet nastąpić zahamowanie procesu oolityzacji wskutek okresowego braku kontaktu z wodą morską, co prowadzi do nieregularnego wzrostu powłok i powstania charakterystycznych ooidów asymetrycznej opisanych przez T. Freemana (1962). Akrecja ooidowa może zachodzić także w wodach stojących, gdzie ruch wody poruszający ziarna osadu wywołany jest jedynie żerowaniem bentosu lub rzadziej silnymi huraganami. Tworzą się wówczas specyficzne ooidy powierzchniowe o bardzo cienkiej powłoce (*oolitic film* – R.G.C. Bathurst, 1967).

W pewnych warunkach oolityzacja mogła być okresowo przerywana, wskutek czego formowały się tzw. ooidy złożone (*complex ooids* – A.V. Carozzi, 1964). Powstawały one w dwóch fazach akrecji ooidowej; podczas pierwszej tworzyły

się pojedyncze ooidy rzeczywiste, a w czasie drugiej pojedyncze ziarna lub zagregowane ooidy zostały powtórnie obleczone grubymi współśrodkowymi laminami ooidowymi.

Pomijając fakt, że zaznaczające się oddzielenia współśrodkowych pojedynczych lamin ooidowych lub ich zespołów reprezentują w istocie kolejne fazy oolityzacji, które mogą być wynikiem specyfiki samego zjawiska akrecji (P.K. Weyl, 1967), ooidy złożone – zwłaszcza pojedyncze ooidy złożone (*simple reworked ooids* – A.V. Carozzi, 1964) – przedstawiają wybitną niewspółśrodkowość kolejnych zespołów lamin. Spowodowane jest to długotrwałą przerwą w oolityzacji i agregacją ziarn na dnie zbiornika.

Z fizycznego punktu widzenia środek masy pod działaniem sił zewnętrznych porusza się tak, jakby masa ciała znajdowała się w tym punkcie. Zatem niewspółśrodkowość – ekscentryczność – poszczególnych lamin lub ich pakietów polega na tym, że rozwijały się one wokół różnych środków ciężkości.

Ooidy ekscentryczne zaobserwowano w płytkach cienkich górnourajskich peloidowych wakstonów, greinstonów oraz ooidowych pakstonów z otworu wiertniczego Hedwiżyn 2 – na południowej Lubelszczyźnie.

Do tych form ooidowych, zapewne częściowo, można zaliczyć zawierające „.... pełne lub niepełne powłoki utworzone z mikrytu” występujące w oksfordzko-kimerydzkich wapieniach Gór Świętokrzyskich (J. Kutek, 1969, p. 242) oraz ooidy „.... z powłokami krystalicznymi zmiennej grubości i o powierzchniach nierównych, chropowatych, czasem asymetrycznie w ooidach ułożonych”, obserwowanych w górnourajskich wapieniach północno-wschodniej Polski (K. Radlicz, 1972, p. 84).

W ciągu jury górnej w Polsce południowo-wschodniej trwała sedymentacja płytkomorskich węglanów (T. Niemczycka, 1976), podobnie jak w górnym oksfordzie i kimerydzie na południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich (J. Kutek, 1969).

W badanym zespole wapieni górnourajskich (na głęb. 117,80–551,30 m) występują liczne kompleksy mikrooolitowe przewarstwiające się z kompleksami bio-peloidowymi o charakterze bardziej lagunowym.

Omawiane skały to głównie mikrooolitowe pakstony oraz greinstony złożone z różnych rodzajów mikroooidów: powierzchniowych rzeczywistych, złożonych, złamanych, zregenerowanych. Porównanie wykształcenia pojedynczych ziarn jak i skał z odpowiednikami ze współczesnych środowisk sedymentacji oolitowej na wyspach Bahama (N.D. Newell i in., 1960; E.G. Purdy, 1963; M.M. Ball, 1967) i Trucial Coast (D.J.J. Kinsman, 1969) pozwala stwierdzić, że opisywane mikrooolity formowały się najczęściej na głębokości paru metrów (2–7 m), często zaś płycej: na głębokości do 2 m a nawet w strefie międzyplywowej – w strefie łamania się fal. Okresowo jednak warunki akrecji oolitowej pogarszały się, a mikrooolity tworzyły się przy niskiej lub umiarkowanej energii hydrodynamicznej, w osłonie podwodnych grzbietów i z dala od nich, na głębokości do kilkunastu metrów. W tych stosunkowo głębszych strefach powstawały opisywane specyficzne formy ooidowe.

