

Stanisław LESZCZYŃSKI *

WAPIENIE GLONOWE I RODOLITY Z PIASKOWCÓW CIEŻKOWICKICH JEDNOSTKI ŚLĄSKIEJ W KARPATACH

(Pl. I—IV i 2 fig.)

*Algal limestones and rhodolites from Ciężkowice
sandstones of the Silesian Unit
(Polish Carpathians)*

Pl. I—IV and 2 figs.)

Treść: W piaskowcach ciężkowickich jednostki śląskiej występują na wtórnym złożu otoczaki wapieni glonowych, pojedyncze rodolity i fragmenty szkiele-
tów glonów koralinowych (Corallinaceae). Glony koralinowe stanowiły ważny skład-
nik biocenoz wybrzeży kordyliery śląskiej. Wapienie glonowe występują w postaci
biosparytów — powstałych w strefie nerytycznej, na głębokości kilkudziesięciu me-
trów oraz w postaci biomikrytów — powstałych prawdopodobnie w zewnętrznej
części strefy nerytycznej. Występowanie otoczek wapieni glonowych wraz z eg-
zotykami skał metamorficznych i górnajurajskich wapieni typu sztramberskiego
w osadach spływów rumoszowych wskazuje na wypiętrzanie niektórych części kor-
dyliery śląskiej w okresie sedymentacji piaskowców ciężkowickich.

WSTĘP

Szczątki glonów koralinowych (Corallinaceae), zwane potocznie li-
totamniami, znane są z wielu stanowisk w różnych ogniwach stratygra-
ficznych fliszu karpackiego. Wzmianki o ich występowaniu w Karpa-
tach znajdują się już w XIX-wiecznych opracowaniach geologicznych
z tego obszaru. Pod koniec XIX wieku ukazały się pierwsze prace z opi-
sami szeregu gatunków litotamniów karpackich (Uhlir, 1886; Grzybów-
ski, 1894). Do tej pory litotamnia nie wzbudzały jednak szerszego zain-
teresowania wśród polskich geologów karpackich, chociaż opracowano
je dokładnie w Karpatach słowackich (Lemoine, 1933) i ukraińskich
(Maslov, 1956, 1962).

* Zespół Pracowni Zakładu Nauk Geologicznych PAN, 31-002 Kraków, ul. Se-
nacka 3.

W poniższym opracowaniu zwrócono uwagę na często podkreślane w ostatnich latach znaczenie glonów koralinowych dla rekonstrukcji środowisk sedymentacyjnych. Materiał zebrano w czasie prac nad zagadnieniami sedymentacji piaskowców ciężkowickich jednostki śląskiej Karpat. Glony koralinowe występują tu w postaci pojedynczych fragmentów szkieletów lub też tworzą buły zwane rodolitami (Bosellini, Ginsburg, 1971), rozmieszczone chaotycznie w piaskowcach i zlepieńcach. W podobnej formie glony zachowane są w otoczkach wapieni spotykanych w zlepieńcach i zwirowcach ilastych. Osady tworzące piaskowce ciężkowickie zostały przyniesione z obszarów źródłowych położonych w obrębie kordyliery śląskiej oraz z jej wybrzeży. Glony koralinowe dostarczają więc informacji o słabo dotychczas poznanych osadach stref przybrzeżnych kordyliery ograniczającej od południa basen śląski. Spostrzeżenia zawarte w niniejszej pracy dostarczają kilku nowych danych umożliwiając pełniejszą rekonstrukcję śląskiego basenu sedymentacyjnego.

Za cenne wskazówki w przygotowaniu niniejszej pracy autor składa serdeczne podziękowania J. Wieczorkowi, S. Gerochowi oraz Sz. Porębskiemu.

POZYCJA STRATYGRAFICZNA I CHARAKTER SEDYMENTOLOGICZNY PIASKOWCÓW CIĘŻKOWICKICH

Piaskowce ciężkowickie stanowią gruboziarnistą litofację paleocenu i dolnego eocenu fliszu karpackiego (fig. 1). Występują w obrębie pstrych łupków, tworząc kilka leżących nad sobą soczew. Soczewy piaskowców oraz przedzielające je pstre łupki nazywane są poziomami i oznaczane numerami licząc od góry — od I do IV. W Beskidzie Śląskim i Małym oraz na północ od linii Rożnów — Ciężkowice — Krajowice koło Jasła występują tylko piaskowce odpowiadające trzeciemu poziomowi. Wydaje się, że również na Pogórzu Wielickim występuje tylko wyżej wymieniony poziom piaskowców. Poszczególne poziomy pstrych łupków posiadają charakterystyczne zespoły mikrofauny wskazujące na przynależność IV i III poziomu piaskowcowego oraz IV poziomu pstrych łupków do górnego paleocenu, II i I poziomu piaskowcowego oraz III i II poziomu pstrych łupków do dolnego eocenu a I poziomu pstrych łupków do eocenu środkowego (Jurkiewicz, 1959, 1967). W poziomie I pstrych łupków na większej części obszaru jednostki śląskiej występują cienkie ławice drobno- i bardzo drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie krzemionkowo-iłowym, z licznymi hieroglifami na dolnych powierzchniach. Osady te nazywane są warstwami hieroglifowymi.

Piaskowce ciężkowickie to utwory z dużym udziałem drobno- i średnioziarnistych zlepieńców. Ogólnie są to waki kwarcowo-skalenkowe.

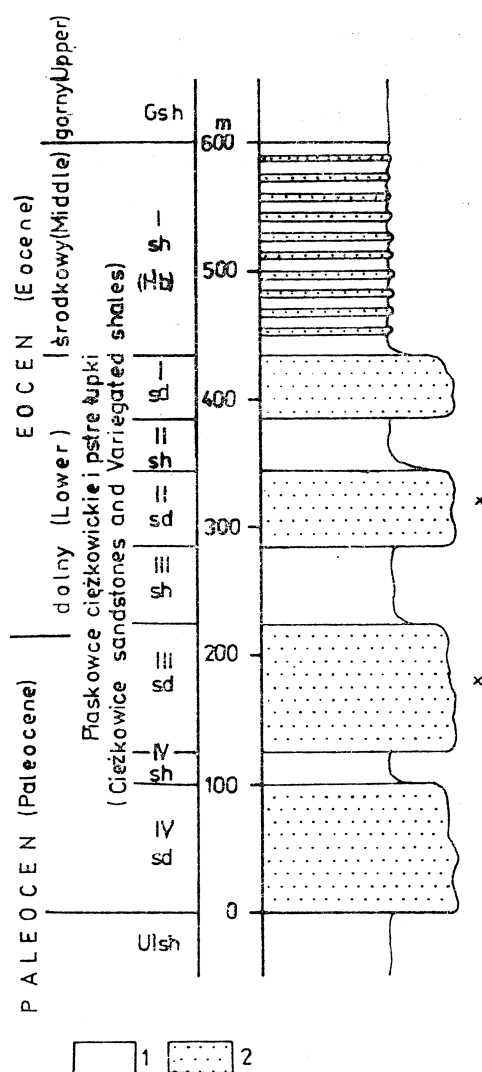


Fig. 1. Zgeneralizowany profil litostratygraficzny starszego paleogenu jednostki śląskiej Karpat: 1 — łupki; 2 — piaskowce; Ush — górne łupki istebniańskie; IVsd — Isd — poziomy piaskowców ciężkowickich; IVsh — Ish — poziomy pstrych łupków; Hb — warstwy hieroglifowe; Gsh — łupki ciemnozielone; x — poziomy z klastami wapieni glonowych i rodolitami

