

WYKSZTAŁCENIE I ŚRODOWISKO DEPOZYCJI OOIDÓW KARBOŃSKICH W REJONIE KOSZALINA

UKD 552.544:551.735:552.142/143:551.351(26.02)(438.17—192.2)

Utwory karbonu na obszarze Pomorza Zachodniego nawiercono na początku lat sześćdziesiątych, ale dopiero w 1976 r. M. Muszyński przedstawił ich charakterystykę mineralogiczno-petrograficzną, na podstawie której ustalił, że utwory te w przeważającej większości powstały w płytkim epikontynentalnym zbiorniku morskim (6).

Skały węglanowe karbonu tego rejonu nie zostały jednak szczegółowo opracowane. Podobnie nie poznano dokładnie dość częstego ich składnika — ooidów. Wyjaśnienie zagadnienia wykształcenia i depozycji tych form może mieć pewne znaczenie w rekonstrukcji paleogeograficznej. Do niniejszego artykułu uzyskano dane z wierceń Kurowo 1 i Bobolice 1, usytuowanych na SE od Koszalina (ryc. 1). Otwory te wykonało PPN w Pile, a preparaty do badań petrograficznych przekazał autorce dr A. Żelichowski.

CHARAKTERYSTYKA OOIDÓW

W wierceniach Kurowo 1 osady karbońskie występują na głębokości 2186—2728 m i są reprezentowane przez piaskowce, ilowce z przewarstwieniami wapienia, wapienie oolitowe (ryc. 2). K. Korejwo i L. Teller

(1970, arch. opr.) we wstępnym orzeczeniu stwierdzają, że osady te od stropu do głębokości 2395 m należą do marmuru, a poniżej tej głębokości do karbonu dolnego. Pod nimi spoczywają osady dewonu (3).

W wierceniach Bobolice 1 karbon jest prawdopodobnie reprezentowany przez marmur (A. Żelichowski, arch. opr.). Górną granicę ustalono na głębokości 2742 m, a spąg — na 3005,3 m. Profil ten charakteryzuje się występowaniem dolomitów, wapieni mułowcowych, margli (ryc. 2). Karbon nie został tu przebit.

Badania mikroskopowe wykazały duże podobieństwo składu petrograficznego omawianych skał, zarówno jeśli chodzi o składniki ziarniste, jak i spoiwo. W utworach tych obecne są ziarna kwarcu, skałeni, okruchy skalne, ooidy, bioklasty, intraklasty oraz peloidy — wszystkie wymieszane ze sobą w zmiennych proporcjach (tab. I).

Ooidy spotyka się w różnych skałach. Poza oolitami, w których stanowią podstawowy składnik, występują również w mułowcach marglistych i dolomitach. Zawartość ooidów w skałach Bobolic waha się od 1,6 do 40,5%, w osadach Kurowa — od 5,6

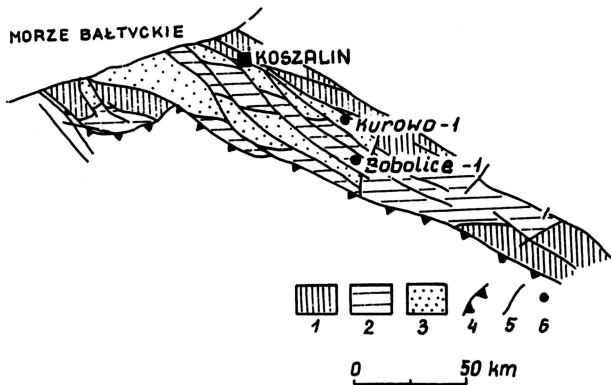
BOBOLICE — 1

Nr próbeki	Głębokość (m)	Składniki terygeniczne	Składniki allochemowe				Spoiwo
			Ooidy	Intraklasty (grudki groniaste)	Peloidy	Bioklasty	
19	2882,1	0,28	18,86				80,86
13	2937,8	17,74	27,10	0,32	6,13	0,32	48,07
11	2952,2	4,75	19,58	(0,32)	14,55	3,26	57,86
10*	2955,2	26,62	16,98	0,60	7,54	4,72	43,54
8	2962,0	3,27	16,01		5,55	3,27	71,90
7*	2984,6	9,65	40,49	5,54	12,96	3,65	27,57
3	2989,0	21,50	1,63	(0,14)	22,15	0,98	53,74

Objaśnienia: 10* — dane uśrednione z próbek 10 i 9,
7* — dane uśrednione z próbek 7, 6, 5 i 4.

