

ANDRZEJ ŁAPTAŚ¹

O DOLOMITACH W WAPIENIACH SKALISTYCH OKOLIC KRAKOWA

(Tabl. I—IV i 7 fig.)

*The dolomites in the Upper Jurassic limestones in the area of Cracow
(Southern Poland)*

(Pl. I—IV and 7 Figs.)

Treść: W wapieniach skalistych terenów podkrakowskich występują soczewkowate, nieregularne ciała dolomitu krystalicznego. Wydaje się, że dolomit ten jest wczesnodiagenetyczny i powstał w czasie tworzenia się kongrecji krzemionkowych w skałach otaczających.

WSTĘP

Dolomity będące przedmiotem badań występują w wapieniach górnourajskich tworzących pasmo wzniesień i wzgórz o założeniach tektonicznych, leżących na południe od Wisły. Urozmaicony tektonicznie blok wapieni stanowi południowy skraj Jury Krakowsko-Częstochowskiej.

Omawiana dolomityzacja rozwija się w wapieniach skalistych tworzących rodzaj bioherm gąbkowych wśród bardziej marglistych wapieni płytowych lub wśród wapieni ławicowych. Typowy wapień skalisty jest nie uławicony; niektóre z odsłonień dolomityzacji znajdują się w obrębie wapieni wykazujących słabe, niewyraźne uławicenie.

Wapień skalisty górnej jury można prawdopodobnie zaliczyć do poziomu *Epipeltoceras bimammatus* lub *Idoceras planula*.

HISTORIA BADAŃ

O istnieniu wkładek dolomitowych w wapieniach skalistych wspomina już J. B. Pusch (1833—1836). L. Zejszner (1832), L. Alth (1871) i J. Siemiradzki (1891) wymieniają odsłonięcia dolomitu w Nielepicach i Skotnikach. Ponadto Siemiradzki za Puschem

¹ Pracownia Geologii Złóż Zakładu Nauk Geologicznych PAN, 31-002 Kraków, ul. Senacka 3.

podaje, że „Felsendolomit” tworzy szczyty skał podgórskich i zalicza go do kimerydu. Dolomity z Nielepic i Skotnik Siemiradzki zaliczył do wapieni scyfiowych oxfordu. St. Zaręczny (1894) do wyżej wymienionych dodaje odsłonięcie dolomitu na wzgórzu Winnica k. Kostrza oraz na SW stoku Chmielnic (Pychowice). Autor ten uważa dolomit za najstarsze ogniwo transgresji kredowej — cenoman. Do tego wniosku skłoniła go następująca obserwacja (str. 178): „...dolomit... miejscami bez domieszki, to znów napełniony kwarcowym żwirem i wtedy do podgórskiego zlepieńca podobny”. Zlepieniec taki, o lepszemu dolomitowym i wapiennym, miał występować w obydwu wymienionych przez Zaręcznego odsłonięciach dolomitu. Przytoczona obserwacja jest pomyłką. Dostępna dla piszącego próbka Zaręcznego z Winnicy k. Kostrza jest typowym, intensywnie zdolomityzowanym wapieniem jurajskim.

Dolomity w skałach krakowskich zostały przebadane i opisane dopiero w 1948 roku przez A. Gawła. Autor podaje następujące punkty występowania dolomityzacji w rejonie podkrakowskim: Pychowice „Łom Bergera”, kamieniołom przy drodze z Pychowic do Zakrzówka oraz Samborek. A. Gawęł zaobserwował, że dolomityzacja obejmowała tło wapieni o strukturze gruzełkowej, pozostawiając same gruzły nie naruszone. Spowodowane zostało to większą porowatością tła. Dolomityzacja miała miejsce według Gawła w strefie kipieli transgresji kredowej. Autor podaje przypuszczalny przebieg reakcji chemicznych, które doprowadziły do wytrącenia dolomitu w porowatej skale. Zasadniczą rolę gra w tym procesie piryt, zawarty w skale pierwotnej. Wiek dolomityzacji określił Gawęł na podstawie własnych obserwacji oraz rysunku wystąpienia dolomitu z Winnicy w pracy St. Zaręcznego na współczesny transgresji senońskiej. Do powiązania genezy dolomitu z morzem senońskim skłonił autora obserwowany przez niego brak związku dolomityzacji ze szczelinami.

Krótkie wzmianki na temat wystąpień dolomitów znajdujemy w pracy St. Dżułyńskiego (1953) i R. Gradzińskiego (1972).

St. Dżułyński, W. Żabiński w pracy wydanej w 1954 roku podjęli próbę wyjaśnienia genezy tzw. ciemnych wapieni występujących w wapieniu skalistym. Stwierdzili oni, że ciemne zabarwienie tych skał jest wywołane obecnością pirytu. Autorzy ci uważają, że piryt ten jest epigenetyczny i związany z tektoniką trzeciorzędową. Dolomityzacja, która w Samborku towarzyszy pirytyzacji, jest według tych autorów prawdopodobnie tego samego wieku.

S. Alexandrowicz wspomina o występowaniu dolomitów w wapieniach skalistych w Samborku w krótkiej wzmiance na temat sylify margli santońskich (1958) oraz w opracowaniu ogólnym geologii okolic Tyńca (1960). W obydwu przypadkach autor przyłącza się do zdania Dżułyńskiego i Żabińskiego o epigenetycznym charakterze dolomityzacji i stwierdza, że jest ona wieku posantońskiego.

PODKRAKOWSKIE WYSTĄPIENIA DOŁOMITÓW

Rozmieszczenie wychodni

Punkty wystąpień dolomitów stwierdzono w obszarze na południe od Wisły, pomiędzy Krakowem, Tyńcem i Samborkiem (fig. 1). Pierwsze od wschodu odsłonięcie dolomitów spotykamy w dużym, nieczynnym kamieniołomie na północnym krańcu Skał Twardowskiego. Około 100 m na południe od tego kamieniołomu odsłaniają się dolomity w nieczynnym kamieniołomie Nad Wisłą, w zachodniej ścianie Skał Twardowskiego. Jest

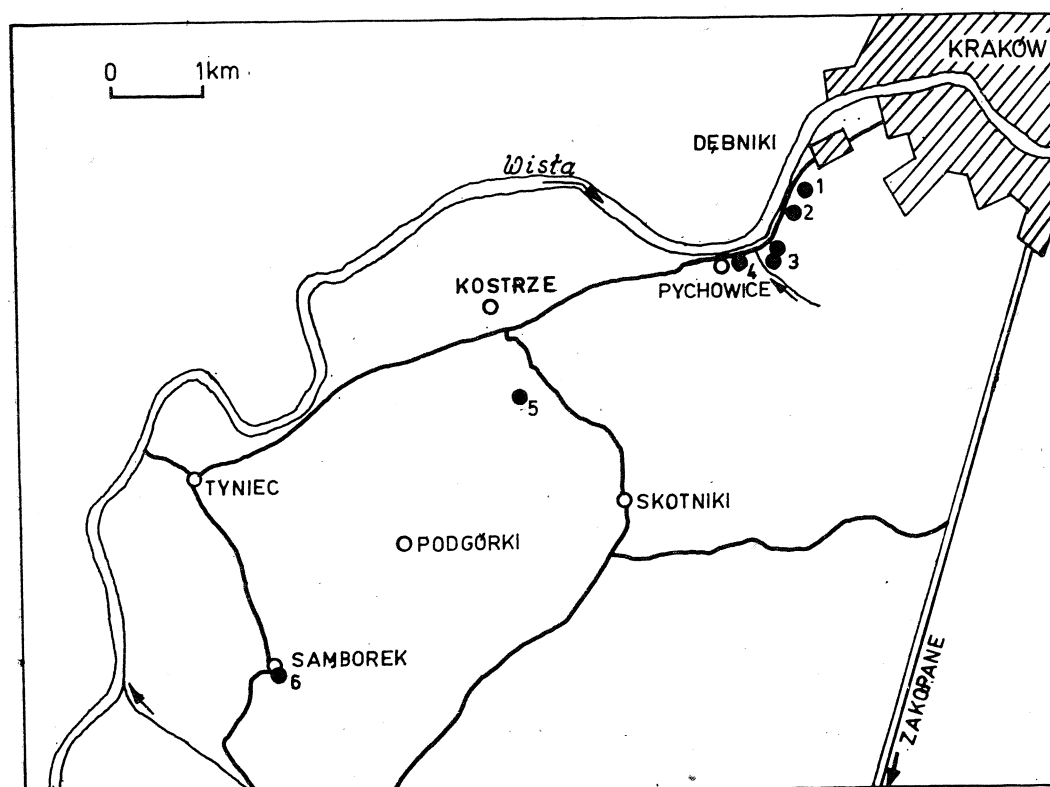


Fig. 1. Lokalizacja odsłoneń dolomitów w wapieniach skalistych okolic Krakowa. 1 — Skały Twardowskiego; 2 — Łom nad Wisłą; 3 — Pychowice; 4 — Łom Bergera; 5 — Winnica; 6 — Samborek

Fig. 1. Distribtution of dolomite in Jurassic limestone in the area of Cracow

to wystąpienie dolomitu nie wzmiankowane w literaturze. Kolejne odsłonięcie to dwa małe kamieniołomy na wschodnim skraju Pychowic, po prawej orograficznie stronie potoku ograniczającego od północnego wschodu tę wieś. Najbardziej znanym odsłonięciem dolomitów jest kamieniołom Bergera w Pychowicach, leżący przy ulicy Skalica. Dalej ku zachodowi dolomity występują na wzgórzu Winnica koło Kostrza, w przekopie fortyfikacji z XIX wieku. Ponadto w tym rejonie występowały wychodnie dolomitów w samej wsi Kostrze oraz w miejscowości Podgórk,

ale dziś są już niewidoczne. Ostatnim na zachód odsłonięciem dolomitów jest Samborek. Jest to dziś niewielka odkrywka w zarośniętym, małym kamieniołomie.

