

UKD 552.54:552.122:551.733.11.022 mikrofacje:552.143(438–18 obniżenie podlaskie NE)

Bronisław SZYMAŃSKI

Mikrofacje osadów węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

Przedstawiono wyniki badań mikrofacjalnych skał węglanowych arenigu północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego, których skondensowane miąższościowo sekwencje reprezentują osady regresywnej fazy arenidzkiego cyklu sedimentacyjnego. Zróżnicowanie składu oraz cech teksturalnych i strukturalnych skał umożliwiło wydzielenie szeregu typów mikrofacjalnych, które w następstwie pionowym tworzą trzy odrębne genetycznie kompleksy: zailonych biomikrytów ramienionogowych, sparytów oraz biosparytów trylobitowo-ramienionogowych. Kompleks pierwszy odpowiada wiekowo górnej części arenigu dolnego (latorp B_I), natomiast dwa pozostałe – arenigowi górnemu (wołchow B_{II}). Przeprowadzono próbę interpretacji środowisk sedimentacji osadów poszczególnych kompleksów mikrofacjalnych.

WSTĘP

W artykule przedstawiono charakterystykę mikrofacjalną osadów węglanowych arenigu północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego, których profile są zbudowane w dolnej części z margli dolomitycznych arenigu dolnego (latorp B_I), natomiast w części górnej – z dolomitów i wapieni glaukonitowych arenigu górnego (wołchow B_{II})¹. Zespoły tych skał wraz z podścielającym je pakietem dolnoarenidzkiego glaukonitytu reprezentują odrębny cykl sedimentacyjny o charakterze transgresywno-regresywnym (B. Szymański, 1971, 1973).

Zespół skalny węglanów arenigu północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego zasługuje na szczególną uwagę m. in. z trzech powodów. Po pierwsze omawiany obszar reprezentuje część platformy prekambryjskiej (prewendyjskiej)

¹ Pod pojęciem mikrofacji rozumie się, zgodnie z określeniem J.S. Browna (1943) i J. Cuvailliera (1945), zespół cech mikroskopowych osadowych skał węglanowych, które obejmują ich charakter petrograficzny, paleontologiczny i sedimentologiczny.

w granicach NE Polski o najbardziej zaawansowanym stopniu rozpoznania wiertniczego, po drugie zdecydowana większość wykonanych tu otworów wiertniczych w interwałach występowania skał węglanowych arenigu została odwiercona z pełnym poborem rdzenia, wreszcie po trzecie osady węglanowe arenigu charakteryzują się tu nieznacznymi miąższościami, które świadczą o znacznym stopniu kondensacji, czyli o minimalnych rozmiarach subsydencji.

W artykule przedstawiono wyniki badań petrograficznych, paleontologicznych, sedymentologicznych, a także niektórych zagadnień paleoekologicznych. Obserwacjami objęto zawartość węgla wapnia, węgla magnezu i składników nierozpuszczalnych, ilość i skład i frakcję ziarnistego materiału szkieletowego, charakter składników allo- i ortochemicznych, tekstury i struktury, częstotliwość i sposób wykształcenia między- i śródwarstwowych powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych oraz intensywność i zasięg przeobrażeń dia- i epigenezy. Zgromadzone dane posłużyły jako kryterium dla wyróżnienia typów mikrofacjalnych osadów, które zgrupowano w trzy odrębne kompleksy: zailonych biomikrytów ramienionogo-

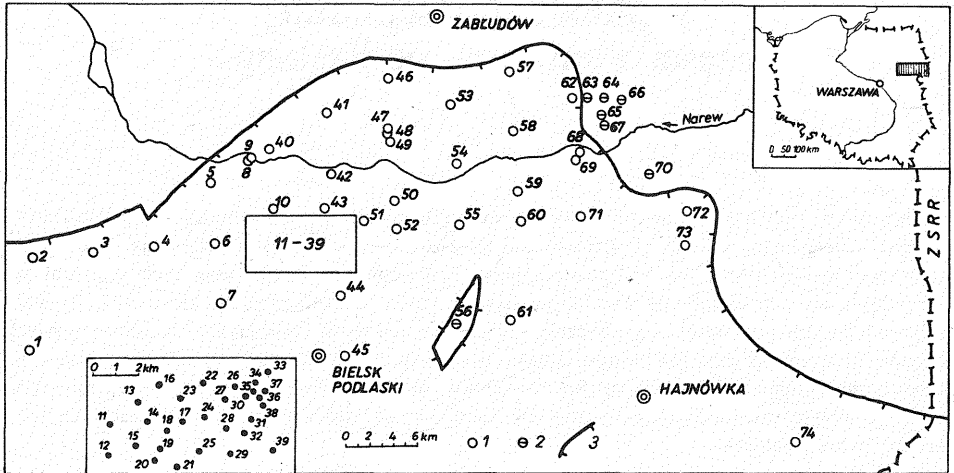


Fig. 1. Mapa lokalizacji otworów wiertniczych
Location map of boreholes

1 – otwory wiertnicze, w których stwierdzono osady węglanowe arenigu; 2 – otwory wiertnicze, w których stwierdzono erozyjny brak osadów węglanowych arenigu; 3 – zasięg erozyjny osadów węglanowych arenigu; otwory wiertnicze: 1 – Brańsk IG 1, 2 – Zalesie IG 1, 3 – Górskie IG 1, 4 – Wyski IG 1, 5 – Łapcie IG 1, 6 – Warpechy Nowe IG 1, 7 – Malinowo IG 1, 8 – Strabla IG 2, 9 – Strabla IG 1, 10 – Plutycze IG 1, 11 – Husaki IG 7, 12 – Husaki IG 8, 13 – Husaki IG 1, 14 – Rajsak IG 3, 15 – Haćki IG 6, 16 – Husaki IG 4, 17 – Haćki IG 4, 18 – Husaki IG 2, 19 – Rajsak IG 4, 20 – Orzechowicze IG 1, 21 – Haćki IG 8, 22 – Haćki IG 2, 23 – Haćki IG 3, 24 – Haćki IG 1, 25 – Haćki IG 5, 26 – Rzepniewo IG 3, 27 – Chraboby IG 3, 28 – Chraboby IG 2, 29 – Haćki IG 7, 30 – Chraboby IG 1, 31 – Chraboby IG 4, 32 – Chraboby IG 10, 33 – Rzepniewo IG 4, 34 – Rzepniewo IG 1, 35 – Rajsak IG 2, 36 – Rajsak IG 1, 37 – Rzepniewo IG 2, 38 – Hryniewiczze IG 1, 39 – Sobótka IG 1, 40 – Czerewki IG 1, 41 – Tryczówka IG 1, 42 – Deniski IG 2, 43 – Deniski IG 1, 44 – Proniewiczze IG 1, 45 – Widowo IG 1, 46 – Krynicky IG 1, 47 – Ryboły IG 1, 48 – Ryboły IG 2, 49 – Pawły IG 1, 50 – Koźyno IG 1, 51 – Płoski IG 1, 52 – Zubowo IG 1, 53 – Dawidowicze IG 1, 54 – Cietuski IG 1, 55 – Lachy IG 1, 56 – Krzywa IG 1, 57 – Olszanka IG 1, 58 – Trościanica IG 1, 59 – Hradocznna IG 1, 60 – Tyniewiczze IG 1, 61 – Czyże IG 1, 62 – Saki IG 1, 63 – Iwanki-Rohozy IG 4, 64 – Iwanki-Rohozy IG 3, 65 – Iwanki-Rohozy IG 2, 66 – Iwanki-Rohozy IG 1, 67 – Rohozy IG 1, 68 – Narew IG 1, 69 – Narew IG 2, 70 – Waśki IG 2, 71 – Kotłówka IG 1, 72 – Podborowisko IG 1, 73 – Grodzisko IG 5, 74 – Krzyże IG 4

1 – boreholes in which carbonate Arenigian rocks have been found; 2 – boreholes recording lack of carbonate Arenigian rocks in result of erosion; 3 – erosional extent of carbonate Arenigian rocks; boreholes – as listed above

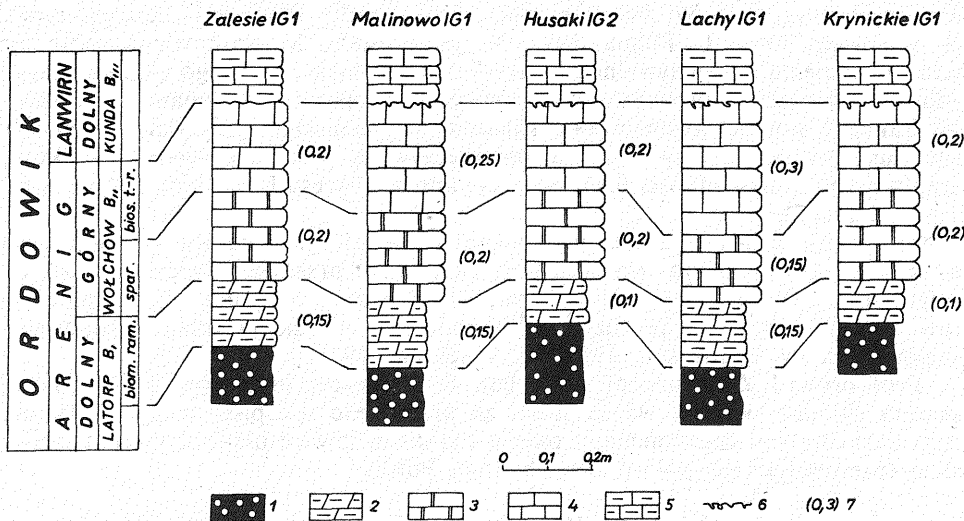


Fig. 2. Zestawienie profili osadów węglanowych arenigu
Correlation of carbonate Arenian profiles

Kompleksy mikrofacjalne: biom. ram. – biomikrytów ramienionogowych; spar. – sparytów; bios. t.-r. – biosparytów trylobitowo-ramienionogowych; 1 – glaukonityt; 2 – margle dolomityczne; 3 – dolomity glaukonitowe; 4 – wapienie glaukonitowe; 5 – wapienie margliste; 6 – międzywarstwowe powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych; 7 – miąższość w metrach

Microfacies complexes: biom. ram. – brachiopod biomicrites; spar. – sparites; bios. t.-r. – trilobite-brachiopod biosparites; 1 – glauconite; 2 – dolomitic marls; 3 – glauconitic dolomites; 4 – glauconitic limestones; 5 – marly limestones; 6 – intraformational sedimentary discontinuities; 7 – thickness in meters

wych, sparytów i biosparytów trylobitowo-ramienionogowych. Dla osadów każdego z tych kompleksów dokonano rekonstrukcji środowisk sedymentacji oraz odtworzono ich następstwo pionowe.

W artykule wykorzystano publikowane dotychczas dane z niektórych profili otworów wiertniczych dotyczące wykształcenia, stratygrafii, petrografii i problemów facjalnych rozpatrywanych osadów arenigu (M. Turnau-Morawska, 1963; J. Znosko, 1964; W. Bednarczyk, 1966; E. Tomczykowa, 1964; J. Znosko, B. Szymański, 1968; A. Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971, 1974; B. Szymański, 1968, 1971, 1973, 1978; Z. Modliński, 1973, 1975, 1982).