KUROWO — 1

4	2446,0	44,95	14,69	3,17	8,65	1,45	27,09
5	2448,0	7,07	15,69		6,80	6,02	54,42
8	2567,0	5,95	5,65	0,30	3,57	0,60	83,93
11	2632,0	11,13	30,95	6,68	16,08	0,98	34,18
12	2637,0	15,77	32,63	2,67	13,90	0,54	34,49



Ryc. 1. Schematyczny szkic odkryty okolic Koszalina (wg R. Dadleza — 2).

1 — dewon, 2 — karbon dolny, 3 — karbon górny, 4 — regionalny zasięg dolnego permu, 5 — uskoki, 6 — omawiane otwory wiertnicze.

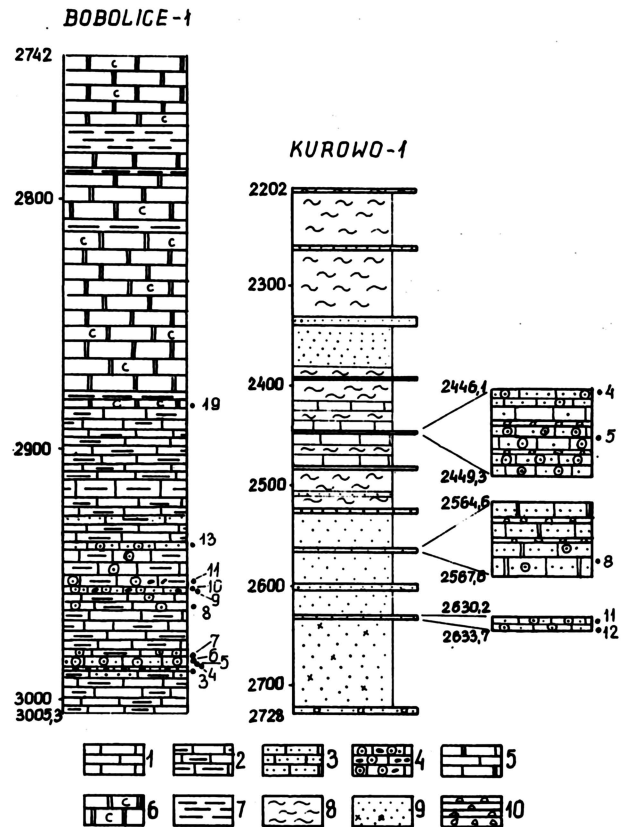
Fig. 1. Sketch map of the vicinities of Koszalin, without deposits younger than Lower Permian (after R. Dadlez — 2).

1 — Devonian, 2 — Lower Carboniferous, 3 — Upper Carboniferous, 4 — regional extent of Lower Permian, 5 — faults, 6 — boreholes discussed in the text.

do 32,6% objętościowych. Ooidy osiągają wielkość 1,3 mm w Bobolicach, w Kurowie dochodzą do 1,0 mm. Najpospoliciej jednak spotykane są formy mniejsze, w Bobolicach 0,62—0,17 mm, w Kurowie 0,75—0,20 mm.

Wyróżnia się ooidy rzeczywiste i powierzchniowe. W tych ostatnich rozmiary jądra znacznie przekraczają łączną grubość powłok. Niekiedy ilość powłok jest ograniczona do jednej. W omawianych osadach przeważa typ ooidów rzeczywistych. W większości są to formy wielopowłokowe o budowie koncentrycznej, koncentryczno-promienistej, rzadziej jedno- lub dwupowłokowe o budowie promienistej. Niektóre ooidy charakteryzują się pojedynczą powłoką promienistą wśród powłok koncentrycznych. Ooidy o różnej strukturze kontekstu współwystępują ze sobą.