Opis odsłonieć

W ścianie kamieniołomu na Skałach Twardowskiego, długiej na około 150 m, wysokości maksymalnie 25 m, stwierdzono dwie strefy rozwoju dolomityzacji — jedną we wschodniej, a drugą w zachodniej części odsłonięcia (fig. 2). Dolomit występuje w formie wydłużonych, płaskich soczewek kontynuujących się na znacznych przestrzeniach (maksymalna widoczna w kamieniołomie rozciągłość około 45 m), o nierównym przebiegu spągu i stropu i zmiennej miąższości, często o nieostrej granicy ze skałą otaczającą. Miąższość takiego ciała dolomitowego może być różna, najczęściej waha się w granicach 0,5—2 m. Charakterystyczne dla przestrzennego układu soczewek są dość silne załamania głównej osi ciała, powodujące obniżenie czy też wzniesienie się danej soczewki o 0,5 do 1,5 m. Również częste są zmiany miąższości od poniżej 0,5 m do niekiedy ponad 2 m na kilkumetrowych odcinkach. Omawiane ciała dolomitowe przebiegają w ogólnym zarysie równoległe do uławicenia i jeśli fugi międzyławicowe są widoczne, dolomity nie obejmują ich. W kamieniołomie na Skałach Twardowskiego widoczne są słabo zindywidualizowane ławice miąższości 5—6 m, zapadające pod kątem około 20° na SSW. W profilu ściany możemy obserwować 4 lub 5 ciał dolomitowych o podobnych miąższościach i wykształceniu, poroździelanych wapieniem skalistym nie wykazującym żadnych zmian. W łomie Nad Wisłą w ścianie długości około 50 m i wysokości 10 m występują 3 ciała dolomitowe o podobnym rozprzestrzenieniu, stosunku do uławicenia i charakterze, jak w łomie głównym.

W Pychowicach, w dwóch niedużych kamieniołomach na skraju wsi, dolomityzacja rozwija się w postaci kilku smug bardzo podobnych do opisanych wyżej ze Skał Twardowskiego.

Łom Bergera, leżący w obrębie zabudowań wsi Pychowice jest ciekawym odsłonięciem ze względu na widoczną w nim płaszczyznę kredowej transgresji, ścinającą wapienie skaliste. Kamieniołom ten jest w znacznym stopniu zarośnięty i zasypany. Niemniej jednak w południowo-zachodniej ścianie łomu widoczna jest soczewka dolomitu opisana przez A. G a w ł a (1948). Wyklinowuje się ona na przestrzeni 5 m (fig. 3). Kształt i wewnętrzna budowa ciała dolomitowego wydają się przeczyć możliwości powstania dolomitu przez infiltrację wody morskiej w abradowane wapienie skaliste w czasie transgresji kredowej — jak to sugerował G a w e ł. Dolomityzacja dochodzi do płaszczyzny abrazyjnej dość wąską strefą — około 0,5 m. Oś przebiegu soczewki jest równoległa do nachylonego uławicenia, które jest tu dość dobrze widoczne. Poniżej kon-

(SEE)

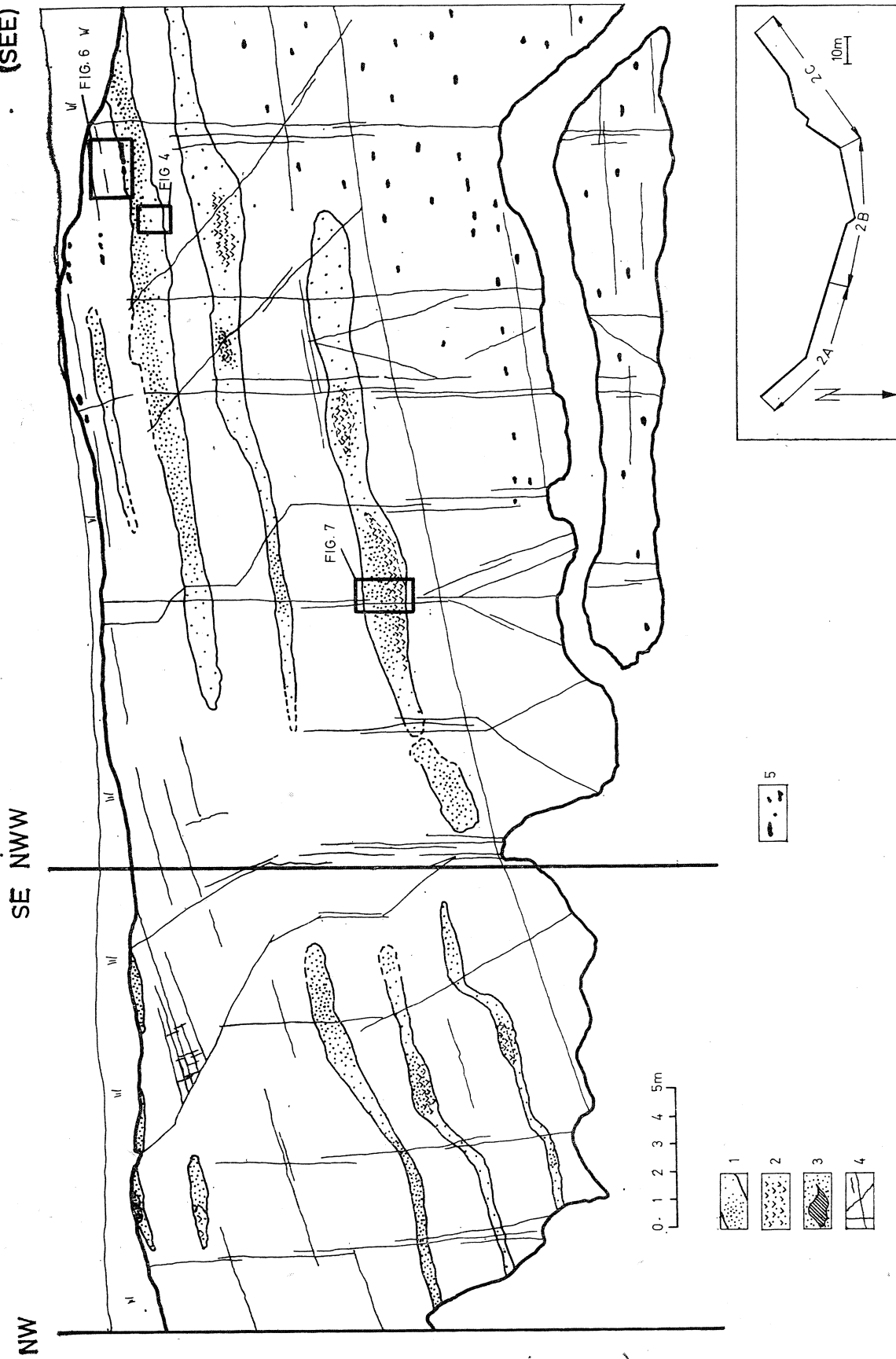


Fig. 2. Północna ściana kamieniołomu na Skałach Twardowskiego Cz. A. 1 — ciało dolomitowe. Zagęszczenie kropek jest przybliżoną miarą intensywności dolomityzacji; 2 — wtórna sylikfikacja dolomitu; 3 — większe kawerny w dolomicie; 4 — szczeliny i fugi międzyławicowe; 5 — krzemienie

Fig. 2. Exposure of Jurassic limestone with dolomitic bodies. Part 2A. 1 — dolomite — density of dotting approximately proportional to intensity of dolomitization; 2 — dolomites subjected to secondary silification; 3 — larger karst cavities in dolomite; 4 — fractures and bedding surface; 5 — siliceous concretions