Fig. 1. Schematic section through the Upper Paleocene — Lower Eocene of the Silesian Unit in the Polish Carpathians: 1 — shales; 2 — sandstones; Ush — Upper Istebna shales; IVsd — Isd — horizons of the Ciężkowice sandstones; IVsh — Ish — horizons of the Variegated shales; Hb — Hieroglyphic beds; Gsh — Green shales; x — horizons with clasts of algal limestones and rhodolites

Dominują gruboławicowe piaskowce gruboziarniste, kwarcowe o spoiwie ilastym. Niewielkie partie piaskowców mają spoiwo kalcytowo-iłowe o strukturze mikrytowej lub kalcytowe typu sparytowego. Piaskowce o spoiwie kalcytowym i kalcytowo-iłowym zawierają nieraz szczątki organiczne — głównie otwornice, fragmenty kolonii mszywiolów i fragmenty szkieletów glonów.

Piaskowce zostały zdeponowane ze spływów typu fluksoturbiditów (sensu Carter, 1975, s. 172) — często przy dużym udziale trakcji oraz z prądów zawiesinowych.

Zlepieńce tworzą dolne partie grubych ławic piaskowcowych lub też samodzielne ławice o miąższości do 2 m. Przejścia zlepieńców w piaskowce są ostre lub gradacyjne. Są to głównie zlepieńce bardzo drobno- i drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste; źle, rzadziej umiarkowanie wysortowane. Mają zwykle zwarty szkielet ziarnowy. Odmiany polimiktyczne są często bogate w masę wypełniającą.

Pod względem składu petrograficznego otoczków są to głównie zlepieńce oligomiktyczne — kwarcowe. Zlepieńce polimiktyczne występują znacznie rzadziej. W skład ich szkieletu ziarnowego oprócz otoczków kwarcu wchodzi otoczki skał metamorficznych, otoczki i okruchy wapieni, piaskowców, spikulitów, klasty łupkowe, nieraz rodolity, fragmenty gałązek i naskorupień glonowych oraz pojedyncze fragmenty muszli ślimaków i skorup małżów. Wśród wapieni przeważają margliste wapienie mikrytowe z paleogeńskimi globigerinami, podrzędnie występują wapienie bioklastyczne — w tym biosparyty z glonami koralinowymi.

Zlepieńce oligomiktyczne występują w formie ławic o wykształceniu masywnym, z chaotycznie rozmieszczonymi otoczkami lub w postaci ławic z zaznaczającym się uporządkowaniem ułożenia otoczków, wskazujących jednokierunkową orientację dłuższych osi, nieraz imbrykację. Często są w nich warstwowania płaskorównoległe, a nawet rynnowe warstwowania przekątne dużej skali.

Zlepieńce oligomiktyczne powstały w wyniku podmorskich spływów rumoszowych, nieraz z dużym udziałem trakcji.

Zlepieńce polimiktyczne są zwykle pozbawione struktur, rzadko zaznacza się w nich uporządkowane ułożenie składników. Powstały one w wyniku podmorskich spływów rumoszowych.

Szczególnym typem osadów występujących w obrębie piaskowców ciężkowickich są ily z egzotykami o charakterze zwirowców ilastych. Znane są głównie z obszaru między Dunajcem i Białą. Cechuje je duże zróżnicowanie klastów tak pod względem wielkości (do 1,5 m), jak i pod względem składu petrograficznego. Oprócz otoczków kwarcu i skał metamorficznych występują w nich chaotycznie rozmieszczone otoczki i bloki białych wapieni typu sztramberskiego (Morycowa, 1968), otoczki beżowych wapieni mikrytowych, wapieni glonowych, numulitowych, skał krzemionkowych i piaskowców. Są to typowe osady podmorskich spływów rumoszowych.

Analiza struktur kierunkowych, w połączeniu ze zmiennością cech teksturalnych i ich gradientów w piaskowcach ciężkowickich, wskazuje na pochylenie paleoskłonu basenu generalnie w kierunku NW i NE — w Beskidzie Śląskim i Małym oraz w kierunku NE i SE — na obszarze na wschód od Dunajca. Materiał klastyczny dostarczany był do basenu z różnych części kordyliery śląskiej.

ROZMIESZCZENIE WAPIENI GLONOWYCH I RODOLITÓW

Stanowiska z wapieniami glonowymi i rodolitami występującymi w piaskowcach ciężkowickich przedstawiono na fig. 2.

Wapienie glonowe znane są z trzech odsłonień, z obszaru położonego między Dunajcem i Białą, to jest: z odsłonięcia żwirowców ilastych nad brzegiem Jeziora Rożnowskiego, na S od Gródka nad Dunajcem oraz ze zlepieńców polimiktycznych odsłaniających się w Jastrzębiej i Bogoniowicach.

Rodolity znaleziono w piaskowcach ciężkowickich w Beskidzie Małym i na obszarze na E od Dunajca. W Beskidzie Małym znajdowane były przez autora w paśmie Harańczykowej (na N i NW od Krzeszowa). Na obszarze na E od Dunajca znajdowano je w zlepieńcach polimiktycznych w Bukowcu, Siekierczynie, Jastrzębiej, Bogoniowicach, Tursku, Bobowej, Kobylance, Podzamczu koło Jasła oraz najdalej na E w Łękach Strzyżowskich.

Największe nagromadzenia rodolitów występują w piaskowcach ciężkowickich Beskidu Małego. Często spotykane są na obszarze między Dunajcem i Białą. Ku wschodowi wystąpienia rodolitów są coraz rzadsze. Najczęściej rodolity występują w trzecim poziomie piaskowców. Nie znaleziono ich do tej pory w piaskowcach I i IV poziomu.

CHARAKTERYSTYKA WAPIENI GLONOWYCH I POJEDYNCZYCH RODOLITÓW

Wapienie glonowe są reprezentowane przez dwie odmiany teksturalne — biosparyty i biomilkryty.

Biosparyty.

Są to skały o barwie ciemnobezowej. Występują w postaci otoczków dobrze i bardzo dobrze obtoczonych, o wielkości do 30 cm — w zlepieńcach polimiktycznych. Tworzy je detrytus złożony głównie z glonów koralinowych w postaci fragmentów gałązek i naskorupień a także otwornice, kolce jeżowców, płytki szkarłupni, fragmenty kolonii mszywiolów, muszli ślimaków i skorup małżów, rurki robaków oraz szczątki organiczne o nieokreślonej przynależności taksonomicznej (pl. I, fig. 4, 5).

