

Czesława PASTWA-LESZCZYŃSKA

Przykład zmienności litologicznej utworów wapienia muszlowego okolic Olkusza

WSTĘP

Praca stanowi wstęp do cyklu prac poświęconych zagadnieniom petrograficznym i sedimentologicznym morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. W czasie dotychczasowych badań nad utworami triasu okolic Chrzanowa i Olkusza — wschodnich rejonów śląsko-krakowskiego morza triasowego — autorka zwróciła uwagę na wykształcenie petrograficzne utworów wapienia muszlowego. Niektóre wyniki tych badań, przedstawione niżej, ograniczają się do obszaru położonego na SW od Olkusza; uzyskano je na podstawie opracowań rdzeni z otworów wiertniczych przedstawionych na fig. 1. Po ogólnym zapoznaniu się, do szczegółowej analizy wybrano dwa z nich. Jeden uznano za typowy dla tego obszaru (B-153), drugi zaś za najbardziej odbiegający od typowego wykształcenia (B-159). Wybór taki ułatwia interpretację pewnych zjawisk geologicznych wspomnianego terenu.

Problem genezy dolomitów kruszczośnych i związanych z nimi złóż cynkowo-ołowiowych obszaru śląsko-krakowskiego nie został dotychczas ostatecznie rozwiązany. Jak wiadomo, brak jest bardziej szczegółowych opracowań petrograficznych utworów triasu śląsko-krakowskiego i w związku z tym nasuwa się możliwość przytoczenia nowych faktów petrograficznych, mogących ułatwić rozwiązanie tego spornego problemu.

Pragnę w tym miejscu gorąco podziękować prof. dr S. Jaskólskiemu za cenne uwagi udzielone w czasie wykonywania pracy oraz za pomoc i opiekę.

Wdzięczna jestem również dr inż. S. Śliwińskiemu za wprowadzenie mnie w teren i problematykę triasową, mgr inż. T. Gałkiewiczowi oraz pracownikom Krakowskiego Przedsiębiorstwa Geologicznego Surowców Hutniczych w Krakowie za udostępnienie rdzeni badanych otworów i innych materiałów geologicznych, doc. dr H. Gruszczykowi — za rady i wskazówki uzyskane w czasie rozmów dotyczących mojej pracy, mgr M. Panek za wykonanie analiz chemicznych.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA TERENU

Na badanym obszarze, położonym na SW od Olkusza, o zasięgu wyznaczonym przez otwory wiertnicze przedstawione na fig. 1, pod płaszczem utworów czwartorzędowych, o miąższości 10÷30 m, leżą często

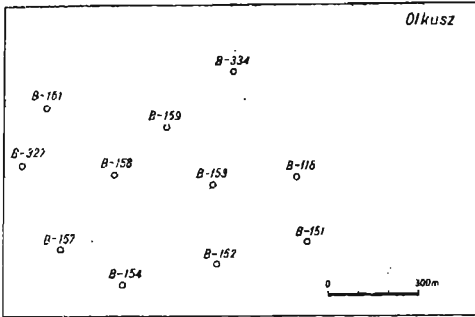


Fig. 1. Rozmieszczenie otworów wiertniczych
Distribution of bore-holes

utwory kajpru, o zmiennej miąższości 7÷18 m. Utworów górnego wapienia muszlowego na badanym obszarze brak. Bezpośrednio pod czwartorzędem lub pod kajprem znajduje się dolomit diploporowy (środkowy wapień muszlowy) o różnej miąższości, często zredukowanej wskutek procesów dawnej denudacji. W związku z tym miąższość jego waha się w granicach 9,6÷32,5 m. Górny poziom dolnego wapienia musz-

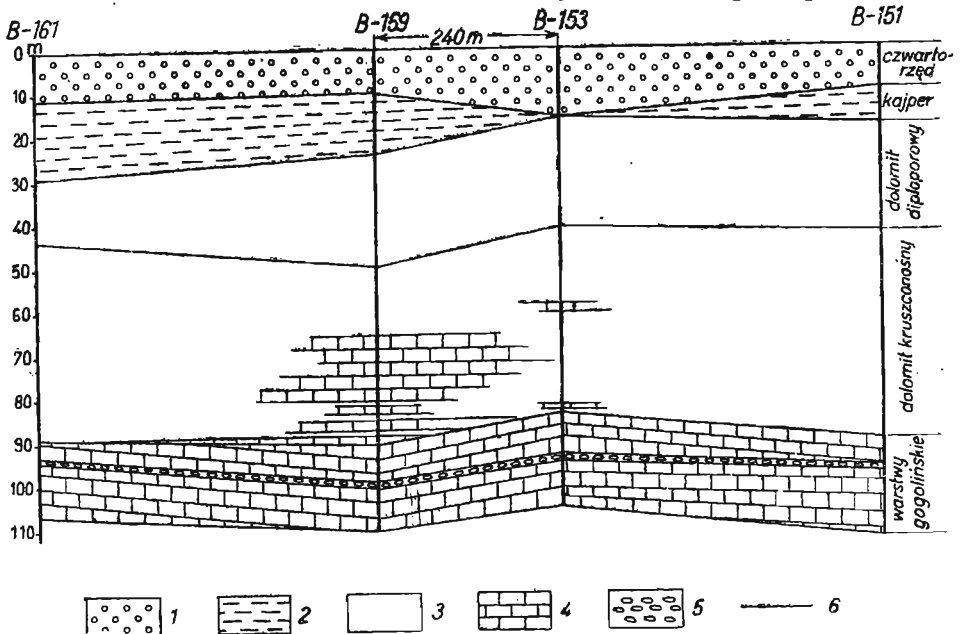


Fig. 2. Schematyczny przekrój geologiczny przez 4 otwory wiertnicze w rejonie Olkusza

Diagrammatical geological section across 4 bore-holes in Olkusz region

1 — czwartorzęd; 2 — kajper; 3 — dolomit; 4 — wapień; 5 — zlepieniec śródkformacyjny; 6 — granice stratygraficzne

1 — Quaternary; 2 — Keuper; 3 — dolomite; 4 — limestone; 5 — intraformational conglomerate; 6 — stratigraphic boundaries

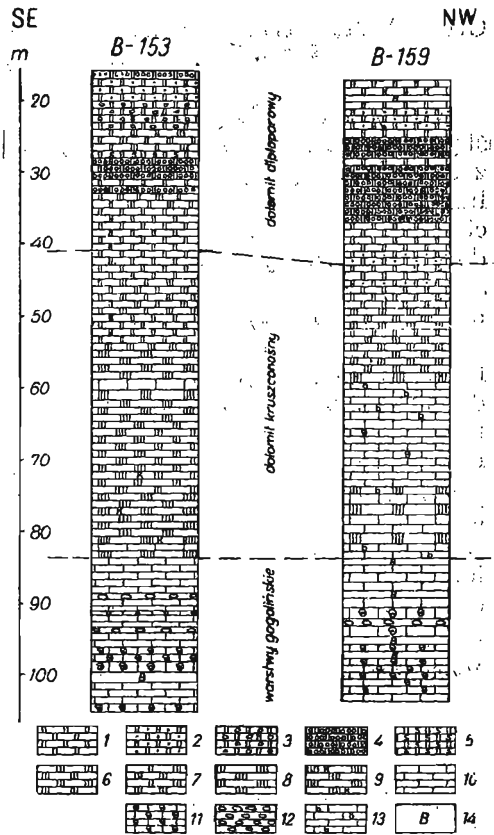
lowego reprezentują na tym obszarze dolomity kruszonośne, z wyjątkiem otworu B-159, gdzie w dolnej części tego poziomu występują wapień (gorazdeckie) zamiast dolomitów (fig. 2). Postawienie gra-

nicy między dolomitami diploporowym i niżej leżącym dolomitami kruszonośnym jest bardzo trudne ze względu na brak dostatecznie pewnych kryteriów. Ostatnio próbowano rozwiązać ten problem, posługując się glonami jako formami przewodnimi (C. Pastwa-Leszczynska, S. Sliwiński, 1959). P. Assmann i S. Siedlecki często korelowali warstwy dolnego wapienia muszlowego na podstawie wykształcenia litologicznego. Metoda ta, traktowana jako pomocnicza, spełnia swoje zadanie znakomicie. Komplikuje się ona jednak wtedy, gdy strefa przejściowa między dolomitami diploporowymi