*

Autor składa serdeczne podziękowania drowi T.M. Perytowi za przeczytanie maszynopisu i pomocne uwagi, a prof. drowi S. Pawłowskiemu i doc. K. Pawłowskiej za udostępnienie materiałów.

OPIS FORM

Omawiane ooidy występują bardzo rzadko stanowiąc znikomą domieszkę innych ziarn obleczonych.

Ooidy ekscentryczne zbudowane są z kolejnych, coraz większych ooidów „włożonych” w siebie i odpowiadających kolejnym okresom oolityzacji (np. tabl. I, fig. 4, 7, 8). Obserwuje się maksymalnie 4 cykle akrecyjne, najczęściej zaś 2–3. W miarę kolejnych akrecji wielkość całego ooidu stopniowo rośnie. Rozmiary największych ziarn nie przekraczają jednak 0,55 mm.

Najbardziej wewnętrzne ziarno jest na ogół mikrytowe (często peloidowe), rzadko stanowią je bioklasty oraz zagregowane peloidy i bioklasty. Większość tego jądra jest zmienna: 0,15–0,20 mm, przeważnie zaś około 0,16 mm. Kolejne oolityzacje i ich brak prowadzą do wzrostu ziarna w ten sposób, że poprzedni ooid staje się jądrem następnego.

Poszczególne powłoki ekscentrycznego ooidu mają zmienną grubość: 1–9 μm , najczęściej jednak 4–8 μm (np. tabl. I, fig. 1–4). Widoczny niekiedy nieco grubszy (tabl. I, fig. 7, 8) korteks (do 21 μm) najprawdopodobniej odpowiada zespołowi pojedynczych lamin o grubościach podanych wyżej. Ziarna pokryte tylko jedną warstwą mają powłoki powtarzające słaby relief niektórych ziarn (np. tabl. II, fig. 9, 10; tabl. III, fig. 14). Przy zespole lamin powłoki akrecyjne są regularne. Powszechnie występują ziarna o dość regularnym kształcie powłoki ooidowej. Widoczna niekiedy niekompletność niektórych lamin może być wynikiem abrazji, mikrytyzacji lub procesów diagenetycznych.

Pomiędzy ooidowymi lamelkami znajdują się śródpowłoki mikrytowe o kształcie sierpowatym lub półksiężycowatym. Niekiedy powłoki te mają przebieg ciągły wokół jądra, którym jest ooid (tabl. I, fig. 2, 5, 6). Śródpowłoki mikrytowe są większe i występują najczęściej w ooidach z wakstonów (tabl. I, fig. 2–4), a rzadsze i cieńsze są w pakstonach (tabl. II, III) i greinstonach (tabl. I, fig. 6–8), gdzie na ogół są sierpowate. Wewnętrzny ooid wraz z śródpowłoką mikrytową tworzy eliptyczne lub owalne jądro następnego ooidu.

Kształt poszczególnych ooidów wewnętrznych jest dość regularny (najczęściej eliptyczny do owalnego), przy czym im mniejsze ziarno tym jego pokrój jest bardziej izometryczny; eliptyczny do okrągłego. Sporadycznie zdarzają się ooidy o słabo zaokrąglonych, pofalowanych a nawet kanciastych krawędziach.

Ooidy budujące takie złożone ziarno ułożone są w ten sposób, że tylko bardzo rzadko (stosunkowo częściej w pakstonach) spotyka się ich współśrodkowe ułożenie (tabl. I, fig. 5–6), na ogół są one niewspółśrodkowe. Każda kolejna akrecja oolitowa rozwijała się wokół innego środka ciężkości ziarna. Wskutek tego ooidy wewnętrzne są umieszczone albo w jednym ognisku elipsy (tabl. I, fig. 3; tabl. II, fig. 9, 11), albo przemiennie w obu (tabl. I, fig. 4; tabl. II, fig. 11; tabl. III, fig. 14) lub w ogóle ekscentrycznie (tabl. I, fig. 2; tabl. II, fig. 10; tabl. III, fig. 13, 14). Daje to najczęściej efekt taki, że lamelki ooidowe, wszystkie lub tylko niektóre, mogą stykać się ze sobą w jednym punkcie albo najczęściej wzdłuż wspólnego odcinka powłok (tabl. I–III). W ten sposób zaznacza się ekscentryczność (= niewspółśrodkowość) powłok ooidowych.