Ooidy mają kształt kulisty oraz sferolityczny. W tych ostatnich formach połkrój ich jest odbiciem kształtu jądra. Rozwój kształtu zwykle zmierza do nadania ooidowi kształtu kulistego. Zdarza się jednak, że z pierwotnie okrągłego ooidu powstaje forma wy-

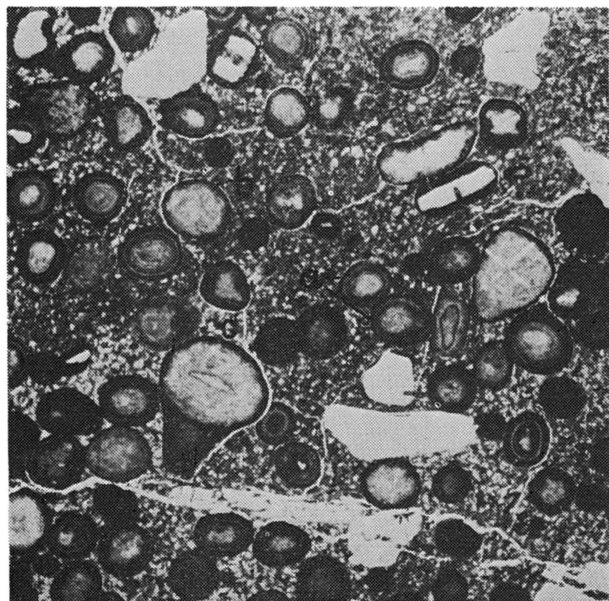


Ryc. 2. Profile litologiczne utworów karbonu z wierceń Bobolice 1 (wg A. Zelichowskiego, zmodyfikowane przez autorkę) Kurowo 1 (wg B. Sikorskiego).

1 — wapienie, 2 — wapienie margliste, 3 — wapienie piaszczyste, 4 — wapienie z ooidami i peloidami, 5 — dolomity wapieniste, 6 — dolomity z reliktołą strukturą ooidową, 7 — mułowce, 8 — ilowce, 9 — piaszczowce, piaszczowce arkozowe, 10 — zlepieńce.

Fig. 2. Lithological profiles of Carboniferous deposits from the boreholes Bobolice 1 (after A. Zelichowski, modified) and Kurowo 1 (after B. Sikorski).

1 — limestones, 2 — marly limestones, 3 — sandy limestones, 4 — limestones with ooids and pelletoids, 5 — calcareous dolomites, 6 — dolomites with relic ooidal structure, 7 — siltstones, 8 — claystones, 9 — sandstones, arkose sandstones, 10 — conglomerates.



Ryc. 3. Wapień marglisty ooidowo-peloidowy. Ooidy spirytywane w masie węglanowo-mułowcowej: a — ooidy z grudką mikrytową w jądrze, b — pelloid, c — grudka groniasta; Bobolice 1, pr. 11, głębokość 2952,2 m, pow. 14 ×, nikole równoległe.

Fig. 3. Marly ooid-pelletoid limestone. Pyritized ooids in carbonate-siltstone mass: a — ooids with micritic lump in the nucleus, b — pelletoid, c — cluster lump; Bobolice 1, sample no. 11, depth 2952.2 m, × 14, parallel nicols.

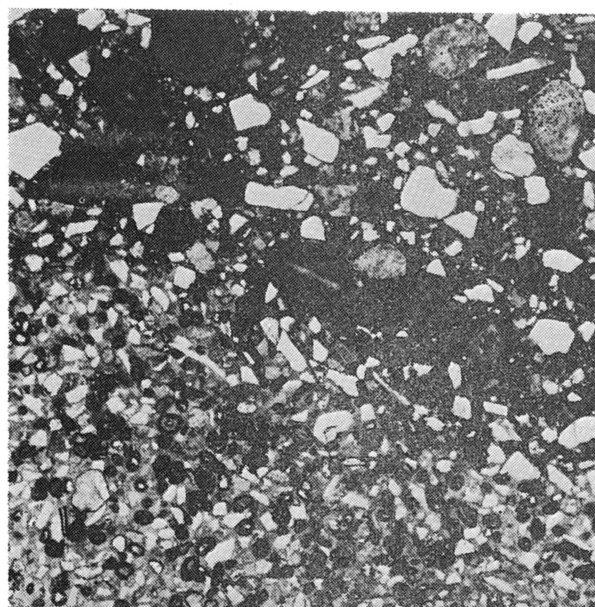
dłużona, w wyniku rozwoju powłok o niejednakowej grubości, lub też w wyniku nierównomiernego nagromadzenia mikrytu między powłokami.