Jako materiał źródłowy posłużyły rdzenie skał węglanowych arenigu o łącznej długości ok. 50 m, pochodzące z 74 pełnordzeniowych otworów wiertniczych wykonanych przez Instytut Geologiczny w latach 1961–1976 (fig. 1, 2). Z rdzeni tych skał wykonano 800 płytek cienkich oraz ok. 150 powierzchni polerowanych. Część tych preparatów była barwiona alizaryną S. Zawartość ziarnistego materiału szkieletowego stwierdzono w 750 preparatach (płytki cienkie i powierzchnie polerowane), tj. w ok. 85% próbek. Zgromadzony materiał posłużył ponadto do wykonania 250 wieloskładnikowych analiz chemicznych i ilościowych oznaczeń spektralnych.

Jakościowe i ilościowe oznaczenia zawartości ziarnistego materiału bioklastycznego w skałach węglanowych arenigu wykonano metodą punktowej analizy geometrycznej, której podstawy teoretyczne zostały opracowane przez A.A. Głagolewa (1933) i która jest ostatnio szeroko stosowana w badaniach ziarnistych osa-

dów węglanowych (V.W. Stauffer, 1962; E.G. Purdy, 1963; H.E. Sadler, 1966; A. Vingisaar, 1971; L. Põlma, 1972; K. Jaworowski, M. Juskowiak, 1973). W celu zapewnienia porównywalności i uzyskania możliwie znacznego stopnia wiarygodności danych numerycznych dla każdego preparatu wykonano – zależnie od frakcji i stopnia wysortowania składników ziarnistych – minimum 300 lub 500 punktów pomiarowych. Zawartość rzeczywistą poszczególnych składników, przy współczynniku ufności 0,95 odczytywano z wykresu L. van der Plasa i A.C. Tobiego (1965).

Zmienność uziarnienia oraz wysortowanie ziarnistego materiału szkieletowego w skałach prześlędzono przyjmując następujące przedziały wielkości ziarn: <0,01 mm, 0,01–0,1 mm, 0,1–0,5 mm, 0,5–1,0 mm i >1,0 mm. Ziarna bioklastów frakcji > 0,1 mm posłużyły jako podstawa określenia składu grupowego organizmów (V. Jaanusson, 1952; A. Vingisaar, 1971).

Prof. drowi J. Znosko, prof. drowi hab. R. Dadlezowi oraz drowi T.S. Piątkowskiemu składam wyrazy wdzięczności za przejrzenie rękopisu, uwagi krytyczne oraz dyskusję nad zagadnieniami paleogeografii ordowiku platformy prekambryjskiej (prewendyjskiej) północno-wschodniej Polski.

SKŁADNIKI ARENIDŹKICH SKAŁ WĘGLANOWYCH

W składzie skał węglanowych arenigu stwierdzono szereg składników o różnej genezie. Są to: węglanowe ziarna szkieletowe i nieszkieletowe, materiał terygeniczny, tło skalne, cement oraz minerały diagenetyczne. Ze względu na znaczenie dla charakteru mikrofacjalnego zbadanych osadów składników dwu pierwszych grup zostały one omówione poniżej szczegółowo.

ZIARNA SZKIELETOWE

Ziarna szkieletowe są reprezentowane zarówno przez pokruszone fragmenty, jak i całe skorupki oraz inne części organizmów. Zasady ich identyfikacji oraz podstawowe cechy diagnostyczne właściwe dla poszczególnych grup systematycznych fauny zestawili: V. Jaanusson (1952), O.P. Majewske (1969), A.S. Horowitz, P.E. Potter (1971), J.H. Johnson (1971), A. Vingisaar (1971) i W.P. Masłow (1973).

Ziarnisty materiał szkieletowy należy głównie do zawiasowych i bezzawiasowych ramienionogów, trylobitów, głowonogów (*Endoceratoidea*), graptolitów, małzoraczków i mszywiolów. Ilościowo podrzędnie występują ponadto szczątki ślimaków, małży, liliowców (?), konodontów, skolekodontów oraz alg i organizmów o niesprecyzowanej – ze względu na stopień rekrystalizacji i/lub frakcję – przynależności systematycznej. Ich materiał ziarnisty określono łącznie mianem *varia*.

Jakościowy skład materiału szkieletowego jest słabo urozmaicony i zawiera głównie ziarna zbudowane z węglanu wapnia (kalcytu). Są to w większości szczątki organizmów bentonicznych, których udział w masie bioklastów wynosi średnio 90–95% (fig. 3). Ich nieodłączną cechą jest zmienne uziarnienie oraz wyraźne ślady abrazyj.

Ziarna szkieletowe odznaczają się powszechnie zróżnicowanym stopniem zachowania pierwotnych struktur organicznych i tworzą zwykle ciągle przejścia od form o wyraźnej, niezniszczonej strukturze pierwotnej (tabl. I, fig. 5, 6; tabl. V, fig. 18, 19) do form prawie bezstrukturalnych (tabl. III, fig. 13) lub z zachowanymi jedynie relikdami pierwotnej budowy (tabl. V, fig. 17). Zniszczenie lub częściowa modyfikacja ich struktury jest w głównej mierze następstwem wczesnodiagenetycznych procesów dolomityzacji i rekrystalizacji.

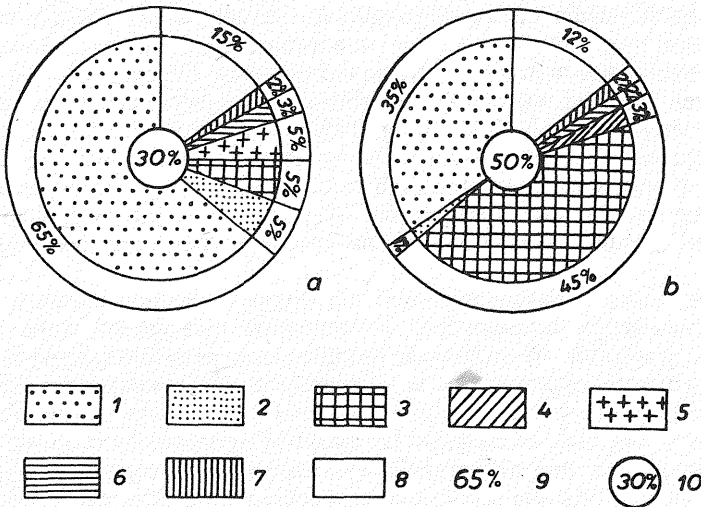


Fig. 3. Skład grupowy ziarnistego materiału szkieletowego w osadach węglanowych arenigu: a – biomikryty ramienionogowe; b – biosparyty trylobitowo-ramienionogowe

Group composition of grainy skeletal material in carbonate Arenigian rocks: a – brachiopod biomicrorites; b – trilobite-brachiopod biosparites

1 – ramienionogi zawiasowe; 2 – ramienionogi bezzawiasowe; 3 – trylobity; 4 – głowonogi; 5 – graptolity; 6 – małżoraczki; 7 – mszywioly; 8 – *varia*; 9 – udział ziarn szkieletowych poszczególnych grup organizmów w składzie materiału szkieletowego w procentach; 10 – średnia zawartość w procentach obj. ziarnistego materiału szkieletowego w osadach poszczególnych kompleksów mikrofacjalnych

1 – articulate brachiopods; 2 – inarticulate brachiopods; 3 – trilobites; 4 – cephalopods; 5 – graptolites; 6 – ostracods; 7 – bryozoans; 8 – *varia*; 9 – share of skeletal grains of individual groups of organisms in skeletal material in %; 10 – mean content of skeletal material in rocks of individual microfacies complexes in volume %

W ziarnach szkieletowych dość powszechnie się stwierdza nieliczne impregnacje mineralne o wtórnej genezie. Są to głównie pseudomorfozy bądź wypełnienia mikrospękań i przestrzeni interstycjalnych, których treść mineralną tworzą agregaty bladezielonego glaukonitu, izotropowe fosforany, niekiedy mikryt dolomitu oraz siarczki – głównie piryt i markasyt. W przekrojach tworzą one najczęściej nieregularne i nieostro zarysowane, strzępiaste skupienia o średnicy 0,01–0,05 mm.

Stosunek objętościowy ziarn szkieletowych do tła mineralnego skał węglanowych bywa rozmaity. Jeśli ich ilość jest nieznaczna, wówczas tkwią one luźno w masie skalnej, jeśli są liczne – stykają się ze sobą, bądź w przypadku krańcowym – zresztą niezbyt częstym – niemal zupełnie wypełniają przestrzeń skalną (tabl. I, fig. 5–7). Ułożenie ziarn jest zwykle nieuporządkowane, a większość ich przekrojów odznacza się wydłużonym, listewkowym pokrojem.

ZIARNA NIESZKIELETOWE

Stwierdzono występowanie dwu typów tego rodzaju ziarn, tj. naskorupień algowych oraz okruchów skał.

Naskorupienia algowe składają się z charakterystycznie pofalowanych lamin kalcytutu algowego, które stanowią cienkie, nieregularne naskorupienia na fragmentach zarówno organicznych (np. okruchach skorup ramieniono-

gów), jak i pochodzenia nieorganicznego (np. okruchy skał). Zwykle naskorupienia te otaczają fragmenty organiczne i nieorganiczne jedynie częściowo, tworząc na ich powierzchniach niewielkie, płaskie nabrzmienia. Czasem składają się jedynie z pojedynczej, cienkiej warstewki, co zbliża je do pokrewnych im genetycznie ooidów powierzchniowych (L.V. Illing, 1954; A.V. Carozzi, 1957).

Naskorupienia algowe są nieliczne i występują niemal wyłącznie w cienkich, od 1 do 2 cm miąższości, warstewkach osadu węglanowego, leżących bezpośrednio ponad powierzchniami nieciągłości². W pozostałych interwałach profilu skał węglanowych częstość występowania naskorupień algowych jest znikoma lub ich brak.

Zawartość ziarn z naskorupieniami algowymi w obrębie cienkich warstewek osadu pokrywających bezpośrednio powierzchnie nieciągłości waha się zwykle w szerokich granicach. W zailonych biomikrytach ramienionogowych są to zazwyczaj pojedyncze egzemplarze, a w sparytach nie stwierdzono ich zupełnie. Znaczniejsze nagromadzenia tych ziarn (ponad 1% obj. skały) notuje się natomiast powszechnie w osadach kompleksu biosparytów trylobitowo-ramienionogowych, gdzie czasem tworzą one niewyraźnie wyodrębnione, nieregularne skupienia lub smugi. Ich skrajnie wysokie frekwencje są właściwe zwłaszcza dla osadów leżących bezpośrednio na międzywarstwowej powierzchni nieciągłości, występującej w stropie sekwencji węglanów arenigu, tj. na granicy z lanwirnem dolnym (kunda B_{III}). Znamioną cechą tej powierzchni nieciągłości jest rozległy, regionalny jej zasięg, zmienny sposób wykształcenia oraz istnienie licznych struktur bioturbacyjnych (B. Szymański, 1968, 1973; K. Jaworowski, Z. Modliński, 1972; Z. Modliński, 1973)³.

Frekwencja omawianych ziarn wskazuje, iż tworzyły się one w okresach osłabienia względnego tempa sedymentacji lub całkowitego jej zaniku.

Okruchy skał są reprezentowane przez drobne fragmenty skalne (intraklasty), powstałe w wyniku działania sił hydrodynamicznych na cienkie warstewki świeżo złożonego, częściowo zlitfikowanego mułu wapiennego, które odspojone mogły być następnie przenoszone na niewielkie odległości i pogrzebane w osadzie węglanowym (R.L. Folk, 1959).

