

O NIEKTÓRYCH PRZEJAWACH DIAGENEZY TZW. DOLNEGO WAPIENIA WĘGLOWEGO GÓR BARDZKICH

Some aspects of the diagenesis of the so-called
Lower Carboniferous Limestone of the Bardzkie Mts

Włodzimierz ŁAPOT

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii
Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

SPIS TREŚCI

Streszczenie	129
Wstęp	129
Metoda badań	131
Krótką charakterystyka petrograficzna skał	131
Uwagi o przejawach diagenety	134
Wnioski	139
Literatura	139
Summary	141

STRESZCZENIE. Utwory tzw. dolnego wapienia węglowego Gór Bardzkich określono jako allochemiczne wapienie sparytowe (biosparrudyty, biosparyty, intrasparrudyty, intrasparyty, pelsparyty). Zawierają one obficie reprezentowany element litoklasyczny (fragmenty gnejsów sowiogórskich, ziarna polikrystalicznego kwarcu, skalenie, minerały blaszkowe). Element litoklastyczny cechują liczne znamiona rozkruszania (mikrospeknięcia, rozpad większych ziarn na mozaikę drobniejszych, ostrokrawędzistych fragmentów spojonych tlenkami żelaza lub submikroskopowej wielkości miazgą mineralną) i wietrzenia, zwłaszcza skaleni i minerałów blaszkowych. Skały węglanowe uległy umiarkowanej diagenecie. Wśród procesów diagenetycznych najintensywniej zaznaczyły się: rekrytaliza-

cja, mikrytyzacja i wczesnodiagenetyczna dolomityzacja. W rezultacie rekrytalizacji skały te uzyskały pokrój sparenitów, mimo że uprzednie ich tło skalne stanowił muł mikrytowy. Niezwykłą obfitość autogenicznych kryształów kwarcu tylko w tle skalnym jednej z ławic intrasparrudytów (w niektórych miejscach nawet około 80% objętości tego tła) zinterpretowano jako dowód działalności wulkanicznej w obszarze sąsiadującym ze zbiornikiem bardzkim w końcu wczesnego wizu.

Omawiane skały węglanowe powstały w rezultacie szybkiej resedymtacji słabo skonsolidowanych i luźnych materiałów, które powstawały i gromadziły się uprzednio w środowisku płytkowodnym (ooidy, protoonkolity, bogata i zróżnicowana fauna płytkowodna).

WSTĘP

W profilu geologicznym utworów dolnego karbonu północnej części Gór Bardzkich Wajsparych (1978) wydzielił trzy główne jednostki litostratygraficzne (w kolejności ku górze): formację brekcji i zlepieńców z Nowej Wsi, formację piaskowców ze Srebrnej Góry oraz melanzowy kompleks Zdanowa. Jednostki te najlepiej odsłaniają się wzdłuż południowej krawędzi bloku gnejsowego Gór Sowich (fig. 1).

Spagową część formacji z Nowej Wsi budują

osadowe brekcje gnejsowe oraz zlepieńce i piaskowce gnejsowe, w których zwraca szczególną uwagę stosunkowo duży udział fragmentów silnie zmylonityzowanych i często diaforycznie przeobrażonych odmian gnejsów sowiogórskich (Pacholska 1978). Ponadto zawierają one pewną ilość, zwiększającą się stopniowo szczególnie w części stropowej, elementów węglanowych (przeważnie są to szczątki fauny – najczęściej trochity oraz okruchy wapieni biodetrytycznych).

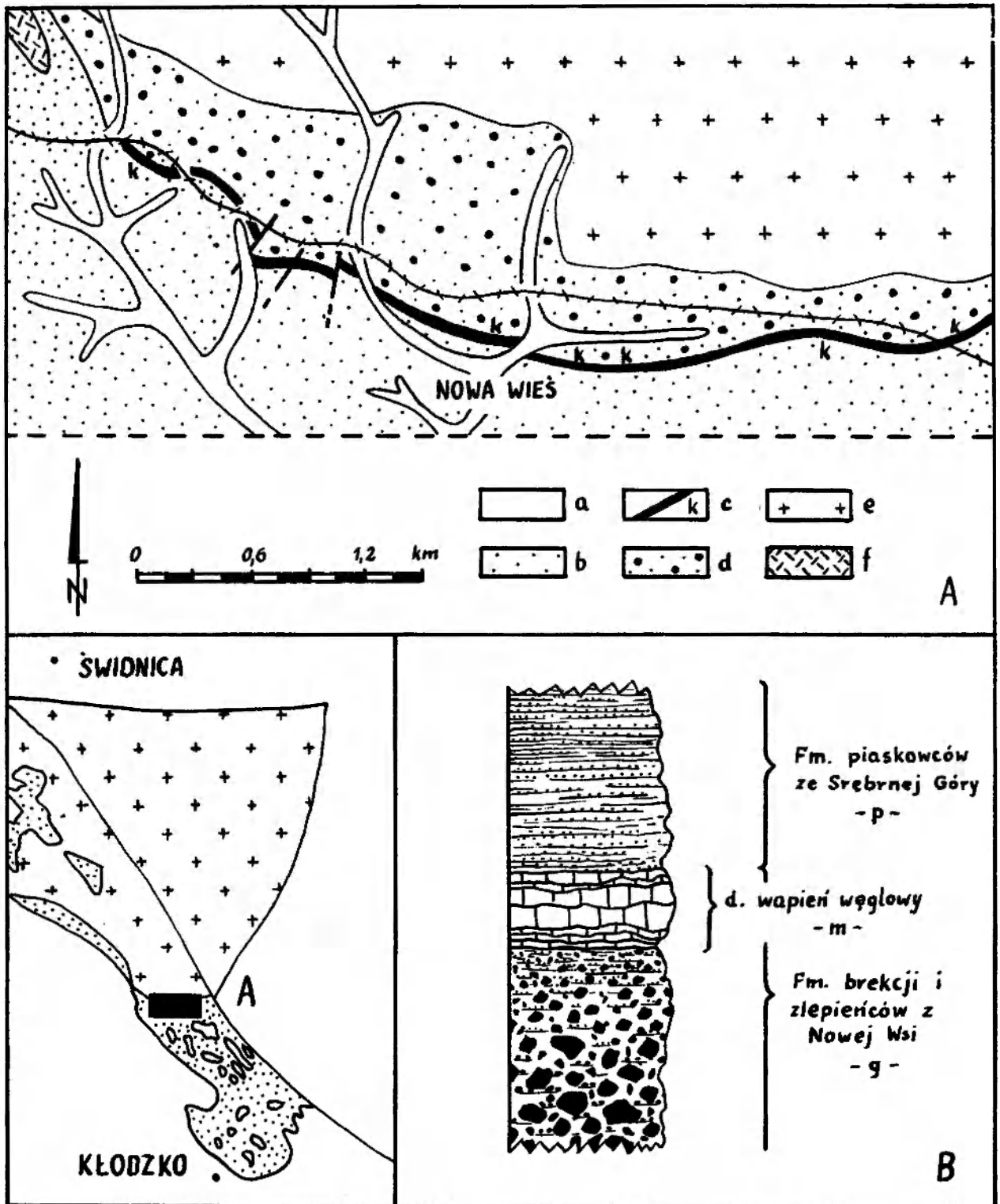


Fig. 1. Sytuacja geologiczna tzw. dolnego wapienia węglowego północnej części Gór Bardzkich. *A* – szkic geologiczny: *a* – utwory czwartorzędowe; *b* – utwory formacji piaskowców ze Srebrnej Góry; *c* – utwory tzw. dolnego wapienia węglowego (*k* – zaniechane kamieniołomy); *d* – utwory formacji brekcji i zlepieńców z Nowej Wsi; *e* – skały krystaliczne Gór Sowich; *f* – kersantyt (górnny karbon). *B* – uproszczony profil litologiczny formacji brekcji i zlepieńców z Nowej Wsi (w ramach tej formacji występuje tzw. dolny wapień węglowy) oraz formacji piaskowców ze Srebrnej Góry

Geological position of so-called Lower Carboniferous Limestone in the northern part of the Bardzkie Mts. *A* – geological sketch: *a* – Quaternary deposits; *b* – sandstones of the Srebrna Góra Formation; *c* – so-called Lower Carboniferous Limestone deposits (*k* – inactive quarries); *d* – breccias and conglomerates of the Nowa Wieś Formation; *e* – Sowie Mts. crystalline rocks; *f* – kersantite (Upper Carboniferous). *B* – simplified lithological profile of breccias and conglomerates of the Nowa Wieś Formation – *g* (including so-called Lower Carboniferous Limestone – *m*) and Sandstones of the Srebrna Góra Formation (*p*).