Korteks na ogół jest zbudowany z substancji mikrytowej. Czasem obserwuje się ooidy o grubych powłokach sparytowych, które powstały wskutek zmian diagenetycznych (ryc. 5). Ooidy zwykle zawierają w jądrach ziarno kryptokrystaliczne lub substancję mikrytową, która stopniowo przechodzi w korteks. Formy te zajmują ponad 70% wszystkich ooidów, nie wliczając w to ooidów połamanych. W pozostałych ooidach występują różne ziarna detrytyczne, jak: intraklasty, bioklasty oraz ziarna terygeniczne.

W omawianych jądrach ooidów zaobserwowano kilka typów intraklastów różniących się strukturą. Intraklasty oolitowe są silnie zmikrytyzowane; noszą ślady wyrwania ich z osadu już zlitfikowanego. Ponadto występują intraklasty o nieregularnej budowie „robakowej”. W tych samych osadach spotyka się formy podobne do ooidów o budowie „robakowej”, ale nie mają one powłok ooidowych. Fakt ten wskazywałby na jednakowe źródło ich pochodzenia. Do rzadkości należy występowanie w jądrze ooidu substancji mikrytowej wymieszanej z bardzo drobnymi ziarnami kwarcu. Mikryt ten jest zwykle bezstrukturalny, a sporadycznie ma wygląd zbliżony do zlepionych peloidów.

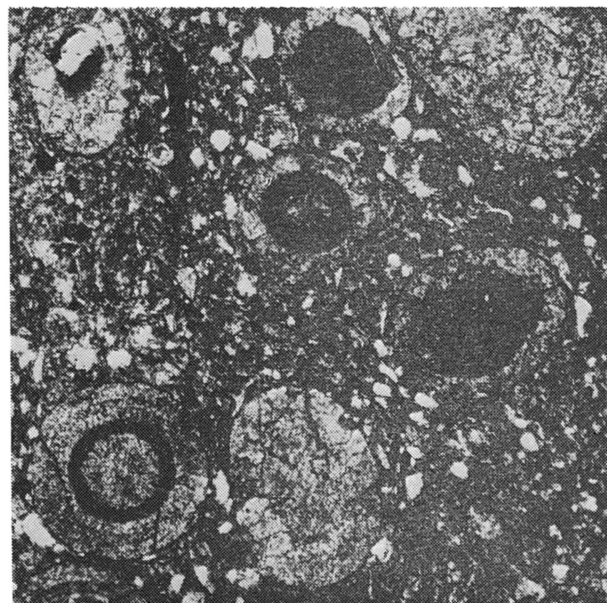
Do bioklastów budujących jądra ooidów zalicza się płytki szkarłupni, często silnie obtoczone, kołce jeżowców oraz połamane i silnie zdiagenezowane skonupki brachiopodów. Sporadyczne są mszywioty i małżoraczkki. W ooidach spotyka się również serpule i zmikrytyzowane skorupki otwornic długości 0,7 mm oraz kalcisfery. Duża ilość szczątków organicznych uległa procesowi neomorfizmu, który spowodował zatarcie ich budowy wewnętrznej.

Znacznie rzadziej od intraklastów i bioklastów w jądrach ooidów obserwuje się ziarna mineralne, takie jak: kwarc, skalenie, okruchy skalne i minerały akcesoryczne w postaci słupek silnie zleukoksenowanego ilmenitu. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone.



Ryc. 4. Sparytowy wapień oolitowy, piaszczysty. Wyraźnie rozdzielone dwie frakcje ooidowo-kwarcowe. Bobolice 1, pr. 13, głęb. 2937,8 m, pow. 14 ×, nikole równoległe.