Fig. 3. Przekrój geologiczny utworów wapienia muszlowego okolic Olkusza

Geological section across Muschelkalk deposits in Olkusz region

- 1 — dolomit mikroziarnisty; 2 — dolomit mikroziarnisty z pseudo-oolitami; 3 — dolomit mikroziarnisty, częściowo okruchowy; 4 — dolomit oolityowy; 5 — dolomit zsylikowany; 6 — dolomit drobnoziarnisty; 7 — dolomit różnoziarnisty; 8 — dolomit średnioziarnisty; 9 — dolomit z ziarnami FeS_2 , PbS , ZnS ; 10 — wapień; 11 — wapień z fauną; 12 — zlepniec; 13 — wapień z wprysnięciami blendy cynkowej; 14 — brak rdzenia
- 1 — micrograined dolomite; 2 — micrograined dolomite with pseudo-oolites; 3 — micrograined dolomite, partly detritic; 4 — oolitic dolomite; 5 — silicified dolomite; 6 — fine-grained dolomite; 7 — unequigrained dolomite; 8 — medium-grained dolomite; 9 — dolomite with FeS_2 , PbS and ZnS grains; 10 — limestone; 11 — limestone with fauna; 12 — conglomerate; 13 — limestone with zincblende splinters; 14 — core missing



mi i kruszonośnymi wynosi więcej niż kilka metrów. Dolomity kruszonośne w strefie przejściowej są niekiedy podobnie rozwinięte jak graniczące z nimi dolomity diploporowe. W strefie tej dolomity obu typów zwykły się przewarstwiać. W przypadkach obszernie rozwiniętej strefy przejściowej granica bywa stawiana zbyt wysoko lub zbyt nisko, nieraz nawet zaprzecza się możliwości jej ustalenia. W szczegółowo badanych otworach wiertniczych B-159 i B-153 nie znaleziono oznaczalnych glonów, a strefa przejściowa jest dość duża i dlatego położenie granicy między dolomitami diploporowym i kruszonośnym jest tylko przybliżone. Opierając się na tak wyznaczonej granicy, miąższość dolomitów kruszonośnych można ocenić w przybliżeniu na niewiele ponad 40 m (fig. 3). W pozostałych otworach miąższość dolomitów kruszonośnych podana w dokumentacji złoża Olkusz-Południe oceniona została na

42—50 m, co wydaje się z wyżej wymienionych powodów nieco za wysokie. Poniżej dolomitów kruszczośnych znajdują się wapienie gogolińskie o dość stałej miąższości około 20 m. Najczęściej odgraniczają się one wyraźnie od wyżej leżących dolomitów kruszczośnych, a w spągu od dolomitów retu.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA UTWORÓW WAPIENIA MUSZLOWEGO

Opisy makroskopowe skał formacji wapienia muszlowego obszaru śląsko-krakowskiego znajdujemy w pracach licznych autorów. Niektóre z nich odnoszą się ściśle do obszaru olkuskiego, inne dotyczą bliższych lub dalszych obszarów sąsiednich. Na ogół zamieszczone w tych pracach charakterystyki zewnętrzne skał nie różnią się wiele od siebie i są zbliżone do przedstawionych w niniejszej pracy. Systematycznych opisów mikroskopowych całych serii wapienia muszlowego triasu śląsko-krakowskiego nie notowano dotychczas w literaturze. Dolomit kruszczośny z Imielina został fragmentarycznie zbadany mikroskopowo i opisany przez K. Smulikowskiego (1946). H. Gruszczyk podał charakterystykę mikroskopową dolomitów otworu W-3 z okolic Chrzanowa. Kładł on przy tym główny nacisk na granulację badanych dolomitów. Oprócz tego znane są tylko nieliczne mikroskopowe opisy pojedynczych płytek cienkich (S. Siedlecki, 1952; opis mikroskopowy dolomitu oolitowego). Poniżej podano opis makroskopowy i mikroskopowy serii wapienia muszlowego z dwu otworów wiertniczych: B-153 i B-159, oddalonych od siebie o 240 m. W skład dolomitowego kompleksu w dwu badanych otworach wchodzi dolomity diploporowe i graniczące z nimi dolomity kruszczośne, traktowane niekiedy łącznie (H. Gruszczyk, 1956). Przedstawiają one pod względem wykształcenia dwa różne typy.

DOLOMITY DIPLOPOROWE

Miąższość dolomitów diploporowych w omawianych otworach wiertniczych wynosi: 25,2 m (B-153) i 26,0 m (B-159). Są to dolomity kremowe, nieraz z odcieniem różowawym lub żółtawym, beżowe, rzadko plamiste. Charakteryzują się strukturą skrytoziarnistą lub mikroziarnistą i zbitą albo strukturą oolitową, pseudo-oolitową i są wtedy na ogół porowate i nieraz gąbczaste. Zdarzają się wkładki dolomitu okruchowego. Dolomity diploporowe wykazują w całym interwale przełam nierówny, obecność licznych żyłek kalcytowych, sporadycznie druz kalcytowych, obecność obfitego na ogół dendrytu manganowego i miejscami obecność nacieków limonitycznych. Dolomity te są cienko uławiczone (do 20 cm) i często poziomo smugowane. Szczątki fauny (odciski i ośródkki małżów lub ślimaków) i glonów występują najczęściej w dolomitach o strukturze oolitowej.

W wyniku szczegółowych badań mikroskopowych wyróżniono wśród dolomitów diploporowych kilka odmian: dolomit mikroziarnisty, różnoziarnisty, oolitowy, pseudo-oolitowy, okruchowy i zsylikowany.

Dolomit mikroziarnisty¹ występuje głównie w spągu dolomitów diploporowych (fig. 3). Wielkość ziarna określono w płycie cienkiej na $0,005 \div 0,01$ mm lub $0,02 \div 0,05$ mm. Ziarna dolomitu — to często romboedry. Dolomit jest zbity, nieraz porowaty. Pory są puste lub, podobnie jak i kilkusetmikronowe żyłki, wypełnione gruboziarnistym kalcytem. Dolomit wykazuje ślady rekrytalizacji. Zauważono pojedyncze detrytyczne ziarna kwarcu ($0,02$ mm \div $0,1$ mm) i nieliczne jego skupienia oraz dość liczne skupienia wodorotlenków żelaza.

Dolomit różnoziarnisty stwierdzono w otworze B-153 w dwóch wkładkach, 3-metrowej i 2-metrowej, w sąsiedztwie serii dolomitu oolitowego (fig. 3). Wielkość ziarn dolomitu różnoziarnistego waha się w granicach $0,02$ mm \div $0,1$ mm, przy czym miejscami występują partie skały o strukturze skrytoziarnistej. Ziarna dolomitu wydają idiomorficzne, nieraz zaokrąglone, z wodorotlenkami żelaza w jądrze. Żyłki i próżnie wypełnione są gruboziarnistym kalcytem. Miejscami są widoczne ślady rekrytalizacji dolomitu. Zanotowano obecność skupień wodorotlenków żelaza.