Stropową część formacji z Nowej Wsi budują skały węglanowe, określane niekiedy tradycyjnie mianem dolnego wapienia węglowego (Żakowa, Żak 1962; Oberc 1972; Chorowska 1973) lub – według nowszej propozycji – brekcjami i piaskowcami wapiennymi (Wajsprych 1978). Ta ostatnia nazwa zdaje się sugerować, że mamy tutaj do czynienia ze skałami typu kalklitytów, (kalkarenitów, kalcyrudytów *sensu* Folk 1959). W rzeczywistości są to skały węglanowe, które należy określić mianem allochemicznych wapieni sparytowych (biosparrudyty, biosparyty, intrasparrudyty, intrasparyty, pelsparyty itp.) z obficie niekiedy reprezentowanym elementem litoklastycznym (fragmenty gnejsów sowiogórskich, ziarna polikrystalicznego kwarcu, skalenie, minerały blaszkowe). Wspomniane skały węglanowe uległy niekiedy dość intensywnym przemianom diagene-

tycznym, z których największy wpływ wywarła rekrytalizacja; w rezultacie skały te uzyskały pokrój sparenitów. Zdaniem Wajsprycha (1978) osady te powstały w efekcie resedymtacji strefy szelfowej zbiornika, który miał się rozpościerać w końcu wczesnego wizeny na północ od kry gnejsowej Gór Sowich.

Mięszczość omawianej formacji jest zmienna; malejąca w kierunku wschodnim od około 300 m w okolicy Nowej Wsi do blisko 60 m w okolicy Srebrnej Góry (Pacholska 1978). Równie zmienna jest mięszczość występujących w jej stropie osadów węglanowych. Zmienia się ona w przedziale od kilku do kilkunastu metrów. W niektórych miejscach wapienie zastępowane bywają piaskowcami o bardzo obfitym cemencie lub matrix węglanowym.

METODA BADAŃ

Opracowanie oparto na badaniach mikroskopowych materiału skalnego pochodzącego z licznych w tym terenie odsłoneń sztucznych (zaniechane kamieniołomy, skarpy przekopu kolejki), które rozmieszczone są wzdłuż wychodni tzw. dolnego wapienia węglowego lub też je przecinają (fig. 1).

W trakcie prac terenowych wytypowano do badań mikroskopowych 42 próby skalne. Próby pobrane zostały w ten sposób, by możliwie dokładnie i jednocześnie wszechstronnie odzwier-

sciedlały zróżnicowanie petrograficzne omawianych skał węglanowych.

Obserwacje mikroskopowe uzupełniono rezultatami barwienia preparatów odkrytych alizaryną-S, czerwoną. Do badań mikroskopowych wykorzystano mikroskop petrograficzny Polam P-113.

Uzyskane wyniki uzupełniono obserwacjami wykonanymi w 19 preparatach mikroskopowych wypożyczonych przez dr Kazimierę Malik, za które pragnę serdecznie podziękować.

KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ

Za podstawę charakterystyki przyjęto klasyfikację i nomenklaturę stosowaną przez Folka (1959, 1962). W celu określenia charakteru teksturalnego skał wykorzystano klasyfikację Dunhama (1962), zmodyfikowaną nieco przez Embrygo i Klovana (1972), której propozycję polskiego nazewnictwa przedstawili ostatnio Narkiewicz i Śnieżek (1981) oraz Jaworowski (1982).

Biosparrudyty i biosparyty są to skały barwy ciemnoszarej, przeważnie dobrze uławicone. Ławice biosparrudytów mają przeważnie nieco większą mięszczość w porównaniu z ławicami biosparytów. W poszczególnych ławicach rozmiary komponentów wahają się w bardzo szerokim przedziale od frakcji żwirowej do frakcji pyłowej. Również w takich ławicach, które złożone są zasadniczo z najdrobniejszych frakcji allochemów, można niekiedy natrafić na elementy o

wielkości odpowiadającej frakcji żwirowej. Wskazuje to na przeważnie słabe wysortowanie omawianych biosparrudytów i biosparytów, choć należy stwierdzić, że spotykane są również ławice o wyraźnie lepszym wysortowaniu.

W skali preparatu mikroskopowego mikrotekstury nie są widoczne.

Wchodzące w skład omawianych skał allochemy reprezentowane są głównie przez bioklasty i intraklasty. Towarzyszą im zmienne ilości ekstraklastów, pelletów i pojedyncze ooidy. Allochemy te rozmieszczone są w niewielkiej przeważnie ilości pseudosparytu, który stanowi współcześnie tło skalne. Pseudosparyt zastąpił wskutek rekrytalizacji pierwotnie tu występujący muł mikrytowy, stanowiący w przeszłości tło skalne omawianych utworów (powszechnie obserwuje się jego relikty).

Bioklasty reprezentowane są przez:

– różnej wielkości trochity liliowców i ich fragmenty,

– kompletne lub fragmentaryczne elementy skorup ramienionogów i małży,

– liczne fragmenty mszywiolów, glonów wapiennych itp.,

– kolonijne i pojedyncze koralowce, niejednokrotnie mniej lub bardziej uszkodzone,

– skorupki ślimaków i ich fragmenty,

– kompletne skorupki otwornic, małżoraczków i innych podobnej wielkości mikroorganizmów (np. *Calcisphaere*).

Wśród największych bioklastów spotykane są najczęściej: trochity liliowców, mszywioly, glony wapienne, ramienionogi, małże i koralowce. Większość dużych elementów szkieletowych jest przeważnie połamana lub też w mniejszym czy większym stopniu uszkodzona. Elementy te rzadko też wykazują oznaki obtaczania. Liczne niekiedy skorupki otwornic, małżoraczków i innych podobnej wielkości mikroorganizmów (np. *Calcisphaere*) nie przejawiają z natury rzeczy wyraźniejszych oznak mechanicznych uszkodzeń.

Intraklasty reprezentowane są przez fragmenty biosparytów i biosparrudytów. Spotykane są tutaj również w niewielkim stopniu zrekrystalizowane fragmenty biomikrytów i biomikrudytów. Istotne różnice między intraklastami o pokroju sparenitów i intraklastami o pokroju mikrytów polegają zasadniczo na stopniu rekrystalizacji ich tła skalnego (jakościowy skład bioklastów tworzących je jest identyczny). Zarysy intraklastów są przeważnie owalne, mniej lub bardziej wyraźnie wydłużone, rzadziej nieregularne.

Różnice między tłem skalnym i intraklastami bywają niejednokrotnie tak minimalne, że z trudem udaje się wyodrębnić pierwotne ich kontury w otaczającym tle skalnym (szczególnie gdy rekrystalizacja jest bardziej zaawansowana). Różnice między intraklastami i otaczającym je tłem skalnym polegają wówczas jedynie na braku w obrębie intraklastów większej ilości litoklastów, na innych rozmiarach wchodzących w ich skład bioklastów oraz na braku lub mniejszym stopniu ich uszkodzeń. Warto przy tym zauważyć, że jakościowy skład bioklastów występujących w obrębie intraklastów i samodzielnie w tle skalnym jest nieomal identyczny (szczególnie w odniesieniu do grubszych frakcji bioklastów). W niektórych ławicach intraklasty dobrze odróżniają się barwą i stopniem przejrzystości od otaczającego je tła skalnego, które zanieczyszczone bywa zwęgloną substancją organiczną i drobnołuseczkowymi minerałami ilastymi. Rozmiary intraklastów wahają

się w szerokich granicach od frakcji bardzo drobnopiaszczystej do frakcji żwirowych.

Ekstraklasty reprezentowane są przez słabo obtoczone i ostrokrawędziste ziarna mono- i polikrystalicznego kwarcu, skaleni (mikroklin i plagioklasy), okruchy skalne (różne odmiany gnejsów sowiogórskich) i minerały blaszkowe (chloryty, fengit, biotyt). Minerały blaszkowe mogą tworzyć również nagromadzenia gniazdowe lub mikrolaminarne. Wśród skaleni dominują plagioklasy (oligoklaz An_{20-22}) zbliżone przeważnie albitowo. Wiele ziarn skaleni jest w znacznym stopniu intensywnie zmętniałych wskutek kaolinityzacji. Proces kaolinityzacji postępował od brzeźnych części ziarn ku ich wnętrzu wzdłuż licznych mikrospękań. Również pozostałą część ziarnistych litoklastów (okruchy skalne, mono- i polikrystaliczne kwarcy) cechują liczne znamiona rozkruszania: mikrospękania, rozpad większych ziarn na mozaikę drobniejszych, ostrokrawędzistych fragmentów spojonych rdzawymi tlenkami żelaza lub submikroskopowej wielkości miazgą mineralną.