Intraklasty odznaczają się różnym – przeważnie znacznym – stopniem obtoczenia i rozmiarami od kilku milimetrów do ok. 2 cm. Intraklasty drobne są zwykle dobrze obtoczone, ale dotyczy to czasem również i tych, które wykazują znaczniejsze rozmiary. Znakomita większość z nich to mikryty lub mikryty zailone. Ich cechą szczególną jest zazwyczaj intensywny stopień wtórnej fosfatyacji oraz niestała barwa, która zmienia się od szaropopielatej do brunatnoszarej.

W zbadanych sekwencjach intraklasty rozmieszczone są nierównomiernie i występują niezbyt często. Znaczniejsze ich nagromadzenia wiążą się głównie z osadami kompleksu biosparytów trylobitowo-ramienionogowych. Zarówno w zailonych biomikrytach, jak również w sparytach i biosparytach intraklasty

² Jako powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych określa się tu płaszczyzny między- i śródwarstwowe o genezie subakwalnej, które noszą szereg cech charakterystycznych, świadczących o przerwie w gromadzeniu się osadu, a zarazem o tym, że przed rozpoczęciem kolejnego epizodu depozycyjnego uległy one zmianom morfologii, impregnacji związkami żelaza lub fosforanami oraz niekiedy zasiedleniu przez organizmy ryjące bądź drążące osad. Innymi słowami to powierzchnie, które świadczą pośrednio o istnieniu przerw bądź względnych zmian w tempie sedymentacji (J. Kaźmierczak, A. Pszczółkowski, 1968; K. Jaworowski, Z. Modliński, 1972).

³ Z naskorupieniami algowymi na ziarnach szkieletowych i nieszkieletowych, rozmieszczonymi bezpośrednio na powierzchniach nieciągłości zbadanych sekwencji, często wiąże się występowanie analogicznych form pochodzenia przypuszczalnie algowego, które pokrywają drobne wypukłości tych powierzchni lub określone fragmenty rozmieszczonych na nich struktur bioturbacyjnych, powstałych w wyniku działalności życiowej organizmów penetrujących na wpół zlitfikowany osad.

są najczęściej rozmieszczone w bliskim sąsiedztwie powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych, tworząc niewielkie zgrupowania w obrębie cienkich warstw osadu leżących bezpośrednio ponad tymi powierzchniami.

Znikoma częstość intraklastów prowadzi do wniosku, iż zjawisko odspojenia częściowo zlitfikowanych fragmentów złożonego osadu wapiennego zachodziło rzadko lub że transport tych fragmentów trwał zbyt długo i doszło w konsekwencji do całkowitej ich dezintegracji.

MATERIAŁ TERYGENICZNY

Zawarty w zbadanych osadach materiał terygeniczny jest w głównej mierze następstwem sedymentacji prądowej. Jego dostawa pochodziła z rozmieszczonych poza basenem wyniesionych partii kratonu, które rozciągały się na wschodzie i północnym wschodzie tworząc tzw. łąd białoruski (R.M. Männil, 1966).

Materiał ten składa się głównie z minerałów ilastych z grupy illitu-chlorytu, którym w ilościach podrzędnych towarzyszą dobrze obtoczone ziarna klastycznego kwarcu, przeważnie frakcji aleurytowej, wyjątkowo – psamitowej. Jako składniki akcesoryczne są ponadto reprezentowane pojedyncze, drobne ziarna zwietrzalnych skaleni, blaszki łyszczyków oraz minerały ciężkie.

Materiał terygeniczny – głównie ilasty – występuje bądź w formie domieszki rozproszonej mniej lub bardziej równomiernie w węglanowym tle skalnym (tabl. I, fig. 7; tabl. II, fig. 8, 9; tabl. V, fig. 17), bądź też nieregularnych lamin i cienkich warstewek o nieostrych konturach (tabl. I, fig. 6). Są one na ogół ułożone poziomo, często jednak biegną nieco skośnie lub faliście, a niektóre z nich łączą się ze sobą lub zanikają. Sposób rozmieszczenia lamin i warstewek jest zwykle skrajnie nierównomierny i najliczniej są one zgrupowane w biomikrytach ramienionogowych. Znaczniejszy udział materiału terygenicznego w osadzie jest zwykle właściwy także tym partiom sekwencji, które leżą bezpośrednio powyżej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych (tabl. IV, fig. 15, 16).

Zawartość materiału terygenicznego w skałach węglanowych arenigu – mierzona udziałem w procentach wagowych reziduum nierozpuszczalnego – jest niestała i zmienia się w szerokich granicach. W zailonnych biomikrytach ramienionogowych stanowi średnio 38–53%, natomiast w sparytach i biosparytach odpowiednio ok. 30 i poniżej 20% (tab. 1–3).

Zmienna zawartość materiału terygenicznego w osadach poszczególnych kompleksów mikrofacjalnych arenigu świadczy, iż był on dostarczony do obszaru sedymentacji z różnym natężeniem. Jego dostawa w arenigu dolnym następowała w warunkach intensywnego transportu, a następnie uległa wyraźnemu osłabieniu w arenigu górnym.

MIKROFACJE OSADÓW WĘGLANOWYCH ARENIGU

Na podstawie zmienności tekstur depozycyjnych, składu, ułożenia i sposobu zachowania elementów szkieletowych oraz ich frakcji i relacji ilościowych do pozostałych składników osadu w sekwencji osadów węglanowych arenigu wyróżniono szereg naturalnych typów mikrofacjalnych skał (fig. 4). Zróżnicowane wzajemne proporcje miąższościowe osadów tych typów w poszczególnych interwałach profilu posłużyły z kolei jako kryterium identyfikacji trzech kompleksów mikrofacjalnych o odmiennej genezie i różnym charakterze środowiskowym. Nazwę nadano im od dominującego miąższościowo w danym interwale typu mikrofacjalnego skały.

Wyróżniono trzy takie kompleksy: (od dołu) zailone biomikryty ramienionogowe (tabl. I; tabl. II; tabl. III, fig. 11), spartyty (tabl. III, fig. 12, 13) oraz biospartyty trylobitowo-ramienionogowe (tabl. IV, V). Zespół skalny pierwszego kompleksu odpowiada wiekowo górnej części arenigu dolnego (lato B₁), natomiast dwa pozostałe – arenigowi górnemu (wołch B₁₁). Ich sumaryczna miąższość waha się od ok. 0,4 do 0,6 m (fig. 2).

ZAILONE BIOMIKRYTY RAMIENIONOGOWE

Zespół skalny tego kompleksu o miąższości 0,1–0,15 m (fig. 2) tworzą głównie ziarniste skały węglanowe dwu typów: zailone bogate biomikryty (*packed biomicrite*) ramienionogowe o zawartości ziarn szkieletowych powyżej 10% oraz zailone ubogie biomikryty (*sparse biomicrite*) ramienionogowe, w których materiał szkieletowy nie przekracza 10% obj. Jako podrzędne przewarstwienia obu tym typom skał towarzyszą zailone mikryty z bioklastami, zailone mikryty oraz termikryty i ilowce. W dwu ostatnich typach udział ortochemicznych węglanów wynosi odpowiednio średnio ok. 50 i do 25% wag.

Znamienną cechą wyróżnionych typów skał jest znaczny stopień ich wymieszania w następstwie pionowym, nieostry charakter wzajemnych przejść między nimi oraz wyraźna przewaga w składzie ortochemów mikrytu nad sparytem (mikrosparytem). Zwykle materiał ziarnisty tych skał jest tylko częściowo zdolomityzowany (tabl. II, fig. 8, 9), wykazuje istnienie wyraźnych śladów abrazji (tabl. I, fig. 5–7; tabl. II, fig. 8, 9) oraz zmienne uziarnienie, które wyrażają ciągle przejścia od dużych fragmentów poprzez małe okruchy do ziarn frakcji mułu (tabl. I, fig. 5–7; tabl. II, fig. 8–10). Z ich struktury wewnętrznej wynika zarazem, że powstały one w większości w wyniku działania czynników biogenicznych oraz mechanicznej dezintegracji szczątków organicznych.

Zailone biomikryty ramienionogowe – zarówno bogate, jak i ubogie – są ziarnistymi skałami organodetrytycznymi, częściowo zrękrytalizowanymi o intensywnym zwykle stopniu wczesnodiagenetycznej dolomityzacji tła mikrytowego (tabl. I, fig. 5–7; tabl. II, fig. 8–10; tabl. III, fig. 11). Tekstura tych skał bywa zazwyczaj kierunkowo uporządkowana – nieregularnie poziomo warstwowana, smużysta bądź laminowana (tabl. I, fig. 6). Są one silnie zdiagenezowane, zwarte i odznaczają się nieregularnym, nierównym przełamem. Barwa zailonych biomikrytów jest monotonna – seledynowoszara, nierzadko w partii przyspągowej profilu wyraźnie przeciemniona – szarawa (otwory: Husaki IG 4, Malinowo IG 1 i Zalesie IG 1)⁴.

Skład mineralny i chemiczny (tab. 1) zailonych biomikrytów ramienionogowych jest słabo zróżnicowany. Skała składa się głównie z węglanowo-ilastego tła, które tworzą mikryt i mikrosparyt węglanów (25–35% obj.) – w większości dolomitu (ok. 30% obj.) – oraz substancja ilasta o składzie illit-chloryt (35% wag.)⁵.

⁴ W sąsiedztwie strefy wychodni podmezozoicznych – podtriasowych na zachodzie i podjurajskich na wschodzie – skały kompleksu biomikrytowego uległy intensywnemu wietrzeniu epigenetycznemu, które doprowadziło do ich przekształcenia w margliste ilolupki o wyraźnej drobnopłytkowej oddzielności i pstrych, plamistych barwach (otwory: Krzyże IG 4 i Ryboły IG 1).

⁵ Ze względu na trudności w określeniu metodą mikroskopową zawartości materiału ilastego w składzie różnych typów skał węglanowych arenigu, została ona podana w procentach wagowych jako wartości średnie z przeliczeń na skład mineralny oznaczeń analiz chemicznych.

Tabela 1

Skład chemiczny biomikrytów ramienionogowych w % wag.

Otwór wiertniczy	Głębokość w m	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	S _c	TiO ₂	MnO
Husaki IG 4	627,75	21,26	10,05	29,10	23,44	7,66	4,03	0,64	0,20	<0,04	1,32	0,08	0,45	0,54
Husaki IG 4	627,80	16,73	8,05	23,00	32,30	11,69	3,31	0,89	0,21	<0,04	1,76	0,17	0,61	0,43
Husaki IG 4	627,85	19,54	9,20	26,00	27,13	10,57	3,39	1,00	0,20	<0,04	1,63	0,20	0,52	0,46
Zubowo IG 1	563,95	17,63	11,43	27,00	25,47	8,03	3,62	1,03	0,15	0,57	1,50	0,24	0,44	0,38
Zubowo IG 1	564,00	18,04	12,46	29,10	22,74	7,34	4,20	1,00	0,23	0,51	1,37	0,26	0,39	0,42
Husaki IG 2	614,75	19,21	7,48	25,00	27,90	9,73	3,26	0,93	0,20	0,10	1,70	0,14	0,68	0,20
Pawły IG 1	518,40	21,73	11,08	30,00	19,02	6,82	4,70	3,05	0,52	<0,04	1,98	0,32	0,26	0,54
Pawły IG 1	518,45	6,67	4,58	10,80	40,91	11,24	5,68	7,94	0,61	<0,04	5,30	0,29	0,60	0,37
Dawidowicze IG 1	476,35	21,35	11,99	32,10	17,98	5,90	4,35	1,86	0,12	0,07	1,28	1,01	0,33	0,38
Orzechowicze IG 1	640,60	16,10	9,30	22,20	33,50	9,26	4,17	1,19	0,12	0,16	0,47	0,12	0,60	0,50

Anal. Z. Zdrowski, T. Latoszyńska, W. Ziełńska

Tabela 2

Skład chemiczny sparytów w % wag.