Dolomit oolitowy, o dość dużych miąższościach (4 m i 12 m), występuje w obu otworach, w partiach środkowych interwału oraz w metrowej wkładce w stropie otworu B-153 (fig. 3). Dolomit oolitowy składa się zasadniczo z dolomitowych oolitów o wielkości od $0,2$ mm \div $0,5$ mm i gruboziarnistego allotriomorficznego tła kalcytowego (Tabl. I, fig. 5). Oolity stanowią zawsze powyżej 50% objętości skały. Poszczególne oolity są zbudowane z dolomitu skrytoziarnistego i posiadają otoczkę z idiomorficznych ziarn ($0,02 \div 0,04$ mm) dolomitu (Tabl. I, fig. 5). Zdarzają się również oolity zbudowane z dolomitu mikroziarnistego ($0,005 \div 0,01$ mm). Na ogół oolity nie posiadają wyraźnie zarysowanych jąder, ich wnętrza są nieraz puste lub wypełnione wtórnym kalcytem. Budowa koncentryczna jest słabo widoczna, nieraz podkreślona przez wodorotlenki żelaza. Obok typowych oolitów występują stosunkowo nieliczne pseudo-oolity. Być może są to również oolity, ale o całkowicie zartartej budowie koncentrycznej. Poza tym występują dość licznie fragmenty skorupki różnych organizmów zbudowane z dolomitu skryto- lub mikroziarnistego (Tabl. I, fig. 10) oraz szczątki glonów *Dasycladaceae*. W dolomicie oolitowym zauważono sporadyczne detrytyczne drobne ziarna kwarcu i agregatowe skupienia chalcedonu. Występują w nim również liczne drobne skupienia wodorotlenków żelaza.

Dolomit pseudo-oolitowy (Tabl. II, fig. 11). W obu otworach powyżej serii dolomitu oolitowego znajduje się 3-metrowa warstwa dolomitu pseudo-oolitowego. W mikroziarnistej substancji dolomitowej tkwią drobne utwory ($0,04 \div 0,2$ mm), zbudowane przeważnie z dolomitu skrytoziarnistego. Poza tym dolomit ten zawiera, podobnie jak dolomit oolitowy, gruboziarnisty kalcyt w próżniach i żyłkach, nieliczne kańciaste lub półobtoczone ziarna kwarcu ($0,02 \div 0,1$ mm) oraz skupienia wodorotlenków żelaza.

¹ Podział strukturalny opisywanych skał przeprowadzono według M. S. Szwiecowa, (1958) z pewną zmianą w strukturach najdrobniejszych: wielkoziarnista > 1 mm, gruboziarnista $1 \div 0,25$, średnioziarnista $0,25 \div 0,1$, drobnoziarnista $0,1 \div 0,05$, mikroziarnista $0,05 \div 0,005$, skrytoziarnista $< 0,005$ mm.

Opis podobnej struktury podaje S. E. Kołotuchina (1956) w charakterystyce górnodewońskiej i dolnokarbońskiej serii węglanowej Karatau, interpretując pseudo-oolity jako szczątki glonów.

Do dolomitu pseudo-oolitowego należałoby również zaliczyć 2-metrową warstwę dolomitu znajdującego się w spągu dolomitów diploporowych otworu B-159. Pseudo-oolity są tu większe (0,2÷0,6 mm), zbudowane z mikroziarnistej substancji dolomitowej i nie wykazują budowy koncentrycznej.

Dolomit pseudo-oolitowy wydaje się być niekiedy podobny do dolomitu oolitowego, nieraz do dolomitu okrucowego.

Dolomit okrucowy, stwierdzony w stropie dolomitów diploporowych w otworze B-153, posiada miejscami liczne okrucy różnej wielkości i kształtu. Na ogół posiadają one kontury zaokrąglone, rzadko kańciaste, budowę skrytoziarnistą i tkwią w mikroziarnistej (0,01÷÷0,04 mm) substancji dolomitowej. Stwierdzono w nim również obecność gruboziarnistego kalcytu (w żyłkach i próżniach), wodorotlenków żelaza oraz ślady rekrytalizacji.

Dolomit zsylikowany występuje w otworze B-153, na głębokości 27 m. (Tabl. I, fig. 6). Okrucy i ziarna mikroziarnistego dolomitu o zarysach zaokrąglonych „pływają“ w mikroziarnistej (0,02÷÷0,6 mm) masie kwarcu, która zdaje się metasomatyżować dolomit. Kwarc stanowi 45,5% objętości całej skały.

Dolomity diploporowe pod względem geochemicznym przedstawiają dolomity niekiedy wapniste².

Zawartość MgO waha się w stosunkowo wąskich granicach, od 13,26 do 21,28% wag.

Marglistość dolomitów diploporowych i pozostałych badanych skał, notowana w czasie badań makroskopowych, nie znajduje potwierdzenia w analizach chemicznych (patrz tab. 1). Owa pozorna marglistość zauważana w dolomitach i wapieniach skryto- i mikroziarnistych może być wywołana przez bardzo drobne ziarno.

Dolomity diploporowe, podobnie jak pozostałe badane skały, przedstawiają niemal czyste skały węglanowe. Zawartość części nierozpuszczalnych w dolomitach diploporowych wynosi średnio 6,5% wag.

DOLOMITY KRUSZCONOŚNE

Miąższość dolomitów kruszconośnych w omawianych otworach wynosi: 43,0 m (B-153) i 40,8 m (B-159).

Dolomity kruszconośne są w stropie podobnie wykształcone jak dolomity diploporowe (fig. 3). W otworze B-159 dolomity o wykształceniu typowym dla dolomitów diploporowych przeławicają się w strefie granicznej z dolomitami typu kruszconośnego. Trudno zgodzić się z twierdzeniem H. Gruszczyka, że z punktu widzenia własności strukturalnych nie ma zróżnicowania między dolomitami kruszconośnymi a wyżej leżącymi dolomitami diploporowymi. Fakt przeławicania się w strefie granicznej dolomitów obu typów istotnie uniemożliwia niekiedy wyznaczenie ścisłej granicy między nimi, jednak nie przeszkadza równocześnie w stwierdzeniu odmiennego ich charakteru.

² Klasyfikację geochemiczną wapieni i dolomitów przeprowadzono według K. Smulikowskiego (M. Turnau-Morawska, 1954).

Typowe dolomity kruszconośne (Tabl. I, fig. 7) odznaczają się barwą brunatnoróżową, szarą lub ciemnoszarą, strukturą na ogół średnioziarnistą, rzadko drobnoziarnistą i pokrojem „cukrowatym“. Przełam na ogół jest nierówny, sporadycznie równy. Dolomity są zbite, często spękane; zawierają gruboziarnisty kalcyt w żyłkach, próżniach i na płaszczynach spękań oraz skupienia wodorotlenków żelaza i nacieki limonityczne. W otworze B-159, na głębokości 84,0 m, w średnioziarnistym dolomicie kruszconośnym znaleziono liczne człony liliowców.

W otworze B-153, na głębokości 71,5% — 82,0 m, w próżniach średnioziarnistego dolomitu kruszconośnego, występuje biały, żyłowy, grubokrystaliczny dolomit (Tabl. I, fig. 9) z wtrąceniami ziarn FeS_2 , PbS i ZnS .

W płycie cienkiej dolomit kruszconośny wykazuje strukturę mozaikową drobno- lub średnioziarnistą³. Ziarna dolomitu występują często w formie romboedrów i charakteryzują się budową pasową. Wodorotlenki żelaza występują często między ziarnami, niekiedy w wolnych skupieniach. Sporadycznie spotyka się detrytyczne ziarna i małe skupienia kwarcu oraz chalcedonu, ziarna pirytu i nieliczne ksenomorficzne ziarna (0,01÷0,2 mm) blendy cynkowej (B-153, głębokość 72,0÷74,0 m; B-159 głębokość 82,0 m).

W obrębie dolomitów kruszconośnych występują często zamiast dolomitów wapienie. W otworze B-159 stwierdzono wkładkę wapienia o miąższości 14,5 m oraz w spągu dolomitów kruszconośnych — 3 wkładki wapienia o łącznej miąższości 5,8 m (fig. 2 i fig. 3). Są to niezdolomityzowane wapienie gorazdeckie. Za przynależnością tych wapieni do wapieni gorazdeckich przemawiają niżej leżące, typowo rozwinięte, o miąższości charakterystycznej dla tego obszaru, wapienie gogolińskie z wkładką przewodniego zlepieńca śródformacyjnego (fig. 3).