Pellety i ooidy oraz protoonkolity występujące w omawianych biosparrudytach i biosparytach należy zaliczyć do składników akcesorycznych.

Pellety są tutaj zaokrąglonymi, przeważnie wałeczkowatymi lub eliptycznymi agregatami nieprzejrzystego, mikrokystalicznego kalcytu, bez widocznej wewnętrznej tekstury. Wielkość ich mieści się przeważnie w przedziale od 0,06 mm do blisko 0,2 mm. Formy mniejsze mają najczęściej postać zbliżoną do kulistej, podczas gdy formy większe są zwykle wałeczkowato wydłużone.

Ooidy mają rozmiary mieszczące się w przedziale od 0,2 mm do 0,5 mm. Najczęściej są to ooidy powierzchniowe, złożone z detrytycznego jądra, którym jest przeważnie twardy fragment elementu szkieletowego, i z niewielkiej liczby otulających go powłok (dwie lub trzy), utworzonych z mikrokystalicznego kalcytu o uporządkowanej orientacji (przy niolach skrzyżowanych obserwuje się w korteksie wygaszanie przypominające figurę krzyża, jaką uzyskujemy w badaniach koneskopowych minerałów jednoosiowych).

Zagadnienie protoonkolitów zostanie natomiast szerzej omówione w tej części opracowania, w której omówiono mikrytyzację i cementację.

Tło skalne omawianych biosparrudytów i biosparytów stanowi przeważnie pseudosparyt z lepiej lub gorzej zachowanymi relikami pierwotnego mułu mikrytowego, występującego uprzednio w roli tła skalnego. Pseudosparyt wyróżnia się tutaj dość dobrą przejrzystością, mimo licznie

występujących reliktyw mułu mikrytowego i innych mikrowrostków. Granice pseudosparytu z allochemami są przeważnie gradacyjne, nierówne, dyskordantne i mało kontrastowe. Granice pomiędzy kryształami pseudosparytu, tworzącego wspólnie tło skalne, są ząbkowane, faliste i bardzo nierówne. Pseudosparyt ten jest przeważnie równokrystaliczny (rozmiary kryształów mieszczą się w przedziale od 0,06 mm do 0,1 mm), choć spotykane są również tu i ówdzie kryształy o rozmiarach sięgających nawet 0,5 mm.

Skąły te pod względem teksturalnym, zgodnie z kryteriami przewidzianymi klasyfikacją Dunhama (1962), zmodyfikowaną przez Embryego i Klovana (1972), można określić jako bioklastyczne rud/greinstony. Mamy więc tutaj do czynienia ze skałami węglanowymi bogatymi w bioklasty, o pokroju sparenitów, których allochemy stykają się wskutek małej stosunkowo zawartości tła skalnego, przy czym wielkość komponentów często przekracza graniczną wartość 2,0 mm.

Intrasparyty, intrasparyty, są to skały barwy ciemnoszarej, przeważnie dobrze uławiczone. Miąższość tworzonych przez nie ławic jest zwykle większa w porównaniu z współwystępującymi ławicami biosparytów i biosparytów. W poszczególnych ławicach rozmiary komponentów wahają się w szerokim przedziale od frakcji drobnopiaszczystej do żwirowej. Omawiane skały, podobnie jak biosparyty i biosparyty, wykazują przeważnie słabe wysortowanie (w ławicach złożonych głównie z allochemów frakcji piaszczystej spotykane są intraklasty o rozmiarach należących do frakcji żwirowych).

W omawianych skałach allochemy reprezentowane są głównie przez intraklasty, litoklasty i bioklasty. Komponenty rozmieszczone są ciasno w pseudosparycie, który wskutek diagenezy zastąpił uprzednio występujący tutaj w roli tła skalnego muł mikrytowy. Dowodzi tego, prócz cech samego sparytu, również powszechna obecność reliktyw mułu mikrytowego.

Charakterystyka jakościowa intraklastów, litoklastów i bioklastów pokrywa się z prezentowaną przy okazji opisu biosparytów i biosparytów. Warto jedynie podkreślić, że znacznie łatwiejsze jest wyróżnianie w obrazie mikroskopowym poszczególnych intraklastów. Wynika to z większych różnic przejrzystości i barwy intraklastów i otaczającego je tła skalnego, które jest niejednokrotnie ciemne i słabo przejrzyste. Związane jest to z większą zawartością różnorodnych zanieczyszczeń rozmieszczonych pomiędzy kryształami i we wnętrzach kryształów pseudosparytu

(drobnołuseczkowe minerały ilaste, zwęglona substancja organiczna, drobny pył minerałów nieprzejrzystych, brunatnawe tlenki żelaza itp.). Zanieczyszczenia te mogą stanowić w niektórych ławicach blisko połowę objętości tła skalnego. Ławice takie wyróżniają się równocześnie szczególną obfitością minerałów blaszkowych i innych litoklastów. W ławicach o mniejszej zawartości elementów niewęglanowych tło skalne jest niemal identyczne, jak w biosparytach i biosparytach, i złożone jest z pseudosparytu o stosunkowo dobrej przejrzystości, z licznymi reliktywami pierwotnego mułu mikrytowego.

Skąły te pod względem teksturalnym, zgodnie z kryteriami przewidzianymi klasyfikacją Dunhama (1962), można określić mianem rud/greinstonów, przy czym warto podkreślić, że częściej spotykane są tutaj ławice rudstonów.

Pelsparyty spotykane są przeważnie wśród ławic biosparytów. Makroskopowo wyróżniają się ciemną, niemal czarną barwą oraz drobnoziarnistą strukturą. Często dostrzega się w ich ławicach również różnego rodzaju drobne struktury sedimentacyjne.

Rozmiary budujących je komponentów są prawie jednakowe i mieszczą się w wąskim przedziale między 0,03 mm i 0,25 mm. Allochemy reprezentowane są przez pellety, które stanowią wraz ze skorupkami otwornic główny składnik omawianych skał, oraz przez towarzyszące im w mniejszej ilości drobne fragmenty elementów szkieletowych małżoraczków (sporadycznie są to również skorupki kompletne), mszywiolów, glonów wapiennych i małży. Sporadycznie stwierdzano również występowanie okruców skorup ramienionogów. Nieco częściej widoczne są natomiast tu i ówdzie kompletne skorupki *Calci-sphaera*.

Pellety zbudowane są z nieprzejrzystego, mikrokryystalicznego kalcytu bez widocznej wewnętrznej tekstury. Najczęściej mają kształty wałeczkowate lub zbliżone do owalnych. Wielkość ich mieści się w przedziale od 0,05 mm do 0,2 mm. Formy mniejsze mają zwykle postać zbliżoną do kulistej, natomiast formy większe są przeważnie wałeczkowato wydłużone. Obok form o regularnych kształtach, spotykane są również często formy o kształtach nieregularnych i rozmiarach większych od przeciętnie spotykanych w danym fragmencie skalnym. Te agregaty mikrytowe nie różnią się niczym od występujących w ich sąsiedztwie pelletów (z wyjątkiem nieregularnego kształtu). Wydaje się, że można je określić mianem grudek mułowych (Kutek 1969).

Pellety i pozostałe komponenty rozmieszczone są w dobrze przejrzystym tle skalnym złożonym z pseudosparytu, w którym widoczne są reliktywne, gradacyjnie rozplywające się skupienia pierwotnego mułu mikrytowego. Cechy tego pseudosparytu są identyczne z cechami opisywanego już pseu-

dosparytu występującego jako tło skalne biosparrudytów i biosparytów.

Skały te pod względem teksturalnym, zgodnie z kryteriami przewidzianymi klasyfikacją Dunhama (1962), można określić mianem greinstonów.

UWAGI O PRZEJAWACH DIAGENEZY

Diageneza jest w skałach węglanowych tym czynnikiem, który wywiera często decydujący wpływ na stan i sposób utrwalenia oraz przekształcenia wielu elementów składowych pierwotnie intensywnie porowatego i nasyconego roztworem wodnym osadu. Przemiany diagenetyczne rozpoczynają się tutaj nieomal w momencie złożenia składników i dotyczą zarówno przemian o charakterze mineralogicznym, jak i geometrycznym. Procesy te często nakładają się na siebie i dlatego w odniesieniu do skał węglanowych szczególnie trudno jest je omawiać oddzielnie.

W omawianych skałach mikrytyzacja jest obok rekrytalizacji najpowszechniej i często najintensywniej zaznaczającym się procesem diagenetycznym. Rezultaty działania tych procesów szczególnie dobrze widoczne są w ławicach bogatych

w bioklasty (biosparrudytach i biosparytach).