Występują tu glony koralinowe z rodzajów: *Lithothamnium* (*L. contraversum* Lemoine — por. Samuel et al., 1972; Lemoine, 1933), *Mesophyllum* (*M. ishigakiensis* Johnson — por. Johnson, 1964, *M. ramosum* pl. II, fig. 3 — por. Lemoine, op. cit., *M. ryukyuensis* Johnson — por. Johnson, 1964, *M. varians* Lemoine — pl. II, fig. 4 — por. Lemoine, op. cit.), *Lithophyllum* (*L. densum* Lemoine — pl. II, fig. 1 — por. Lemoine op. cit., *L. mengaudi* var. *carpathica* Lemoine por. Lemoine op. cit.; Samuel et al. op. cit.) rzadziej *Archaeolithothamnium*. Pojedynczo wy-

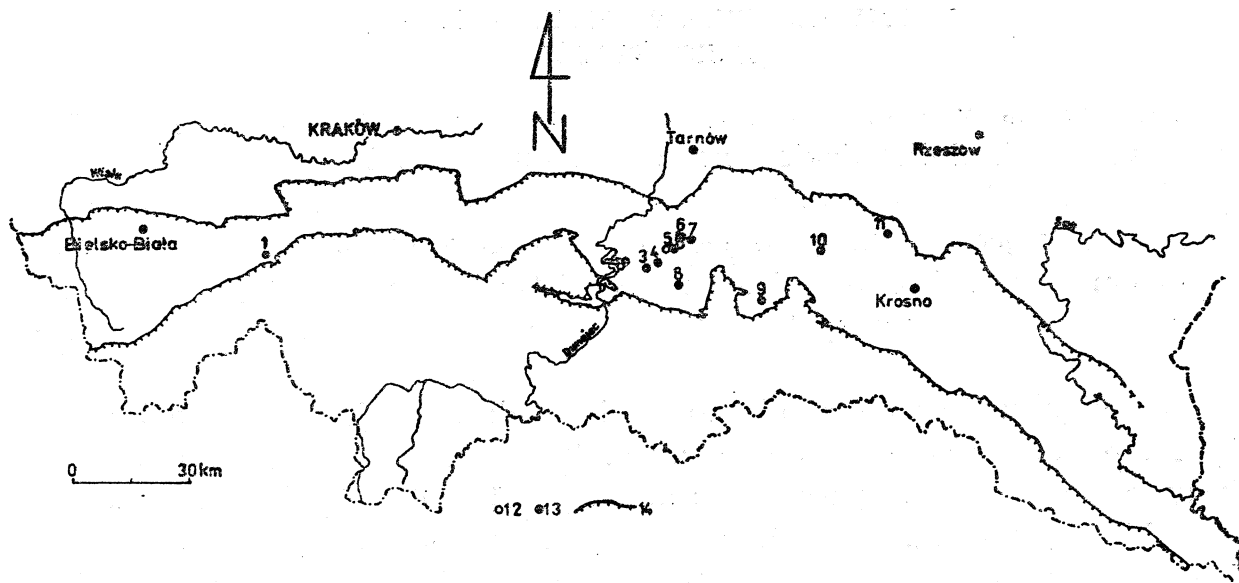


Fig. 2. Rozmieszczenie wapieni glonowych i rodolitów w piaskowcach ciężkowickich jednostki śląskiej: 1 — Beskid Mały (pasmo Harańczykowej); 2 — Gródek n/Dunajcem; 3 — Bukowiec; 4 — Siekierczyzna; 5 — Jastrzębia; 6 — Bogoniowice; 7 — Tursko; 8 — Bobowa; 9 — Kobylanka; 10 — Podzamcze; 11 — Łęki Strzyżowskie; 12 — wapień glonowe; 13 — pojedyncze rodolity; 14 — linie nasunięć

Fig. 2. Distribution of algal limestone clasts and rhodolites in the Ciężkowice sandstones: 1 — Beskid Mały; 2 — Gródek n/Dunajcem; 3 — Bukowiec; 4 — Siekierczyzna; 5 — Jastrzębia; 6 — Bogoniowice; 7 — Tursko; 8 — Bobowa; 9 — Kobylanka; 10 — Podzamcze; 11 — Łęki Strzyżowskie; 12 — algal limestones; 13 — individual rhodolites; 14 — boundary of the Silesian Unit

stępują glony z rodziny Squamariaceae (*Peyssonelia antiqua* Johnson — por. Denizot, Massieux, 1965).

Otwornice z detrytusu należą do podrzędów: Rotaliina (m. i. rodzaje *Discocyclus* i *Asterocyclus*), *Textulariina* oraz rzadziej — *Miliolina*.

Detrytus jest doskonale przemyty, tworzą go szczątki o rozmiarach 0,5 — 2 mm, spójne sparytem kalcytowym. Poszczególne okruchy stykają się z sobą — skała posiada zwarty szkielet ziarnowy. W detrytusie znajdują się chaotycznie rozmieszczone rodolity (pl. I, fig. 4) o wielkości do 5 cm, średnio — 4 cm, najczęściej o kształtach elipsoidalnych, rzadziej sferoidalnych i dyskoidalnych. Pojedynczo występują rodolity ameboidalne. Kształty sferoidalne mają głównie rodolity o wielkości poniżej 2 cm. Wśród dyskoidalnych występują rodolity obustronnie wypukłe, płasko-wypukłe lub wklęsło-wypukłe. Większość rodolitów posiada nierówną, guzkowatą powierzchnię. Rodolity o gładkiej powierzchni są spotykane rzadko. W przekroju poprzecznym około 50% rodolitów posiada budowę partiami laminarną, partiami kolumnkową (sensu Maslov, 1962; Bosellini, Ginsburg, 1971), około 30% — głównie laminarną (pl. I, fig. 3), około 10% — gałązkową i około 10% — globularną (sensu Bosellini, Ginsburg, op. cit.). Większość rodolitów cechuje wewnątrz budowa laminarna, w części zewnętrznej — budowa kolumnkowa. Kolumnki i guzki są na gół luźno rozmieszczone. Jądra większości rodolitów stanowią gałązki glonów, fragmenty muszli lub skorup, otwor-

nice oraz okruchy wapieni (pl. I, fig. 2, 4). Są to głównie rodolity typu epifitowego (sensu Maslov, 1962).

Wszystkie rodolity posiadają wdrażenia po skałotoczach (pl. I, fig. 4). Wydrażenia wypełnione są mikrytem, rzadziej sparytem kalcytowym, nieraz detrytusem glonowym identycznym z detrytusem otaczającym rodolity. Występuje kilka typów wydrażeń różniących się wielkością i kształtem. Można je wiązać z działalnością drążącą gąbek, wieloszczetów i małżów. Najliczniejsze są wydrażenia gąbek, natomiast wydrażenia małżów występują sporadycznie.

Rodolity są tworzone przez glony z rodzajów: głównie — *Archaeolithothamnium* (*A. nummuliticum* Rothpeltz — por. Johnson, 1964, *A. lakiense* Varma — pl. II, fig. 2 — por. Maslov, 1962), *Lithothamnium* (*L. abrardi* Lemoine — por. Lemoine, 1933, *L. andrusovii* Lemoine — por. Lemoine, op. cit., *L. contraversum* Lemoine, *L. faurai* Lemoine — por. Johnson, 1964, *L. sp.* — pl. I, fig. 2), *Mesophyllum* (*M. ishigakiensis* Johnson, *M. ryukyuensis* Johnson, *M. varians* Lemoine), bardzo rzadko — *Lithophyllum* (*L. densum* Lemoine). Jako organizmy inkrustujące w rodolitach występują: glony z rodziny Squamariaceae (*Peyssonelia antiqua* Johnson — pl. I, fig. 1), otwornice (*Miniacina multicamerata* Scheibner — por. Samuel et al., 1972, *M. multiformis* Scheibner — por. Scheibner, 1968, *Planorbulina cretae* Masson — por. Samuel et al., 1972) oraz serpule i mszywioly. Są to rodolity typu zoofitowego (sensu Maslov op. cit.).