Fig. 4. Sparry oolitic sandy limestone. Two ooid-quartz fractions are clearly separated. Bobolice 1, sample no. 13, depth 2937.8, × 14, parallel nicols.



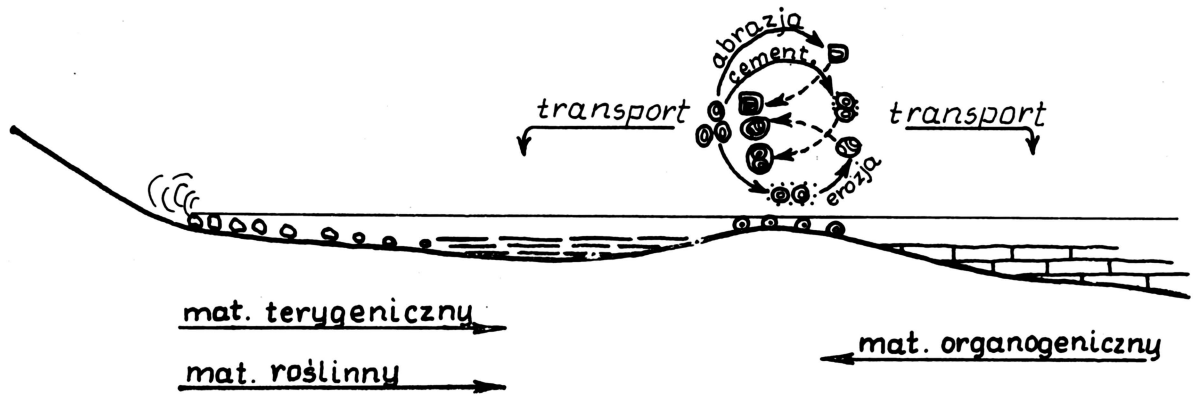
Ryc. 5. Wapień marglisty z ooidami. Różne etapy neomorfizmu agradacyjnego w ooidach. Bobolice 1, pr. 8, głęb. 2962,0 m, pow. 60 ×, nikole równoległe.

Fig. 5. Marly limestone with ooids. Various stages of agradational neomorphism in ooids. Bobolice 1, sample no. 8, depth 2962.0 m, × 60, parallel nicols.

Na nich można czasem prześledzić stopniowe wypełnianie nierówności morfologicznych przez mikryt, aż do utworzenia całkowitej powłoki ooidowej. Pozostałe ziarna terygeniczne w ooidach spotyka się dużo rzadziej. Maksymalne ilości takich ooidów w osadach Kurowa zajmują 41,6%, a w Bobolicach 16,6% wszystkich ooidów, z wyjątkiem form połamanych.

TYPY OOIDÓW

Wśród ooidów karbońskich wyróżnia się kilka typów odbiegających od form prostych. Są to: ooidy połamane, zabradowane i złożone. Ooidy pierwsze-



Ryc. 6. Model środowiska powstania i depozycji ooidów karbońskich.

Fig. 6. Model of environment of formation and deposition of Carboniferous ooids.

go typu występują liczniej niż pozostałe. Rozkruszenie ooidów odbywało się w środowisku ich powstania, gdzie szybkie zagrzebywanie w osadzie uniemożliwiło ich ponowną oolityzację. Zdecydowanie więcej form połamanych spotyka się w utworach Kurowa. Można to wiązać z działalnością czynników transportujących (por. 5).

Do ooidów zabradowanych zalicza się formy, w których nastąpiło odspojenie powłok zgodne z ich budową koncentryczną. Przyпуска się, że powstały one w wyniku tych samych procesów, co formy połamane. Ooidy złożone zawierają w jądrach jedną lub dwie formy starsze, niekiedy z naklejonym okruczem detrytycznym. Wymienione składniki prawdopodobnie uległy cementacji, zanim ponownie nie zostały zoolityzowane.

GRUDKI GRONIASTE

Oprócz pojedynczych ooidów w omawianych utworach spotyka się formy scementowane, występujące w postaci intraklastów oolitowych oraz grudki groniaste. Te ostatnie są zbudowane bądź z samych tylko ooidów, bądź ooidu i drobnego okrucza detrytycznego. Powstanie ich można by wiązać z wczesną cementacją składników, ponieważ niekiedy obserwuje się wypływający muł węglanowy z zewnętrznych części grudki.