W otworze B-153 stwierdzono tylko 2 cienkie wkładki wapienia (fig. 3).

Wapień gorazdecki w otworze B-159 jest barwy stalowoszarej, odznacza się strukturą skryto- lub drobnoziarnistą. Na ogół zbity, o przełamie muszłowym, zawiera kalcyt w licznych żyłkach i próżniach.

W płycie cienkiej wykazuje zazwyczaj charakterystyczną strukturę niejednorodną różnoziarnistą: na tle wapienia o ziarnie 0,005÷0,02 mm występują małe ośrodki i żyłki wapienia mikro- lub drobnoziarnistego. Struktura taka powstała prawdopodobnie w czasie krystalizacji osadu. Podobny pogląd wyraził L. Cayeux (1935, p. 271—272, fig. 67), opisując wapienie o takiej samej strukturze, którą nazwał „grumeleuse“.

A. V. Carozzi (1960) wymienił obok rekrytalizacji osadu jeszcze drugą możliwą przyczynę powstania opisywanej struktury: działalność życiową glonów. Próźnie wypełnione są średnio- i gruboziarnistym kalcytem zbliżaczonym polisyntetycznie (Tabl. III, fig. 13). Są tu widoczne ślady rekrytalizacji wapienia. Sporadycznie, na głębokości 75,0 m, występują szczątki organizmów zbudowane z wapienia mikro- do gruboziarnistego i mikrostylolity podkreślone przez brunatną substancję żelazistą.

³ Mozaicznazja struktura — J. I. Połowinkina, M. E. Wikułowa, 1948, mosaic of dolomite anhedra — H. Williams, 1954.

Na głębokości 66,5÷73,0 m i 89,5 m w wapieniu spotyka się nieregularnie rozproszone hypidiomorficzne ziarna (0,01÷0,15 mm) blendy cynkowej (Tabl. I, fig. 8).

W wapieniu gorazdeckim zdarzają się również pojedyncze, drobne ziarna kwarcu i pirytu.

Wapień dolomityczny z wkładek wapiennych z otworu B-153 wykazuje strukturę dolomitu kruszonośnego. W jego próżniach występuje gruboziarnisty kalcyt w takiej ilości, że pozwala tę skałę określić jako wapień dolomityczny.

Utwory dolomitu kruszonośnego są bardzo zróżnicowane pod względem składu chemicznego. Charakterystyczną cechą tych utworów, w przeciwieństwie do dolomitów diploporowych, jest bardzo różna zawartość procentowa MgO. Waha się ona w granicach od 1,12% wag. MgO do 21,42% wag. MgO (fig. 4).

WARSTWY GOGOLIŃSKIE

Utwory warstw gogolińskich, znajdujące się poniżej dolomitów kruszonośnych, wykazują miąższość około 20 m i przedstawiają pod względem geochemicznym niemal czyste skały wapienne (fig. 4). Są to wapienie z wkładką zlepieńców.

Wapienie są szare lub ciemnoszare, mikroziarniste, zbite, o przełamie muszlowym. Jeśli są gruzłowate, posiadają przełam nierówny (B-153, głębokość 87,0÷87,5 m). Są cienkoławicowe, niekiedy łupkowe. Poszczególne ławice wapienia są nieraz poprzedzielane kilkumilimetrowymi warstewkami ilastymi. W spągu charakteryzują się słabo zaznaczoną teksturą falistą. Często wapienie gogolińskie zawierają faunę, szczególnie liczną w warstwach spągowych, poniżej zlepieńców (fig. 3). W związku z tym wydzielono dwie odmiany wapieni: mikroziarniste i biomorficzno-organodetryczne.

Wapień mikroziarnisty (0,005÷0,01 mm) zbity, pozbawiony fauny, znajduje się głównie w górnych warstwach gogolińskich (fig. 3). Charakteryzuje się on nadto obecnością rozproszonych, większych ziarn kalcytu (0,02÷0,05 mm), kalcytu w próżniach i żyłkach, śladami rekrytalizacji, obecnością kilku detrytycznych ziarn kwarcu oraz skupień chalcedonu i pirytu.

Dolne warstwy gogolińskie, o miąższości około 11 m, są na ogół bogate w faunę. Są to wapienie biomorficzno-organodetryczne.

Na szczątki organogeniczne składają się głównie koliste przekroje członów liliowców, o wielkości 0,6÷2,0 mm, oraz podłużne szczątki fauny skorupowej (Tabl. III, fig. 14). Każdy szczątek liliowca zbudowany jest z jednego ziarna kalcytu, często zbliżonego, a szczątki fauny skorupowej — z kalcytu średnio- i gruboziarnistego oraz włóknistego.

Obok wymienionych występują również małe (do 0,25 mm) szczątki organogeniczne, zbudowane z mikroziarnistego (0,005÷0,01 mm) kalcytu, które dają się często zidentyfikować jako otwornice. Zdarzają się również drobne szczątki ryb zbudowane z izotropowej substancji fosforanowej.

Spoiwo stanowi mikroziarnisty (0,01÷0,02 mm) wapień. Ilość szczątków organogenicznych w opisywanych wapieniach bywa różna. W przypadkach, kiedy przeważają szczątki liliowców i fauny skorupowej, ilość ta waha się od 35 do 60% objętości. Drobne bliżej nieoznaczone szczątki organogeniczne, zbudowane z kalcytu mikroziarnistego, stanowią niekiedy prawie 100% skały.

W wapieniach biomorficzo-organodetrytycznych, podobnie jak w wapieniach mikroziarnistych, występują sporadycznie drobne ziarna kwarcu, skupienia chalcedonu i piryty.

ZLEPIENIEC ŚRÓDFORMACYJNY

Zlepieniec śródformacyjny stanowi ważny poziom przewodni niższej części górnych warstw gogolińskich (S. Siedlecki, 1952). W omawianych utworach zlepieniec ten występuje w dwóch małych (15÷55 cm) wkładkach (fig. 3).

Otoczaki ciemnoszare, płaskie, obtoczone, o wielkości do kilku cm, są zbudowane z wapienia mikroziarnistego (0,005÷0,01 mm) z rozproszonymi drobnymi ziarnami substancji bitumicznej (Tabl. II, fig. 12).

Szarobieżowe spoiwo jest również wapienne, na ogół o strukturze organodetrytycznej. Liczne podłużne szczątki fauny skorupowej są zbudowane z kalcytu średnio- i gruboziarnistego i posiadają mikroziarnistą (0,005÷0,01 mm) obwódkę (Tabl. II, fig. 12). Obok szczątków fauny skorupowej występują również sporadycznie szczątki ryb zbudowane z izotropowej substancji fosforanowej. Oprócz tego występują w spoiwie nieznaczne okruchy mikroziarnistego wapienia, sporadycznie drobne ziarna kwarcu i piryty.

BADANIA CHEMICZNE

Wykonano analizy chemiczne na zawartość procentową MgO (fig. 4) i stwierdzono, że dolomity diploporowe odpowiadają na ogół swym

Tabela 1

Wyniki analiz całkowitych w % wagowych (podane przykładowo z każdego typu skały)

Otwór	Rodzaj skały	Głębokość w m.	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Str. pr.	Suma
B-153	dolomit diploporowy	26,4	27,00	19,70	0,53	0,63	0,74	46,75	95,35
B-153	dolomit kruszconośny	81,1	32,42	17,38	0,25	1,30	2,10	46,20	99,65
B-159	wapień gorazdecki	80,0	53,69	1,12	0,69	0,06	0,55	43,80	99,91
B-159	wapień gogoliński	110,9	49,70	1,47	4,09	0,31	0,74	43,58	99,89

składem normalnym dolomitom, natomiast dolomity kruszconośne wykazują bardzo różną zawartość procentową MgO i często pod względem składu odpowiadają wapieniom.