Biomikryty.

Są to skały barwy seledynowej — jasnobeżowej. Znane są jedynie z otoczków w żwirowcach ilastych, z odsłonięcia nad brzegiem Jeziora Rożnowskiego. Otoczki biomikrytów są nieco gorzej obtoczone niż otoczki biosparytów. Biomikryty tworzy detrytus rozmieszczony bezładnie w masie mikrytowej. Skład detrytusowy jest podobny jak w biosparytach (pl. III, fig. 1, 2, 3, 4). Występują w nim pojedynczo rodolity o wielkościach do 1 cm. Poszczególne okruchy detrytusowe nie stykają się z sobą — skała posiada rozproszony szkielet ziarnowy.

W biomikrytach występują szczątki glonów koralinowych z rodzajów: *Archaeolithothamnium* (*A. nummuliticum* Rothpeltz), *Lithothamnium* (*L. contraversum* Lemoine — pl. III, fig. 1, 2), *Mesophyllum* (*M. varians* Lemoine), *Lithophyllum* (*L. densum* Lemoine — pl. III, fig. 2, *L. mengaudi* var. *carpathica* Lemoine). Występują też glony z rodziny Squamariaceae (*Peyssonelia antiqua* Johnson i *Ethelia alba* Pfender — por. Massieux, Denizot, 1964), otwornice z podrzędów Rotaliina (m. i. globigeriny charakterystyczne dla paleogenu oraz rodzaje: *Eponides*, *Gyroldina* i *Lenticulina*), Textulariina i Milliolina, fragmenty kolonii mszywiolów, muszli ślimaków, skorup małżów i ramienionogów, płytki szkarłupni, kolce jeżowców, rurki robaków oraz szczątki organiczne o nieokreślonej przynależności taksonomicznej.

Pojedyncze rodolity.

Rodolity występujące pojedynczo w piaskowcach ciężkowickich można podzielić na dwie grupy:

- a) rodolity o zabradowanej powierzchni,
- b) rodolity z naturalną powierzchnią.

Rodolity o zabradowanej powierzchni mają zwykle kształty owalne. Warstewki szkieletu glonów dochodzą skośnie do powierzchni rodolitów (pl. IV, fig. 3, 5). Wyraźnie odcinają się od tła skalnego. Nieraz w partiach brzeżnych tych rodolitów zachowane są fragmenty biosparytów z glonami o charakterze podobnym do wcześniej opisanych.

Rodolity z naturalną powierzchnią — tworzoną przez warstewki szkieletu glonów, najczęściej cechuje występowanie na niej guzków. Rodolity te są jak gdyby wtopione w masę skały, w której występują (pl. IV, fig. 4, 6), a drobna jej frakcja obecna jest pomiędzy warstewkami szkieletu glonów.

Pod względem wielkości pojedyncze rodolity mieszczą się w granicach 0,5 — 10 cm. Dominują formy o kształcie sferoidalnym, przy czym największe są formy elipsoidalne i dyskoidalne. Ze względu na ułożenie szkieletu glonów przeważają rodolity o budowie kolumnienkowej — zaznaczającej się w postaci guzków na powierzchni rodolitu.

Występują tu rodolity epifitowe i hermafrodytowe (sensu Maslov, 1962). Tworzone są one przez glony koralinowe z rodzajów: *Archaeolithothamnium* (*A. nummuliticum* Rothpeltz), *Lithothamnium* (*L. abrardi* Lemoine, *L. contraversum* Lemoine, *L. nannosporum* Johnson, Ferris — pl. IV, fig. 1 — por. Johnson, Ferris, 1949, *L. racemus* Aresch — pl. IV, fig. 2 — por. Małecki, 1955), *Mesophyllum* (*M. ryukyuensis* Johnson, *M. varians* Lemoine) oraz glony z rodziny Squamariaceae (*Peyssonelia antiqua* Johnson). W rodolitych występują też otwornice inkrustujące z rodzajów *Miniacina* i *Planorbulina*, mszywieły i rurki robaków.

Niektóre rodolity posiadają wydrążenia po skałotoczach o wypełnieniach podobnych jak w wydrążeniach rodolitów z biosparytów, nieraz z detrytusem kwarcowym. W materiale wypełniającym wydrążenia często występują globigeriny podobne do opisanych z biomikrytów.

UWAGI KOŃCOWE

Wapienie glonowe i pojedyncze rodolity występują w utworach wieku górny paleocen — dolny eocen. Tworzące je zespoły organizmów, a szczególnie glony koralinowe, sugerują dolną granicę wieku wapieni glonowych i pojedynczych rodolitów na środkowy paleocen. Pojedyncze rodolity najprawdopodobniej pochodzą z rozmywania luźnych osadów strefy nerytycznej — należy uważać je za równoczesne sedimentacji piaskowców ciężkowickich. Wapienie glonowe mogą być równoczesne sedimentacji piaskowców ciężkowickich lub są nieco starsze.

Zespół organizmów z wapieni glonowych wykazuje wiele podobieństw do zespołu z wapieni rafowych wieku mont — tanet ze Słowacji (Samuel et al., 1972) oraz do zespołu z piaskowców litotamniowych wieku paleocen — dolny eocen okolic Krościenka i Złatnego (Golonka, 1974).

Organizmy występujące w wapieniach glonowych i pojedynczych rodolitych stanowiły ważny składnik biocenoz wybrzeży basenu śląskiego na przełomie paleocenu i eocenu.

Wapienie glonowe i pojedyncze rodolity powstały w strefie nerytycznej. Odpowiadają współczesnym piaskom glonowym (maerl — Jacqueline, 1962), występującym w strefie środkowego i zewnętrznego szelfu — na niskich szerokościach geograficznych oraz znacznie płycej — na wyższych szerokościach geograficznych (por. Milliman, 1977). Rodolity aktywnie rozwijają się do głębokości 70 m (Adey, Macintyre, 1973).

Pochodzenie biosparytów dokładniej określają występujące w nich glony koralinowe. Część z nich — glony występujące w detrytusie — jest allochtoniczna dla miejsc tworzenia się biosparytów. Glony te są charakterystyczne dla stref płytszych niż glony występujące w rodolitych (por. Wray, 1977). Zespół glonów występujących w rodolitych jest charakterystyczny dla strefy nerytycznej o głębokości kilkudziesięciu metrów (por. Wray, op. cit.). Dobre przemycie i wysortowanie osadu tworzącego biosparyty a także dominacja rodolitów o zwartej budowie (sferoidalnych i elipsoidalnych), wskazują wysoką energię środowiska, w którym powstały biosparyty (por. Bosence, 1976; Bosellini, Ginsburg, 1971). Przyjmując położenie basenu śląskiego w paleogenie, w strefie klimatycznej odpowiadającej współcześnie basenowi Morza Śródziemnego, przy założeniu podobnego do dziś rozprzestrzenienia batymetrycznego rodzajów glonów koralinowych (vide Wray, 1977, s. 130), można łączyć powstanie biosparytów z głębokościami rzędu kilkudziesięciu metrów.