4 — fractures and bedding surface; 5 — siliceous concretions

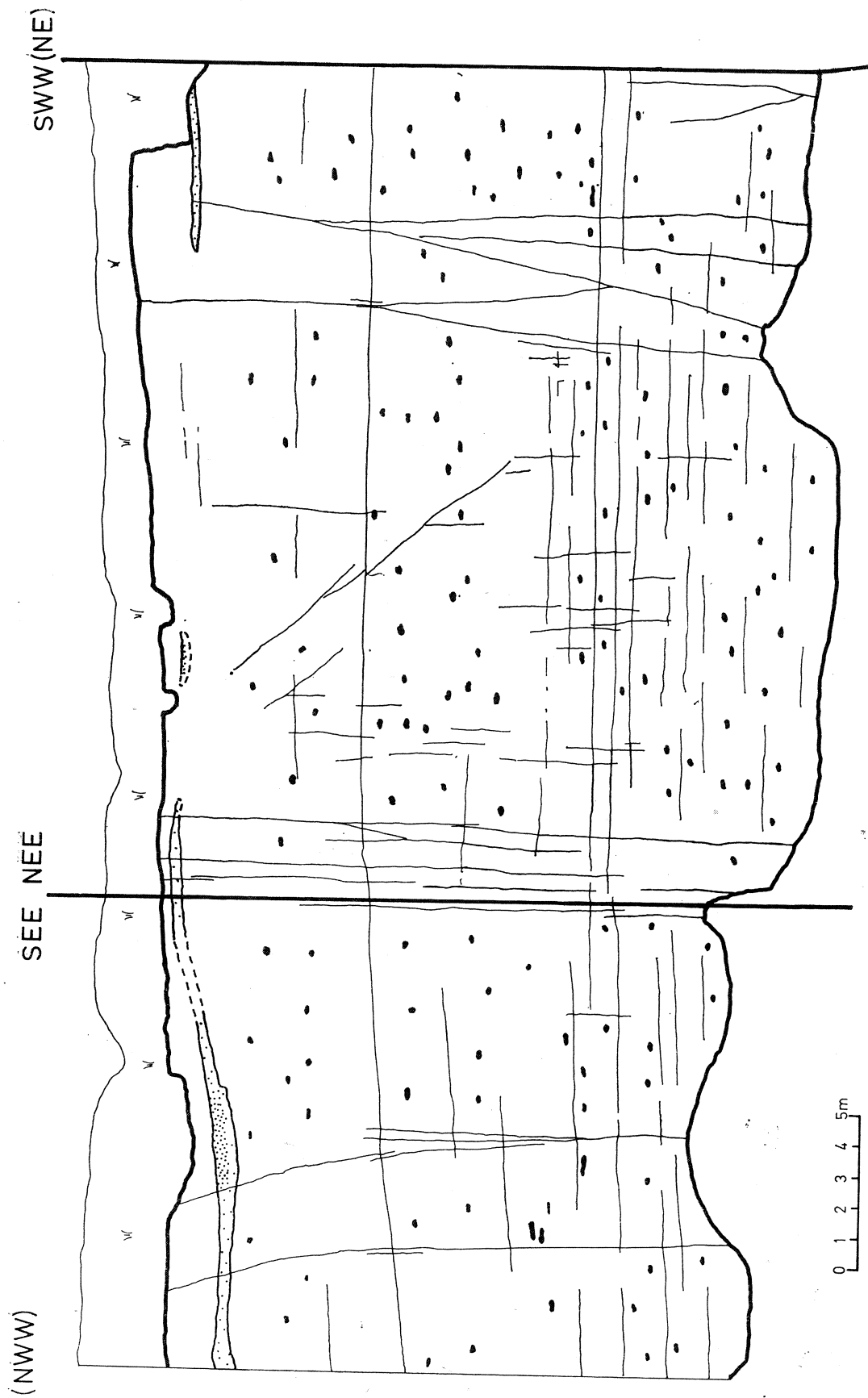


Fig. 2, Cz. B.
Fig. 2. Part 2B.

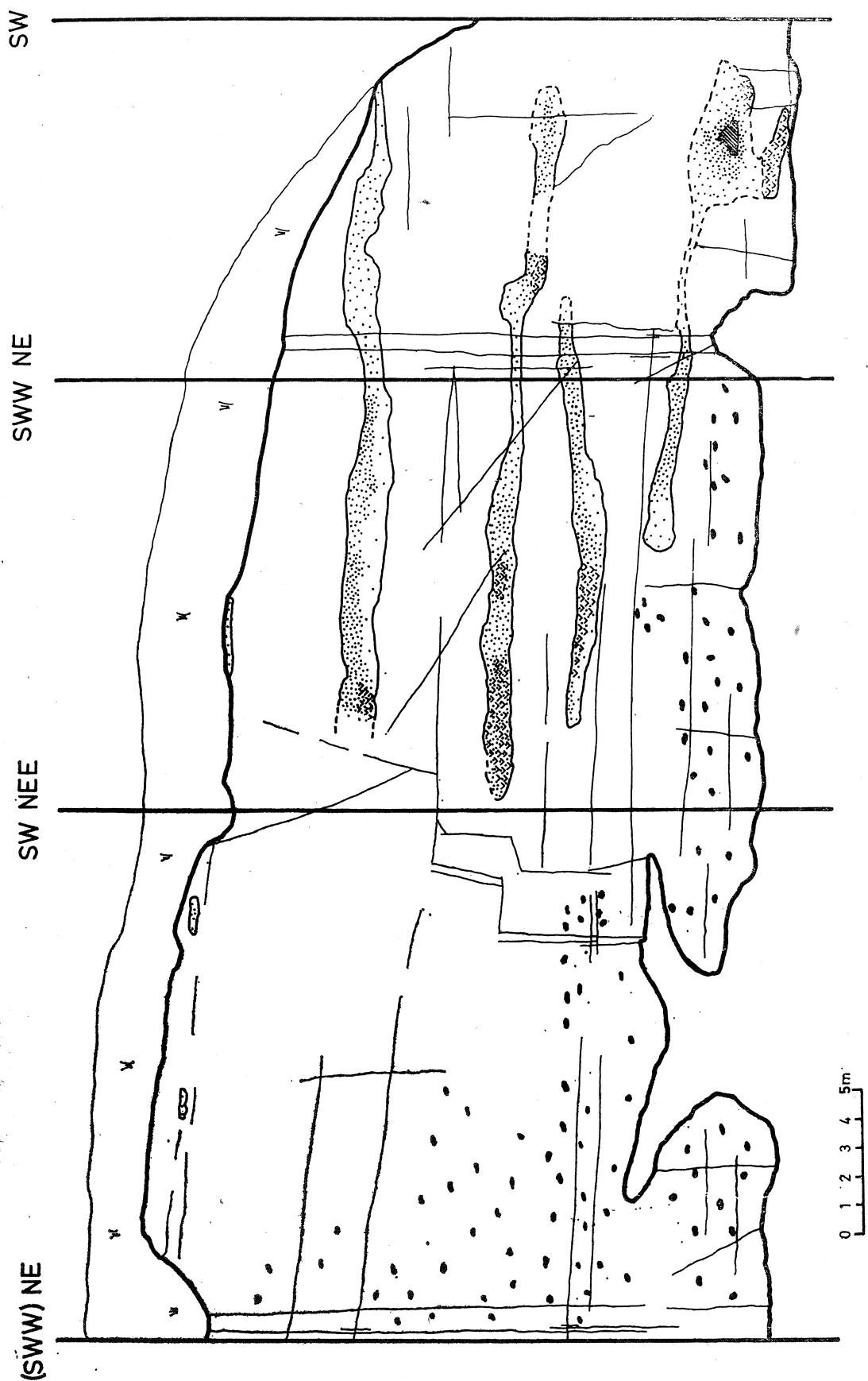


Fig. 2. Cz. C.
Fig. 2. Part 2C.

taktu ciała dolomitowego z płaszczyzną abrazyjną obserwujemy zwiększenie miąższości dolomitu. Stopień dolomityzacji również zmniejsza się w kierunku płaszczyzny transgresyjnej. Płaszczyzny uławicenia mimo to, iż dochodzą do powierzchni abrazyjnej skośnie, nie zostały wykorzystane jako drogi roztworów dolomityzujących. Również brak jest powiązania przebiegu dolomitu z obecnymi w wapieniu szczelinami — część z nich istniała już zapewne w czasie transgresji kredowej.

Przytoczone uwagi i obserwacje pozwalają stwierdzić, że kredowa transgresja ścięła ciało dolomitowe.

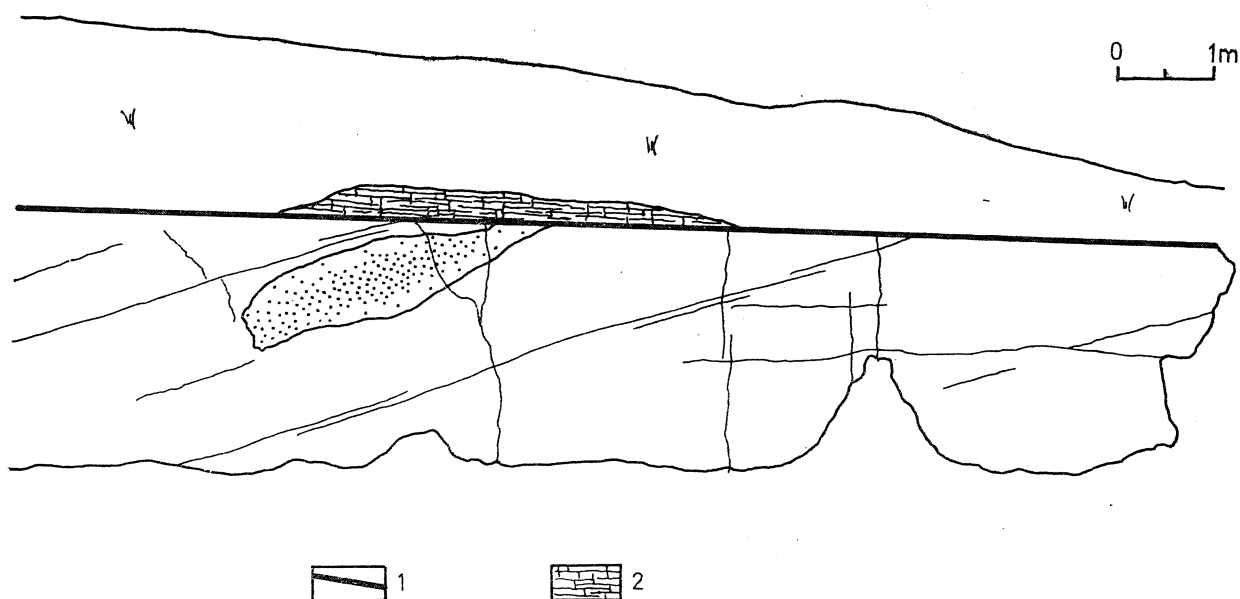


Fig. 3. Łom Bergera. 1 — płaszczyzna abrazyjna; 2 — margle senońskie. Inne oznaczenia jak w objaśnieniach do fig. 2 cz. A

Fig. 3. Exposure showing truncation of dolomite body by Cretaceous transgression. 1 — surface of Cretaceous transgression; 2 — senonian marls. For other explanations see Fig. 2.