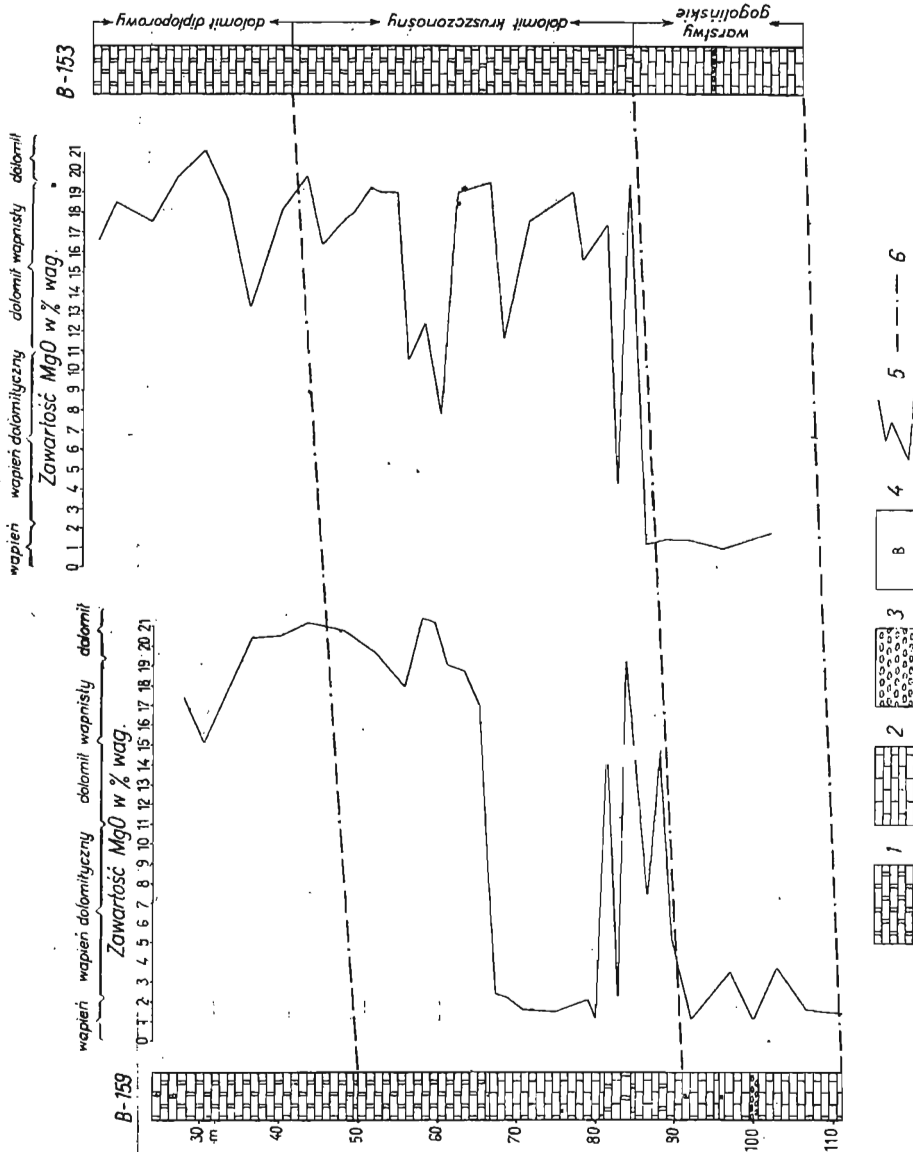


Fig. 4. Profil geochemiczny
Geochemical profile

1 — dolomit; 2 — wapień; 3 — zlepniac srodformacyjny; 4 — brak rdzenia; 5 — krzywa zawartości MgO w % wag.; 6 — granice stratygraficzne
1 — dolomite; 2 — limestone; 3 — intraformational conglomerate; 4 — core missing; 5 — curve of MgO content, in weight per cent; 6 — stratigraphical boundaries

Stwierdza się, że badane skały przedstawiają niemal czyste skały węglanowe. Zawartość części nierozpuszczalnych dochodzi maksymalnie w podanych przykładach do 5,14% wag.

Zawartości Fe_2O_3 w dolomicie kruszczośnym i dipoporowym, podane w tabeli 1, są typowe dla tych skał. Stwierdziły to już wcześniejsze badania (T. Gałkiewicz, 1956), że zawartość żelaza w dolomicie kruszczośnym jest większa niż w dolomicie dipoporowym.

Zawartość SiO_2 podana w tab. 1 dla wapienia gogolińskiego jest przypadkowa, gdyż notowana w dokumentacji złoża Olkusz-Południe często bywa niższa lub wyższa.

WNIOSKI

Wyniki przeprowadzonych badań makroskopowych, mikroskopowych i chemicznych pozwalają wysnuć pewne wnioski dotyczące wykształcenia i pochodzenia omawianych utworów.

Opisane tu skały można podzielić na dwie duże grupy: skały pierwotne i wtórne. Do skał pierwotnych zalicza się dolomity diploporowe, wapienie gorazdeckie i wapienie gogolińskie z wkładką zlepieńca. Do wspólnych charakterystycznych ich cech należy głównie mikroziarnista struktura i ślady rekrytalizacji. Co prawda wielkości ziarn w skałach węglanowych nie mają znaczenia genetycznego, ale mogą służyć jako czynnik pomocniczy przy określaniu warunków powstania skały (V. B. Tatarski, 1959).

Do skał pochodzenia wtórnego zaliczono dolomity kruszczośne. Geneza wapieni gogolińskich o strukturze biomorficzno-organodetrytycznej nie wymaga bliższego omówienia. Jest to najpowszechniejszy sposób powstawania wapieni drogą nagromadzenia wapiennych szczątków organogenicznych. Natomiast wapienie mikroziarniste, pozbawione fauny, reprezentujące górne warstwy gogolińskie i warstwy gorazdeckie, mogły powstać na drodze czysto chemicznych, nie organicznych procesów lub przy współdziałaniu nie istniejących już obecnie organizmów.

Pewne właściwości struktury wapieni, opisane wyżej jako ślady rekrytalizacji, a występujące w sposób wyraźny i charakterystyczny w wapieniach gorazdeckich, są różnie interpretowane przez różnych autorów. Strukturę tę, w której można nieraz dopatrzeć się zarysów małych „gruzełków“, L. Cayeux (1935) nazwał „grumeleuse“ i uznał za wynik krystalizacji osadu. Uważa on, że efektem końcowym takiej krystalizacji osadu wapiennego jest struktura pseudo-oolitowa. Jeśli to odnieść również do dolomitów, to można by strukturę pseudo-oolitową dolomitów diploporowych uważać za wynik rekrytalizacji osadu.

A. V. Carozzi (1960) wymienia dwa procesy, w wyniku których mogą powstać opisane wyżej mikroziarniste wapienie: 1 — czysto chemiczna precypitacja aragonitu i 2 — akumulacja aragonitu straconego przez glony. Trudno odróżnić te dwa procesy, gdyż obraz wapieni powstałych czy to w wyniku jednego procesu, czy to drugiego, jest w efekcie końcowym taki sam.

Występujące w warstwach gogolińskich zlepieńce (wapienie zlepieńcowe) powstały na drodze rozmycia niżej leżących mikroziarnistych wapieni.

Za przynależnością dolomitów diploporowych do skał pierwotnych przemawia szereg faktów: mniej więcej jednakowa miąższość (pomijając zredukowane miąższości wskutek procesów denudacji) na większych przestrzeniach; względna stałość składu chemicznego; nieliczna na ogół, uboga w gatunki fauna; struktury oolitowe, skryto- i mikroziarniste; ślady rekrytalizacji, podobnie jak w wapieniach. Dolomity o takich cechach opisał N. M. Strachow (1958), zaliczając je do dolomitów osadowych, inaczej pierwotnych, warstwowanych. Na mikroziarnistą strukturę dolomitów pierwotnych obok N. M. Strachowa zwracają również uwagę J. W. Chworowa (1956), K. K. Zielenow (1956) i S. E. Kołotuchina (1956).