Biomikryty, ze względu na występowanie w nich globigerin, pochodzą zapewne z zewnętrznych części wybrzeży. Nie znaleziono dowodów na rozwój glonów koralinowych w miejscach tworzenia się biomikrytów, prawdopodobnie są w nich organizmami allochtonicznymi. Charakter teksturalny biomikrytów świadczy o powstaniu ich w środowisku niskiej energii. Podobne osady współczesne znane są między innymi z obrzeżeń facji piasków glonowych (por. Schlanger, Johnson, 1969).

Sposób występowania pojedynczych rodolitów świadczy, że nie tworzyły się one w strefach sedymentacji piaskowców ciężkowickich. Rodolity te były redeponowane z wybrzeży śląskiego basenu sedymentacyjnego, z różnych miejsc zasiedlonych przez glony koralinowe. Niemożliwe jest dokładniejsze określenie pochodzenia pojedynczych rodolitów. Wydaje się, że część z nich powstała w środowiskach podobnych jak biosparyty. Rodolity z detrytusem kwarcowym pomiędzy warstewkami

szkieletu glonów mogły się okresowo rozwijać w strefach zasilanych materiałem terrygenicznym.

Osady spływów rumoszowych obserwowane w piaskowcach ciężkowickich na wschód od Dunajca oraz występowanie w ich obrębie dobrze obtoczonych fragmentów wapieni glonowych wskazują na wypiętrzanie się pewnego odcinka kordyliery śląskiej, który stanowił obszar źródłowy dla piaskowców ciężkowickich tego rejonu. Ruchy te zachodziły na przełomie paleocenu i eocenu przyczyniając się do przedłużenia okresu sedymentacji piaskowców ciężkowickich na obszarze na południe od linii Rożnów — Ciężkowice — Krajowice koło Jasła.

*Maszynopis otrzymano III 1978,
przyjęto do druku V 1978*

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Adey W. H., Macintyre I. G. (1973), Crustose Coralline Algae: A re-evaluation in the geological sciences. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84: 883—903, Colorado.
- Bosellini A., Ginsburg R. N. (1971), Form and internal structure of Recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda. *J. Geol.*, 79: 669—682, Chicago.
- Bosence D. W. J. (1976), Ecological studies on two unattached coralline algae from Western Ireland. *Paleontology*, 19: 365—395, London.
- Carter R. M. (1975), A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, and fluxoturbidites. *Earth-Sci. Rev.*, 11: 145—177, Amsterdam.
- Denizot M., Massieux M. (1965), Présence de Peyssonelia antiqua dans le calcaire „Ypresio-Lutetien” de la Montagne d’Alaric. *Rev. Micropaleontology*, 8: 96—102, Paris.
- Dunham R. J. (1962), Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W. E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 1: 108—121, Tulsa.
- Golonka J. (1974), Glony wapienne z paleogenu Krościenka (jednostka magurska) i Złotego (pieniński pas skałkowy). *Kwart. geol.*, 18: 928—929, Warszawa.
- Grzybowski J. (1894), Mikrofauna piaskowca spod Dukli. *Rozpr. Akad. Umiej.*, Kraków.
- Jacquotte R. (1962), Étude des fondes de maerl en Méditerranée. *Rec. Travaux Sta. Mar. d’Endoume Bull.*, 26: 141—230.
- Johnson H. J., (1964), Eocene algae from Ishigaki-shima Ryukyu-retto. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 399—C: 1—12, Washington.
- Jurkiewicz H. (1959), Poziomy otworowicowe paleogenu wschodniej części jednostki śląskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29: 235—251, Kraków.
- Jurkiewicz H. (1967), Otwornice paleogenu podmenilitowego polskich Karpat Środkowych. *Biul. Inst. Geol.*, 210: 5—103, Warszawa.
- Lemoine P. (1933), Vápniste řasy z čeledi Corallinaceae nasbirane v západních Karpatach D. Andrusovem. *Věst. Stat. Geol. Ústavu*, IX: 269—289, Praha.
- Małecki J. (1955), Glony wapienne eocenu Tatr. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 25: 136—144, Kraków.
- Maslov V. P. (1956), Iskopaemye izvestkovye vodorosli SSSR. *Trudy Inst. geol. nauk AN SSSR*, 160, Moskva.

- Maslov V. P. (1962), Iskopaemye bagrianye vodorosli SSSR i ich svaz s facijami. *Trudy Geol. Inst. AN SSSR*, 53, Moskva.
- Massieux M., Denizot M. (1964), Rapprochement du genre *Pseudolithothamnium* Pfender avec le actuel *Ethelia* weber van bosse (algues Floridiae, Squamariaceae). *Rev. Micropaleontol.*, 7: 31—42, Paris.
- Milliman J. D. (1977), Role of calcareous algae in Atlantic continental margin sedimentation. In: (Ed.): E. Fluegel — Fossil algae Recent results and developments, 232—247, Springer, Berlin.
- Morycowa E. (1968), Egzotyki wapieni typu sztramberskiego z koralowcami znad Jeziora Rożnowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 19—32, Kraków.
- Samuel O., Borza K., Koehler E. (1972), Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the mid Vah Valley (West Carpathians), Bratislava.
- Scheibner E. (1968) Contribution to the knowledge of the Paleogene reef-complexes of the Myjava-Hričov-Haligovka zone (West Carpathians). *Mitt. Bayer. Staats., Palaeont. u. Histor. Geolog.* 8: 67—97, München.
- Schlanger S. O., Johnson Ch. J., (1969), Algal banks near La Paz, Baja California — modern analogues of source areas of transported shallow-water fossils in Pre-Alpine flysch deposits. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 6: 141—157, Amsterdam.
- Uhlig V. (1886), Ueber eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. *Jahr. k. k. Geol. Reich. Bd.* 36, Wien.
- Wray J. L. (1977), Calcareous algae. *Developments in paleontology and stratigraphy*, 4, Elsevier, Amsterdam.

SUMMARY

Much of the Carpathian flysch was deposited in internal parts of sedimentary basins. The record of previous marginal sediments of the flysch basins have been preserved as clastic fragments which are penecontemporaneous with deposition of flysch. Such clasts provide informations concerning the composition of shorelines of flysch seas. Especially interesting in this aspect are limestone clasts. Commonly they are rich in organic remains which point to a differentiated character of biocoenoses of the shores.

This work deals with clastic fragments of algal limestones and rhodolites from the Cieżkowice sandstones. The Cieżkowice sandstones of the Silesian Unit represent a coarse grained lithofacies of Paleocene and Lower Eocene (Fig. 1). These sandstones occur as lenslike bodies superimposed one upon another within variegated shales. In geologic literature such bodies are called "horizons". A considerable part of sandstones is made up of microconglomerates (the diameters of pebbles range from 2—50 mm). The conglomerates are chiefly oligomictic (quartz conglomerates). Polymictic conglomerates and pebbly mudstones are not so abundant. The sandstones have mainly a character of fluxoturbidites (sensu Carter, 1975, p. 172). The clastic material was derived from various parts of the Silesian cordillera. The algal limestones and rhodoli-

tes occur chiefly in the polymictic conglomerates and in pebbly mudstones. They are found in the III and II horizons of the Cieřkowie sandstones (Fig. 1). The places in which the algal limestones and individual rhodolites occur are shown in Fig. 2.