Otwór wiertniczy	Głębokość w m	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	S _c	TiO ₂	MnO
Husaki IG 4	627,62	29,17	9,12	34,30	8,14	3,46	8,86	1,77	1,46	<0,04	1,08	0,45	0,11	1,49
Husaki IG 4	627,67	31,61	10,04	34,20	6,01	3,74	6,17	1,13	4,68	<0,04	0,63	0,45	0,11	1,04
Husaki IG 4	627,72	32,22	7,74	35,20	8,34	4,13	7,83	0,50	1,41	<0,04	0,60	0,34	0,17	1,16
Zubowo IG 1	563,75	28,10	12,86	37,30	6,52	1,76	4,06	1,58	1,66	0,54	0,60	2,15	0,10	0,57
Zubowo IG 1	563,80	28,38	13,95	37,80	7,18	2,39	4,60	1,49	1,22	0,14	0,54	0,51	0,15	0,63
Zubowo IG 1	563,85	27,90	15,28	40,20	4,89	1,57	6,14	0,88	0,66	0,13	0,37	0,19	0,11	0,68
Husaki IG 2	614,55	29,62	12,05	39,00	6,72	2,54	6,05	1,25	1,22	0,17	0,53	0,22	0,10	0,72
Husaki IG 2	614,65	27,44	11,30	37,70	9,80	3,09	6,50	0,61	1,00	0,18	0,60	0,11	0,20	0,85
Pawły IG 1	518,20	35,33	11,11	40,10	4,20	1,18	2,71	1,58	0,45	0,10	0,40	0,53	0,12	0,26
Pawły IG 1	518,30	27,26	14,31	38,70	6,27	1,79	4,40	2,11	0,65	0,12	0,57	0,78	0,14	0,35

Anal. Z. Zdrowski, T. Latoszyńska, W. Ziełńska

W tle skały zawarte są w zmiennych ilościach ziarna elementów szkieletowych (1–30% obj.), pojedyncze, drobne ziarna i agregaty bladezielonego glaukonitu (3% obj.) oraz nieznaczna domieszka – zwłaszcza w partiach intensywnie zailonych – klastycznego kwarcu frakcji głównie aleurytowej (5% obj.). Ponadto jako minerały ilościowo podrzędne w skałach tych występują siarczki (głównie piryt i markasyt), drobne blaszki łyszczyków, fosforany oraz minerały wtórne – wodorotlenki i tlenki żelaza, fosforany (kolofan) i syderyt (?). Skład skały uzupełniają nieliczne minerały ciężkie – cyrkon, apatyt i szarozielony turmalin.

Zespół skalny zailonych biomikrytów ramienionogowych zawiera powszechnie liczne, cienkie – od 0,5 do 1,5 cm – przewarstwienia zailonych mikrytów z bioklastami, zailonych mikrytów, termikrytów i niekiedy iłowców, które tworzą zazwyczaj nieostro wyodrębnione laminy i warstewki o nieregularnym przebiegu. Z teksturalnego punktu widzenia są to skały będące mieszaniną głównie dwu składników, tj. mikrytu ortochemicznych węglanów oraz materiału ilastego, występujących w zmiennych proporcjach. Ich treść mineralną uzupełnia detrytyczny kwarc (do 5%) frakcji aleurytowej, wyjątkowo psamitowej, bladezielony glaukonit (3%), niekiedy pojedyncze ziarna szkieletowe oraz minerały wtórne. Zarys tych przewarstwień jest z reguły niezwykle urozmaicony. Liczne z nich wyklinowują się bądź łączą ze sobą, wykazując istnienie drobnych zgrubień i przewężeń o nieprawidłowych kształtach. Przewarstwienia mikrytów, termikrytów i iłowców są rozmieszczone w profilu nierównomiernie i najobficiej skupiają się zazwyczaj w dolnej, przyspągowej partii sekwencji. Ich barwa jest monotonna – seledynowoszara lub szara.

Jednolita sekwencja zailonych biomikrytów ramienionogowych jest rozczłonkowana nielicznymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych, z których większość odznacza się ograniczonym zasięgiem i niestałością usytuowania w profilu. Są one wykształcone jako nierówne, lekko faliste i wygładzone płaszczyzny śródwarstwowe o genezie subakwalnej. Zwykle powierzchniom tym towarzyszą nieregularne, cienkie (0,5–1,0 cm) strefy intensywnej dolomityzacji lub fosfatacji. Brak tu biostruktur, które mogłyby świadczyć o pierwotnym zasiedleniu powierzchni przez organizmy narastające bądź drążące osad.

Opisane cechy osadów kompleksu biomikrytowego prowadzą do wniosku, iż utworzyły się w strefie wód płytkich i umiarkowanie ruchliwych. Znaczna przewaga mikrytu nad sparytem (mikrosparytem) świadczy o słabym przemyciu osadu. Zestawienie tych stwierdzeń – przy uwzględnieniu pozycji zailonych biomikrytów w sekwencji węglanów – pozwala sądzić, że osadziły się one w pasie oddalonym od brzegu, przypuszczalnie po wewnętrznej stronie rozległej ławicy przybrzeżnej. Reprezentują one osady strefy sublitoralnej, powstałe w tej części akwenu, do której dostawa materiału terygenicznego następowała w warunkach relatywnie intensywnego transportu.

SPARYTY

Na osady tego kompleksu o miąższości 0,15–0,20 m (fig. 2) składają się głównie skały węglanowe o znacznym stopniu rekrytalizacji, które w większości powstały w wyniku neomorfizmu i dolomityzacji wcześniej istniejącego mikrytu. Są to sparyty (tabl. III, fig. 12), sparyty z relikami zrekrystalizowanych struktur organicznych oraz ubogie biosparyty (tabl. III, fig. 13), zawierające elementy szkieletowe lub ich relikty w ilości nie przekraczającej 10%. Miąższościowo podrzędnie towarzyszą sparytom cienkie przewarstwienia ubogich biomikrytów (tabl. IV, fig. 14) oraz iłowców. Zespół tych skał cechuje nieostry charakter wzajemnych przejść, brak

lub znikoma zawartość składników allochemicznych, znaczny stopień ich rekryształizacji oraz powszechna przewaga sparytu nad mikrytem. Zgodnie z tym, skały kompleksu sparytów noszą liczne znamiona właściwe osadom tzw. facji rekryształizacyjnej.

Jednolicie wykształcone sparyty zbadanych profilów składają się głównie ze skał węglanowych w różnym stopniu zrekrystalizowanych i zdolomityzowanych. Są one intensywnie zdiagnozowane, zwięzłe i odznaczają się beżadną, masywną teksturą oraz nieregularnym, nierównym przełamem. Często przy tym zdarza się, że w przyspągowych partiach sekwencji skały te wykazują znaczną porowatość (otwory: Rajsk IG 4 i Zalesie IG 1). Ich barwa jest stalowoszara lub szara, nierzadko o odcieniu zielonkawym w partiach przepelnionych licznie nagromadzonym glaukonitem⁶.

W wykształceniu typowym sparyty odznaczają się monotonnym składem mineralnym i chemicznym (tab. 2). Skała składa się głównie z masy węglanów tworzących mozaikę sparytu i mikrosparytu (60–70%) – w większości dolomitu (40–50%), podrzędnie kalcytu (10–20%) – oraz materiału terygenicznego, który zawiera substancję ilastą o składzie illit-chloryt (25%) i nieliczne – przeważnie w przyspągowym odcinku profilu – drobne, dobrze obtoczone ziarna kwarcu frakcji 0,05–0,1 mm. Ziarnisty materiał szkieletowy występuje w nieznacznych ilościach lub najczęściej brak go zupełnie. Są to bądź nieliczne, zrekrystalizowane relikty struktur organicznych, bądź też częściowo zrekrystalizowane fragmenty i ziarna. Znaczniejsze nagromadzenia tych ostatnich – zwykle poniżej 10% – nadają niektórym z omawianych skał charakter biosparytów. Ilościowo podrzędnie występują w sparytach nierównomiernie nagromadzone, często obfite ziarna autigenicznego glaukonitu (8%), izotropowe fosforany (2%), szamozyt, siarczki (piryty i markasyt), drobne blaszki muskowitu, wreszcie minerały wtórne (identyczne jak w biomikrytach) oraz konkrecyjne skupienia opalu i siarczany (baryt, celestyn).

Zespół skalny sparytów jest zwykle przewarstwiony nielicznymi, cienkimi przerostami i nieregularnymi wtrąceniami ilowców dolomitycznych, które zawierają minerały ilaste z grupy illit-chloryt (60%), mikryt węglanów (30%), nieliczne ziarna materiału szkieletowego, ciemnozielony glaukonit oraz skupienia bezbarwnych fosforanów i siarczki (piryty, markasyt). Zupełnie wyjątkowo zdarza się, iż udział mikrytu i ziarn szkieletowych w składzie ilowców jest na tyle znaczny, że tworzą one przejścia do skał typu zailonych ubogich biomikrytów. Zarys przewarstwień ilastych jest nieregularny, często są one poprzerywane i wykazują nieprawidłowe nabrzmienia i przewężenia. W profilu przewarstwienia są rozmieszczone zupełnie przypadkowo i najliczniej grupują się zwykle w dolnej, przyspągowej części sekwencji. Ich barwa jest stała – jasnoszara lub popielatoszara.

W sekwencji sparytów powszechnie stwierdza się liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej, z których tylko nieliczne dają się prześledzić w tej samej pozycji w wielu profilach. Liczba tego typu powierzchni jest zwykle zmienna i wynosi od 1 do 3. Przykładem jest międzywarstwowa powierzchnia występująca w spągu kompleksu, tj. między zailonymi biomikrytami ramienionogowymi a sparytami. Znakomita większość powierzchni nieciągłości charakteryzuje się zmiennym wykształceniem, przy czym dominującym typem morfologicznym są powierzchnie lekko faliste o nieznaczonej amplitudzie szerokości nierówności lub niemal zupełnie płaskie, gładkie. Ich nieodłączną cechą jest brak wyraźnych struktur bioturbacyjnych oraz efemeryczny charakter

⁶ Jedynie w sąsiedztwie strefy podmezozoicznych wychodni skały te – analogicznie jak zailone biomikryty ramienionogowe – uległy częściowo lub całkowicie wtórnemu odbarwieniu, przyjmując zabarwienie pstre lub plamiste (otwory: Ryboły IG 1 i Górskie IG 1).

stref impregnacji. Zupełnie wyjątkowo, powierzchnie młodsze ścinają niektóre niżej leżące powierzchnie starsze.