Ekscentryczne ooidy peloidowych wakstonów różnią się od takich samych z ooidowych pakstonów i peloidowych greinstonów. W wakstonach (tabl. I, fig. 1–4) są one mniej liczne, mają zróżnicowane rozmiary (niekiedy są większe od ooidów powierzchniowych) i cieńsze, o dość stałej grubości, lamelki ooidowe oraz duże śródpowłoki mikrytowe. W tych skałach ooidy te są bardziej eliptyczne.

występują sporadycznie wśród niezbyt licznych ooidów powierzchniowych, dość licznych peloidów oraz rzadkich fragmentów małżów, szkarłupni i otwornic. W pakstonach (tabl. II, III) wymienione ooidy mają stosunkowo stałe rozmiary (0,25–0,28 mm) i zmienną grubość poszczególnych powłok akrecyjnych (2–16 μm) oraz eliptyczne ooidy wewnętrzne i owalne zewnętrzne. W pakstonach niewspółśrodkowe ooidy występują częściej niż w innych skałach. W greinstonach (tabl. I, fig. 5–8) zaś omawiane ziarna są najrzadsze, mają grubsze powłoki akrecyjne (do 21 μm) i stosunkowo małe śródpowłoki mikrytowe, a w przeciwieństwie do wakstonów i pakstonów są mniej ekscentryczne i zaznacza się w nich mniej (1–2, maksymalnie 3) faz oolityzacji.

INTERPRETACJA

Ekscentryczne ooidy w wakstonach i pakstonach odpowiadają ooidom powierzchniowym, w greinstonach zaś ooidom złożonym. Od tych ostatnich różnią się zwykle nieco większą liczbą faz oolityzacji (powyżej 2) zaznaczonych przez niewspółśrodkowość powłok ooidowych (rozwinętych wokół różnych środków ciężkości), bardziej rozległymi polami mikrytu między ooidowymi laminami, które zwykle są pojedyncze i cieńsze oraz przede wszystkim różnią się środowiskiem powstania. Ooidy złożone powstają w ekstremalnie płytkiej wodzie, w warunkach fizycznych, jakie powszechnie spotyka się na oolitowych płycznach, gdzie silniejsze wzburzenie wody nie wywołuje znaczących zmian w osadzie, gdyż turbulencja jest i tak bardzo wysoka a szybka sedimentacja oolitowa na ogół uniemożliwia wielokrotną czy dłuższą obróbkę ziarn. Ooidy ekscentryczne powstawały natomiast w spokojnej wodzie ze stosunkowo małą sedimentacją wapienną, podczas specyficznych warunków fizycznych, które tam mogły się łatwiej zaznaczyć.

Podczas przerw w akrecji ooidowej wokół spoczywającego na dnie ziarna następował rozwój błony organicznej (P.K. Weyl, 1967; K.E. Chave, 1965; D.J. Shearman, P.A. d'E. Skipwith, 1965; R.G.C. Bathurst, 1971). Ponadto w środowiskach niewzburzonych lub wzburzanych okresowo na powierzchniach ziarn znajdujących się na granicy osad – woda i/lub płytko pogrzebanych w osadzie oprócz sedimentacji mułu węglanowego rozwijały się endolityczne algi. Glony te w krótkim czasie (rzędu tygodni lub miesięcy) tworzyły intergranularne filamenty, które następnie ulegały kalcyfikacji wypełniając stopniowo przestrzeń międzyziarnową, stabilizując osad i budując narastające powłoki mikrytowe (ang. *constructive – micrite envelopes* – D.R. Kobluk, M.J. Risk, 1977). Rozwój powłok mikrytowych na powierzchniach ziarn powodował tym samym ich wzrost. Gwałtowne wzburzenie wód wskutek silnych pływów czy huraganów poruszało wszystkie luźno spoczywające na dnie ziarna, a ponadto powodowało uruchomienie słabo ustabilizowanych (lub nawet wyerodowane niektórych) ziarn i poddanie ich miejscowemu transportowi i obróbce mechanicznej. Abrazja była na tyle słaba lub krótkotrwała w wakstonach, że powstawały grube śródpowłoki mikrytowe, i na tyle silna lub długotrwała w greinstonach, że zachowały się niewielkie pola mikrytu. Obróbka mechaniczna spowodowała utworzenie ziarn o dość regularnym kształcie eliptycznym lub owalnym. Bardzo słaba turbulencja wód formowała ziarna o stosunkowo wyraźnym reliefie lub kanciastych krawędziach.