The algal limestones are represented by the biosparites and biomicrites. The biosparites occur chiefly as well rounded pebbles. They consist mainly of coralline algae. They also contain foraminifers, echinoid spines, echinodermal plates, fragments of bryozoan colonies, molluscan fragments, worm tubes, and unidentified organic remains (Pl. I, Fig. 4, 5). The following algal genera have been identified: *Lithothamnium*, *Mesophyllum*. (Pl. II, Fig. 3, 4), *Lithophyllum*, and rarely *Archaeolithothamnium*. The foraminifers are belonging to suborders: Rotaliina (among them there are — *Discocyclina*, and *Asterocyclina*), Textulariina, and rarely Miliolina.

In the biosparites the detrital fragments are well sorted. Among such fragments there are the rhodolites up to 5 cm diameter. These rhodolites have mainly ellipsoidal shape. Discoidal, and spheroidal rhodolites are rare. In cross section the rhodolites show columnar and laminar structure (Pl. I, Fig. 3). The majority of rhodolites belong to the group epiphyte (Maslov, 1962). All rhodolites show bores of lithophages. The rhodolites are made up chiefly of the following algal genera: *Archaeolithothamnium* (Pl. II, Fig. 2), *Lithothamnium* (Pl. I, Fig. 2), and *Mesophyllum*. *Lithophyllum* is very rare (Pl. II, Fig. 1). Among encrusting organisms there are algae of the family Squamariaceae (Pl. I, fig. 1), foraminifers, serpulid worms, and bryozoans.

Biomicrites contain the detritus similar to that of the biosparites. This detritus is chaotically distributed in the micrite mass (Pl. III, Fig. 1, 2, 3, 4). The rhodolites are here very rare. These biomicrites correspond to wackstones of Dunham (1962). They contain a group of algae similar to those from biosparites. Among the foraminifers Paleogene Globigerinidae are very numerous.

Individual rhodolites occurring in the Cieřkowie sandstones have a size range of 0,5 to 10 cm, whereby the spheroidal and ellipsoidal forms are dominant (Pl. IV, Fig. 5, 6). The individual rhodolites have chiefly laminar and columnar internal structures (Pl. IV, Fig. 3, 4). There are epiphytic and hermophytic rhodolites (Maslov, 1962). Such rhodolites are formed by coralline algae of the genera: *Archaeolithothamnium*, *Lithothamnium* (Pl. IV, Fig. 1, 2), and *Mesophyllum*. Among encrusting organisms there are algae of the family Squamariaceae, foraminifers, bryozoans and serpulids. Some of the rhodolites show borings of lithophages. The material filling these borings contain abundant *Globigerina* which are similar to those occurring in the biomicrites discussed.

The algal limestones as well as the rhodolites are of Middle Paleo-

cene — Lower Eocene age. Individual rhodolites appear to be contemporaneous with deposition of the Ciężkowice sandstones. The algal limestones may be slightly older.

The assemblage of organisms which occur in the algal limestones and in the individual rhodolites was a part of the biocoenoses of the marginal zones of the Silesian trough.

The algae which made up the rhodolites in biosparites are characteristic of the neritic zones. High degree of sorting of the biosparites and the predominance of rhodolites showing spheroidal and ellipsoidal shapes indicate a high energy environment (cf. Bosence, 1976; Bosellini, Ginsburg, 1971).

The presence of *Globigerina* suggest that the biomicrites were derived from areas situated further off the shores. The texture of biomicrites point to low energy environment.

The mode of occurrences of individual rhodolites in the Ciężkowice sandstones indicates that these rhodolites have been redeposited from the shores of the Silesian trough.

The occurrence of well rounded pebbles of algal limestones in Ciężkowice sandstones points to positive tectonic movement of the shores bordering the silesian basin, whereby the nearshore sediments were raised above the sea level and subject to erosion. These tectonic movements and erosion took place during Uppermost Paleocene and Lower Eocene.

OBJASNIENIA PLANSZ — EXPLANATION OF PLATES

Plansza — PLATE I

- Fig. 1. *Peyssonelia antiqua* Johnson pomiędzy glonami koralinowymi w rodolicie z biosparytu. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 1. *Peyssonelia antiqua* Johnson between coralline algae in rhodolite. Rhodolite derived from biosparite. Gródek n/Dunajcem
- Fig. 2. *Lithothamnium* sp. inkrustujące okruch wapienia; rodolit z biosparytu. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 2. *Lithothamnium* sp. encrusting limestone clast. Rhodolite derived from biosparite. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 3. Rodolit z biosparytu, wewnątrz o budowie laminarnej, w części zewnętrznej o budowie laminarno-kolumnkowej. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 3. Rhodolite derived from biosparite showing laminar structure in the inner part and laminar-columnar structure in the external part. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 4. Przekrój otoczaka biosparytu; widoczne rozmieszczenie i charakter rodolitów. Strzałki wskazują ślady wydrzeń skałotoczy w rodolitach. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 4. Section of a pebble of biosparite; note the distribution and character of rhodolites. Arrows indicate borings of lithophages. Gródek nad Dunajcem

- Fig. 5. Biosparyt; widoczne rozmieszczenie i charakter detrytusu (po lewej stronie u góry widoczny przekrój discocycliny). Gródek nad Dunajcem
- Fig. 5. Biosparite; note the distribution and character of detritus (on the upper left — section of *Discocyclina*). Gródek nad Dunajcem