Odsłonięcie na wzgórzu Winnica koło Kostrza stanowi około 5 m wysokości ściana fosy fortyfikacji austriackich, ciągnąca się na długości 40 m. Rejon odsłonięcia jest silnie potrzaskany tektonicznie, ale bez większych przesunięć pionowych. Przebieg stref dolomitycznych jest skośny do poziomu, uławicenie wapienia skalistego jest niejasne. Na całej długości odsłonięcia widoczne są w sumie 3 horyzonty dolomitowe o nierównym i nieostрым przebiegu granic i dużej miąższości (max. 4—5 m), poroździelane wapieniem skalistym z gąbkami. W jednej ze spękanych tektonicznie stref obserwujemy blok skalny średnicy około 2 m, zawierający w sobie granicę dolomit — wapień. Jest ona wyraźnie przechylna wskutek mechanicznego przekrzywienia całego bloku. Spękania tektoniczne nie mają wpływu na rozwój stref dolomityzacji i powstały po dolomityzowaniu wapieni skalistych.

Odsłonięcie w Samborku ma dziś już raczej historyczne znaczenie z powodu zarośnięcia i zasypiania. Dolomit jako nieprzydatny do eksploatacji budowlanej pozostał w formie niedużego wzniesienia u wejścia do

zarzuconego kamieniołomu. Jest on wyraźnie ciemnej barwy wskutek zawartości pirytu w tle. Ogólny przebieg dolomityzacji był prawdopodobnie horyzontalny. Obecność pirytu w dolomicie można prawdopodobnie powiązać z występowaniem tzw. ciemnych wapieni, spotykanych w jurze (St. D ż u ł y ń s k i i W. Ż a b i ń s k i, 1957).

W żadnym z przebadanych kamieniołomów szczeliny pionowe, niekiedy bardzo liczne, nie mają wpływu na przebieg ciał dolomitowych.

Granice i wykształcenie ciał dolomitowych

W niektórych z omawianych odsłonień można obserwować lateralne wyklinowanie się ciał dolomitowych. Boczne granice takiego ciała nie różnią się w charakterze od dolnej i górnej granicy dolomitu ze skałą otaczającą. Sposób przejścia granicznego zależy od stopnia zaawansowania procesu dolomityzacji w danej partii ciała dolomitowego. Słabiej rozwinięta dolomityzacja, powodująca tylko częściowe podstawienie kalcytu przez dolomit, daje w wyniku plamisty obraz skały. Nie podstawiony mikryt wapienny tworzy jasne plamy, a średniokrystaliczny, cukrowaty dolomit — ciemniejsze. Tego rodzaju skała tworzy strefową, przejściową granicę ciała dolomitowego ze skałą otaczającą. W stronę skały nie zmienionej zwiększa się ilość i wielkość reliktyw kalcytowych i zmniejsza się intensywność dolomityzacji w obrębie plam cukrowatych (fig. 4). Częściowo zdolomityzowany wapień buduje przeważającą część ciał dolomitowych. Skała będąca wynikiem całkowitej dolomityzacji wapienia, zbudowana w całości z dolomitu cukrowatego, tworzy zazwyczaj nieregularne soczewki o nieostrych, przejściowych granicach w obrębie mniej zmienionej skały plamistej (Fig. 2, Tabl. I, fig. 2). W przypadku gdy dolomit cukrowaty bez reliktyw wapiennych obejmuje całą miąższość ciała dolomitowego, posiada ono ostrzejszą granicę z wapieniem otaczającym. Gdy skała zbudowana z dolomitu cukrowatego stanowi skrajne ogniwo ciała dolomitowego, to wtedy boczna granica dolomityzacji również jest ostrzejsza.

Górna granica dolomitu nie różni się niczym szczególnym od pozostałych granic. Jest ona zazwyczaj nieostra, o urozmaiconym przebiegu. W żadnym przypadku nie stwierdzono ewentualnych śladów rozmywania stropu ciała dolomitowego.

Dolomit

Charakterystyka ogólna

W postaci typowej dolomit niezwietrzały będący wynikiem całkowitego podstawienia kalcytu w skale jest cukrowaty, żółtobrazowy i silnie zwięzły mimo makro-i mikroporowatości i względnej miękkości. Pod mikroskopem widać, że jest zbudowany z mozaiki hipidiomorficznych

i ksenomorficznych kryształów dolomitu, wielkości przeciętnie 0,15 mm. Na ogół nie zawiera reliktyw wapiennych pierwotnej skały. Kalcyt stanowi mniej niż 5% takiej skały, i to często jako wtórne druzi i wypełnienia szczelinek. Struktury pierwotne są w znacznym stopniu zatarte. Na zglądach polerowanych można jedynie rozróżnić zarys ramienionogów w całości zdolomityzowanych, widocznych dzięki temu, że pierwotnie kalcytowa muszla została całkowicie rozpuszczona (Tabl. III fig. 2). Na po-

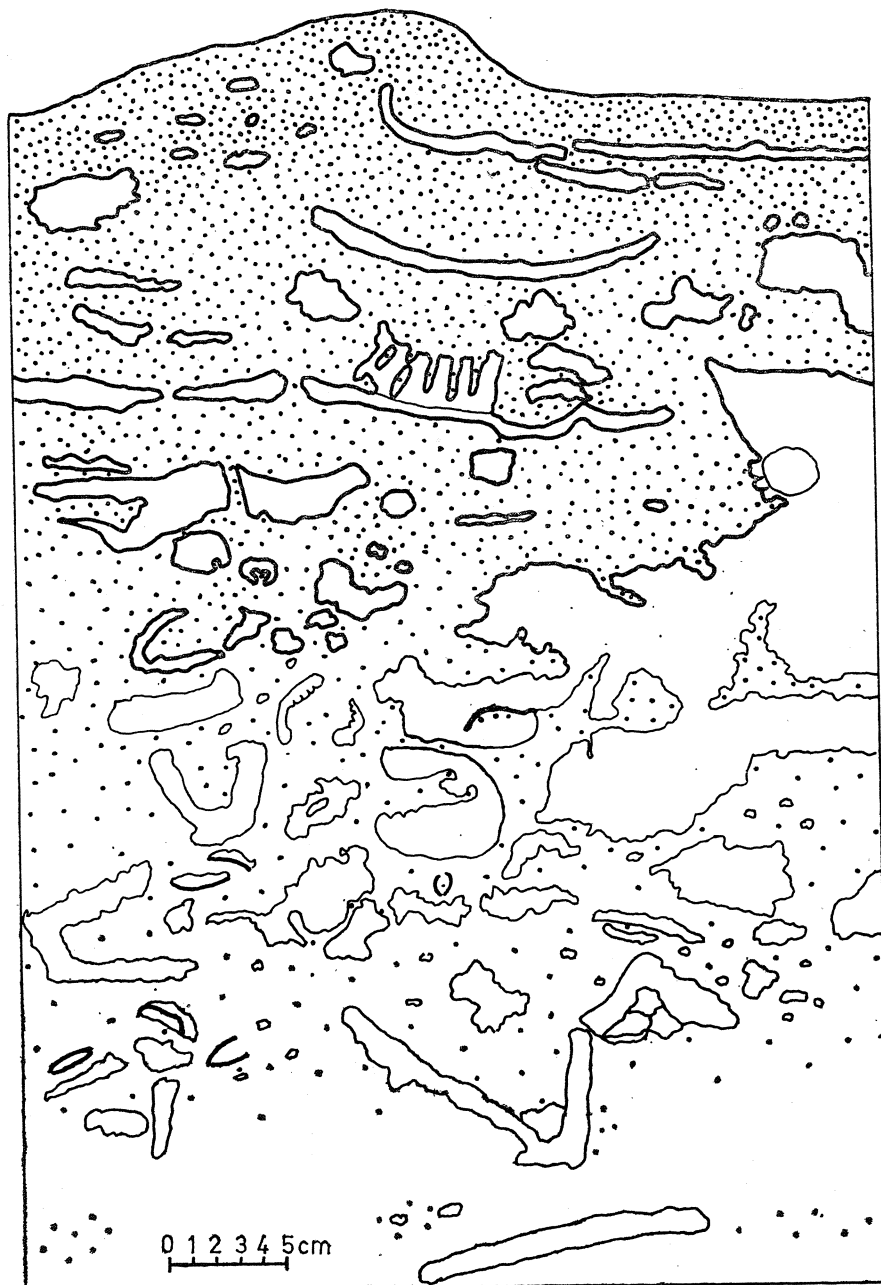


Fig. 4. Dolna granica dolomityzacji — Skały Twardowskiego. Widoczne relikty wapienne (głównie gąbki z powłokami mikrytowymi) w tle dolomitowym
Fig. 4. Lower boundary of dolomitic body with limestone relics (chiefly sponges with algal crusts)

wierzchni zwietrzałej w kamieniołomie widoczne są kawerny o nierównych ściankach o wielkości do kilku centymetrów, a niekiedy luźno tkwiące w skale ośrodki, czasem częściowo zniszczone (fig. 5, Tabl. III, fig. 2).