Mikrytyzacja i cementacja są to procesy rozpoczynające się w najwcześniejszym etapie diagenezy skał węglanowych. W omawianych utworach identyfikacja wielu elementów szkieletowych możliwa jest często jedynie na podstawie występowania powłoki mikrytowej, bowiem pozostała część elementu szkieletowego (niezmikrytyzowana) uległa przeważnie częściowemu lub całkowitemu rozpuszczeniu, przekształceniu lub sylyfikacji. Warto przy tym podkreślić, że powłoki mikrytowe zachowują się tutaj bardzo odpornie na procesy rozpuszczania i rekrytalizacji. Zjawisko tego rodzaju jest często obserwowane w węglanowych utworach kopalnych (Kostecka 1976). Mikrytyzacja w omawianych skałach była procesem, który wyprzedził proces wczesnodiagenetycznej cementacji (fig. 2, dostrzec tutaj można zmikrytyzowane, a następnie połamane fragmenty skorupki małżoraczka, które w następnym etapie zostały pokryte i wypełnione dwiema generacjami wczesnodiagenetycznego cementu: cementem wcześniejszym A i cementem wypełniającym B). Często obserwowana całkowita mikrytyzacja elementów szkieletowych wskazuje na duże zaawansowanie tego procesu. W większości ławic jednak grubość powłok mikrytowych nie przekracza kilku setnych części milimetra. Powłoki rozwinęły się jedynie wzdłuż powierzchni zewnętrznych bioklastów. Powierzchnia zewnętrzna większości powłok mikrytowych jest przeważnie równa, stosunkowo gładka i pokrywa się z pierwotnym konturem bioklastu. Powierzchnia wewnętrzna, przylegająca do niezmikrytyzowanej części bioklastu, bywa najczęściej nierówna, pofalowana i zatokowo nieregularna. Wiele elementów szkieletowych już po mikrytyzacji uległo dalszemu połamaniu. Dowodzi tego brak powłoki mikrytowej w miejscach przełamania lub uszkodzenia. Wtórnie połamaniu ulegały przeważnie elementy najbardziej wydłużone i o największych rozmiarach.

Na specjalną uwagę zasługują formy, które



Fig. 2. Biosparyt z przejawami mikrytyzacji i wczesnodiagenetycznej cementacji (kamieniołom w Nowej Wsi, próba nr 32, nikole skrzyżowane, średnica obrazu: 2,5 mm). Q – ziarno polikrystalicznego kwarcu w drobnolaminowanej otoczce mikrytu

Biosparite with the symptoms of the micritization and early diagenetic cementation (quarry in Nowa Wieś, sample n° 32, nicols crossed, picture diameter: 2.5 mm). Q – polycrystal of quartz surrounded by the fine-laminated micrite rim

upodobniają się ogólnym wyglądem do opisanych powyżej powłok mikrytowych. Formy te zbudowane są z kilku lub rzadziej kilkunastu naprzemianlegle występujących lamin lepiej lub gorzej przejrzystego mikrytu otaczającego niektóre litoklasty i bioklasty (fig. 2, dostrzec tutaj można fragment trochitu w drobnolaminowanej otoczce mikrytu; w podobnej otoczce występuje nieopodal ziarno kwarcu). Laminy nieprzejrzystego mikrytu są zwykle cieńsze, podczas gdy laminy lepiej przejrzystego mikrytu są wyraźnie grubsze. Sumaryczna miąższość tak wewnętrznie zróżnicowanego zestawu lamin nie przekracza zwykle 0,05 mm. W przypadku występowania wyraźnego wewnętrznego zróżnicowania przejrzystości poszczególnych lamin odróżnienie tych form od powłok mikrytowych nie sprawia istotnych trudności. W przypadku braku wewnętrznego zróżnicowania przejrzystości upodobniają się one do powłok mikrytowych bioklastów. Formy te zinterpretowano jako najwcześniejsze stadium tworzenia się onkolitów i nadano im nazwę protoonkolitów. Z uwagi na regularne, równoległe-koncentryczne ułożenie poszczególnych lamin w zestawach otaczających litoklasty i bioklasty można sądzić, że w trakcie powstawania protoonkolitów element zarodkowy znajdował się nieomal w stałym ruchu. Formy tego rodzaju spotykane są głównie w ławicach biosparrudytów i biosparytów. Warto przy tym zauważyć, że występowanie protoonkolitów skorelowane jest przeważnie z częstszym występowaniem ooidów. Wydaje się, że korelacja ta spowodowana została podobieństwem warunków, w których tego rodzaju formy najczęściej powstają. Za takie można uznać środowisko strefy pływów i strefy sublitoralnej. Z obszarów tych były one następnie przemieszczane w głębsze strefy zbiornika bardzkiego, gdzie proces ich dalszego tworzenia się uległ przerwaniu.

Stwierdzone przejawy wczesnodiagenetycznej cementacji ograniczone są w omawianych skałach jedynie do przestrzeni porowych znajdujących się we wnętrzach elementów szkieletowych. Pozostałe pory istniejące uprzednio w osadzie wypełnione zostały jeszcze przed cementacją przez muł mikrytowy. Według Bathursta (1971), nie budzący wątpliwości cement sparytowy można stwierdzić jedynie wówczas, gdy obserwuje się dwie generacje tego cementu w przestrzeni porowej. Warunek ten spełniają jedynie wypełnienia przestrzeni porowych we wnętrzach elementów szkieletowych omawianych skał. Niektóre inne przestrzenie porowe, które zdają się być także wypełnione wczesnodiagenetycznym cementem, nie spełniają

warunku Bathursta (*loco cit.*). Mamy w nich do czynienia najprawdopodobniej z cementem jednej generacji (typu wypełniającego, typ equant – Folk 1965).

Relikty wczesnodiagenetycznego cementu w omawianych skałach reprezentowane są przez następujące generacje sparytu (fig. 2):

- cement A: wcześniejszy, wzrastający bezpośrednio na brzegach por pierwotnych,
- cement B: późniejszy, wypełniający pozostałe, bardziej wewnętrzne części przestrzeni tych por.

Cement wcześniejszy (cement A) złożony jest z wydłużonych, ułożonych palisadowo kryształów (stosunek ich długości do szerokości = 3:1, typ bladek, Folk 1965), obrastających radialnie najbardziej zewnętrzną część przestrzeni porowych. Cement późniejszy (cement B) złożony jest z euhedralnych, izometrycznych kryształów (stosunek d:s = 1:1, typ equant, Folk 1965), wypełniających całkowicie bardziej wewnętrzną część przestrzeni porowej.

Dobrze zachowane relikty wczesnodiagenetycznego cementu złożone z dwu wyraźnie wyodrębniających się generacji należy w omawianych skałach określić jako rzadko spotykane. Nieomal cała ilość występującego w nich uprzednio cementu uległa w późniejszym okresie diagenetyzacji rekrytalizacji. O uprzednim występowaniu dwugeneracyjnego cementu w wielu przestrzeniach porowych znajdujących się we wnętrzach elementów szkieletowych można sądzić na podstawie występowania w tych miejscach współcześnie specyficznego pseudosparytu, który jest złożony ze stopniowo, gradacyjnie malejących kryształów, poczynając od części centralnej zajmowanej przez przestrzeń porową, ku jej częściom zewnętrznym. Pseudosparyt powstały w rezultacie rekrytalizacji wczesnodiagenetycznego, dwugeneracyjnego cementu różni się ponadto od pseudosparytu powstałego kosztem mułu mikrytowego, tworzącego uprzednie tło skalne w omawianych utworach, dobrą przejrzystością wynikającą z braku reliktyw mikrytu lub innego typu wrostków i zanieczyszczeń mineralnych. Cechę tę można stosować nawet jako jedno z kryteriów pomocniczych do identyfikacji reliktyw wczesnodiagenetycznego cementu w niezbyt silnie zdiagenezowanych skałach węglanowych.

Rekrytalizacja. Sparyt tworzący współcześnie tło skalne omawianych wapieni wyróżnia się następującymi cechami:

- przeważnie ksenotopyczną i hipidiotopyczną strukturą w odmianach równokryształicznych

oraz porfirotopiczną i poikilotopiczną w odmianach nierównokrystalicznych (*sensu* Friedman 1965);

– znacznie gorszą przejrzystością, zwłaszcza w porównaniu z relikdami dwugeneracyjnego, wczesnodiagenetycznego cementu (również i po jego rekrytalizacji). Gorsza przejrzystość spowodowana jest obecnością drobnołuseczkowych minerałów ilastych, zwęglonej substancji organicznej, brunatnawych tlenków żelaza, pyłu minerałów nieprzezroczystych i najdrobniejszych reliktdów mułu mikrytowego rozmieszczonych we wnętrzach i pomiędzy kryształami pseudosparytu;

– wielkością kryształów, mieszczącą się najczęściej w przedziale od 0,06 mm do 0,2 mm;

– obecnością licznych, o nieregularnych konturach, roztopiających się gradacyjnie w tle pseudosparytowym, reliktdów nieprzezroczystego mułu mikrytowego, niejednokrotnie zamkniętych w obrębie przestrzeni zajmowanej przez duży, pojedynczy kryształ kalcytu;

– rozrastaniem się kryształów pseudosparytu kosztem allochemów. Granice z allochemami są przeważnie gradacyjne, nierówne, dyskordantne i mało kontrastowe (fig. 3).