Plansza — Plate II

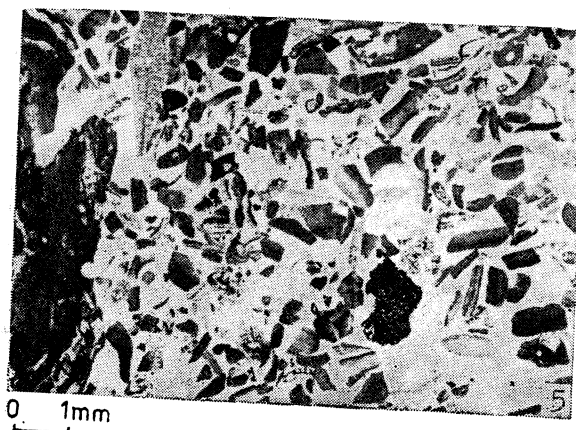
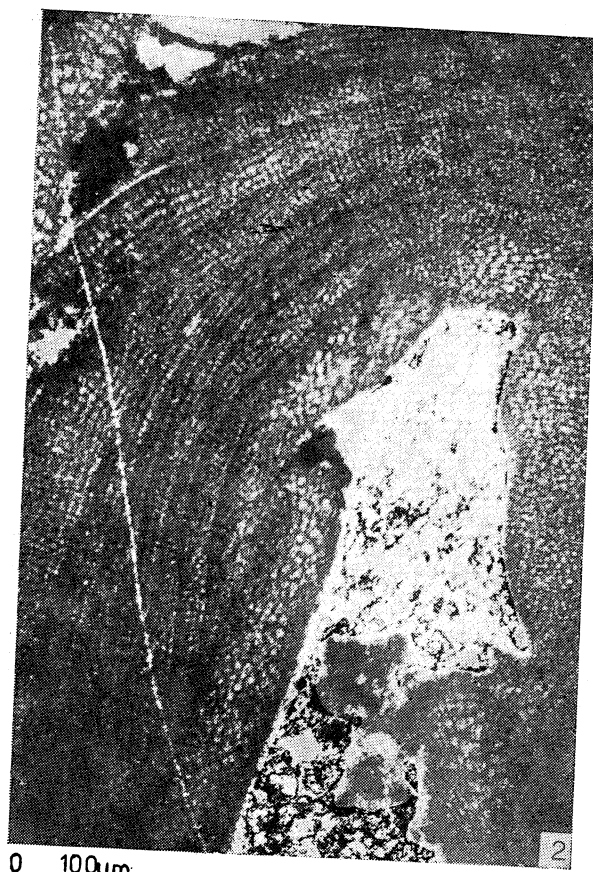
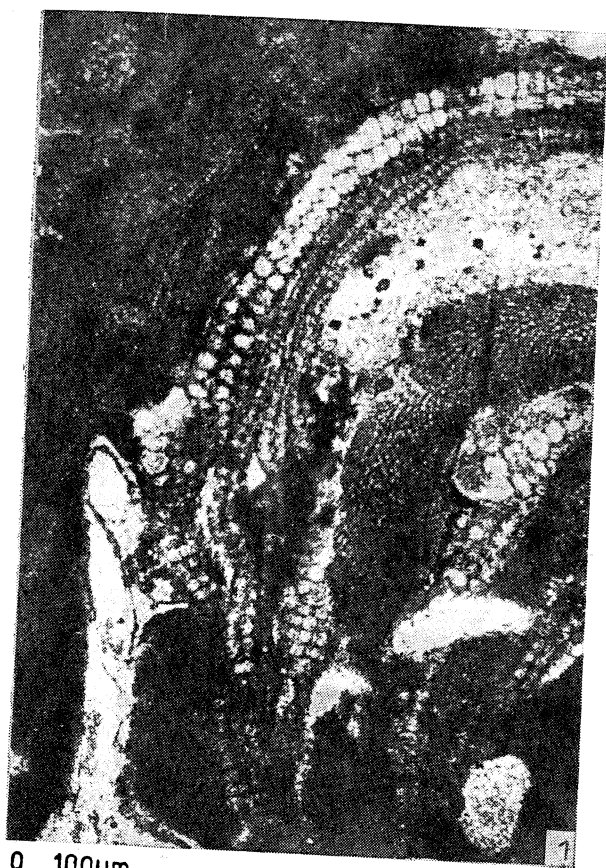
- Fig. 1. *Lithophyllum densum* Lemoine; fragment gałązki stanowiącej jądro rodolitu z biosparytu. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 1. *Lithophyllum densum* Lemoine; fragment of the branch forming nucleus of rhodolite. Rhodolite derived from biosparite. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 2. *Archaeolithothamnium lakiense* Varma w rodolicie z biosparytu. Bogoniowice
- Fig. 2. *Archaeolithothamnium lakiense* Varma in the rhodolite. Rhodolite derived from biosparite. Bogoniowice
- Fig. 3. *Mesophyllum ramosum* Lemoine w detrytusie biosparytu. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 3. *Mesophyllum ramosum* Lemoine in the detritus of biosparite. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 4. *Mesophyllum varians* Lemoine w detrytusie biosparytu. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 4. *Mesophyllum varians* Lemoine in the detritus of biosparite. Gródek nad Dunajcem

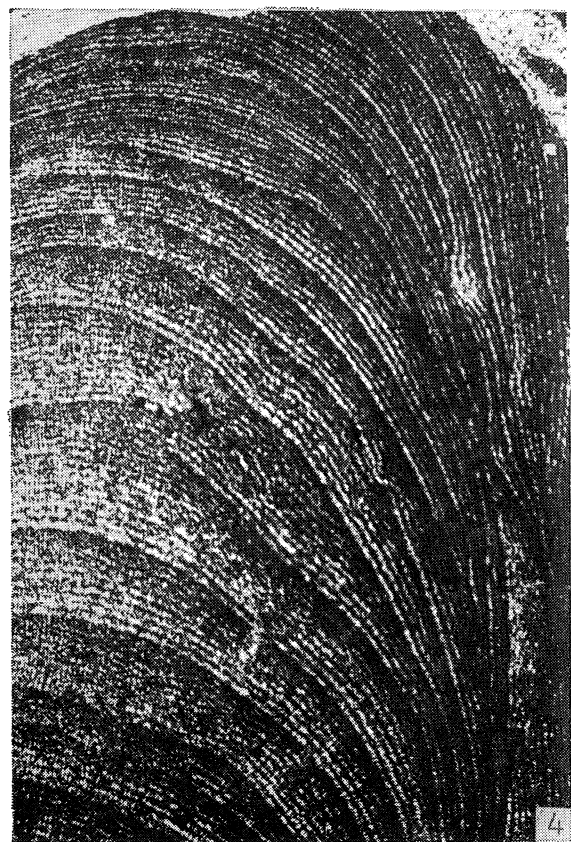
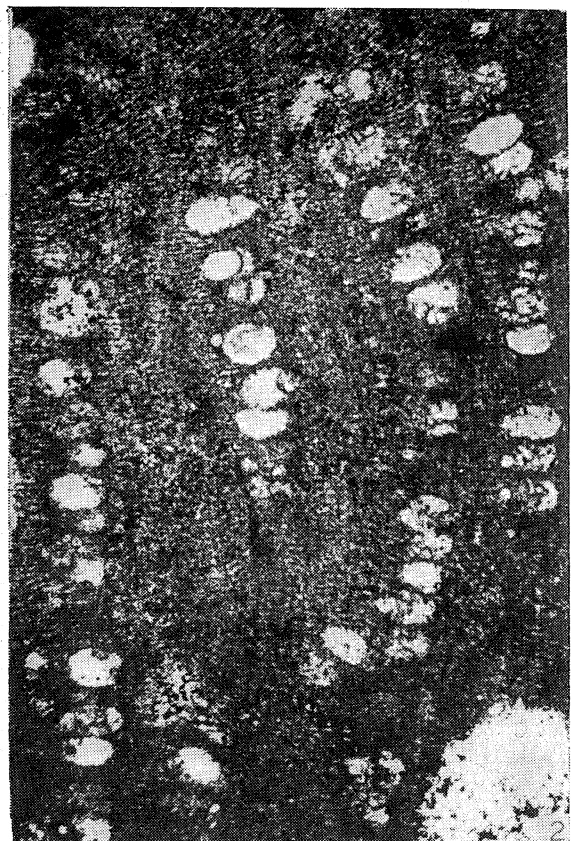
Plansza — Plate III

- Fig. 1. Detrytus biomikrytu; z lewej strony, wyżej — *Lithothamnium contraversum* Lemoine, u dołu — przekrój otwornicy z podrzędu Miliolina, po prawej stronie u góry przekrój otwornicy z podrzędu Rotaliina. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 1. Detritus of biomicrite; upper left — *Lithothamnium contraversum* Lemoine, in the lower part — section of foraminifera of the Miliolina suborder, upper right — section of foraminifera of Rotaliina suborder. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 2. Detrytus biomikrytu; u dołu *Lithothamnium contraversum* Lemoine, po lewej stronie wyżej — *Lithophyllum densum* Lemoine. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 2. Detritus of biomicrite; *Lithothamnium contraversum* Lemoine lower part, upper left — *Lithophyllum densum* Lemoine. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 3. Przekrój otoczków biomikrytu; widoczne rzadko rozmieszczone rodolity. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 3. Section of pebbles of biomicrite; rhodolites are rather rare. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 4. Biomikryt; widoczne rozmieszczenie i skład detrytusu. Gródek nad Dunajcem
- Fig. 4. Biomicrite; note the distribution and composition of detritus. Gródek nad Dunajcem