Ukształtowane podczas abrazji ziarno (o innym już środku ciężkości) podlegało następnie oolityzacji podczas ruchu. Potem cykl się powtarzał: osłabienie energii wodnej wywołało opadnięcie na dno zoolityzowanego ziarna, co powodowało rozwój powłoki mikrytovej, później następowało ponowne wzburzenie wody itd.

Rozmiar powstających ooidów był ograniczony wielkością energii hydrodynamicznej — po przekroczeniu pewnych rozmiarów turbulencja była zbyt słaba do utrzymania ziarna w zawieszeniu czy ruchu, a nawet do wprawienia w ruch, więc ulegało ono agregacji przechodząc w osad. Tym sposobem duże ziarna, stanowiące jądra wyjściowe ooidów ekscentrycznych, ulegały oolityzacji zwykle tylko w dwóch fazach, podczas gdy małe nawet w czterech.

Pojawiająca się niekiedy w takich ooidach współśrodkowość powłok (tabl. I, fig. 5, 6), powstałych w różnych fazach akrecji, jest więc przypadkowa. Jest to wynik abrazji zmierzającej do tego, by ziarno uzyskało jak największą klastyczność, co w danych warunkach może oznaczać powtórzenie poprzedniego kształtu.

Drobne ooidy były prawdopodobnie oolityzowane w zawieszeniu (E. Sass i in., 1972). W miarę wzrostu ziarna przebywały one rzadziej w suspensji a częściej na dnie. Większe ooidy (np. tabl. II, III) mają natomiast na ogół cieńsze powłoki, co może oznaczać, że były one oolityzowane podczas saltacji, toczenia lub obracania na dnie zbiornika, dzięki czemu uzyskiwały dość stałej grubości, chociaż cienkie, laminy.

Wypadające z ruchu ziarna stabilizowały się na dnie tą częścią, która była najbardziej preysponowana do uzyskania przez ziarno stanu równowagi trwałej, a więc tą powierzchnią, bliżej której znajdował się środek ciężkości. Ponadto posadowienie ziarna na powierzchni osadu zależało także od lokalnego mikroreliefu dna. Z kolei rozwój powłoki mikrytowej następował głównie od góry, co narzucało przyszły kształt ziarna: w tej części podczas abrazji mogły zachować się fragmenty powłoki mikrytowej. „Przesunął” się więc środek ciężkości dla następnego ooidu: wewnętrzny ooid znalazł się bliżej jednego z ognisk elipsy ooidu późniejszego.

Grubszy korteks i grubsze powłoki ooidowe poszczególnych faz akrecyjnych oraz mniejsze i cieńsze śródpowłoki mikrytowe w pakstonach, a zwłaszcza w greinstonach, świadczą, że oolityzacja i abrazja były intensywniejsze. Przemawia za tym fakt, że ooidy są ich głównymi składnikami, a ponadto ziarna są lepiej wysortowane i obtoczone. Powstawały zatem albo w czasie silniejszej turbulencji, albo w płytszym środowisku.

Ooidy ekscentryczne mogły powstawać w środowiskach istniejących wspólnie na skrzydłach barów i dnach kanałów pływowych, gdzie prądy pływowe nie zawsze dochodzą do dna a trawy i algi unieruchamiają osady denne, jak to ma miejsce na wyspach Bahama (P.M. Harris, 1978) i u wybrzeży zachodniej Australii (G.R. Davies, 1970). Ze względu na sytuację paleogeograficzną w południowo-wschodniej Polsce w ciągu jury górnej (generalnie w kierunku wschodnim rozwijająca się laguna przybrzeżna, a zachodnim — płycizny oolitowe; T. Niemczycka, 1976) oraz wykształcenie litofacjalne wapieni w okolicy Hedwiżyna, jest bardziej prawdopodobne, że omawiane ooidy powstawały na obszarze wewnątrzplatformowych szeroko rozprzestrzenionych i cienkich pokryw piaszczystych, mających zwykle dość złożoną morfologię (ang. *sand blankets*). Piaszki wapienne tych stref (współcześnie na wyspach Bahama i Florydzie) mają często cienkie powłoki ooidowe (M.M. Ball, 1967).

Kilkakrotnemu oolityzowaniu ulegały tylko niektóre ziarna, co świadczy o specyfice tych form ooidowych. Okresowa remobilizacja osadu doprowadziła do powstania niewspółśrodkowych (ekscentrycznych) ooidów świadczących o mikroskalowych procesach sedymentacji.