Należy dodać, że do dolomitów pierwotnych zalicza się również dolomity powstałe w stadium wczesnej diagenety. Nie ma w petrografii kryteriów, według których można by odróżnić te dwa rodzaje dolomitów (H. Williams, 1954).

Dolomity kruszczośne zaliczone na wstępie do dolomitów wtórnych umieszczono zgodnie z poglądem N. M. Strachowa (1956, 1958) w dużej grupie dolomitów metasomatycznych. N. M. Strachow (1956), w ramach stosowanego podziału (dolomity pierwotne, metasomatyczne, żyłowe) wiąże dolomity kruszczośne z dolomitami metasomatycznymi.

Właściwości dolomitów metasomatycznych opisane przez N. M. Strachowa, jak nieregularne formy występowania w postaci gniazd, plam, soczewek itp., duża zmienność zawartości MgO, liczne kawerny oraz duże nagromadzenie wodorotlenków żelaza, zaobserwowano również w dolomitach kruszczośnych. Dolomity metasomatyczne są na ogół bardzo ubogie w szczątki organogeniczne, ponieważ zostały one zniszczone przez proces metasomatycznej dolomityzacji. Niekiedy zachowują się tylko szczątki liliowców, jak to stwierdzono w dolomitach kruszczośnych z otworu B-159, które dolomityzują się w ostatniej kolejności, co także jest zgodne z obserwacjami N. M. Strachowa (1958).

Średnioziarnista struktura, najczęściej występująca w dolomitach kruszczośnych, zdaje się również przemawiać przeciw ich pierwotnemu pochodzeniu.

Obecność nieregularnych wkładek, gniazd i soczewek wapiennych w dolomitach kruszczośnych wskazuje na to, że dolomity te powstały wtórnie wskutek przeobrażenia pierwotnego materiału wapiennego. Odbyło się to na drodze metasomatozy dolomitu po kalcycie. Bliższe określenie czasu metasomatozy, która może być zarówno procesem diagenetycznym, jak i epigenetycznym (N. M. Strachow, 1956), nastęrcza trudności i może być różne według różnych autorów.

K. Seidl (1960) uważa za jedyny możliwy sposób powstania dolomitów kruszczośnych epigenetyczną metasomatozę wapieni pod wpływem descenzyjnych roztworów magnezonośnych, pochodzących z utworów mioceńskiej formacji solonośnej.

N. M. Strachow (1956, 1958) uważa, że koncepcja epigenetycznej metasomatozy jest obecnie najmniej uzasadniona. Większość metasomatycznych dolomitów wiąże on z diagenetycznym procesem dolomityzacji. Według tej hipotezy dolomit tworzył się w dwóch stadiach: sedymentacyjnym i diagenetycznym. W pierwszym stadium, w warunkach mniejszego zasolenia w porównaniu z warunkami powstawania dolomitów pierwotnych, dolomit wydzieliał się z wody morskiej w małej ilości. Pierwotnie równomiernie rozproszony w osadzie wapiennym dolomit zaczął się w stadium diagenetyzacji przemieszczać, metasomatyzywać kalcyt i tworzyć obecne formy występowania (soczewki, gniazda itp.). Ten typ dolomitów metasomatycznych N. M. Strachow nazywa dolomitami sedymentacyjno-diagenetycznymi.

S. G. Wiszniakow (1956) zalicza dolomity o cechach dolomitów kruszczośnych do epigenetycznych i wiąże ich powstanie z cyrkulacją wód gruntowych.

T. Galkiewicz (1956) uważa dolomity kruszconośne za zmienione po diagenizie wapienie lub margle przez wymianę magnezu z basenu morskiego.

K. Smulikowski (1946) wyraził pogląd, że dolomity kruszconośne powstały w wyniku diagenetycznej dolomityzacji osadu wapiennego.

Na podstawie dotychczasowych obserwacji można stwierdzić metasomatyczny charakter dolomitów kruszconośnych z tym zastrzeżeniem, że trudno na razie ustalić, czy powstały one na drodze dolomityzacji osadu wapiennego w czasie diagenetyzacji, czy na drodze epigenetycznej dolomityzacji skały wapiennej przy współdziałaniu roztworów magnezonośnych. Można przypuszczać, że dalsze badania zdołają ten problem rozstrzygnąć.

Fakt występowania różnych skał w tym samym poziomie, w obu blisko siebie położonych (240 m) otworach wiertniczych, nie zdaje się również skłaniać do przyjęcia podawanej niekiedy tezy (H. Gruszczak, 1956) o facjalnych zmianach w dolomicie kruszconośnym.

W próżniach i szczelinach dolomitów kruszconośnych znaleziono biały grubokrystaliczny dolomit (Tabl. I, fig. 9) z kryształami blendy cynkowej, galeny i pirytu. Jest to typowy żyłowy dolomit epigenetyczny. Można go uważać za drugi etap dolomityzacji, która odbywała się w skonsolidowanym dolomicie kruszconośnym.

Akademia Górniczo-Hutnicza
Katedra Złóż Rud

Nadesłano dnia 30 września 1961 r.

PIŚMIENNICTWO

- CAROZZI A. V. (1960) — *Microscopic Sedimentary Petrography*. New York.
- CAYEUX L. (1935) — *Les Roches sédimentaires de France. Roches carbonatées*. Paris.
- GALKIEWICZ T. (1956) — Geneza śląsko-krakowskich złóż cynkowo-olowianych. *Rudy i Met. Nieżel.*, 1, p. 9—13. Katowice.
- GRUSZCZYK H. (1956) — Uwagi w sprawie wykształcenia morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 107, p. 5—78. Warszawa.
- PASTWA-LESZCZYŃSKA C., ŚLIWIŃSKI S. (1959) — Występowanie glonów (*Dasycladaceae*) w dolomitach kruszconośnych okolic Chrzanowa. *Kwart. geol.*, 4, p. 679—700, nr 3. Warszawa.
- ПОЛОВИНКИНА Ю. И., ВИКУЛОВА М. Ф. (1948) — Структуры горных пород. 2, Осадочные породы. Москва—Ленинград.
- PRACA ZBIOROWA (1956) — Типы доломитовых пород и их генезис. Труды геол. инст., АН СССР, вып. 4. Москва.
- SEILD K. (1960) — Zur Genesis der oberschlesischen Bleizinkerz-Lagerstätte. *N. Jb. Min.*, 95, p. 200—312, nr 2. Stuttgart.
- SIEDLECKI S. (1952) — Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 60. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. (1946) — O dolomicie z Imielina na Górnym Śląsku. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 16, p. 159—167. Kraków.

- СТРАХОВ Н. М. (1958) — Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 6, стр. 3—23. Москва.
- ШВЕЦОВ М. С. (1958) — Петрография осадочных пород. Москва.
- ТАТАРСКИЙ В. В. (1959) — О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен. Вест. Лен. Унив., № 24, сер. геол. и географ., вып. 4. Ленинград.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1954) — Petrografia skał osadowych. Wyd. Geol. Warszawa.
- WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT C. M. (1954) — Petrography. San Francisco.

Чеслава ПАСТВА-ЛЕЩИНЬСКА

ПРИМЕР ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ РАКОВИННОГО ИЗВЕСТНЯКА ОКРЕСТНОСТЕЙ ОЛЬКУША

Резюме

Детально исследовано две скважины (фиг. 1), из которых одна является типичной для исследуемого района (В-153), вторая же отклоняется от типичного развития (В-159). Непосредственно под четвертичными отложениями или под кейпером в скважинах залегает диплопоровый доломит (средний раковинный известняк). Верхний горизонт нижнего раковинного известняка представлен в скважине В-153 рудоносными доломитами, а в скважине В-159 — частично гораздецкими известняками (фиг. 2). Ниже залегают гоголинские известняки, граничащие в подошве с доломитами рёта.