Plansza — Plate IV

- Fig. 1. *Lithothamnium nannosporum* Johnson, Ferris z pojedynczego rodolitu. Bobowa
- Fig. 1. *Lithothamnium nannosporum* Johnson, Ferris in individual rhodolite. Bobowa



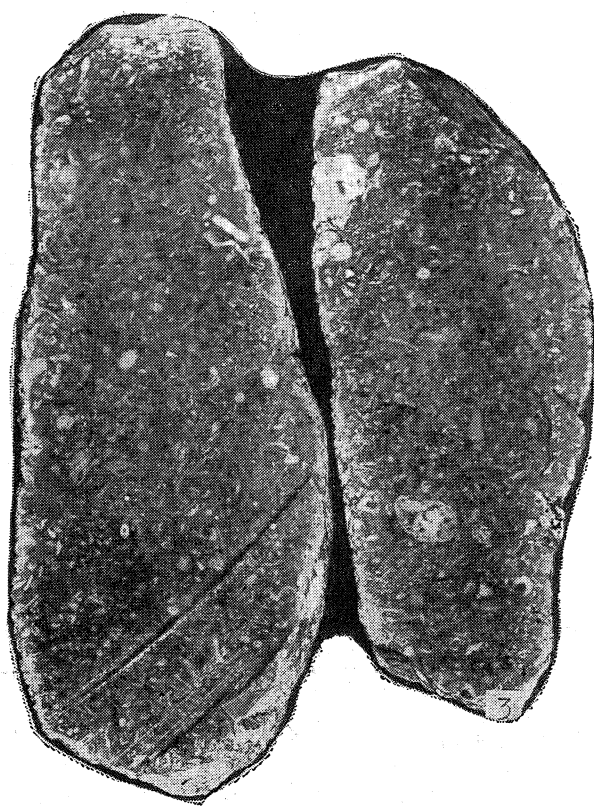




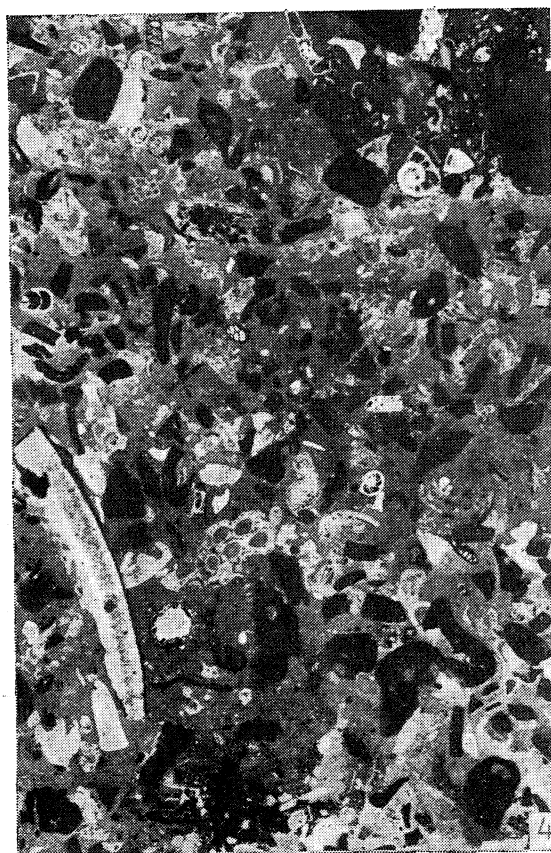
0 100μm



0 100μm



0 1cm



0 1mm

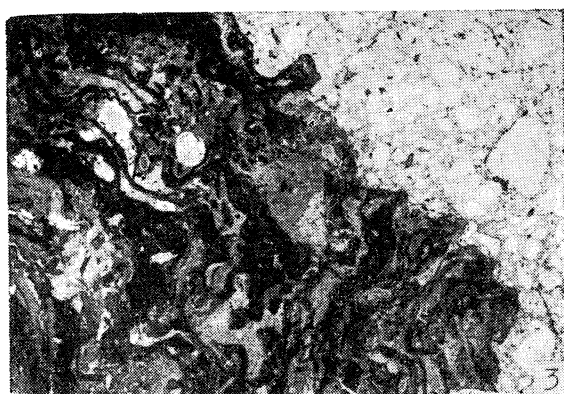




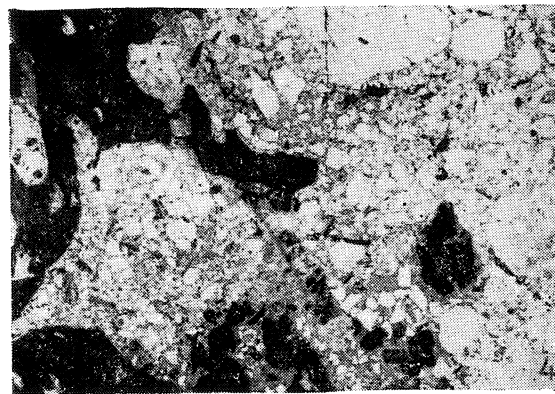
0 100µm



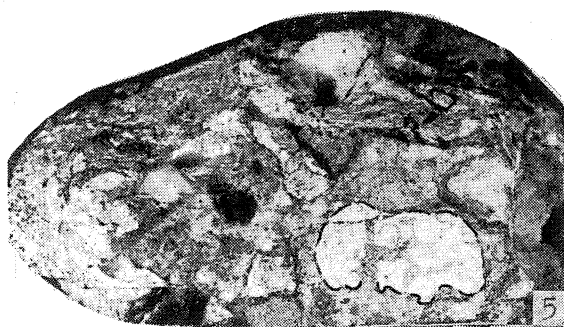
0 100µm



0 2mm



0 1mm



0 2cm



0 1cm

- Fig. 2. *Lithothamnium racemus* Aresch z pojedynczego rodolitu. Bukowiec
- Fig. 2. *Lithothamnium racemus* Aresch in individual rhodolite. Bukowiec
- Fig. 3. Fragment pojedynczego rodolitu o zabradowanej powierzchni; widoczne prawie prostopadłe dochodzenie warstewek szkieletów glonowych do powierzchni rodolitu. Bogoniowice
- Fig. 3. Fragment of individual rhodolite with abraded surface; note algal crusts nearly perpendicular against rhodolite surface. Bogoniowice
- Fig. 4. Fragment pojedynczego rodolitu z naturalną powierzchnią. Bukowiec
- Fig. 4. Fragment of individual rhodolite with natural surface. Bukowiec
- Fig. 5. Rodolit o zabradowanej powierzchni w zlepieńcu polimiktycznym. Bogoniowice
- Fig. 5. Rhodolite with abraded surface in polymictic conglomerate. Bogoniowice
- Fig. 6. Zlepienieć polimiktyczny z rodolitami o naturalnej powierzchni; strzałki wskazują rodolity. Bukowiec
- Fig. 6. Rhodolites with natural surfaces in polymictic conglomerate. Arrows indicate rhodolites. Bukowiec