PIŚMIENNICTWO

- BALL M.M. (1967) – Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Jour. Sed. Petrol.*, **37**, p. 556–591.
- BATHURST R.G.C. (1967) – Oölitic films on low energy carbonate sands grains, Bimini Lagoon, Bahamas. *Mar. Geol.*, **5**, p. 89–109.
- BATHURST R.G.C. (1971) – Carbonate sediments and their diagenesis. *Dev. Sediment.*, **12**. Amsterdam.
- CAROZZI A.V. (1964) – Complex oöids from Triassic Lake Deposit, Virginia. *Am. Jour. Sci.*, **262**, p. 231–241.
- CHAVE K.E. (1965) – Carbonates: association with organic matter in surface seawater. *Science*, **148**, p. 1723–1724.
- DAVIES G.R. (1970) – Carbonate bank sedimentation, eastern Shark Bay, Western Australia. *AAPG Mem.*, **13**, p. 169–205.
- FREEMAN T. (1962) – Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas. *Jour. Sed. Petrol.*, **32**, 475–483.
- HARRIS P.M. (1978) – Holocene marine–cemented sands Joulters Ooid Shoal, Bahamas. *Transactions–Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, **28**, p. 175–183.
- KINSMAN D.J.J. (1969) – Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow–water and supratidal ewaporites. *AAPG Bull.*, **53**, p. 830–840.
- KOBLUK D.R., RISK M.J. (1977) – Classification of exposed filaments of endolithic algae, micrite envelope formation and sediment production. *Jour. Sed. Petrol.*, **47**, p. 517–528.
- KUTEK J. (1969) – Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. II – Paleogeografia. *Acta Geol. Pol.*, **19**, p. 221–321.
- NEWELL N.D., PURDY E.G., IMBRIE J. (1960) – Bahamian oolitic sand. *Jour. Geol.*, **68**, p. 481–497.
- NIEMCZYCKA T. (1976) – Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). *Pr. Inst. Geol.*, **77**.
- PURDY E.G. (1963) – Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank – 2, sedimentary facies. *Jour. Geol.*, **71**, p. 427–497.
- RADLICH K. (1972) – Litologia osadów górnourajskich w północno-wschodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **261**, p. 55–150.
- RYKA W., MALISZEWSKA A. (1982) – Słownik petrograficzny. Wyd. Geol. Warszawa.
- SASS E., WEILER Y., KATZ A. (1972) – Recent sedimentation and oolite formation in the Ras Matarama Lagoon, Gulf of Suez. W: STANLEY D.J. (ed.) – *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory.*, p. 279–292, Stroudsburg: Dowden.
- SHEARMAN D.J., SKIPWITH P.A. d'E. (1965) – Organic matter in Recent and ancient limestones and its role in their diagenesis. *Nature*, **208**, p. 1310–1311.
- WEYL P.K. (1967) – The solution behaviour of carbonate materials in sea water. *Studies Tropical Oceanog. Univ. Miami*, **5**, p. 178–228.

Анджей ГОНСЕВИЧ

ВЕРХНЕЮРАЙСКИЕ ООЛИТЫ НЕКОНЦЕНТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Резюме

Среди верхнеюрайских микрооолитов из скважины Недвижин 2 на юге Люблинской территории, обнаружены специфические оолиты с неконцентрическим-эксцентрическим строением покрова.

Эксцентрические оолиты являются незначительной примесью к пелоидным ваккитам, зернистым известнякам, а также к оолитовым пакстонам (карбонатной осадочной породе, в которой зерна образуют самостоятельный каркас, но которые содержат также некоторое количество карбонатного илистого цемента). Описываемые зерна состоят из очередных, все больших по размерам оолитов как правило с очень тонким наращенным покровом — „вложенных” один в другой таким образом, что внутренние ядра расположены либо в одном центре эллипса, либо попеременно в обоих, либо вообще эксцентричны. Между оолитовыми наслоениями располагаются разной толщины внутренние микритовые наслоения.

Фазы оолитизации, которых максимально выделяют 4, разделялись довольно длительными периодами „отдыха” зерен на дне бассейна, во время которых наслаивались микритовые покровы. Во время возбужденного состояния вод некоторые зерна приходили в движение и подвергались абразии и оолитизировались. Повторение периодов спокойного состояния вод и их бурного движения способствовало образованию оолитов с неконцентрическими покровами.

Andrzej GAŚIEWICZ

UPPER JURASSIC OOIDS WITH ECCENTRICAL COVERS

Summary

Specific ooids with eccentrically arranged covers are described from Upper Jurassic microoolites in the borehole column Hedwizyn 2, southern part of the Lublin region.