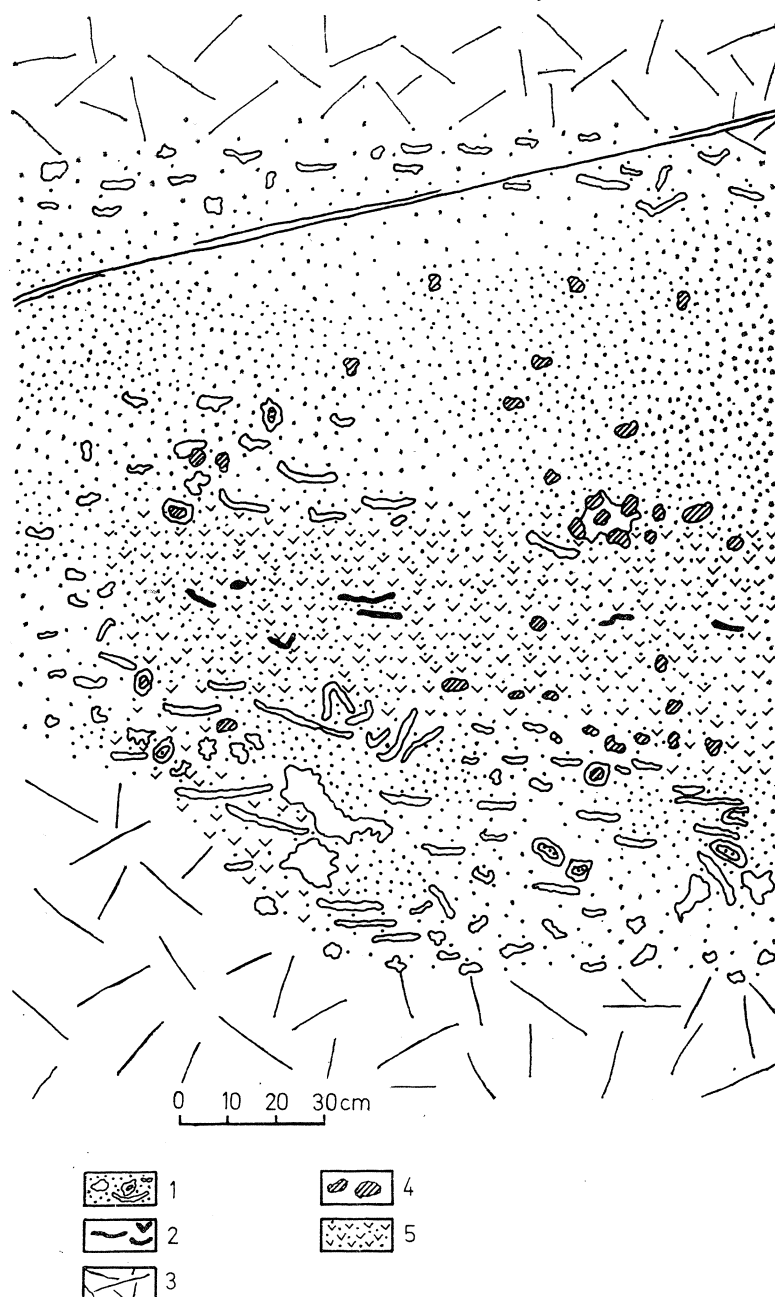


Fig. 5. Ciało dolomitowe w nie zmienionym wapieniu — Pychowice. 1 — relikty wapienne w dolomicie; 2 — gąbki zsylikowane; 3 — wapień nie zmieniony; 4 — kawerny; 5 — sylikacja dolomitu

Fig. 5. Dolomitic body in unaltered limestone. 1 — limestone relics; 2 — silicified sponges; 3 — limestone; 4 — karst cavities; 5 — secondary silification of dolomite

Podobne zjawiska opisuje R. C. Murray (1964). Uważał on, że jeśli dolomityzacja spowodowana jest przez wody stosunkowo mało zasobne w CO_2 , następuje proces podstawienia kalcytu przez dolomit objętość za objętość z lokalnym uzyskiwaniem anionu węglanowego. W późnym stadium tego rodzaju dolomityzacji następuje uruchomienie i usunięcie kalcytu ze szczątków organizmów odpornych na pierwsze stadium procesu. Kalcyt ten dostarcza węglanu do powstania dodatkowego, końcowego dolomitu: „In the later stages of local-source dolomitization, the calcite of the crinoid fragments (krynoidy są najczęściej spotykanym przykła-

dem odporności na dolomityzację) is removed to provide carbonate for production of additional dolomite" (Murray, str. 393). Wynikiem końcowym tego procesu są pustki w skale oddające w sposób wierny kształt skamieniałości (molds). Rozwój tych pustek jest częścią procesu dolomityzacji. Dalej autor twierdzi, że po dojściu takiej pustki do strefy wietrzenia, krążąca w skale woda rozszerza puste przestrzenie i zmienia zarysy skamieniałości. Z drugiej strony Murray uważa, że niekiedy usuwanie relikтового kalcytu mogło następować dopiero w strefie wietrzenia.

W przypadku dolomitów podkrakowskich wody opadowe, przepływając pustkami po usuniętych przez dolomityzację muszlach, powodują częściowe zniszczenie lub usunięcie ośrodków. W podobny do opisanego sposób ulegają tu dolomityzacji ramieniogi oraz inne mniejsze fragmenty fauny (świadczą o tym różnorodność obserwowanych w cukrowatym dolomicie drobnych kawern). Charakterystyczne dla wapienia skalistego zwapniałe gąbki krzemionkowe nie ulegają wyżej opisanym procesom.

Porowatość

Orientacyjne pomiary porowatości dolomitu nie zawierającego reliktyw wapiennych wykazały, że odznacza się on dość wysoką porowatością — około 8% (dla porównania — orientacyjnie pomierzona porowatość wapienia skalistego będącego skałą macierzystą dla tego dolomitu wynosi $< 1\%$). Wielkość ta odnosi się do skały nie zwietrzałej, bez makroporowatości. Wysoka porowatość dolomitu znajduje wytłumaczenie w stwierdzeniu, że każda rekrytalizacja powoduje zwiększenie przepuszczalności i porowatości skały (E. L. Ohle, 1951). W przypadku omawianej dolomityzacji nie możemy mówić wprost o zwiększeniu porowatości podczas tego procesu, gdyż być może dolomit powstawał w jeszcze wysoko porowatym szlamie wapiennym. Niemniej jednak porowatość średniokrystalicznego dolomitu jest z pewnością większa niż porowatość mikrytu kalcytowego, który przeszedł normalne procesy lityfikacyjne. Zwiększona przepuszczalność dolomitu zachowana do czasu dojścia strefy wietrzenia do ciała dolomitowego ułatwiła krążenie wód opadowych i dalsze powiększanie porowatości.

Przy obserwacji powierzchni zglądu nasyconej balsamem widzimy, że główne strefy porowatości układają się w postaci nieregularnych plam wokół kawern i wzdłuż drobnych szczelin. Potwierdza to tezę o wtórnym powiększaniu porowatości dolomitu (Tabl. III fig. 2).

Przy założeniu dolomityzacji bez doprowadzenia anionu węglanowego z zewnątrz porowatość dolomitów jest ponadto wynikiem mniejszej objętości, jaką zajmuje romboedr w stosunku do objętości podstawionego kalcytu. To zjawisko spowoduje, że powstające zintegrowane przestrzenie wokół kryształów dolomitu będą oczywiście znacznie większe niż w przypadku podstawienia objętości za objętość. W. S. Al-Hashimi (1972),

który zaobserwował takie strefy wokół romboedrów pod mikroskopem skanningowym, twierdzi, że porowatość dolomitów jest spowodowana tymi właśnie strefami pustek w sąsiedztwie kryształów, powstałymi w wyniku dolomityzacji mol za mol bez dostawy anionu węglanowego z zewnątrz. Uważa on, że niektóre dolomity mogą też powstawać na drodze podstawienia objętości za objętość. Zależy to tylko od ilości jonu HCO_3^- w roztworze dolomityzującym.

Ta ostatnia teoria pozwala wysnuć wniosek, że ta sama dolomityzacja może zachodzić w stadium początkowym na bazie objętość za objętość, a w końcowym etapie, po wyczerpaniu lub odcięciu zewnętrznego źródła jonu węglanowego, na bazie mol za mol ze wzrostem porowatości.

Wielu badaczy twierdzi jednak, że dolomityzacja przebiega na ogół objętość za objętość, czyli bez wynikającej stąd porowatości, z doprowadzeniem odpowiedniej ilości węglanu z zewnątrz (E. Görlich, A. Sz w a j a, 1963; R. C. Murray, 1964; G. M. Friedman & J. E. Sanders, 1967; A. Michard, 1969; J. D. Ridge, 1970; K. Bogacz et al., 1972).

Rozsypliwość dolomitów

Zwiększona porowatość i przepuszczalność w wyniku jednego z omówionych procesów ułatwia dalsze krążenie wód, zwłaszcza po dojściu strefy wietrzenia do skały zdolomityzowanej. Proces ten doprowadzić może do rozluźnienia kontaktów między romboedrami i do wywołania często obserwowanej rozsypliwości dolomitu. Końcowe stadium takiego procesu to widoczne również w dolomitach podkrakowskich „piaski dolomitowe” — luźny agregat skorodowanych romboedrów nie zawierający prawie w ogóle kalcytu. Tego rodzaju rozsypliwe dolomity były opisywane przez wielu autorów (D. Andrusov, 1955; L. Jakucs, 1949 — vide Andrusov; D. L. Graf, 1960; M. Zalaffi, 1969; K. Bogacz et al., 1973). Autorzy ci widzą przyczynę rosypliwości dolomitów zasadniczo w dwóch różnych procesach: w działalności procesów hydrotermalnych lub czynników wietrzeniowych.

W przypadku rozsypliwości dolomitów podkrakowskich przyczyną było, jak już wspomniano, krążenie wód atmosferycznych przestrzeniami zintegrowanymi przez rekrytalizację. Dolomity takie są więc mniej odporne na wietrzenie od otaczających wapieni i na skutek tego tworzą w nich często płytkie jaskinie, nyże o soczewkowatym kształcie i chropowatych ścianach, spotykane w zwietrzałych partiach kamieniołomów (Skały Twardowskiego, Pychowice, Winnica). Opisane zjawisko można określić jako rodzaj krasu dolomitowego. Dolomity takie są zazwyczaj zanieczyszczone substancją organiczną i minerałami ilastymi (te ostatnie stwierdzone analizą rentgenowską).