BIOSPARYTY TRYLOBITOWO-RAMIENIONOGOWE

Kompleks ten o miąższości ok. 0,3–0,45 m (fig. 2) zbudowany jest niemal wyłącznie z ziarnistych wapieni organodetrytycznych typu biosparytów ubogich i bogatych (tabl. IV, fig. 15, 16; tabl. V, fig. 17–19). Skały obu odmian pod względem teksturalnym są mieszaniną ziarn szkieletowych i sparytu w różnych proporcjach ilościowych. W pierwszej zawartość elementów szkieletowych wynosi poniżej 10%, a w drugiej od 10 do 60%. Udział biosparytów bogatych w poszczególnych profilach nie przekracza najczęściej 70% miąższości. W następstwie pionowym brak między skałami obu odmian wyraźnych kontrastów litologicznych i najczęściej tworzą one stopniowe, naturalne przejścia o nieostrych granicach. Jako podrzędne przewarstwienia biosparytom towarzyszą zwykle – zwłaszcza w dolnym odcinku sekwencji – nieliczne, cienkie przerosty iłoców wapnistych z bioklastami.

Znamienną cechą skał jest nieznaczne zróżnicowanie tekstur depozycyjnych, przewaga sparytu w masie składników ortochemicznych oraz znaczny udział ziarn szkieletowych, które wykazują słabo urozmaicony skład grupowy, nieznaczną rekrytalizację, intensywny stopień abrazji oraz na ogół złe wysortowanie. Biosparyty odznaczają się – w porównaniu ze skałami pozostałych kompleksów – nieznacznym udziałem materiału terygenicznego, głównie ilastego.

Kompleks biosparytów tworzą zatem w głównej mierze wapienie organodetrytyczne, częściowo zrekrystalizowane i zwykle w partii przyspągowej nieco wtórnie zdolomityzowane. Są to skały zwięzłe o znacznej twardości, odznaczające się na ogół intensywnym stopniem diagenetyzacji oraz brakiem wyraźnych warstwowań wewnątrzławicowych. Ich tekstura ma najczęściej charakter masywny i bezładny, natomiast przełam jest nieregularny i nierówny. Barwa jest stalowoszara lub szara, często o odcieniu zielonkawym w partiach z licznie nagromadzonym glaukonitem.

Biosparyty charakteryzują się słabo zróżnicowanym składem mineralnym i chemicznym (tab. 3). Zasadniczą ich masę tworzy sparytowa mozaika węglanów (40–50%) – w większości kalcytu (37–40%), a podrzędnie idiomorficznych romboedrow dolomitu (3–10%), w których tkwią w zmiennych ilościach rozsiane bezładnie ziarna szkieletowe (1–50%) oraz materiał terygeniczny: minerały ilaste z grupy illitu-chlorytu (<10%), drobne blaszki muskowitu, nieliczne dobrze obtoczone ziarna kwarcu frakcji przeważnie aleurytowej, wyjątkowo – psamitowej. Z innych minerałów stwierdzono pojedyncze ziarna i drobne, wielopłatowe agregaty w większości autigenicznego glaukonitu (8%), siarczki (piryt i markasyt) oraz izotropowe fosforany. Zespół minerałów wtórnych jest identyczny jak w biomikrytach i sparytach.

Zespół skalny biosparytów zawiera powszechnie – zwłaszcza w dolnym odcinku – nieliczne przewarstwienia szarych i popielatoszarych iłoców wapnistych, które tworzą nieostro wyodrębnione laminy i warstewki o miąższości od 0,5 do 1,0 cm. Zarys ich jest zazwyczaj nieregularny, a skład mineralny ma charakter zbliżony do składu przewarstwień ilastych w obu kompleksach opisanych uprzednio. Z teksturalnego punktu widzenia są one mieszaniną głównie dwu składników, tj. minerałów ilastych z grupy illitu-chlorytu oraz mikrytu węglanów, występujących w zmiennych proporcjach. Często zdarza się, że tło ilasto-mikrytowe tych skał zawiera nieliczne, bezładnie rozsiane, drobne ziarna szkieletowe.

Tabela 3

Skład chemiczny biosparytów trylobitowo-ramienionogowych w % wag.

Otwór wiertniczy	Głębokość w m	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	S _c	TiO ₂	MnO
Husaki IG 4	627,42	43,03	3,27	32,10	10,02	4,23	0,77	2,01	2,75	<0,04	0,96	0,33	0,14	0,12
Husaki IG 4	627,47	41,85	2,93	35,40	7,51	4,19	2,30	1,40	1,52	<0,04	0,87	0,40	0,12	0,36
Husaki IG 4	627,52	42,20	4,64	36,90	4,92	2,60	0,89	5,03	0,10	0,02	0,42	0,06	0,10	0,18
Husaki IG 4	627,57	40,86	5,57	37,45	4,35	2,12	0,84	5,76	0,61	0,02	0,36	0,08	0,12	0,18
Zubowo IG 1	563,55	43,65	1,07	32,30	10,97	3,31	0,72	1,84	2,93	0,10	0,98	0,34	0,16	0,08
Zubowo IG 1	563,65	46,41	2,54	34,80	6,03	1,61	0,85	1,71	2,51	0,20	0,67	0,55	0,10	0,19
Husaki IG 2	614,35	40,56	0,95	30,00	11,28	5,06	0,80	3,57	3,93	0,10	1,26	0,35	0,23	0,13
Pawły IG 1	518,10	50,67	0,78	36,60	3,12	1,40	1,13	0,41	2,98	0,04	0,30	0,06	0,09	0,29
Pawły IG 1	518,15	45,82	0,83	33,90	8,83	2,60	0,41	1,86	2,45	0,16	0,74	0,54	0,15	0,05
Rajsk IG 4	634,85	39,66	4,17	31,20	10,64	1,95	1,09	3,71	3,21	<0,04	1,00	0,25	0,03	0,20

Anal. Z. Zródowski, T. Latoszyńska, W. Zielińska

Analogicznie jak w pozostałych kompleksach występują tu liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej, które tworzą struktury dwójakiego rodzaju. Pierwszy stanowią powierzchnie lekko faliste lub niemal zupełnie płaskie i gładkie, rozmieszczone głównie w dolnym i środkowym odcinku sekwencji w liczbie 3 lub 4. Mają one ograniczony zasięg lateralny. Drugi rodzaj to powierzchnie z licznymi strukturami bioturbacyjnymi, powstałymi w wyniku drażenia częściowo zlityfikowanego osadu (tabl. IV, fig. 15, 16), które występują w części przystropowej i w stropie kompleksu. Mają one stałą pozycję w profilu, rozległy zasięg regionalny oraz strefy intensywnej impregnacji związkami żelaza.

Złożone u schyłku regresywnej fazy arenidzkiego cyklu sedymentacyjnego utwory rozpatrywanego kompleksu powstały w skrajnie płytkowodnych środowiskach równi szelfowej. Ich masywna, bezładna tekstura, brak wyraźnego uwarstwienia oraz dobre przemycie świadczą, iż gromadziły się jako rezultat gwałtownie przebiegających i szybko gasnących zdarzeń depozycyjnych. Znaczna liczba ziarn szkieletowych – głównie szczątków fauny bentonicznej, ich częsta abrazja, wreszcie zmienność uziarnienia przy dominacji frakcji właściwej średnim kalkarenitom potwierdzają ten pogląd. Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych i towarzyszące im niekiedy struktury bioturbacyjne wskazują zarazem na istnienie przerw lub względnych zmian w tempie sedymentacji. Zespół tych cech prowadzi do wniosku o tworzeniu się osadów kompleksu biospartytów w pasie oddalonym od brzegu, przypuszczalnie w obrębie centralnej partii rozległej ławicy przybrzeżnej. Reprezentują one zatem osady stref eu- i sublitoralnej, powstałe w tej części zbiornika, do której materiał terygeniczny docierał w nieznacznych ilościach.

PODSUMOWANIE

W wyniku badań mikrofacjalnych ziarnistych skał węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego można stwierdzić:

1. Zespół skalny węglanów wraz z podścielającym go pakietem dolnoarenidzkiego glaukonitytu tworzy odrębny cykl sedymentacyjny o charakterze transgresywno-regresywnym. Jego górny, węglanowy człon – jak wynika z pionowego następstwa typów mikrofacjalnych skał – odpowiada osadom fazy regresywnej (B. Szymański, 1973, 1978).

2. Początek przewagi sedymentacji węglanowej w arenigu na omawianym obszarze zdaje się być izochroniczny i przypada na schyłek doby *Didymograptus extensus*. Jest to zatem moment, w którym nastąpił zwrot od transgresywnej do regresywnej fazy cyklu.

3. Złożone w fazie regresywnej osady węglanowe cechuje znaczna kondensacja miąższości oraz obecność licznych śród- i międzywarstwowych powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej, które świadczą o nieznacznym i nierównomiernym tempie subsydencji dna zbiornika. Za zwolnionym tempem gromadzenia tych osadów przemawia ponadto powszechne występowanie w ich składzie znacznych ilości autigenicznego glaukonitu i fosforanów. O skali tej kondensacji świadczy fakt, iż miąższość osadów węglanowych w zbadanych profilach arenigu (fig. 1) w porównaniu z profilami równowiekowych osadów w centralnej części NE Polski i w strefie maksymalnych miąższości z rejonu Zatoki Gdańskiej jest odpowiednio mniejsza ok. 15 i 30 razy.

4. Zmienny skład grupowy ziarnistego materiału szkieletowego w osadach poszczególnych kompleksów mikrofacjalnych świadczy o istnieniu znacznego kontrastu ekologicznego ich biotopów, który jest szczególnie widoczny w zespołach dwu bentonicznych grup organizmów, tj. ramienionogów i trylobitów. Zgodnie

z tym, zbadane sekwencje osadów węglanowych dzielą się ogólnie na dwa odrębne, szeroko pojęte zespoły biofajalne: dolny – ramienionogowy i górny – trylobitowo-ramienionogowy.

5. Zwiększająca się stopniowo ku górze zbadanych sekwencji zawartość ziarnistego materiału szkieletowego, zastąpienie przeważającego początkowo mikrytu sparytem oraz równoczesne zmniejszenie udziału materiału terygenicznego – głównie ilastego – prowadzą do wniosku, że w trakcie sedymentacji węglanów nastąpiło stopniowe zwiększenie w procesie litogenezy roli czynnika biogenicznego. Zbadane sekwencje węglanów świadczą tym samym o stopniowym zaniku – zwłaszcza w arenigu górnym (wołchow B_{II}) – aktywności źródłowych obszarów alimentacyjnych.

6. Zmienny skład osadów poszczególnych kompleksów mikrofajalnych jest wyrazem pionowego następstwa szeregu mikrofaj, których środowiska sedymentacji można wiązać z płytkonerytyczną strefą równi szelfowej zbiornika epikontynentalnego o wysokim reżimie energetycznym wód (powyżej podstawy falowania). Znaczna koncentracja materiału szkieletowego – przy braku lub nieznacznym udziale organizmów rafotwórczych (korale, algi, mszywioly) – wskazuje zarazem na sedymentację przypuszczalnie w pasie przybrzeżnych mielizn (wyniesień), początkowo w arenigu dolnym zapewne w ich wewnętrznej, osłoniętej i bliższej brzegowi części (zailone biomikryty ramienionogowe), a następnie w arenigu górnym w części centralnej lub zewnętrznej (sparyty? biosparyty trylobitowo-ramienionogowe).