Eccentric ooids form a very small admixture in pelloidal wackestones and grainstones and ooid packstones. The grains are built of a number of larger and larger ooids, usually with very thin accretional cover. They are arranged in this way that internal grains are placed in one focus of ellipse, alternatively in both foci, or completely eccentrically. Moreover, micritic inter-envelopes varying in thickness and extent, occur between laminae of ooid.

The phases of oolitzation, up to four at the most here, have been separated by relatively long periods of rest of grain at the sea floor and development of micritic covers. In successive periods of increase in water turbulence, some grains were moved and subjected to abrasion and oolitzation. The repeated cycles of water turbulence and quiescence resulted in origin of eccentric arrangement of laminae in ooids.

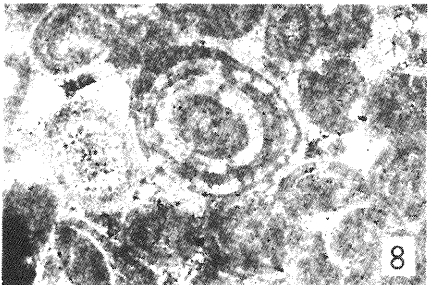
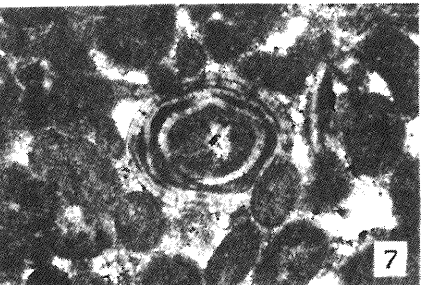
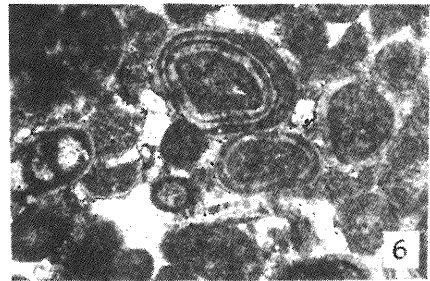
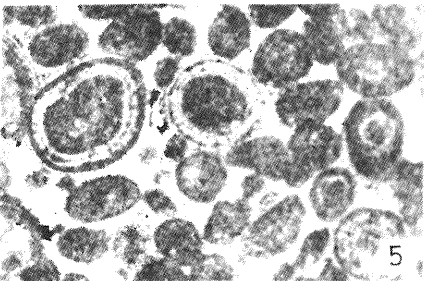
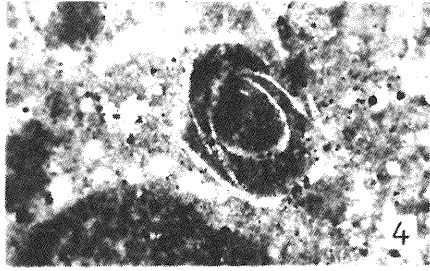
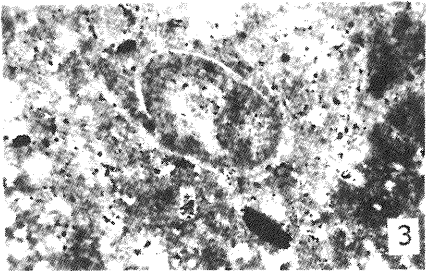
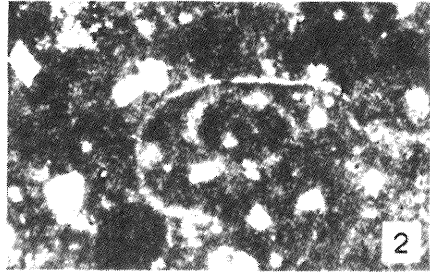
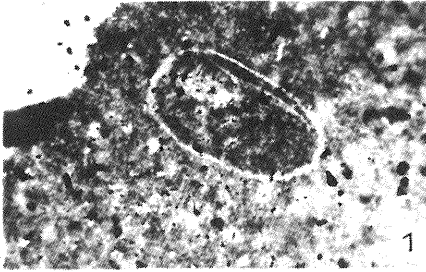
TABLICA I