Wapień częściowo zdolomityzowany

Główną część ciał dolomitowych w wapieniu skalistym tworzy skała niecałkowicie zdolomityzowana — wynik selektywnego procesu. Odporne na początkową fazę procesu podstawieniowego były: zwapniałe, pierwotnie krzemionkowe gąbki, ramienionogi, mszywioly, korale osobnikowe, utwory mikrytowe okrywające szczątki fauny (laminowane lub nie laminowane), bliżej nie określone fragmenty mikrytu wypełniającego oraz w przypadku wapienia zbudowanego z cząstek detrytycznych — owe cząstki detrytyczne. Zdolomityzowaniu natomiast uległ, w różnym stopniu zresztą, mikryt wypełniający. W płycie cienkiej obejmującej granicę mikrytu wapiennego z dolomitem (Tabl. II fig. 1) obserwujemy niezbyt szeroką strefę rozproszonych romboedrów o zwykle idealnych zarysach, w mikrycie kalcytowym. Za tą strefą ilość romboedrów zwiększa się, powoli tracą one swe idiomorficzne kształty, by w końcu utworzyć średnio-krystaliczną mozaikę osobników dolomitu. Makroskopowo taka skała określana jest jako dolomit cukrowaty.

Pośród elementów ominiętych przez dolomityzację przeważają płaskie gąbki spoczywające w pozycji przyżyciowej. Nadają one skale częściowo zdolomityzowanej charakterystyczny, plamisty wygląd. Z innych skamieniałości omijanych przez dolomityzację, stosunkowo częste są jeszcze ramienionogi. Muszla zachowana jest w kalcyście krystalicznym lub włóknistym, a na niej gromadzi się mikryt wapienny. Wnętrze muszli jest całkowicie lub częściowo zdolomityzowane.

Granica dolomit — mikryt kalcytowy organizmu, np. gąbki, jest wyraźna, ostra i pokrywa się z zarysem struktury organicznej (Tabl. II fig. 3). Pod mikroskopem widać, że granicę tę tworzą ścianki romboedrów dolomitu ze strefy granicznej. W obrębie gąbki spotyka się pojedyncze kryształy, a niekiedy niewielkie grupy kryształów dolomitu. Jest to wstęp do całkowitego zatarcia jej struktury i zarysu. Wewnętrzna budowa gąbki reliktovej w skale plamistej jest mniej czytelna niż w skale macierzystej. Świadczy to być może o fakcie rekrytalizacji gąbki w czasie dolomityzacji skały.

Ominiane przez wstępne stadium dolomityzacji powłoki mikrytowe na płaskich gąbkach zazwyczaj nie zawierają żadnych struktur wewnętrznych. Natomiast niekiedy można zaobserwować drobnolaminowane kopułki niewielkich rozmiarów na małych gąbkach lejkowatych leżących poziomo, i innych mniejszych fragmentach organicznych. Są to prawdopodobnie struktury glonowe. Są one również ominiane przez wstępne stadium dolomityzacji.

Powłoki mikrytowe gąbek nie zawierające struktur wewnętrznych w skale nie zdolomityzowanej odróżniają się nieco ciemniejszą barwą od tła i materiału gąbki. Są one zazwyczaj cienkie z nieregularnymi wybrzuszeniami. Podobne utwory zaobserwowali M. P. Gwinner (1971) i Ch. Gaillard (1971) w wapieniach górnej jury Gór Szwabskich i Gór

Jura. Obydwaj autorzy przypisują powstanie powłok wapiennych na gąbkach działalności nie zidentyfikowanych, prymitywnych glonów. Te same utwory z Gór Szwabskich G. K. Fritz (1958) interpretował jako wynik wytrącania się węglanu wapnia wskutek procesów gnilnych rozkładu organizmu gąbki. Gaillard zwraca ponadto uwagę na sposób zachowania gąbek, pierwotnie zbudowanych z opalu. Zachowały się tam mianowicie części miękkie gąbki w formie zwapniałej, razem ze zwapniałymi spikulami. Twierdzi on, że zachowanie części miękkich gąbek mogło nastąpić dzięki rozwinięciu się „okrywy” wapiennej, która nie dopuściła do rozsypania się formy po śmierci organizmu. W ten sposób zachowany kształt gąbki został następnie skalcytyzowany. Autor wspomina, że niekiedy wypełniający szlam wapienny w tych wapieniach jest zdolomityzowany.

Uwagi cytowanych autorów co do formy zachowania gąbek zdają się mieć zastosowanie do wapieni skalistych jury krakowskiej z tym, że w tych ostatnich powłoki mikrytowe na gąbkach rozwijają się na mniejszą skalę.

W wapieniach górnej jury Gór Szwabskich występują dolomity podobnie jak pod Krakowem — w obrębie bioherm gąbkowych (P. Fritz, 1966). Tworzą one w nich rodzaj gniazd i kominów różnej wielkości. W dolomitach tych na dużą skalę rozwinęła się rekalcyfikacja, dająca w wyniku grubokrystaliczny wapień cukrowaty. Obydwa te procesy miały miejsce według Fritza jeszcze w czasie wczesnej diagenezy.

Plamista struktura skały zmienionej powstaje również w tym przypadku, gdy dolomityzacja obejmuje wapień „detrytyczny”, o wielkości fragmentów przeciętnie 1 mm—1 cm. W takim wapieniu mogą również występować w pewnej ilości gąbki lub ich fragmenty. Elementy te są odporne na początkową fazę dolomityzacji. Tego rodzaju dolomit drobnoplamisty występuje w łomie na wschodnim skraju Pychowic. Rozwija się on tam w kilku punktach kamieniołomu, w obrębie opisanych uprzednio ciał dolomitowych oraz w łomie Bergera. Taki właśnie dolomit został opisany z tego ostatniego odsłonięcia przez Gawła (1948).

Jeśli wapień częściowo zdolomityzowany (o strukturze plamistej) dostanie się w strefę intensywnego wietrzenia, następuje wtedy wzrost rozsypliwości plam dolomitowych. W wyniku tego procesu kalcytowe relikty fauny tworzą silnie wypukły relief (Pl. III fig. 1). Obserwacja ta dowodzi, że wymywanie kalcytowych relików z dolomitu nie następowało na większą skalę w strefie wietrzenia, lecz wcześniej, w fazie końcowej dolomityzacji.

Sylifikacja a dolomityzacja

Krzemienie

W żadnym z przebadanych na całym obszarze ciał dolomitowych nie stwierdzono występowania typowych buł krzemieni. Co więcej, krzemienie „omijają” całe partie skalne zawierające w sobie soczewki dolomito-

we pomimo to, że w skale otaczającej, w odległości niekiedy kilkumetrowej, występują w dużych ilościach (fig. 2). Podobne zjawisko zauważył K r a ż e w s k i (1966) w dużych kamieniołomach okolic Inowrocławia, na ścianach, które uległy dolomityzacji. W wystąpieniach podkrakowskich nie zaobserwowano też żadnych śladów po bułach krzemienistych w obrębie ciał dolomitowych.

P e t t i j o h n (1949) stwierdza ogólnie, że związki pomiędzy dolomityzacją i sylifyzacją są przeciwstawne. Częste są krzemienie zawierające romboedryczne próżnie powstałe przez wymycie dolomitu z krzemienia. M i c h a r d (1969) podaje ogólną obserwację, że krzemienie są dużo rzadsze w dolomitach niż w wapieniach. Cztery syngenetyczne są często wcześniejsze od dolomityzacji, obserwujemy w nich zastępowanie krzemionki przez dolomit. W wielu przypadkach zachodzi odwrotna sekwencja, tzn. zastąpienie wcześniejszych romboedrów dolomitu przez późniejszą sylifyzację, przy czym obydwa te procesy mogły przebiegać jeszcze przed lityfikacją skały.

Według ogólnego przekonania badaczy typowe buły krzemienne są pochodzenia wczesnodiagenetycznego. Do podobnego wniosku doszedł R a j c h e l (1970), który badał krzemienie z wapieni skalistych okolic Krakowa.

Brak krzemieni wczesnodiagenetycznych w ciałach dolomitowych i również nieobecność ich śladów można wytłumaczyć prawie równoczesnością procesu sylifytacji i dolomityzacji. Mianowicie wysokie pH roztworów dolomityzujących (Chilinger & Bissel, 1963) sprzyjało utrzymaniu krzemionki z gąbek w roztworze. Tak więc alkaliczność środowiska dolomityzacji nie dopuściła do wytrącenia się krzemienia w ławicach, w których zachodził ten proces; krzemionka stąd została odprowadzona poza zakres działalności roztworów dolomityzujących.

Oprócz krzemieni typowych, wczesnodiagenetycznych, występują w wapieniach skalistych krzemienie o innym wykształceniu i charakterze. Zawierają one dużo kalcytu i tworzą albo bardzo urozmaicone morfologicznie ciała, albo występują w postaci zsylifykowanych ławic, lub też sylifytacja tego typu postępuje wzdłuż szczelin. Krzemienie takie prawdopodobnie są epigenetyczne (J. R a j c h e l, 1970).