Диплопоровые доломиты, гораздецкие и гоголинские известняки отнесено к первичным породам, а рудоносные доломиты — к вторичным. Диплопоровые и рудоносные доломиты отличаются формой залегания (фиг. 2), структурными (фиг. 3) и химическими (фиг. 4) чертами. Рудоносные доломиты в противоположность к диплопоровым отличаются, главным образом, мозаичной структурой — преимущественно среднезернистой, редко мелкозернистой и разным процентным содержанием MgO (1,12—2,42% вес., фиг. 4).

Рудоносные доломиты помещено в большой группе метасоматических доломитов. Пока что не решено, образовались ли они путем доломитизации известкового осадка во время диагенезиса или — путем эпигенетической доломитизации известняковой породы при воздействии растворов содержащих магний.

Кроме того залегание разных пород в одном и том же горизонте, в обоих близлежащих скважинах (240 м), повидимому не благоприятствует приему тезиса о фациальных изменениях в рудоносном доломите.

В пустотах и трещинах рудоносного доломита найден белый крупнокристаллический доломит (Табл. 1, фиг. 9) с кристаллами цинковой обманки, галенита и пирита. Это типичный жильный эпигенетический доломит. Его можно считать вторым этапом доломитизации, происходившей в упрочненном рудоносном доломите.

Czesława PASTWA-LESZCZYŃSKA

AN EXAMPLE OF LITHOLOGICAL VARIABleness OF THE MUSCHELKALK DEPOSITS OF THE OLKUSZ REGION

Summary

Detailed examinations were made of two bore-holes (Fig. 1), in the Olkusz region (Cracow-Częstochowa Jura Chain) one of which is typical for the investigated region (B-153), whereas the second considerably differs from the typical structure (B-159). In the bore-holes studied, directly underneath the Quaternary or Keuper lies a diplopore dolomite (Middle Muschelkalk). The upper horizon of the Lower Muschelkalk is represented in bore-hole B-153 by ore-bearing dolomites, in bore-hole B-159 partly also by Gorazdów limestones (Fig. 2). Underneath lie Gogolin limestones, at their bottom bordering with dolomites of the R^öth.

The diplopore dolomites as well as the Gorazdów and Gogolin limestones are assigned to the unaltered rocks, the ore-bearing dolomites to secondary rocks. The diplopore and the ore-bearing rocks differ as to their tectonic (Fig. 2), their structural (Fig. 3) and chemical features (Fig. 4). In contrast with the diplopore dolomites, the ore-bearing dolomites are mainly characterized by a mosaic-like and, as a rule mediumgrained texture, rarely a fine-grained one, and a very different per cent content of MgO (1,12—21,42 weight per cent, Fig. 4).

The ore-bearing dolomites have been assigned to the large group of metasomatic dolomites. So far it is an open question whether they were produced by dolomitization of calcareous deposits during diagenesis or by epigenetic dolomitization of calcareous rocks with the co-action of magnesium-bearing solutions.

Moreover, the fact that in both bore-holes sunk at a distance of but 240 m, different rocks appear in the same horizon fails to support any thesis of facial changes within the ore-bearing dolomite.

In voids and veinlets of the ore-bearing dolomite, white coarse-crystalline dolomite was found (Table I, Fig. 9) with crystals of zinblende, galena and pyrite. This therefore is a typical epigenetic veined dolomite. It may be looked upon as the second stage of dolomitization proceeding in the consolidated ore-bearing dolomite.

TABLICA I

Fig. 5. Dolomit diploporowy oolitowy. Oolity zbudowane z dolomitu skrytoziarnistego o słabo zaznaczonej budowie koncentrycznej; posiadają otoczkę z idiomorficznych ziarn dolomitu i występują na tle gruboziarnistego kalcytu (biały). Oolity stanowią 55% objętości skały.

Otwór B-153, głęb. 16,8 m, szlif 286. Pow. 40 X, bez analizatora.

Oolitic diplopore dolomite. Oolites built of cryptograined dolomite with feebly marked concentric structure; they show a halo of idiomorphic dolomite grains and appear on the background of coarsegrained (white) calcite. The oolites form 55% of the rock volume.

Bore-hole B-153, depth 16.8 m., thin section 286, enl. X 40, without analyser.

Fig. 6. Dolomit diploporowy zsylikowany. Fragmenty mikroziarnistego dolomitu i poszczególne zaokrąglone jego ziarna na tle masy kwarcowej.

Otwór B-153, głęb. 28,0 m, szlif 297. Pow. 100 X, z analizatorem.

Silicified diplopore dolomite. Fragments of micrograined dolomite and its individual rounded grains visible on the background of the quartz mass.

Bore-hole B-153, depth 28.0 m., thin section 297, enl. X 100, with analyser.

Fig. 7. Dolomit kruszconośny o strukturze mozaikowej średnioziarnistej.

Otwór B-153, głęb. 56,0 m, szlif 313. Pow. 100 X, z analizatorem.

Ore-bearing dolomite with mediumgrained mosaic-like texture

Bore-hole B-153, depth 56.0 m., thin section 313, enl. X 100, with analyser.

Fig. 8. Gorazdecki wapień mikroziarnisty z ziarnami blendy cynkowej (ziarna ciemne).

Otwór B-159, głęb. 71,0 m szlif 220. Pow. 130 X, bez analizatora.

Micrograined Gorazdów limestone with zincblende grains (dark grains)

Bore-hole B-159, depth 71.0 m., thin section 220, enl. X 130, without analyser.

Fig. 9. Grubokrystaliczny dolomit żyłowy w próżniach dolomitu kruszconośnego.

Otwór B-153, głęb. 77,0 m.

Coarsecrystalline veined dolomite in voids of ore-bearing dolomite.

Bore-hole B-153, depth 77.0 m.

Fig. 10. Dolomit diploporowy mikroziarnisty ze szczątkami fauny. Widoczna otwor-nica (na lewo).

Otwór B-337, głęb. 148,5 m, szlif 110. Pow. 16 X, bez analizatora.

Micrograined diplopore dolomite with fauna remnants. Visible is a foraminifer (on left side).

Bore-hole B-337, depth 148.5 m., thin section 110, enl. X 16, without analyser.