Fig. 1–4. Ekscentryczne ooidy z wąkstonów; pow. ok. 85 ×

Eccentric ooids from wackestones; × c. 85

Fig. 5–8. Ekscentryczne ooidy z greinstonów; pow. 70 ×; fig. 8 – pow. 85 ×

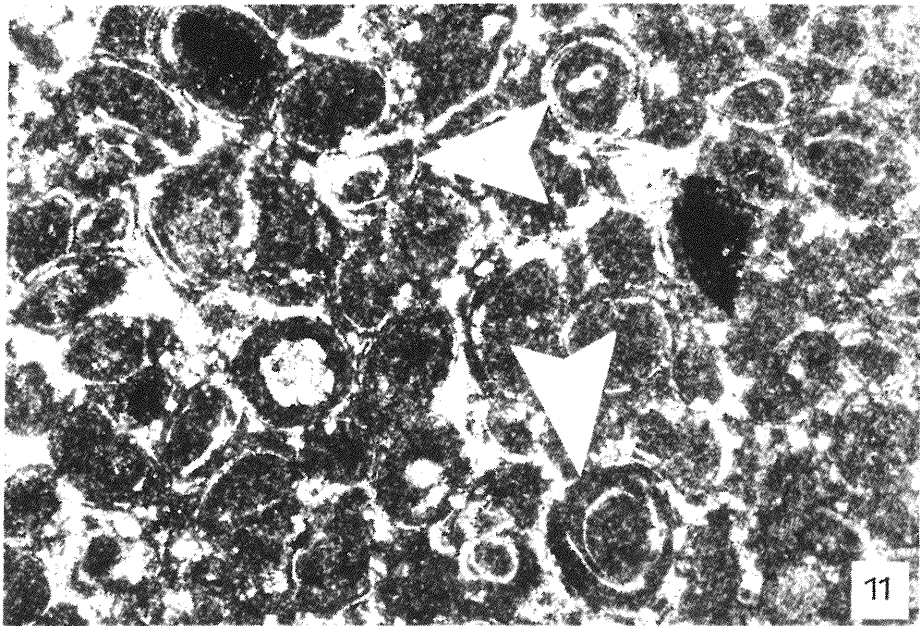
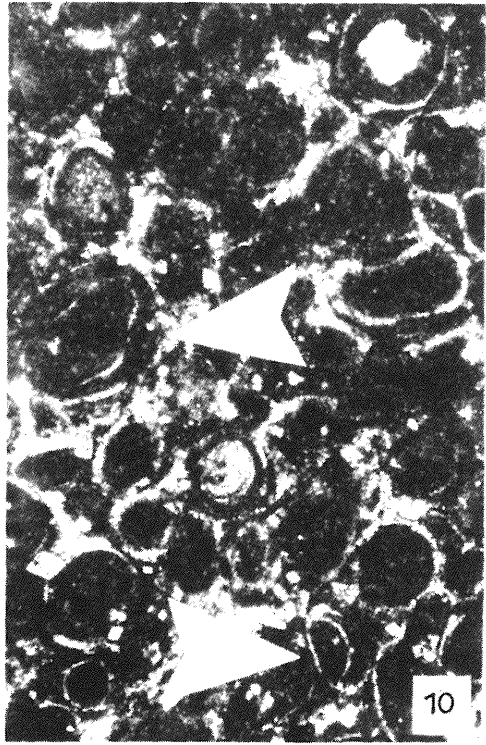
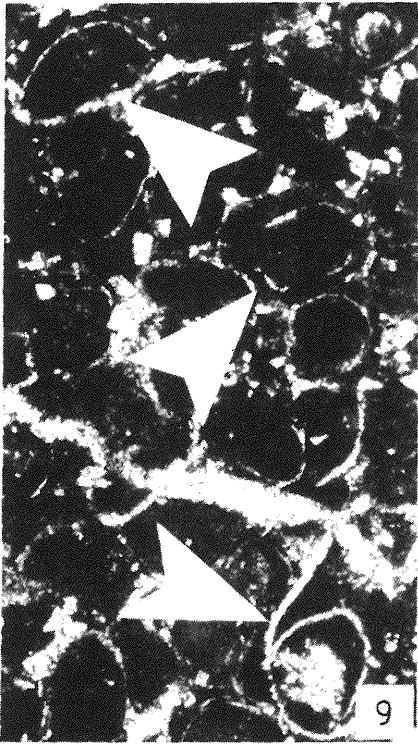
Eccentric ooids from grainstones; × 70; Fig. 8 – × 85



Andrzej GĄSIEWICZ – Górnourajskie ooidy o niewspółśrodkowych powłokach

TABLICA II

Fig. 9–11. Peloidowy pakston z pojedynczymi ekscentrycznymi oidami (zaznaczone strzałkami);
pow. ok. 75 ×
Peloidal packstone with single eccentric ooids (shown by arrows); × c. 75