7. W stadium wczesnej diagenety osady węglanowe uległy powszechnej choć nierównomiernej dolomityzacji i rekrystalizacji. Pierwszym z tych procesów została objęta w szczególności osady kompleksu zailonych biomikrytów ramienionogowych oraz sparytów, natomiast drugim – głównie sparyty. W kompleksie zailonych biomikrytów ramienionogowych wczesnodiagenetyczna dolomityzacja dotknęła niemal w całości mikrytowe tło skalne, podczas gdy w sparytach – zarówno pierwotnie mikrytowe tło, jak i ziarnisty materiał szkieletowy, który wraz z tłem uległ zarazem intensywnej rekrystalizacji i zatarciu struktur pierwotnych. Zmienność efektów wczesnodiagenetycznych procesów rekrystalizacji i dolomityzacji w zbadanych osadach – zwłaszcza w składzie ich ziarnistego materiału szkieletowego – wynika przypuszczalnie w głównej mierze z relacji obu tych procesów do czasu i stopnia lityfikacji pierwotnie luźnego mułu wapiennego (H.G. Chrisczew, 1972). Zgodnie z tym, procesy wczesnodiagenetycznej dolomityzacji i rekrystalizacji w osadach kompleksu zailonych biomikrytów ramienionogowych miały miejsce po częściowej ich lityfikacji, natomiast w osadach kompleksu sparytów prawdopodobnie poprzedziły ten proces.

8. Z analizy porównawczej osadów węglanowych arenigu na omawianym obszarze z równoległymi utworami pozostałych terenów obniżenia podlaskiego wynika, że nie zawierają one zbliżonych genetycznie odpowiedników izofajalnych. Rozprzestrzenienie osadów trzech wyróżnionych mikrofaj jest zatem ograniczone wyłącznie do skrajnie północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego, w granicach której tworzą one wydłużoną strefę o rozciągłości z SW ku NE.

PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W. (1966) – Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. *Kwart. Geol.*, **10**, p. 33–39, nr 1.
- BROWN J.S. (1943) – Suggested use of the word microfacies. *Econ. Geol.*, **38**, p. 325.
- CAROZZI A.V. (1957) – Contribution a l'étude des propriétés géométriques des oolithes – l'exemple du Grant Lac Scale, Utah, USA. *Inst. Natl. Générois. Bull.*, **58**, p. 3–52.
- CUVAILLIER J. (1945) – La Micropaléontologie: buts, méthodes, résultats. 64 Congr. Ass. Fr. *Avanc. Sci. Paris*, **3**, p. 30–31.
- FOLK R.L. (1959) – Practical petrographic classification of limestones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **43**, p. 1–38, nr 1.
- HOROWITZ A.S., POTTER P.E. (1971) – Introductory petrography of fossils. Springer. Berlin.
- ILLING L.V. (1954) – Bahaman calcareous sands. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **38**, p. 1–95.
- JAANUSSON V. (1952) – Untersuchungen über die Korngrösse der ordovizischen Kalksteine. *Geol. Fören. Förhandl.*, **74**, p. 121–130, z. 2.
- JAWOROWSKI K., JUSKOWIAK M. (1973) – Metoda punktowa analizy geometrycznej na tle podstawowych zagadnień opisu skał. *Instr. Met. Bad. Geol.*, z. 22. *Inst. Geol. Warszawa*.
- JAWOROWSKI K., MODLIŃSKI Z. (1972) – Powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych w ordowiku wschodniej części syneklizy perybaltyckiej (NE Polska). *Acta Geol. Pol.*, **22**, p. 711–733, nr 4.
- JOHNSON J.H. (1971) – An introduction to the study of organic limestones. *Colorado School of Mines Quart.*, **66** (2), p. 1–185.
- KAŹMIERCZAK J., PSZCZÓŁKOWSKI A. (1968) – Nieciągłości sedimentacyjne w dolnym kimerydzie południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **18**, p. 587–610, nr 3.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A. (1967) – Petrografia ordowiku i syluru na Niżu Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **197**, p. 115–328.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A. (1971) – Nowe dane do petrografii ordowiku i syluru na Niżu Polskim. *Biul. Inst. Geol.*, **245**, p. 253–347.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A. (1974) – Ordowik. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**, p. 48–60.
- MAJEWSKE O.P. (1969) – Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections. *Intern. Sed. Petrogr. Series*, **13**. Leiden.
- MODLIŃSKI Z. (1973) – Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **72**.
- MODLIŃSKI Z. (1975) – Podstawowe zmiany facjalne i miąższościowe ordowiku platformowego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **19**, p. 503–512, nr 3.
- MODLIŃSKI Z. (1982) – Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **102**.
- PURDY E.G. (1963) – Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank, part I. *Petrography and reaction groups. Jour. Geol.*, **71**, p. 334–335, nr 3.
- VAN DER PLAS L., TOBI A.C. (1965) – A chart for judging the reliability of point counting results. *Am. Jour. Science*, **263**, nr 1.
- SADLER H.E. (1966) – A detailed study of microfacies in the Mid-Viséan (S_2 – D_1) limestones near Hartington, Derbyshire, England. *Jour. Sed. Petrol.*, **36**, p. 864–879, nr 4.
- STAUFFER V.W. (1962) – Quantitative petrographic study of Paleozoic rocks, Caballo Mountains, New Mexico. *Jour. Sed. Petrol.*, **32**, p. 357–396, nr 3.
- SZYMAŃSKI B. (1968) – Wapienie z oolitami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. *Kwart. Geol.*, **12**, p. 1–11, nr 1.
- SZYMAŃSKI B. (1971) – Dolny ordowik północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwart. Geol.*, **15**, p. 528–544, nr 3.

- SZYMAŃSKI B. (1973) — Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. Pr. Inst. Geol., 69.
- SZYMAŃSKI B. (1978) — Mikrofacje utworów węglanowych arenigu NE części obniżenia podlaskiego. Prz. Geol., 26, p. 184—185, nr 3.
- TOMCZYKOWA E. (1964) — Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. Kwart. Geol., 8, p. 491—502, nr 3.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1963) — Zmiany facjalne skał żelazistych w ordowiku podłoża północno-wschodniej Polski. Kwart. Geol., 7, p. 26—36, nr 1.
- ZNOSKO J. (1964) — Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika. Kwart. Geol., 8, p. 60—72, nr 1.
- ZNOSKO J., SZYMAŃSKI B. (1968) — Tremadoc and Arenig of north-eastern Poland and their significance to the adjacent areas. Biul. Inst. Geol., 237, p. 29—37.
- ВИНГИССАР А. (1971) — Микролитологическое исследование известняков ордовикского разреза скважины Хаапсалу. Изв. АН Эстонской ССР., 20, стр. 54—59, № 1.
- ГЛАГОЛЕВ А.А. (1933) — О геометрических методах количественного минералогического анализа горных пород. Тр. Инст. Прикл. Минер., № 59. Москва—Ленинград.
- МАСЛОВ В.П. (1973) — Атлас породообразующих организмов. Наука. Москва.
- МЯННИЛЬ Р.М. (1966) — История развития балтийского бассейна в ордовике. Вилгус. Таллин.
- ПЫЛМА Л. (1972) — Состав и количество детрита в отложениях осевой фациальной зоны ордовика Прибалтики (по скважине Энгуре). Изв. АН Эстонской ССР, 21, стр. 148—153, № 2.
- ХРИСЧЕВ Х.Г. (1972) — Диагенез и танатоценозы. Докл. Болгарской АН, 25, стр. 107—110, № 1.

Бронислав ШИМАЊСКИ

МИКРОФАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АРЕНИГА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОДЛЯССКОЙ ВПАДИНЫ (СВ ПОЛЬША)

Резюме

В статье дается микрофациальная характеристика карбонатных пород аренига в северо-восточной части Подлясской впадины, основывающаяся на петрографических, палеонтологических и седиментологических данных. Исходным материалом послужили образцы кернов из скважин Геологического института, пробуренных в 1961—1976 годах (фиг. 1). На этом материале было выполнено 250 разносторонних химических анализов, 150 аншлифов и около 800 шлифов, часть которых окрашивалась ализарином S.

Группа карбонатов аренига представляет собой обособленный литологический комплекс в нижней части представленный доломитовыми мергелями нижнего аренига (латорп V_I), а в верхней части разреза доломитами и глауконитовыми известняками верхнего аренига (волхов V_{II}). Эта толща состоит из пород, последовательно осаждавшихся на пачке нижнеаренигских глауконитов совершенно иного строения и перекрыта мергелистыми известняками (биоинтраспаритами) нижнего лланвирна (кунда V_{III}), граница с которым являет собой четко выраженную субаквальную поверхность седиментационного перерыва (фиг. 2).

Карбонаты аренига вместе с подстилающей пачкой нижнеаренигского глауконита выражают обособленный трансгрессивно-регрессивный цикл седиментации. Его верхний карбонатный член, судя по очередности в разрезе микрофациальных типов, соответствует регрессивной фазе седиментации (В. Шиманьски, 1971, 1973). Осадившиеся в этой фазе аренигского цикла карбонатные породы, образуют мощную толщу, изобилующую внутри- и межслоистыми поверхностями пере-

рывов осадконакопления субаквального характера, которые, наряду с обилием глауконита и фосфоранов, свидетельствуют о слабом и неравномерном темпе понижения дна бассейна.

В толще зернистых карбонатных пород аренига выделен ряд микрофациальных типов, которые сгруппированы в три самостоятельных комплекса на основе изменчивости соотношений мощностей по интервалам: 1 — заиленных брахиоподовых биомикритов (нижний арениг), 2 — спаритов и 3 — трилобитово-брахиоподовых биоспаритов (верхний арениг).

Изменчивый состав зернистого скелетного материала в породах микрофациальных комплексов свидетельствует о значительном экологическом контрасте их биотопов, который особенно заметен в ассоциациях двух групп придонных организмов, т.е. брахиопод и трилобитов. Согласно с этими данными изучаемые карбонатные породы аренига разделены на две самостоятельные биофациальные группы в широком их понимании: нижнюю — брахиоподовую и верхнюю — трилобитово-брахиоподовую.

Увеличение вверх по разрезу изучаемой толщи содержания зернистого скелетного материала, замещение доминирующего микрита спаритом и одновременное уменьшение глинистости осадков приводят к выводу о том, что во время седиментации карбонатов аренига на данной площади в процессе литогенеза постепенно увеличивалась роль биогенного фактора. Это говорит о постепенном — особенно в верхнем арениге (волхов B_{II}) — затухании активности районов, доставляющих осадочный материал.

Изменчивость состава пород в отдельных микрофациальных комплексах изучаемых разрезов свидетельствует о вертикальной преемственности ряда микрофаций, сформировавшихся в мелкой прибрежной области эпиконтинентального бассейна, энергетический режим вод которого был достаточно высок (выше базиса волнообразования). Высокая концентрация скелетного материала при отсутствии или незначительном участии рифообразующих организмов (кораллы, водоросли, мшанки) может свидетельствовать о седиментации в зоне прибрежных отмелей (поднятий) сначала — в нижнем арениге (латорп B_I) — в их наружной, защищенной части, обращенной к берегу (заиленные брахиоподовые биомикриты), а позднее — в верхнем арениге (волхов B_{II}) — в центральной или внутренней части (спариты, трилобитово-брахиоподовые биоспариты).

В раннюю стадию диагенеза карбонаты аренига на данной площади повсеместно подверглись процессам интенсивной и неравномерной доломитизации и перекристаллизации, изменивших их первичный состав и текстуру. Первый из этих процессов особенно повлиял на осадки комплекса заиленных брахиоподовых биомикритов и спаритов, а второй главным образом на спариты.

Bronisław SZYMAŃSKI

MICROFACIES OF CARBONATE ARENIGIAN ROCKS IN NORTH-EASTERN PART OF THE PODLASIE DEPRESSION (NE POLAND)

Summary

The paper presents microfacies characteristics of carbonate Arenigian rocks from north-eastern part of the Podlasie Depression, established on the basis of petrographic, paleontological and sedimentological studies. The studies covered core material from drillings made by the Geological Institute in the years 1961–1976 (Fig. 1): there were made 250 multi-component chemical analyses of the rocks as well as 150 polished sections and about 800 thin sections, a part of which were coloured with alizarin S.