Do ostatnio opisanego typu sylifytacji należy płaskurowata forma krzemionkowa leżąca w stropie odsłonięcia na Skałach Twardowskiego (fig. 6). Jest ona dostępna do obserwacji na długości około 1,5 m. W przekroju pionowym płaskury zaznaczają się rozmazane, koncentryczne linie związane ze zmienną zawartością jej składników: kalcytu, krzemionki i mikrytu wapiennego. Granica płaskury ze skałą otaczającą jest ostra. Najciekawszym zjawiskiem jest występowanie silnie skorodowanych romboedrów dolomitu w opisywanej formie krzemionkowej (Tabl. II fig. 2). Dolomit stanowi poniżej 5% tej skały. Na zgładzie polerowanym obserwujemy idealnie romboedryczne pustki z relikami materii dolomitowej we-

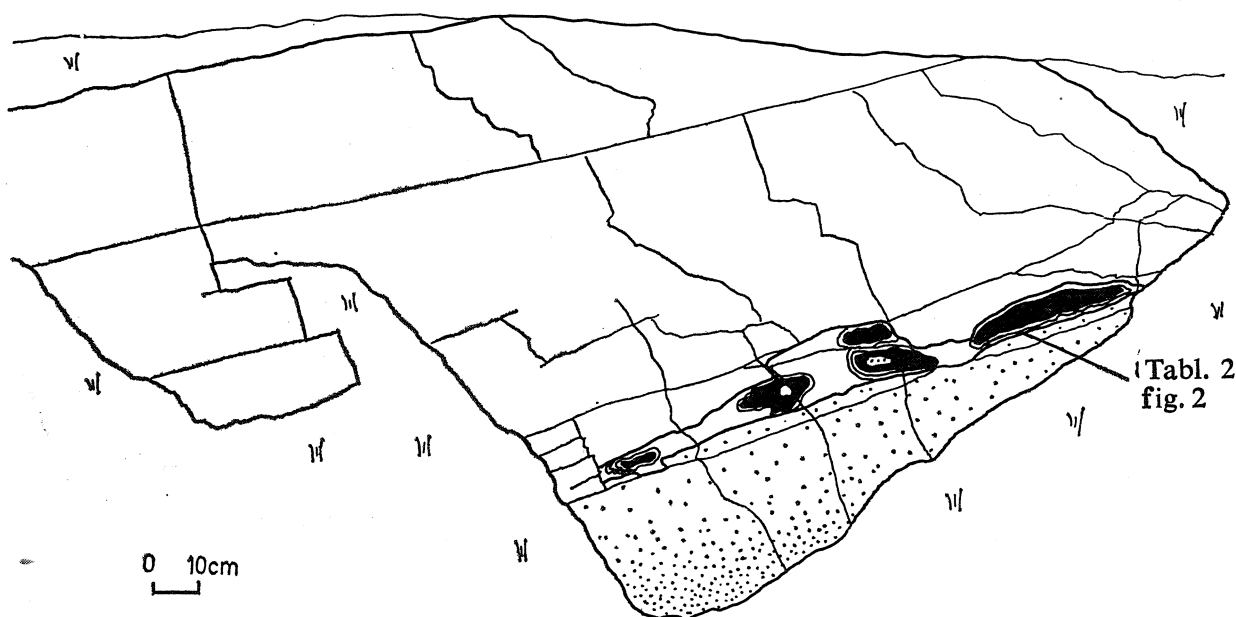


Fig. 6. Płaskura krzemionkowa (epigenetyczna?) leżąca w stropie ciała dolomitowego na Skałach Twardowskiego

Fig. 6. Concentration of silica at the top of dolomitic body

wnątrz (widać to po zabarwieniu powierzchni zglądu alizaryną). W płytce cienkiej obejmującej granicę dolną płaskury, w wapieniu poniżej tej granicy można zobaczyć rozproszone romboedry dolomitu w mniej więcej tej samej ilości co w płaskurze. Romboedry te są gorzej wykształcone niż kryształy typowego dolomitu cukrowatego. Wynika to z utworzenia opisanych kryształów w pierwszej, wstępnej fazie dolomityzacji. Omawiana bowiem forma krzemionkowa leży w stropie ciała dolomitowego.

Sylifikacja dolomitów

Wtórne skrzemionkowanie niekiedy rozwija się na dużą skalę w badanych dolomitach. Obejmuje ono zawyczaj partie ciała dolomitowego, w których podstawienie było intensywne. Skała zsylikowana tworzy tu rodzaj soczewek o wielkości dochodzącej do $2,5 \times 1$ m. Granica formy skrzemionkowanej jest nieostra, zwłaszcza w części górnej (fig. 7). Dolna granica sylifikacji czasem pokrywa się z dolną granicą dolomityzacji, którą tym samym podkreśla. Obecne w dolomicie kalcytowe relikty nie we wszystkich przypadkach ulegają sylifikacji. Obserwacje zglądów skrzemionkowanych dolomitów plamistych dostarczają dużo spostrzeżeń dotyczących pierwotnych struktur wapienia (Tabl. IV fig. 1). Wyraźne są między innymi ciemne pasma gąbek zbudowane ze skrytokrystalicznej krzemionki, z widocznymi na nich powłokami mikrytowymi. Laminowane struktury glonowe zachowane są w formie laminowanej, skrytokrystalicznej krzemionki. W płytkach cienkich widzimy, że drobnokrystaliczna krzemionka podstawia mikryt wapienny nie zdolomityzowany oraz mikryt gąbek i innych organizmów, a omija romboedry dolomitu. W skale

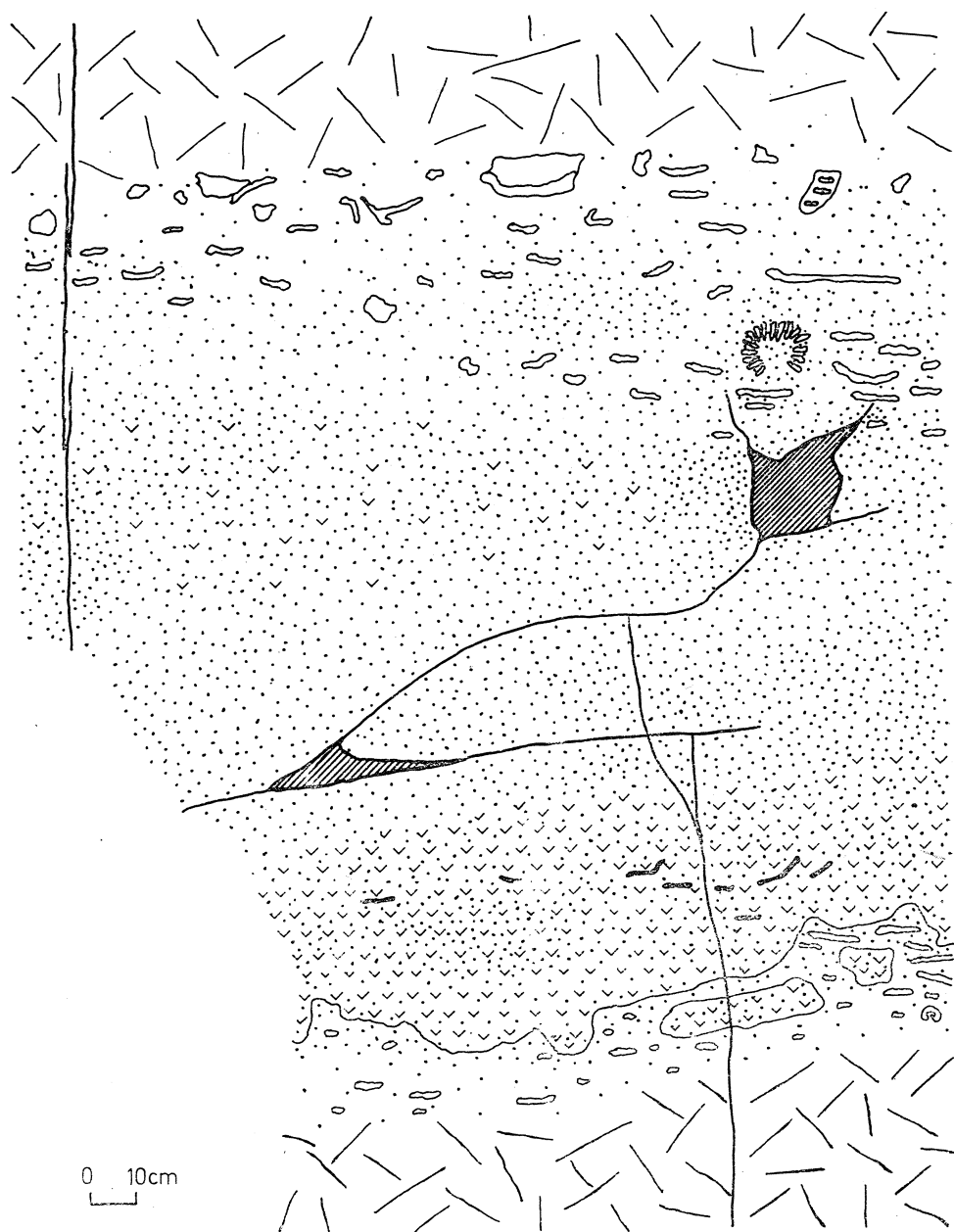


Fig. 7. Ciało dolomitowe w nie zmienionym wapieniu — Skały Twardowskiego. Oznaczenia jak do fig. 5

Fig. 7. Dolomitic body in unaltered limestone. For explanations see Fig. 5

zbudowanej z mozaiki kryształów dolomitu krzemionka wkracza niekiedy pomiędzy kryształy — podstawiając prawdopodobnie drobne relikty mikrytu wapiennego. Nie zdolomityzowany mikryt wapienny nie w całości ulega sylifikacji. Pustki w skale wypełnia częściowo kwarc grubokrystaliczny, a częściowo kalcyt druzowy (centrum). Skorupy ramienionogów tworzy w tej skale niekiedy agregat grubokrystalicznego kwarcu, co potwierdza poprzednio wysunięte przypuszczenie o wczesnym odprowadzeniu kalcytu z muszli (w procesie dolomityzacji). Pod mikroskopem widać ponadto, że pokrywy na gąbkach (zsylikowane) zawierają w sobie dość dużo rozproszonych romboedrów dolomitu, zwłaszcza na granicy ze zdo-

lomityzowanym mikrytem. W obrębie zsylikowanej gąbki romboedry dolomitu trafiają się sporadycznie.