WCISKI W OOIDACH

Pod wpływem działającego ciśnienia ooidy ulegały w miejscach kontaktu deformacjom, polegającym na rozpuszczeniu węglanu wapnia. W ten sposób powstały wciski (por. 7). Mają one przeważnie charakter powierzchniowy. Głębsze wciski w ooidach wywołują ziarna mineralne, które współwystępują z nimi.

Procesy wciskowe zachodziły podczas wczesnej diagenety osadu, zanim doszło do uformowania sparytowego cementu. W ooidach występują również wciski o charakterze mikrostylolitów, których geneza jest związana z osadem już zliptyfikowanym.

PROCESY NEOMORFICZNE

Wśród omawianych ooidów można zaobserwować stopniowe zacieranie ich budowy wewnętrznej prowadzące do zupełnego jej zaniku. Zjawisko to jest mikrytyzacją powłok lub procesem neomorfizmu agradacyjnego (ryc. 5), który wyraża się powstaniem mozaiki drobnych kryształów.

W ooidach można również obserwować zmiany polegające na zastępowaniu węglanu wapnia krzemionką, wykształconą w postaci chalcedonu. Do innych zmian diagenetycznych należą procesy dolomityzacji. Efekty tego, wyrażające się przeobrażeniem wapienia oolitowego w dolosparyt występują w Bobolicach na głębokościach od 2882,0 m do stropu karbonu.

ŚRODOWISKO DEPOZYCJI OOIDÓW KARBOŃSKICH

Ooidy karbońskie są formami prostymi, które powstały w warunkach typowych dla rozwoju akrecji

węglanowej. Do środowiska oolityzacji były przynieszone szczątki organiczne z pobliskich terenów. Okresowo zwiększana energia wód prowadziła do powstawania intraklastów. Proces oolityzacji odbywał się z niewielkimi przerwami, podczas których zachodziło zjawisko cementacji ooidów w grudki oraz kruszenie ooidów. W tym pierwszym przypadku powstawały ooidy złożone, w drugim — ooidy regeneracyjne. Abrazja ooidów zachodziła na krótko przed ich zagrzebaniem w muł wapienny, ponieważ występowanie ooidów połamanych i ponownie zoolityzowanych należy do rzadkości.

Omawiane ooidy prawdopodobnie powstawały w słyconych strefach morza, w których panowały odpowiednie warunki dla akrecji węglanowej. Obszar ten mógł pełnić rolę bariery morfologicznej. Dzięki temu następowało osłabianie wpływu morza, co z kolei mogło prowadzić do rozwoju warunków stagnujących w strefie przybrzeżnej. W ten sposób powstawały osady mułowcowo-margliste o ciemnym zabarwieniu wywołanym dostarczaną substancją fitogeniczną (ryc. 5).

Wskutek okresowo wzmoczonych czynników hydrodynamicznych ooidy uległy przerobieniu i wymieszaniu z materiałem przyniesionym, a następnie były przemieszczane w niezbyt odległe miejsca depozycji. Ooidy transportowane nierytmicznie ulegały raz lepszemu raz gorszemu wysortowaniu. Podczas transportu część z nich została pokruszona.

Osady, w których obecnie spoczywają ooidy zawierają duże ilości ziarn terygenicznych. Skład tego materiału pozwala w przybliżeniu ustalić rodzaj skał budujących obszar alimentacyjny. Prawdopodobnie niszczeniu podlegały skały wulkaniczne, jak i skały osadowe. Obszar lądowy mógł się znajdować w niewielkiej odległości od miejsca, w którym został zlokalizowany otwór Kurowo. Możliwe, że odznaczał się on w tym miejscu silnie zróżnicowaną morfologią w porównaniu do terenu w pobliżu otworu Bobolice. Za przykład może służyć fakt występowania grubych serii piaskowców w profilu karbonu Kurowa, a również liczne nagromadzenie ziarn kwarcu w jądrach ooidów na pewnym poziomie tego profilu, chociaż w zasadzie erozja ładu nie miała wpływu na powstawanie ooidów.