– ząbkowanymi, falistymi i bardzo nierównymi, a niejednokrotnie palczasto zazębującymi się granicami pomiędzy poszczególnymi kryształami pseudosparytu;

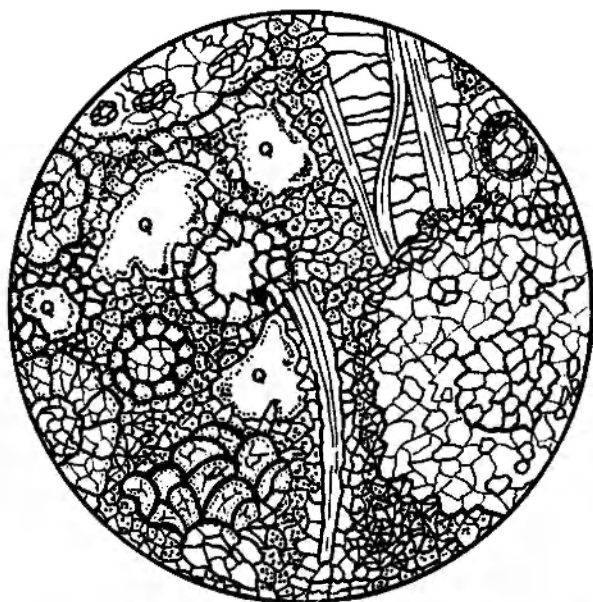


Fig. 3. Biosparyt z objawami umiarkowanej rekrytalizacji (kamieniołom na Srebrnej Przełęczy, próba nr 11, nikole równoległe, średnica obrazu: 5,0 mm). Q – ziarna kwarcu

Biosparite with symptoms of moderate recrystallization (quarry on the Srebrna Przelecz Pass, sample n° 11, parallel nicols, picture diameter: 5.0 mm). Q -- quartz grains

– zacieraniem dostrzegalnych mikroskopowo różnic pomiędzy allochemami i tłem skalnym wskutek rozwoju rekrytalizacji;

– brakiem określonej orientacji kryształów pseudosparytu w stosunku do powierzchni ograniczających; orientacja jest przypadkowa, np. w stosunku do konturów allochemów;

– wreszcie w najbardziej zrekrystalizowanych próbach obserwuje się zastępowanie przez pseudosparyt całych bioklastów z wyjątkiem powłok mikrytowych.

Przytoczone dotychczas cechy pseudosparytu, tworzącego współczesne tło skalne omawianych wapieni, pozwalają na stwierdzenie, że:

– tło skalne złożone było pierwotnie z mułu mikrytowego, w którym obficie występują najdrobniejsze frakcje allochemów oraz drobnołuseczkowe minerały ilaste, zwęglona substancja organiczna, tlenki żelaza, pył minerałów nieprzezroczystych. Muł mikrytowy, najdrobniejsze frakcje allochemów i wymienione powyżej zanieczyszczenia mineralne tworzyły uprzednio matrix badanych skał;

– pseudosparyt powstał drogą rekrytalizacji mułu mikrytowego, części allochemów i wczesnodiagenetycznego cementu;

– najbardziej odporne na rekrytalizację są allochemy zmikrytyzowane, a szczególnie ich powłoki mikrytowe oraz te komponenty, które w całości zbudowane są z mikrytu;

– stopień rekrytalizacji omawianych skał można określić generalnie jako umiarkowany, a w niektórych próbach nawet słaby. W związku z tym możliwa jest jeszcze stosunkowo precyzyjna identyfikacja wielu allochemów oraz przetrwałych tu i ówdzie w niewiele zmienionym stanie reliktdów wczesnodiagenetycznego, dwugeneracyjnego cementu. Warto przy tym zauważyć, że w próbach o ubogiej matrix postęp rekrytalizacji jest bardziej zaawansowany i zaznaczył się w przeważającej części tła skalnego.

Rozpuszczanie. Przejawy rozpuszczania pod ciśnieniem najlepiej widoczne są w ławicach intrasparytów i intrasparytów, które wyróżniają się szczególnie ubogą matrix (por. fig. 4).

Do procesu rozpuszczania dochodziło zwykle w tych miejscach, gdzie allochemy stykają się z sobą. Rezultatem tego procesu są obserwowane współcześnie liczne wciski jednych allochemów w drugie. W miejscach stykania się ze sobą poszczególnych allochemów obserwuje się występowanie mikrostylolitów, tworzących specyficzny rodzaj ząbkowanego szwu spajającego i łączącego sąsiadujące ze sobą allochemy. Są to mikrostylolity o

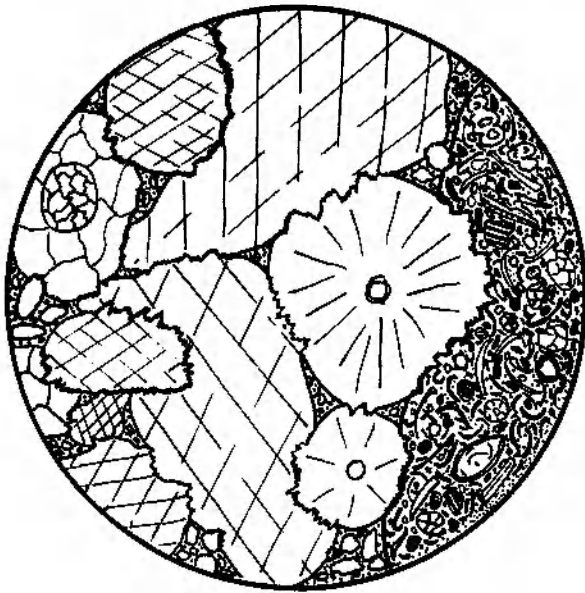


Fig. 4. Intrasparit z powszechnie występującymi przejawami rozpuszczania pod ciśnieniem (kamieniołom na Srebrnej Przełęczy, próba nr 16, nikole równoległe, średnica obrazu: 5,0 mm)

Intrasparite with frequent symptoms of dissolution under pressure (quarry on the Srebrna Przełęcz Pass, sample n° 16, parallel nicols, picture diameter: 5.0 mm)

tępo zakończonych wierzchołkach i amplitudzie nie przekraczającej przeważnie 0,3 mm. Ich wygląd ładząco przypomina stylolity typu „szwu” Parka i Schota (1968). Przebieg mikrostylolitów łączących ze sobą poszczególne allochemy jest niejednokrotnie wielce skomplikowany. „Szew” taki jest z reguły wyścielony nikłą warstwą (około 0,01 do 0,03 mm) brunatnawo przeświecających, drobnoluseczkowych minerałów ilastych, zabarwionych zwęgloną substancją organiczną. Grubość wyścielającej warstwy minerałów ilastych jest bardzo zmienna i szczególnie wzrasta w pobliżu wierzchołkowej części linii „szwu”.

Obok przejawów rozpuszczania, które rejestrowano we wszystkich miejscach stykania się pomiędzy sobą allochemów (mikrostylolity), obserwowano także sporadycznie takie przejawy rozpuszczania pod wpływem ciśnienia, które polegały na występowaniu przebiegających w przybliżeniu równoległe do siebie stylolitów o zasięgu przekraczającym wielkość standardowego preparatu mikroskopowego. Stylolity tego rodzaju omijają przeważnie kontury allochemów i swoim przebiegiem dostosowują się do zarysu allochemów. W porównaniu z mikrostylolitami ich amplituda jest wyraźnie większa i osiąga niejednokrotnie 0,8 mm do 1,0 mm. Pozostałe cechy morfologiczne są natomiast niemal identyczne z ce-

chami mikrostylolitów rozwiniętych w miejscach stykania się ze sobą allochemów (tępo zakończone wierzchołki, powierzchnia stylolitu wyścielona warstwą brunatnawo przeświecających, drobnoluseczkowych minerałów ilastych zabarwionych zwęgloną substancją organiczną, wśród których spotyka się również drobne blaszki jasnych lyszczyków).