Rock assemblage of Arenigian carbonates forms a clearly separate lithological complex, built of dolomitic marls of the Lower Arenigian (Latorp B_I) in lower part and dolomites and glauconitic

limestones of the Upper Arenigian (Volkhov B_{II}) in the upper. The sequences overlay in sedimentary continuity a packet of Lower Arenigian glauconitite, markedly different in development, and are overlain by marly limestones (biointrasparites) of the Lower Llanvirnian (Kunda B_{III}), with which they contact along a clear subaqueous sedimentary discontinuity (Fig. 2).

Rock assemblage of Arenigian carbonates and underlying packet of Lower Arenigian glauconitite form a separate sedimentary cycle of the transgressive-regressive character. Upper, carbonate member of that cycle, as shown by succession of microfacies types in the vertical, corresponds to sediments of a regressive phase (B. Szymański, 1971, 1973). Carbonate rocks formed during that phase of the Arenigian cycle are characterized by markedly reduced thickness and the presence of numerous intra- and inter-layer sedimentary discontinuities of subaqueous origin. The latter, along with the wealth of glauconite and phosphates, indicate low-rate and nonuniform subsidence of basin floor.

A number of microfacies types have been identified in the sequence of grained carbonate rocks. Taking into account differences in thickness ratios between the types in individual parts of the section, they are grouped in three separate complexes: 1 – clay brachiopod biomicrites (Lower Arenigian), 2 – sparites and 3 – trilobite-brachiopod biosparites (Upper Arenigian).

Variability in composition of grainy skeletal material in strata of individual microfacies complexes indicates marked ecological contrast of their biotopes. This contrast is especially well visible in the case of assemblages of two groups of benthic organisms, i.e. brachiopods and trilobites. Taking this into account, the studied Arenigian carbonate sequences were divided into two separate biofacies assemblages in wide sense: lower – brachiopod, and upper – trilobite-brachiopod.

Gradual increase of content of grainy skeletal material upwards in the section, replacement of initially predominating micrite by sparite and the accompanying decrease in share of clay material in sediments indicate gradual increase of role of biogenic factor in the process of lithogenesis in the course of sedimentation of Arenigian carbonates in the studied area. This evidences gradual cease of activity of alimentary areas, especially in the Late Arenigian.

Variability in composition of rocks of individual microfacies complexes in the studied sections reflects succession of microfacies in the vertical. Sedimentary environments of these microfacies may be regarded as related to neritic zone in an epicontinental basin with high energy of waters (above waving base). A marked concentration of skeletal grains (except for or with negligible share of those of reef-forming organisms – corals, algae, bryozoans) seems to indicate sedimentation of the deposits in a belt of nearshore shoals (banks), initially (in the Early Arenigian – Latorp B_I) in their external, shoreward and sheltered part (clay brachiopod biomicrites) and thereafter (in the Late Arenigian – Volkhov B_{II}) in central or inner part (sparites and trilobite-brachiopod biosparites).

At the early diagenetic stage, Arenigian carbonate rocks became widely subjected to intense although nonuniform dolomitization and recrystallization in the studied area. These processes resulted in changes of original composition and sedimentary textures. The former affected especially sediments of clay brachiopod biomicrite complex and sparites, and the latter – mainly sparites.



Fig. 5

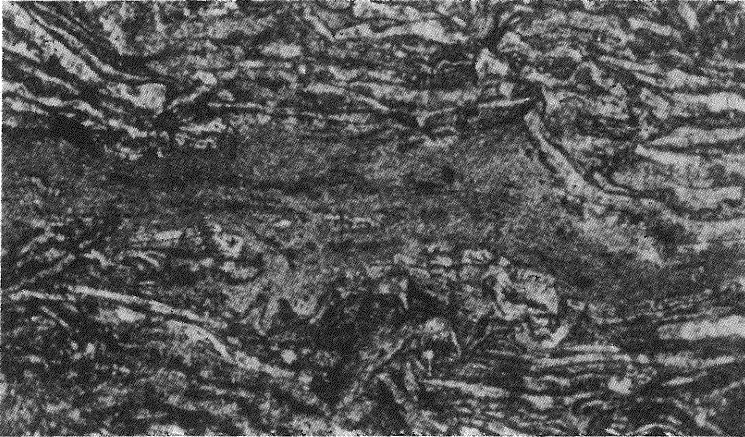


Fig. 6

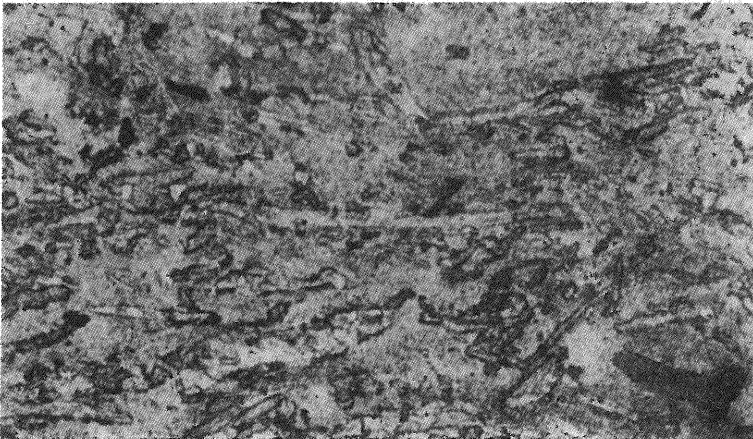


Fig. 7

Bronisław SZYMAŃSKI – Mikrofacje osadów węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

TABLICA I

Fig. 5. Biomikryt ramienionogowy. Arenig dolny (latorp B₁), kompleks margli dolomitycznych; otwór Zubowo IG 1, głęb. ok. 564,0 m; nikole skrzyżowane; pow. ok. 15 ×
Brachiopod biomicrite. Lower Arenigian (Latorp B₁), complex of dolomitic marls; borehole Zubowo IG 1, depth c. 564.0 m; crossed nicols; × c. 15

Fig. 6. Biomikryt ramienionogowy z lamina ilastą. Arenig, dolny (latorp B₁), kompleks margli dolomitycznych; otwór Zubowo IG 1, głęb. ok. 563,95 m; nikole niezupełnie skrzyżowane; pow. ok. 15 ×
Brachiopod biomicrite with clay lamina. Lower Arenigian (Latorp B₁), complex of dolomitic marls; borehole Zubowo IG 1, depth c. 563.95 m; nicols incompletely crossed; × c. 15

Fig. 7. Biomikryt ramienionogowy z materiałem ilastym; ziarnisty materiał szkieletowy częściowo zmikrytyzowany. Arenig dolny (latorp B₁), kompleks margli dolomitycznych; otwór Husaki IG 4, głęb. ok. 627,85 m; nikole niezupełnie skrzyżowane; pow. ok. 15 ×
Brachiopod biomicrite with clay material; grainy skeletal material partly micritized. Lower Arenigian (Latorp B₁), complex of dolomitic marls; borehole Husaki IG 4, depth c. 627.85 m; nicols incompletely crossed; × c. 15

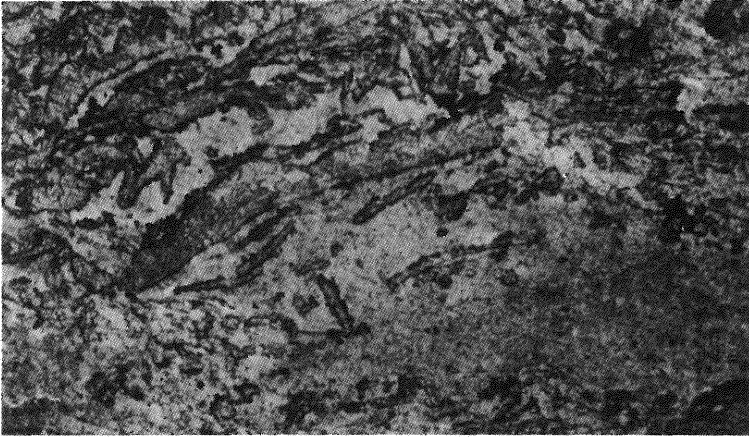


Fig. 8



Fig. 9

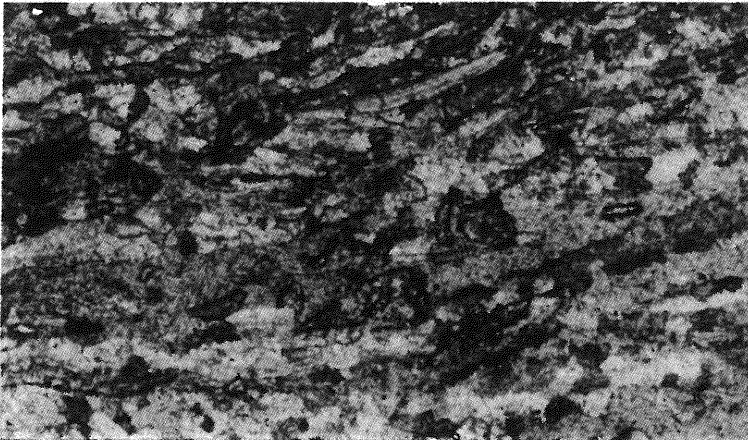


Fig. 10

Bronisław SZYMAŃSKI – Mikrofacje osadów węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

TABLICA II

Fig. 8. Biomikryt ramienionogowy; ziarnisty materiał szkieletowy częściowo zdolomityzowany i zmikrytyzowany. Arenig dolny (latorp B₁), kompleks margli dolomitycznych; otwór Husaki IG 4, głęb. ok. 627,8 m; nikole niezupełnie skrzyżowane; pow. ok. 15 ×

Brachiopod biomicrite; grainy skeletal material partly dolomitized and micritized. Lower Arenigian (Latorp B₁), complex of dolomitic marls; borehole Husaki IG 4, depth c. 627.8 m; nicols incompletely crossed; × c. 15

Fig. 9. Biomikryt ramienionogowy; ziarnisty materiał szkieletowy częściowo zdolomityzowany. Arenig dolny (latorp B₁), kompleks margli dolomitycznych; otwór Husaki IG 4, głęb. ok. 627,85 m; nikole niezupełnie skrzyżowane; pow. ok. 15 ×

Brachiopod biomicrite; grainy skeletal material partly dolomitized. Lower Arenigian (Latorp B₁), complex of dolomitic marls; borehole Husaki IG 4, depth c. 627.85 m; nicols incompletely crossed; × c. 15

Fig. 10. Biomikryt ramienionogowy; ziarnisty materiał szkieletowy częściowo zrekrystalizowany. Arenig dolny (latorp B₁), kompleks margli dolomitycznych; otwór Husaki IG 4, głęb. ok. 627,75 m; nikole niezupełnie skrzyżowane; pow. ok. 15 ×

Brachiopod biomicrite; grainy skeletal material partly recrystallized. Lower Arenigian (Latorp B₁), complex of dolomitic marls; borehole Husaki IG 4, depth c. 627.75 m; nicols incompletely crossed; × c. 15