Na podstawie tych danych oraz faktu występowania ooidów w masie mułowcowo-marglistej, reprezentującej niewątpliwie osad wód stagnujących, lub też wymieszania ooidów z materiałem piaszczystym, można przypuszczać, że ooidy karbońskie uległy depozycji w środowisku różnym od środowiska ich powstania.

PODSUMOWANIE

Ooidy karbońskie tworzyły się w warunkach wysokiej turbulencji wód, skąd pod wpływem wzmoczonych czynników hydrodynamicznych zostały przemieszczone do środowiska niskoenergetycznego, gdzie uległy depozycji.

Zjawisko przenoszenia ooidów nie należy do rzadkości, co jest związane z kształtem tych form ułatwiającym transport. Badania współczesnych osadów Zatoki Perskiej (4, 8) wykazały możliwość występowania ooidów zarówno na głębokości 100 m w morzu, jak też do 40 km w głąb lądu na obszarach pustynnych.

LITERATURA

1. Carozzi A. — Complex ooids from Triassic lake deposit, Virginia. Amer. J. Sci., 1964, vol. 262.
2. Dadlez R. — Tectonic position of Western Pomerania (Northwestern Poland) prior to the Upper Permian. Biul. Inst. Geol., 1974, nr 274.
3. Korejwo K. — Stratigraphy and paleogeography of the Namurian in the Polish Lowland. Acta geol. pol., 1969, vol. 19, nr 4.

SUMMARY

The paper deals with the problem of Carboniferous ooids on the example of deposits penetrated by the Bobolice 1 and Kurowo 1 boreholes. In nuclei of ooids were mainly found cryptocrystalline grains and micritic matter as well as some bioclasts and intraclasts and, occasionally, terrigenous grains. Besides simple ooids there were differentiated some other ooid types such as broken, abraded and complex ooids. Some ooids occur as components of oolite intraclasts and cluster-like lumps. The ooids display some diagenetic alterations including the origin of and obliteration of original structure.

The mode of preservation of ooids indicates that they originated under conditions typical of oolitization, i.e. on shoals. A large amount of terrigenous material in rocks bearing ooids and the presence of ooids in siltstone-marly deposits indicate redeposition of the latter. It is assumed that ooids originating in high energy environment were transported and deposited in a low energy one under the influence of increased turbulence.

4. Loreau J. P., Purser B. H. — Distribution and ultrastructure of holocene ooids in the Persian Gulf. [In:] The Persian Gulf, ed. B. H. Purser. 1973.
5. Łabęcki J., Radwański A. — Broken ooids in the lagoonal Keuper deposits of the western margin of the Holy Cross Mts. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr., 1967, vol. 15, no. 2.
6. Muszyński M. — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna karbońskich skał osadowych niecki pomorskiej (okolice Bobolic). Pr. miner. Komis. Nauk Miner. PNN Oddz. w Krakowie, 1976, nr 48.
7. Radwański A. — Procesy wciskowe w osadach klastycznych i oolitowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 1965, t. 35, z. 2.
8. Wagner C. W., van der Toog C. — Holocene sediment types and their distribution in the southern Persian Gulf. [In:] The Persian Gulf, ed. B.H. Purser. 1973.

РЕЗЮМЕ

На основании осадков со скважин Боболице I и Кирowo I рассмотрены вопросы карбоновых ооидов. В ядрах ооидов определено наличие многих криптокристаллических зерн, меньшее количество биокластов и инфракластов и немного терригенических зерн. Кроме прямых ооидов определено несколько других типов, как изломанные ооиды, сложные ооиды. В описываемых ооидках наблюдаются диагенетические преобразования состоящие в образовании вдавлений и замятии их первичной структуры. Формы ооидов указывают на их образование в условиях типичных для процессов оолитизации в мелком море. Большое количество терригенического материала в породах содержащих ооиды, а также наличие ооидов в алевролитически-мергелистых отложениях свидетельствуют о том, что ооиды встречаются не в той среде, в которой они образовались. Автор предполагает, что вследствие усиленной турбулентции ооиды подвергались перемещению с высоко-энергетической в низко-энергетическую среду.