Przebieg stylolitów o zasięgu przekraczającym wielkość preparatu mikroskopowego jest zgodny z kierunkiem powierzchni warstwowania, natomiast przebieg mikrostylolitów uzależniony jest głównie od orientacji płaszczyzn, według których stykają się pomiędzy sobą poszczególne allochemy.

Wczesnodiagenetyczna dolomityzacja. Niemal wszystkie zbadane próby omawianych skał wykazały obecność dolomitu (na podstawie barwienia alizaryną-S czerwoną preparatów odkrytych). Występuje on w większości zbadanych preparatów najczęściej w postaci mniej lub bardziej kompletnej otoczki na allochemach (fig. 5).

Zewnętrzna powierzchnia ograniczająca otoczki dolomitowe jest przeważnie równa, gładka i pokrywa się prawdopodobnie z pierwotnym konturem zdolomityzowanych allochemów. Wew-

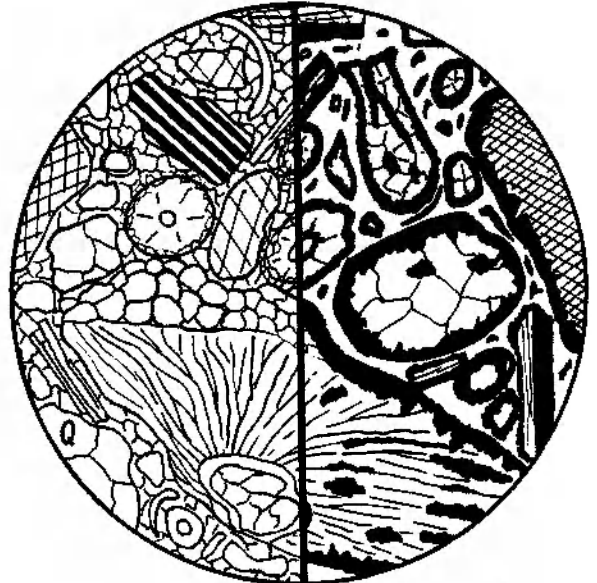


Fig. 5. Biosparit (kamieniołom w Nowej Wsi, próba 29, nikole równoległe, średnica obrazu: 2,5 mm). *A* — przed barwieniem alizaryną-S czerwoną; *B* — część barwiona alizaryną-S czerwoną (miejsca całkowicie zaczernione symbolizują miejsca występowania wczesnodiagenetycznego dolomitu)

Biosparite (quarry in Nowa Wieś, sample n° 29, nicols parallel, picture diameter: 2.5 mm). *A* — ahead of colouration with the alizarin-S; *B* — part coloured with the alizarin-S (places of early diagenetic dolomite occurrence are symbolized by completely black fragments)

nętrzną powierzchnią ograniczającą otoczki dolomitowe, przylegająca do wnętrza zdolomityzowanego allochemu, jest natomiast bardzo nierówna, pofalowana, ząbkowana, niejednokrotnie z licznymi wypustkami, zatokowymi zagłębieniami i odzwierciedla zasięg procesu dolomityzacji w kierunku wnętrza allochemów. W związku z tym otoczki dolomitowe mają zróżnicowaną nieco grubość, najczęściej od 0,01 do 0,05 mm. Szczególne zgrubienie otoczek dolomitowych w pewnych miejscach wokół allochemów jest, jak się zdaje, związane z większą ich podatnością na proces dolomityzacji (np. może to być spowodowane większą porowatością tych miejsc). Wskazuje na to rozwój dolomityzacji również w obszarach przylegających do drobnych por występujących w obrębie niektórych bioklastów (fig. 5).

Dolomityzacja nie występuje we wszystkich próbach z jednakowym natężeniem. W niektórych próbach przejawy dolomityzacji ograniczone są jedynie do występowania pojedynczych, drobnych, subhedralnych kryształów dolomitu, które rozproszone są wzdłuż brzeżnych części konturu allochemów.

Do zupełnie sporadycznie obserwowanych należą natomiast skupienia dolomitu występujące w obrębie tła skalnego, które nie wykazują widocznego związku z allochemami. Wydaje się, że skupienia tego rodzaju należałoby interpretować jako najdrobniejsze frakcje zdolomityzowanych allochemów. W nielicznych przypadkach można nawet wskazać pewne różnice morfologiczne w stosunku do otaczającego tła skalnego zbudowanego z kalcytu (kontury, które przypominają struktury pochodzenia organicznego, pellety, grudki mułowe itp.).

W szczególnie silnie zrekrystalizowanych próbach, gdzie wyodrębnienie poszczególnych allochemów napotyka często szczególne trudności, po barwieniu alizaryną-S allochemy stają się doskonale widoczne. Efekt ten jest rezultatem występowania na allochemach obwódek dolomitowych. Bywa, że ujawniają się wówczas zupełnie nieoczekiwanie struktury pochodzenia organicznego (np. fragmenty silnie zrekrystalizowanych koralowców kolonijnych), których obecności w zrekrystalizowanym tle zupełnie nie podejrzewano (brak oznak uprzedniego ich występowania w tych miejscach).

Zupełny brak obwódek dolomitowych w miejscach przełamania niektórych allochemów (szczególnie o kształtach silnie wydłużonych) oraz przytoczone dotychczas spostrzeżenia upoważniają do stwierdzenia, że są to przejawy wczesnodia-

genetycznej dolomityzacji. Specyficzny sposób dolomityzacji allochemów sugeruje jej związek z mikrytyzacją, a szczególnie z działalnością skałotoczy. Być może, że w powstałe w taki sposób mikrowydrążenia strącały się wysokomagnezowy kalcyt lub nawet dolomikryt, który w następnych fazach diagenetyki przekształcony został w dolomit. Prawdopodobnie procesy te zaistniały jeszcze przed utworzeniem się tła skalnego.

Sylifikacja. Na szczególną uwagę zasługuje próba, w której stwierdzono niezwykle wprost obfitość autogenicznych kryształów kwarcu rozmieszczonych jedynie w obrębie tła skalnego. W obrębie allochemów kryształy takie praktycznie nie występują (fig. 6). Rozmiary własnopostaciowych kryształów kwarcu mieszczą się w bardzo szerokim przedziale zawartym pomiędzy 0,01 i 0,95 mm. Tło skalne, w którym rozmieszczone są owe kryształy kwarcu, jest słabo przejrzyste, mikrokrystaliczne i mikrosparytowe. Nasycenie kryształkami kwarcu tła skalnego jest bardzo duże i wynosi w niektórych miejscach nawet około 80% objętości tego tła. Wspomniane kryształki nie wykazują w skali obrazu mikroskopowego jakiegokolwiek uporządkowania czy też ukierunkowania. Kryształki te mają postać nieco wydłu-

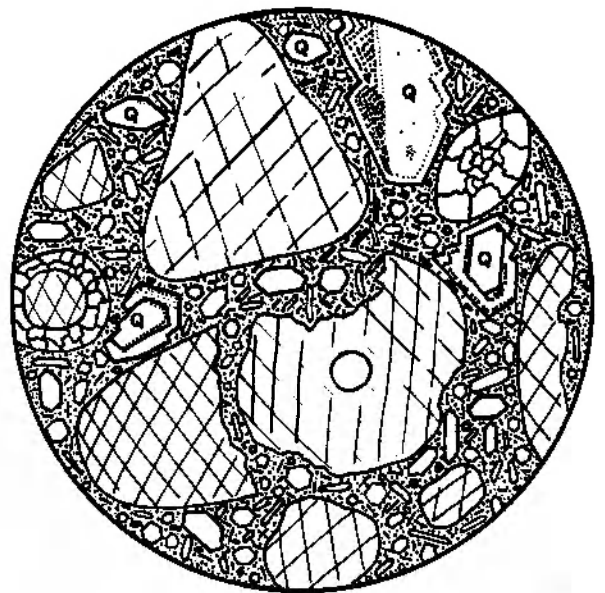


Fig. 6. Intrasparrydyt charakteryzujący się bardzo obfitym nasyceniem tła skalnego autogenicznymi kryształami kwarcu (kamieniołom w Nowej Wsi, próba nr 37, nikole równoległe, średnica obrazu: 2,5 mm). Q – zregenerowane autogeniczne kryształy kwarcu

Intrasparrydite characterized by a very frequent presence of the autogenic quartz crystals within rock matrix (quarry in Nowa Wieś, sample n° 37, nicols parallel, picture diameter: 2.5 mm). Q – regenerated autogenic quartz crystals

zonych słupków, obustronnie zakończonych piramidalnie (fig. 6). Sposób rozmieszczenia drobnych wrostków węglanowych we wnętrzach kryształków kwarcu wskazuje, że kryształki przed regeneracją miały również autogeniczną postać. W większych kryształach kwarcu obserwuje się nawet po kilka stref występowania wrostków węglanowych, których ułożenie naśladuje pierwotny, autogeniczny kształt kryształów kwarcu.