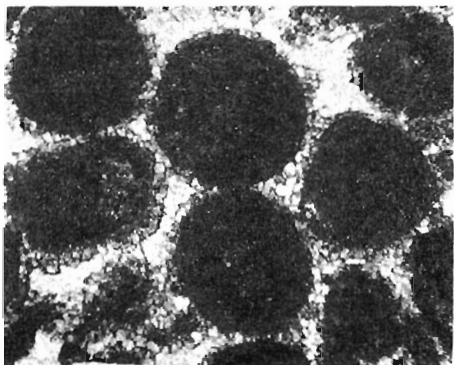


Fig. 5

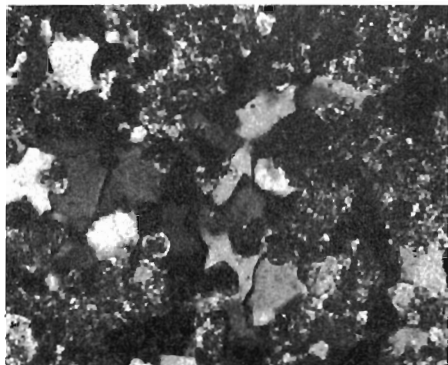


Fig. 6



Fig. 7

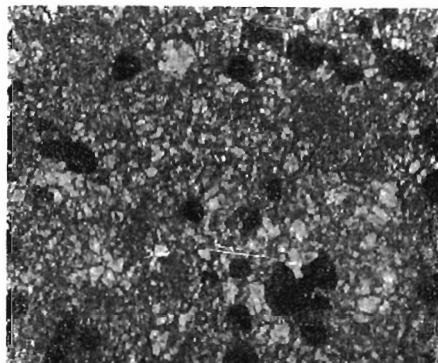


Fig. 8

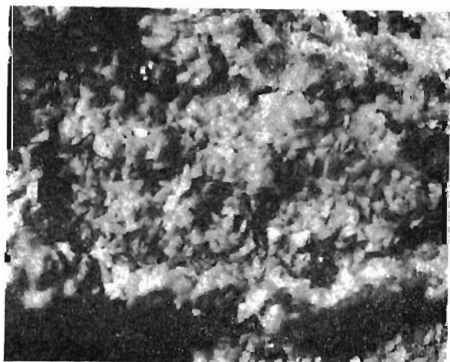


Fig. 9

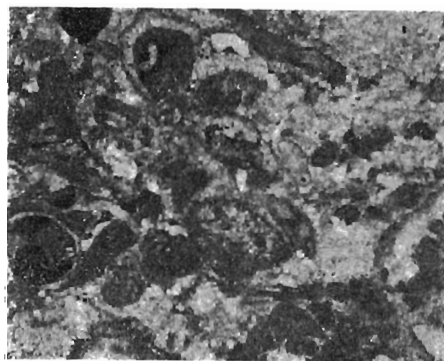


Fig. 10

Czesława. PASTWA-LESZCZYŃSKA — Przykład zmienności litologicznej utworów wapienia muszlowego okolic Oikusza

TABLICA II

Fig. 11. Dolomit diploporowy pseudo-oolitowy. Wśród mikroziarnistego tła dolomitowego (szare) występują pseudo-oolity o budowie skrytoziarnistej (ciemnoszare). W próżniach gruboziarnisty kalcyt (biały).

Otwór B-153, głęb. 17,65 m, szlif 287. Pow. około $77\times$, bez analizatora.

Pseudoolitic diplopore dolomite. Amidst the micrograined (grey) dolomite background pseudoolites with cryptograined texture are visible. In voids, coarsegrained (white) calcite.

Bore-hole B-153, depth 17.65 m., thin section 287, enl. about $\times 77$, without analyser.

Fig. 12. Zlepienieć śródformacyjny. Otoczaki wapienne (ciemne na zdjęciu) o strukturze mikroziarnistej. Spoiwo złożone ze szczątków fauny skorupowej, zbudowanych z gruboziarnistego kalcytu.

Otwór B-153, głęb. 94,10 m, szlif 333. Pow. około $10\times$, bez analizatora.

Intraformational conglomerate. Limestone pebbles (dark in picture) with micrograined texture. Cement consists of remnants of test fauna, built of coarsegrained calcite.

Bore-hole B-153, depth 94.10 m., thin section 333, enl. about $\times 10$, without analyser.

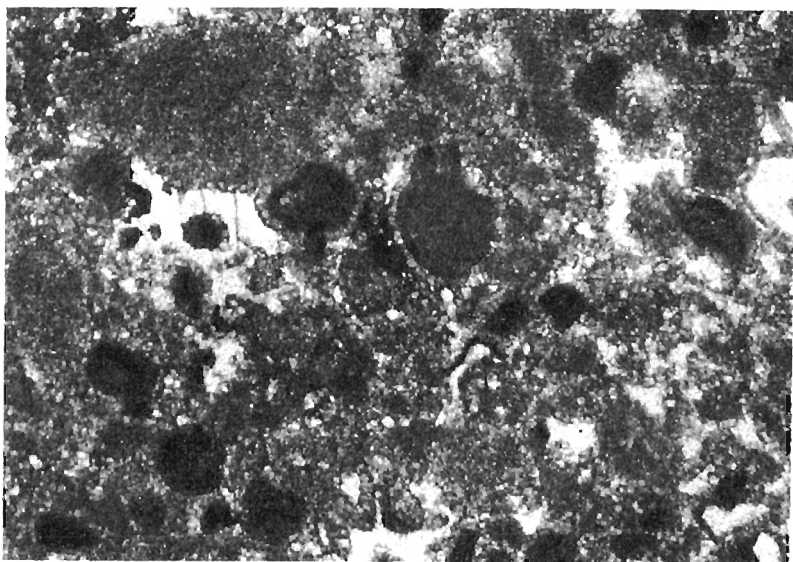


Fig. 11



Fig. 12

Czesława. PASTWA-LESZCZYŃSKA — Przykład zmienności litologicznej utworów wapienia muszlowego okolic Olkusza

TABLICA III

Fig. 13. Grubokrystaliczny kalcyt, miejscami zblizniaczony, zapełnia próżnie i wypiera mikroziarnisty wapień (gorazdecki) zachowując jego relikty (wyspa wapienia w gruboziarnistym kalcytcie).

Otwór B-159, głęb. 69,10, szlif 219. Pow. 15 X, z analizatorem.

Coarsecrystalline calcite, locally twinned, fills voids and replaces micrograined (Gorazdów) limestone, but retaining its relicts (limestone islet in coarsegrained calcite).

Bore-hole B-159, depth 69.10 m., thin section 219, enl. X 15, with analyser.

Fig. 14. Wapień dolnogogoliński o strukturze biomorficzno-organodetrytycznej. Kolistе szczątki liliowców oraz podłużne szczątki fauny skorupowej stanowią 60% objętości wapienia. Reszta — to spoiwo reprezentowane przez mikroziarnisty wapień.

Otwór B-159, głęb. 105,0 m, szlif 243. Pow. 22 X, bez analizatora.

Lower Gogolin limestone with biomorphic-organodetrital texture. Spherical remnants of crinoids and elongated remnants of test fauna comprise 60% of limestone content. The balance is cement represented by micrograined limestone.

Bore-hole B-159, depth 105,0 m., thin section 243, enl. X 22, without analyser.

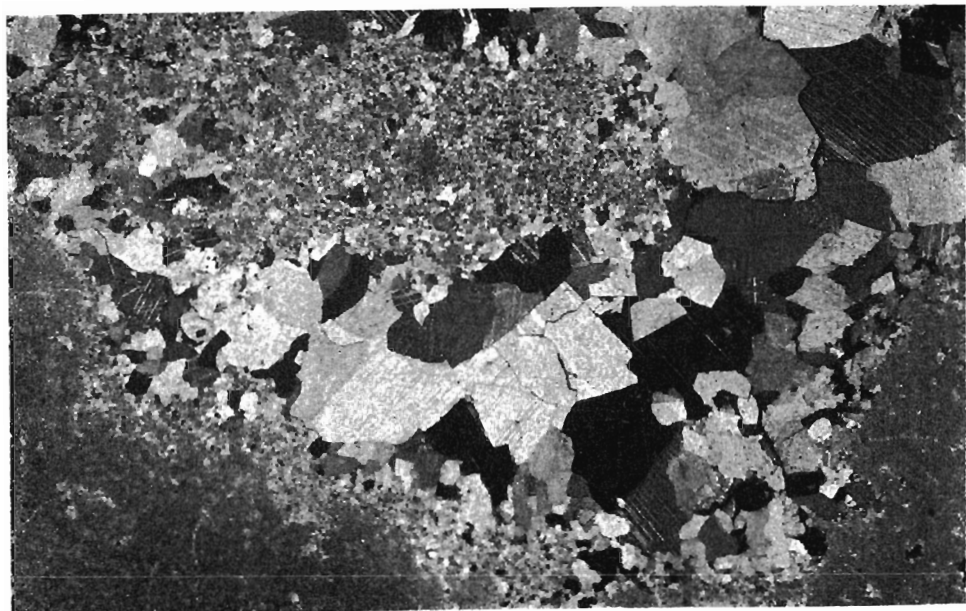


Fig. 13



Fig. 14

Czesława PASTWA-LESZCZYŃSKA — Przykład zmienności litologicznej utworów wapienia muszlowego okolic Olkusza