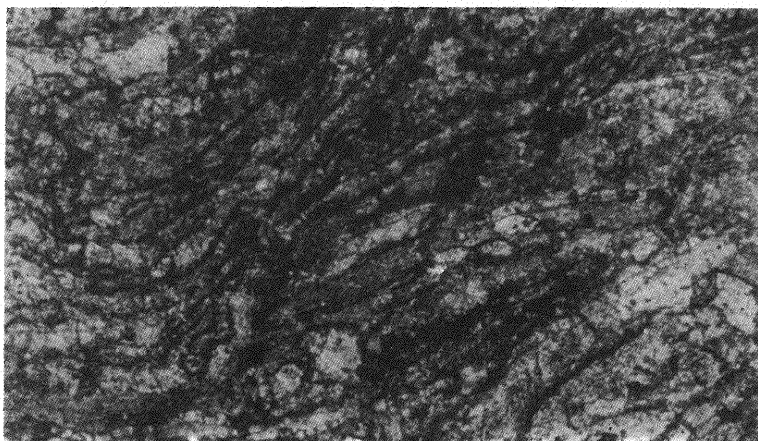


Fig. 11

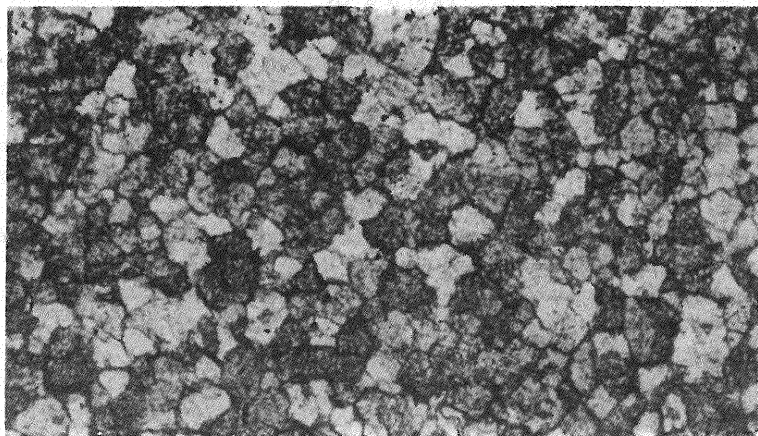


Fig. 12

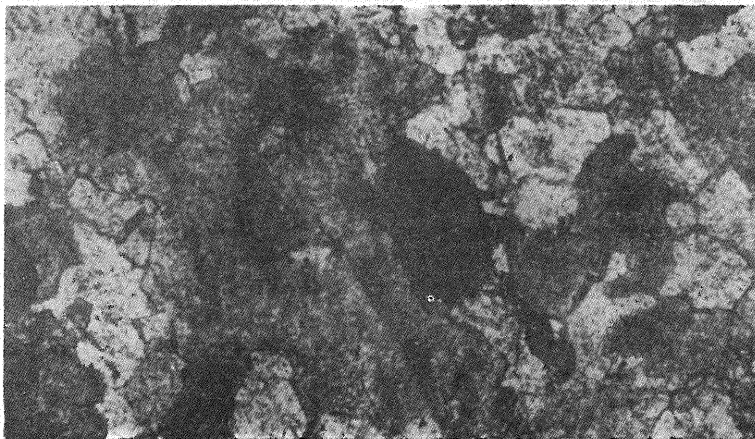


Fig. 13

Bronisław SZYMAŃSKI — Mikrofacje osadów węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

TABLICA III

Fig. 11. Biomikryt ramienionogowy; skośne ułożenie ziarnistego materiału szkieletowego. Arenig dolny (latorp B_I), kompleks margli dolomitycznych; otwór Husaki IG 2, głęb. ok. 614,7 m; nikole niezupełnie skrzyżowane; pow. ok. 15 ×

Brachiopod biomicrite; grainy skeletal material obliquely arranged. Lower Arenigian (Latorp B_I), complex of dolomitic marls; borehole Husaki IG 2, depth c. 614.7 m; nicols incompletely crossed; × c. 15

Fig. 12. Sparyt. Arenig górny (wołchow B_{II}), kompleks dolomitów glaukonitowych; otwór Zalesie IG 1, głęb. ok. 773,2 m; nikole równoległe; pow. ok. 15 ×

Sparite. Upper Arenigian (Volkhov B_{II}), complex of glauconitic dolomites; borehole Zalesie IG 1, depth c. 773.2 m; parallel nicols; × c. 15

Fig. 13. Biosparyt; reliktów zrekrytalizowanych i zdolomitowanych struktur organicznych. Arenig górny (wołchow B_{II}), kompleks dolomitów glaukonitowych; otwór Zalesie IG 1, głęb. ok. 773,1 m; nikole skrzyżowane; pow. ok. 15 ×

Biosparite; relics of recrystallized and dolomitized organic structures. Upper Arenigian (Volkhov B_{II}), complex of glauconitic dolomites; borehole Zalesie IG 1, depth c. 773.1 m; crossed nicols; × c. 15

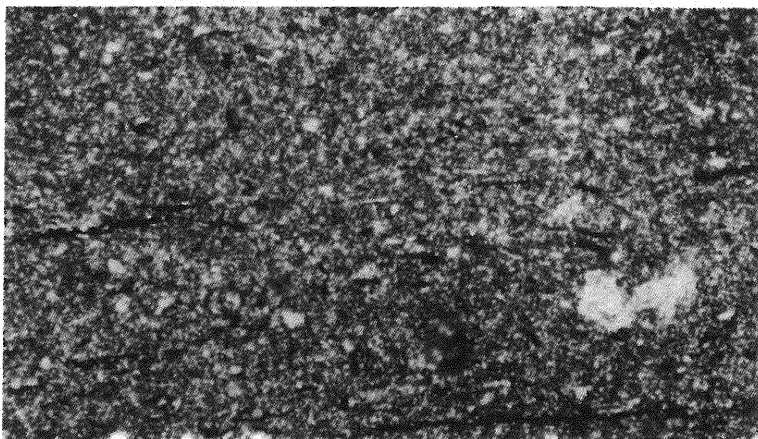


Fig. 14

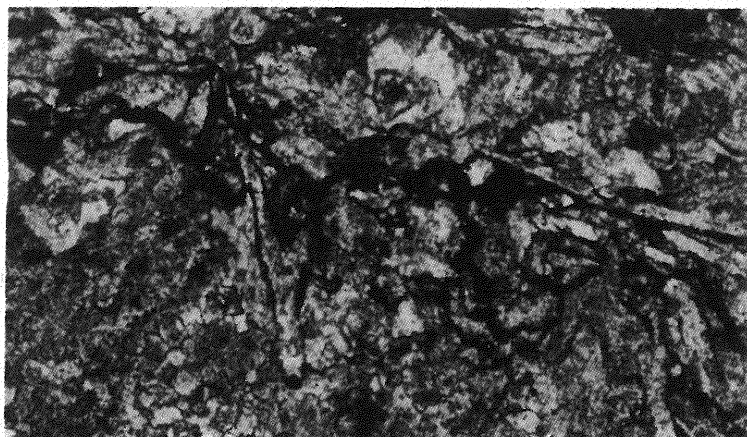


Fig. 15



Fig. 16

Bronisław SZYMAŃSKI – Mikrofacje osadów węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

TABLICA IV

Fig. 14. Biomikryt z materiałem terygenicznym. Arenig górny (wołchow B₁₁), kompleks dolomitów glaukonitowych; otwór Górskie IG 1, głęb. ok. 722,9 m; nikole równoległe; pow. ok. 15 ×
Biomicroite with terrigenous material. Upper Arenigian (Volkhov B₁₁), complex of glauconitic dolomites; borehole Górskie IG 1, depth c. 722.9 m; parallel nicols; × c. 15

Fig. 15. Biosparyt trylobitowo-ramienionogowy; ślad powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej z zagłębieniami organizmów drążących częściowo zlitfikowany osad. Arenig górny (wołchow B₁₁), kompleks wapieni glaukonitowych; otwór Zubowo IG 1, głęb. ok. 563,65 m; nikole skrzyżowane; pow. ok. 15 ×
Trilobite-brachiopod biosparite; trace of sedimentary discontinuity with depressions made by organisms boring in partly lithified sediment. Upper Arenigian (Volkhov B₁₁), complex of glauconitic limestones; borehole Zubowo IG 1, depth c. 563.65 m; crossed nicols; × c. 15

Fig. 16. Biosparyt trylobitowo-ramienionogowy; ślad powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej ze strefą impregnacji wodorotlenkami i tlenkami żelaza. Arenig górny (wołchow B₁₁), kompleks wapieni glaukonitowych; otwór Zubowo IG 1, głęb. ok. 563,5 m; nikole skrzyżowane; pow. ok. 15 ×
Trilobite-brachiopod biosparite; trace of sedimentary discontinuity with a zone of impregnation with iron hydroxides and oxides. Upper Arenigian (Volkhov B₁₁), complex of glauconitic limestones; borehole Zubowo IG 1, depth c. 563.5 m; crossed nicols; × c. 15

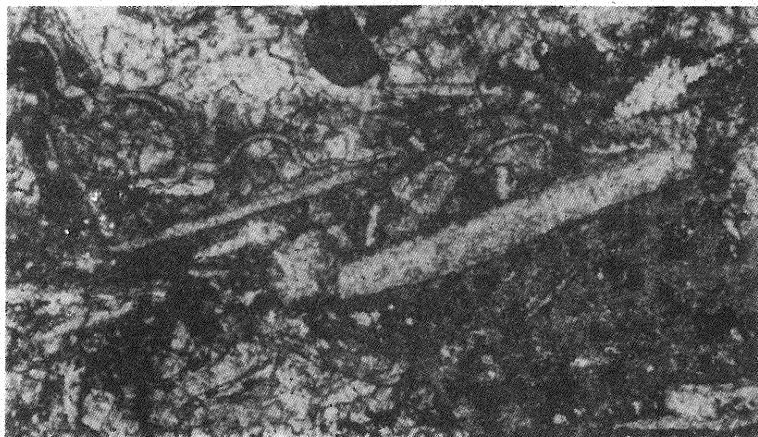


Fig. 17



Fig. 18



Fig. 19

Bronisław SZYMAŃSKI – Mikrofacje osadów węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

TABLICA V

Fig. 17. Biosparyt trylobitowo-ramienionogowy. Arenig górny (wołchow B_{II}), kompleks wapieni glaukonitowych; otwór Husaki IG 4; głęb. ok. 627,5 m; nikole równoległe; pow. ok. 15 × Trilobite-brachiopod biosparite. Upper Arenigian (Volkhov B_{II}), complex of glauconitic limestones; borehole Husaki IG 4; depth c. 627.5 m; parallel nicols; × c. 15

Fig. 18. Biosparyt trylobitowo-ramienionogowy. Arenig górny (wołchow B_{II}), kompleks wapieni glaukonitowych; otwór Podborowisko IG 1, głęb. ok. 393,2 m; nikole skrzyżowane; pow. ok. 25 × Trilobite-brachiopod biosparite. Upper Arenigian (Volkhov B_{II}), complex of glauconitic limestones; borehole Podborowisko IG 1, depth c. 393.2 m; crossed nicols; × c. 25

Fig. 19. Biosparyt trylobitowo-ramienionogowy. Arenig górny (wołchow B_{II}), kompleks wapieni glaukonitowych; otwór Krzyże IG 4, głęb. ok. 476,3 m; nikole skrzyżowane; pow. ok. 25 × Trilobite-brachiopod biosparite. Upper Arenigian (Volkhov B_{II}), complex of glauconitic limestones; borehole Krzyże IG 4, depth c. 476.3 m; crossed nicols; × c. 25