W pozostałych próbach skalnych przejawy syfilifikacji ograniczone są jedynie do tworzenia się niewielkich obwódok regeneracyjnych na niektórych litoklastach (np. ziarna polikrystalicznego kwarcu). Obwódki te mają charakter syntaxialny; ich identyfikacja możliwa jest na podstawie obecności drobnych wrostków wzdłuż konturu obrastanej powierzchni, brak też charakterystycznych mikropęknięć w strefie obwódki. Sporadycznie stwierdzane są również w tych próbach autogeniczne postacie kwarcu o spokojnym, równomier-

nym wygaszaniu światła, z przejawami regeneracji.

W rezultacie szczególną obfitość autogenicznych kryształków kwarcu w tle skalnym jednej z ławic intrasparrudytów, przy równoczesnym braku ich w ławicach sąsiadujących, zinterpretowano jako dowód działalności wulkanicznej w obszarze sąsiadującym ze zbiornikiem bardzkim w końcu wczesnego wizeniu. Wydaje się, że do wspomnianej ławicy dostarczony został w trakcie szczególnie silnego epizodu działalności wulkanicznej popiół wulkaniczny wraz z niewielką ilością nieco większych krystaloklastów (pirokwarce), który w trakcie kolejnych faz diagenetyzacji uległ rekrytalizacji. Należy się spodziewać, że był to wulkanizm kwaśny (np. ryolitowy). Warto podkreślić, że przejawy działalności wulkanicznej w dolnym karbonie Sudetów Środkowych są zjawiskiem dobrze już udokumentowanym (Teisseyre 1970, 1971; Nowakowski, Teisseyre 1971).

WNIOSKI

1. Skąły węglanowe budujące tzw. dolny wapień węglowy Gór Bardzkich uległy umiarkowanej diagenecie. Wśród procesów diagenetycznych najpowszechniej i jednocześnie najintensywniej zaznaczyły swoją działalność: rekrytalizacja, mikrytyzacja i wczesnodiagenetyczna dolomityzacja. W rezultacie działania rekrytalizacji skąły te uzyskały pokrój sparenitów (uprzednie ich tło skalne stanowił muł mikrytowy). Dzięki mikrytyzacji utrwalone zostały przez powłoki mikrytowe allochemy w takim stopniu, że możliwa jest ich stosunkowo precyzyjna identyfikacja. W ławicach ubogich w matrix zaznaczył się wyraźnie proces rozpuszczania komponentów pod wpływem ciśnienia. Wczesnodiagenetyczna dolomityzacja objęła w sposób szczególny jedynie zewnętrzne części allochemów. Najprawdopodobniej rozwinęła się ona jeszcze przed utworzeniem matrix. Mimo to i ówdzie stosunkowo silnie rozwiniętej rekrytalizacji, można jeszcze stwierdzić relikty wczesnodiagenetycznego, dwugeneracyjnego cementu. Wczesnodiagenetyczna cementacja miała miejsce już po mikrytyzacji.

2. Omawiane skąły węglanowe powstały w rezultacie szybkiej resedymantacji słabo skonsolidowanych i luźnych materiałów utworzonych w środowisku płytkowodnym (ooidy, protoonkolity, bogata i zróżnicowana fauna płytkowodna). Już przed resedymantacją miała miejsce mikrytyzacja i wczesnodiagenetyczna dolomityzacja. Wskazuje na to brak powłok mikrytowych i obwódok wczesnodiagenetycznego dolomitu w miejscach przełamania allochemów. Uszkodzenia te musiały zapewne powstać w trakcie resedymantacji.

3. Niezwykłą obfitość autogenicznych kryształków kwarcu w tle skalnym tylko jednej z ławic intrasparrudytów (nawet do 80% objętości tego tła), przy równoczesnym ich braku w ławicach sąsiadujących, zinterpretowano jako dowód działalności wulkanicznej w końcu wczesnego wizeniu w obszarze sąsiadującym ze zbiornikiem bardzkim. Należy się spodziewać, że był to wulkanizm kwaśny (np. ryolitowy).

Sosnowiec, listopad 1984

LITERATURA

- BATHURST R. G. C., 1971: *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*. Developments in Sedimentology 12, 620 p. Elsevier, Amsterdam.
- CHOROWSKA M., 1973: Stratygrafia wapieni węglowych Gór Bardzkich na podstawie konodontów (in Polish only). *Kwart. Geol.* 17/4, p. 917-918.
- DUNHAM R. J., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 1, p. 108-121.
- EMBRY A. F., KLOVAN E. J., 1972: Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geol. Rdsch.* 61/2.

- FOLK R. L., 1959: Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 43, p. 1–38.
- 1962: Spectral subdivision of limestone types. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 1, p. 62–84.
- 1965: Some aspects of recrystallization in ancient limestones. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, p. 14–48.
- FRIEDMAN G. M., 1965: Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *J. Sedim. Petrol.* 35/3, p. 643–655.
- JAWOROWSKI K., 1982: W sprawie spolszczenia klasyfikacji skał węglanowych Dunhama. Towards Polish names consistent with Dunham's classification of carbonate rocks. *Prz. Geol.* 4, p. 194–195.
- KOSTECKA A., 1976: *Osady węglanowe. Carbonate sediments*, [In:] Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., *Sedymentologia*. p. 283–336. Wyd. Geol., Warszawa.
- KUTEK J., 1969: Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. II. Paleogeografia. The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts. (Central Poland), Part II, Paleogeography. *Acta Geol. Pol.* 19, p. 221–321.
- NARKIEWICZ M., ŚNIEŻEK E., 1981: Dunhama klasyfikacja skał węglanowych i propozycja polskiego nazewnictwa. Dunham's classification of carbonate rocks and proposal of Polish terms. *Prz. Geol.* 10, p. 536–537.
- NOWAKOWSKI A., TEISSEYRE A. K., 1971: Wulkanity karbońskie i trzeciorzędowe w północnej części niecki śródsudeckiej. The Carboniferous and Tertiary volcanic rocks in the northern margin of the Intrasudetic Basin (Central Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 5, p. 211–236.
- OBERC J., 1972: *Budowa geologiczna Polski. Sudety i obszary przyległe. Tektonika*. T. 4, cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- PACHOLSKA A., 1978: Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich. On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block. *Geol. Sudetica* 13, p. 41–66.
- PARK W. C., SCHOT E. H., 1968: Stylolites: their nature and origin. *J. Sedim. Petrol.* 38, p. 175–191.
- TEISSEYRE A. K., 1970: Pyroclasts in the bottom portion of the Lower Visean (?) in Ciechanowice (Intrasudetic Basin). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol. et géogr.*, 18, p. 161–168.
- 1971: Pseudomorphosen-tonstein altered from volcanic ash, Lower Carboniferous, Ciechanowice, Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, 19, p. 85–90.
- WAJSPRYCH B., 1978: Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety). Allochthonous Paleozoic rocks in the Visean of the Bardzkie Mts. (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48/1, p. 96–121.
- ŻAKOWA H., ŻAK CZ., 1962: Dolny karbon z Kamionek (G. Sowie). Lower Carboniferous at Kamionki (Sowie Mts. – Lower Silesia). *Biul. Inst. Geol.* 173, p. 169–277.

SOME ASPECTS OF THE DIAGENESIS OF THE SO-CALLED LOWER CARBONIFEROUS LIMESTONE OF THE BARDZKIE MTS

Włodzimierz LAPOT

Department of Geochemistry, Mineralogy and Petrography
Faculty of Earth Science, Silesian University
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

Summary

ABSTRACT: The so-called Lower Carboniferous Limestone of the Bardzkie Mts. has been ascertained as allochemical sparitic limestones (biosparrudite, biosparite, intrasparrudite, intrasparrite, and pelsparite). These rocks contain abounding lithoclastic elements: scraps of the Sowie Mts. gneisses, polycrystalline quartz grains, feldspars, and flaky minerals. The lithoclastic components display numerous features of weathering (particularly feldspars and flaky minerals) and crushing: microcracking, disintegration of relatively big grains into a fine mosaic composed of sharp-edged fragments cemented with iron oxides and submicroscopic mineral mush. The calcareous rocks have been affected by moderate diagenesis. Among diagenetic processes, the most intensely imprinted were recrystallization, micritiza-

tion, and early-diagenetic dolomitization. As a result of recrystallization the rocks have become sparenitic in appearance, although their primary matrix is assumed to consist of micritic mud. An enormous abundance of authigenic quartz in the matrix of one of intrasparrudite beds (in places up to 80 vol. % of the matrix) has been regarded as evidence of volcanic activity in the area adjacent to the Bardo Basin at the end of the early Viséan.