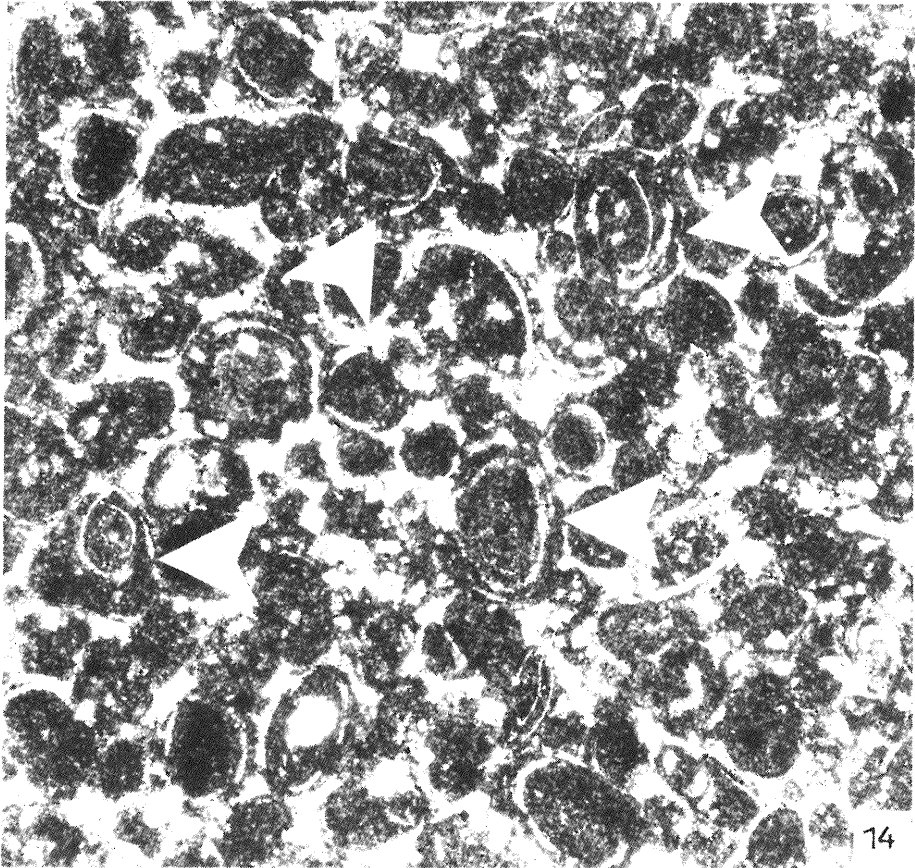
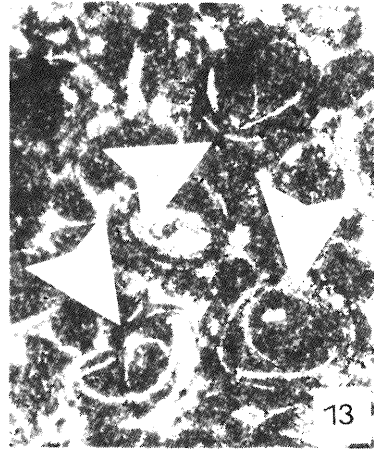
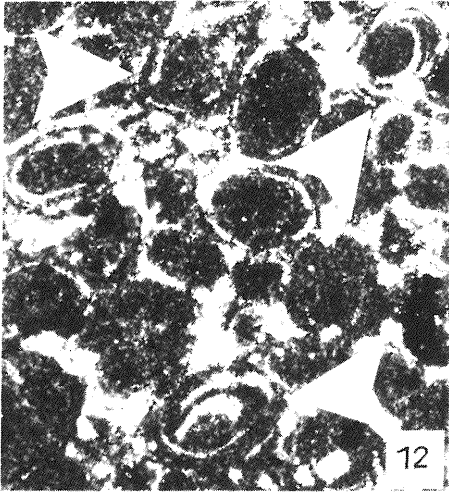
Andrzej GAŚOWICZ – Górnójurajskie ooidy o niewspółśrodkowych powłokach

TABLICA III

Fig. 12–14. Peloidowy pakston z ekscentrycznymi oidami (zaznaczone strzałkami); pow. ok. 75 ×
Peloidal packstone with eccentric ooids (shown by arrows); × c. 75

Fot. autor

Photos by the Author



Andrzej GAŚIEWICZ – Górnojurańskie ooidy o niewspółśrodkowych powłokach