The carbonate rocks in question have originated as a result of rapid redeposition of the slightly or unconsolidated materials previously accumulated in a shallow-water environment (ooids, protooncolites, rich and various shallow-water fauna).

In a geological profile of the Lower Carboniferous sediments of the northern Bardzkie Mts. Wajsprych (1978) distinguished, from bottom to top, three main lithostratigraphic units: breccia and conglomerate formation of Nowa Wieś, sandstone formation of Srebrna Góra, and melange complex of Zdanów (Fig. 1).

The bottom part of the Nowa Wieś formation is built up of the sedimentary gneissic breccia as well as gneissic conglomerate and sandstone in which relatively big amount of strongly mylonitized and diaphthorically altered varieties of the Sowie Mts. gneisses is noticeable (Pacholska 1978). Furthermore, these rocks contain a number, gradually increasing upward, especially near the top, of calcareous elements, most of which are remnants of fauna and clasts of bioterial limestones.

The top part of the Nowa Wieś formation is composed of carbonate sediments either traditionally termed as the Lower Carboniferous Limestone or, accordingly to a more recent proposal, as the calcareous breccia and sandstone (Wajsprych 1978). The thickness of the described formation is diversified and decreases from about 300 m in the vicinity of Nowa Wieś, eastward, to nearly 60 m in the vicinity of Srebrna Góra (Pacholska 1978). The thickness of the carbonate sediments at the top of the formation is varied similarly and it ranges from a few to a dozen or so metres. In places the limestones are replaced by sandstones with very abundant calcareous cement or matrix. The term "calcareous breccia and sandstone" seems to suggest that we are having to do with rocks of the calcithite type (calcareonites, calcirudites, *sensu* Folk 1959). Actually, these are the rocks which should be named as allochemical sparitic limestones (biosparrudite, biosparite, intrasparrudite, intrasparrite, pelsparite, and the likes) locally containing abundant lithoclastic elements (fragments of the Sowie Mts. gneisses, polycrystalline quartz grains, feldspars, and flaky minerals).

The allochems composing the biosparrudite and biosparite principally are poorly sorted bioclasts and intraclasts. They are associated with varied amounts of extraclasts, pellets, and individual ooids. The allochems are displaced within usually small amount of pseudosparite which is their new matrix. Due to recrystallization, the pseudosparite has replaced a primary micrite mud. The bioclasts are represented by remnants of crinoids, complete or fragmental valve elements of brachiopods and pelecypods, numerous fragments of bryozoans and calcareous algae, more or less broken colonial and solitary corals, fragments and shells of gastropods, and complete valves of foraminifers, ostracods and other microorganisms of similar size (e.g. *Calcisphaere*). Most of large skeleton elements are either broken or more or less damaged. Seldom they exhibit evidence of rounding.

The intraclasts are represented by fragments of biosparite and biosparrudite as well as biomicrite and biomicrudite. The shape of the intraclasts is predominantly oval and slightly elongated. Under the microscope the difference between the matrix and the intraclasts is very small in many cases.

The extraclasts are poorly rounded or sharp-edged mono- or polycrystalline grains of quartz, feldspars (microcline and oligoclase An_{20-22}), rock fragments (varieties of the Sowie Mts. gneisses), and flaky minerals (chlorite, phengite, biotite). Granular lithoclasts display evidence of crushing (microcracks, disintegration of relatively big grains into a fine mosaic composed of sharp-edged fragments cemented with iron oxides and submicroscopic mineral mush. The accessory pellets commonly range from 0.06 to nearly 0.2 mm, while the size of the ooids is 0.2 to 0.5 mm.

The matrix usually consists of pseudosparite displaying more or less preserved relics of primary micrite mud. According to the Dunham's classification the rocks above described can be regarded as bioclastic rud/grainstones.

The intrasparrudite and intrasparrite are similarly not

well sorted rocks. The qualitative characteristics of intraclasts, lithoclasts, and bioclasts which are, besides pseudosparitic matrix, the main constituents of the rocks, well correspond with the characteristics of analogous components of the biosparrudite and biosparite.

SOME COMMENTS ON SYMPTOMS OF DIAGENESIS

The identification of many skeleton elements in the rocks described is possible only on the basis of the preserved micritic coating, as the remaining not micritized part of an element frequently has gone partial or complete dissolution, recrystallization or silicification. The micritization was a process antecedent to early-diagenetic cementation (in Fig. 2 noticeable are micritized and subsequently broken fragments of ostracods which at the next stage were covered and filled with two generations of early-diagenetic cement: older cement A and later filling cement B). After the micritization many skeleton elements were affected by further mechanical fragmentation. It is evident from the lack of micritic coating at broken edges of shells. Particular note may be taken of the forms appearance of which is like the micritic coating above described (in Fig. 3 a trochite fragment rimmed with fine-laminated micrite is visible, as well as a quartz grain with similar coating). These forms have been referred to as representing the early stage of oncolite formation and have been termed as protooncolites.

Symptoms of early-diagenetic cementation have been ascertained to be limited to the pores within skeleton elements. Other primarily existing pores in the sediment were already filled before cementation with micrite mud. Relics of the early-diagenetic cement are represented by two generations of sparite (Fig. 2):

- cement A (older) growing directly at edges of primary pores (elongated crystals arranged into a palisade shape – ratio $d:s = 3:1$, bladlet type, Folk 1965 – radially covering the most external part of pores);

- cement B (younger) filling the remaining, more internal parts of pores (euhedral isometric crystals, ratio $d:s = 1:1$, equant type, Folk 1965).

CONCLUSIONS

1. The carbonate rocks composing the so-called Lower Carboniferous Limestone of the Bardzkie Mts. have been affected by moderate diagenesis. Among diagenetic processes the most common and intense were recrystallization, micritization, and early-diagenetic dolomitization. Due to recrystallization the rocks have got sparenitic character (previously their matrix was composed of micrite mud). In beds deficient in matrix, clearly demonstrated was the process of dissolution induced by pressure (microstylolites). Early-diagenetic dolomitization particularly affected only external parts of allochems (this follows from the connection between the dolomitization and micritization). Most likely the process preceded the matrix formation. In spite of locally strong recrystallization, relics of early-diagenetic two-generation cement can be recognized. The early-diagenetic cementation took place after micritization.

2. The carbonate sediments originated as a result of

The pelsparites are being found mainly within biosparite beds. The size of their components is relatively uniform, ranging from 0.03 to 0.25 mm. Pellets and shells of foraminifers are the main components of these rocks.

The features of the pseudosparite composing the recent matrix of the described limestones allow the following ascertainments (see Fig. 3):

- the matrix of the limestones was primarily composed of micrite mud which was subsequently transformed by recrystallization into pseudosparite.

- degree of recrystallization in these rocks can be assumed as moderate or, in some samples, even low.

The process of dissolution was operating usually in intrasparrudite and intrasparite beds conspicuous by their scarce matrix (Fig. 4). The process took place at the contacts of allochems. It resulted in numerous impressions of certain allochems on others as well as in microstylolites developed at the juxtaposition. As a rule, the microstylolites are padded with a brownish thin layer of limpid fine-flaky clay minerals.

In the majority of the samples studied have been found indications of dolomitization in the form of more or less complete dolomite rims on allochems (Fig. 5). Total lack of the rims in the places where certain allochems have been broken allow to consider them as a result of early-diagenetic dolomitization. Peculiar character of the dolomitization of allochems suggests the connection of this process with micritization (it is likely that the high-magnesium calcite has been precipitated in microcavitations).

Extraordinary quantity of authigenic quartz crystals disposed only in the matrix of one of intrasparrudite beds (Fig. 6), whereas such crystals are lacking in the adjacent beds, has been interpreted as a demonstration of volcanic activity in the area close to the Bardo Basin at the end of the early Viséan.

rapid redeposition of poorly consolidated or unconsolidated materials accumulated in a shallow-water environment (ooids, protooncolites, rich and diversified shallow-water fauna). The micritization and early-diagenetic dolomitization already preceded the resedimentation. Evidence for that is the lack of micrite coating and rims of early-diagenetic dolomite at broken edges of allochems. The fragmentation must have been brought about by the redeposition.

3. Extraordinary quantity of authigenic quartz crystals in the matrix of only one of intrasparrudite beds (up to 80 vol. % of the matrix), whereas such crystals are lacking in the adjacent beds, has been interpreted as evidence of volcanic activity at the end of the early Viséan in the neighbouring area of the Bardo Basin. Probably it was acid (e.g. rhyolitic) volcanism.

Translated by R. Kryza