W jednej soczewce dolomitu zsylikowanego spotykamy zarówno gąbki zsylikowane, jak i wapienne. Na granicy dolomitu zsylikowanego trafiają się gąbki, które są w jednej swej części zbudowane z kalcytu, a w drugiej z krzemionki. Obserwacje te dowodzą, że gąbki przed sylifikacją uległy zwapnieniu. Nie ma żadnych dowodów na to, że proces wczesnej diagenety gąbek przebiegał inaczej w wapieniu skalistym otaczającym, a inaczej w wapieniu dziś zdolomityzowanym. Zwapnienie gąbek nastąpiło również przed dolomityzacją, o czym świadczą obserwacje gąbek reliktowych zachowanych w różnym stopniu w dolomicie i gąbek z nie zmienionych wapieni.

Wielość procesów, jakie przeszły gąbki z dolomitów zsylikowanych (zwapnienie, częściowa dolomityzacja połączona prawdopodobnie z rekrytalizacją, sylifikacja), spowodowała zatarcie ich struktur wewnętrznych.

Opisany tu rodzaj wtórnej sylifikacji nie wykracza poza obręb ciał dolomitowych, przy równoczesnym prawie zupełnym braku krzemieni epigenetycznych pomiędzy ciałami dolomitowymi. Procesy te zdają się być podobne — w obydwu przypadkach obserwujemy podstawieniowy charakter sylifikacji i pozostawianie wewnątrz formy krzemionkowej pewnej ilości kalcytu. Można założyć, że krzemionka z procesu epigenetycznego została zużyta na sylifikację porowatych dolomitów i w związku z tym nie utworzyła poniżej ciał dolomitowych typowych dla tego procesu krzemieni.

Interesujące zjawisko z zakresu sylifikacji w pobliżu dolomitu zaobserwował S. Alexandrowicz (1958) w Samborku, w znanym odsłonięciu dolomitów i ciemnych wapieni ściętych płaszczyzną abrazyjną. Mianowicie w marglu santonńskim leżącym bezpośrednio na soczewce dolomitu występują autigeniczne kryształki kwarcu wielkości do około 0,5 mm. Analizy chemiczne wykazały silne odwapnienie marglu zawierającego kwarc. Autor wiąże tę sylifikację z procesami — według niego epigenetycznymi, zachodzącymi w czasie dolomityzacji wapienia skalistego. Sylifikacja ta miała być odbiciem w marglach dolomityzacji zachodzącej w wapieniach.

Wydaje się, że opisane przez Alexandrowicza zjawisko jest wynikiem istotnie epigenetycznej, ale wtórnej w stosunku do dolomityzacji, sylifikacji dolomitów. W takim przypadku leżący poniżej zsylikowanego marglu dolomit powinien również zawierać krzemionkę. Niestety opisywana przez tego autora część odkrywki dziś nie istnieje. Natomiast wykonany wykop w łomie Bergera w stropie wapieni skalistych umożliwił przeprowadzenie obserwacji utworów kredowych leżących bezpośrednio na płaszczyźnie abrazyjnej. Nie stwierdzono obecności kryształów kwarcu ani też żadnych zmian w marglu santonńskim z kontaktu z dolomitom. Ponadto analiza rentgenowska z tych utworów nie wykryła ewentualnej

obecności dolomitu, jak również nie wykazała odwapnienia marglu. Dolomit rozwijający się w wapieniu poniżej nie wykazuje sylyfikacji.

Zjawisko zaobserwowane przez Alexandrowicza pozwala określić dolną granicę sylyfikacji dolomitów na po santonie, przy założeniu identyczności tych dwu zjawisk. W każdym jednak przypadku sylyfikacja margli jest wtórna w stosunku do dolomityzacji, a odwapnienie ich nastąpiło wskutek podstawieniowego charakteru sylyfikacji.

WIEK I GENEZA DOLOMITYZACJI

Następujące fakty należy wziąć pod uwagę przy ustalaniu genezy dolomitów w wapieniach skalistych okolic Krakowa:

1. Ułożenie wydłużonych, spłaszczonych ciał dolomitu równoległe do uławicenia wapieni.

2. Brak związku rozmieszczenia przestrzennego dolomitów ze szczelinami.

3. Dolomityzacja na ogół nie obejmuje płaszczyzn uławicenia — nie posuwała się więc wzdłuż nich.

4. Nierówny przebieg stropu i spągu ciał dolomitowych i ich nieostre granice.

5. Stwierdzony brak śladów erozji stropu ciała dolomitowego.

6. Zwapnienie gąbek krzemionkowych przed dolomityzacją wapienia.

7. Omijanie skamieniałości przez wstępną fazę dolomityzacji.

8. Brak buł krzemieni w pobliżu i wewnątrz ciał dolomitu, wytłumaczony prawie równowiekowością powstania krzemieni i dolomitu.

9. Przesunięcie tektoniczne ciała dolomitowego (Winnica).

10. Ścięcie dolomitu przez transgresję kredową (łom Bergera).

11. Istnienie w jednym profilu kilku ciał dolomitu nie związanych bezpośrednio z sobą.

12. Obecność romboedrów dolomitu w epigenetycznych skupieniach krzemionki leżących na górnej granicy dolomityzacji (Skały Twardowskiego).

Przyjęcie powiązania czasowego dolomityzacji z wczesnodiagenetycznym powstawaniem krzemieni determinuje oczywiście czas zajścia dolomityzacji. Ponadto wiadomo, że zaszła ona po zwapnieniu gąbek, czyli po wstępnej cementacji osadu. Nierówne granice stropu ciał dolomitowych przy braku śladów erozji na nich świadczą o tym, że roztwory dolomityzujące nie posuwały się z dna ówczesnego zbiornika morskiego. Ławica dolomityzowana była więc prawdopodobnie izolowana od powierzchni dna w czasie zachodzenia procesu (zasypała).

Roztworem dolomityzującym mogła być woda reliktoowa zamknięta w ławicy w obrębie początkowej porowatości. Odpowiedni wzrost stężenia wody morskiej nastąpił prawdopodobnie już w osadzie wskutek bliżej nie znanych procesów, w partiach ławicy odciętych przez postępującą ce-

mentację. Brak powiązania dolomityzacji ze szczelinami można wytłumaczyć w ten sposób, że w momencie zachodzenia podstawienia dolomityzującego osad był w zasadzie nie spękany.

Niewykorzystanie płaszczyzn uławicenia jako dróg roztworów dolomityzujących można tłumaczyć w dwojaki sposób: albo fugi międzyławicowe nie zawierały wody reliktovej (być może wskutek wcześniejszej cementacji partii stropowych i spągowych ławicy), albo woda reliktowa migrująca wzdłuż płaszczyzn uławicenia nie ulega stężeniu wystarczającemu na wywołanie dolomitacji. W każdym jednak przypadku dolomityzacja musiała zajść przed całkowitym scementowaniem pierwotnej porowatości szlamu wapiennego.

Dolomityzacja wapieni skalistych była więc prawdopodobnie zjawiskiem wczesnodiagenetycznym (po zasypaniu ławicy i po rozpoczęciu cementacji, a przed spękaniem osadu i przed zakończeniem cementacji).

Mimo to, że dolomityzacja nie zachodziła bezpośrednio na granicy woda-osad, podwyższona zawartość jonu Mg w wodzie morskiej mogła by ułatwić późniejsze podkoncentrowanie wody reliktovej (już w osadzie) do stężenia wystarczającego do dolomizacji. Na stosunkowo wysoką zawartość jonu magnezowego w wodzie epikontynentalnego zbiornika malmu Polski zdają się wskazywać liczne obserwacje wystąpień dolomitów w tym poziomie — K. Pożaryski, W. Pożaryska (1953), A. Wilczyński (1957), J. Znosko (1957), R. Krajewski (1957), P. Karnkowski, E. Głowacki (1961), J. Stemulak, E. Jawor (1963), E. Głowacki (1963), K. Radlicz (1965, 1966, 1967), W. Burzewski (1966), S. R. Krażewski (1966), E. Roniewicz, P. Roniewicz (1971) — zwłaszcza, że niektórzy z cytowanych autorów przyjmują możliwość powstawania opisywanych przez nich dolomitów w wyniku infiltracji wody morskiej w osad stanowiący dno zbiornika (E. Roniewicz i P. Roniewicz, 1971 oraz Radlicz 1967).

PODSUMOWANIE

Po osadzeniu ławicy nastąpiło zwapnienie gąbek krzemionkowych z przeprowadzeniem krzemionki do roztworu. Po izolowaniu danej ławicy od dna zbiornika postępowała dolomityzacja wypełniającego mikrytu wapiennego. W początkowej fazie nie zdolomityzowane zostają relikty kalcytowe nieregularnych kształtów, między innymi gąbki i ramienionogi. Pozostałą część nie zdolomityzowanego mikrytu tworzą prawdopodobnie okrywy mikrytowe na gąbkach oraz szczątki innych organizmów. W przypadku wapieni zawierających drobne fragmenty detrytyczne wstępna dolomityzacja pozostawia nie zmienione te fragmenty, obejmując tło mikrytowe. Tak opisany proces daje w wyniku skałę częściowo zdolomityzowaną — dolomit plamisty lub drobnoplamisty.

Dalsze etapy dolomityzacji zachodziły tylko w niektórych partiach ła-

wicy. Być może było to związane z lokalnie odmiennymi cechami częściowo już scementowanego osadu. Rozwój dolomityzacji polega teraz na stopniowym podstawieniu całości mikrytu wypełniającego. Zdolomityzowaniu ulegają ramienionogi, przy czym ich skorupy zachowują się w formie pustek. Z kolei zostają podstawione gąbki, aż do całkowitego zatarcia ich struktur. Skała taka nie zawiera reliktów kalcytu widocznych gołym okiem (resztki mikrytu mogą się zachować w przestrzeniach między kryształami dolomitu). Zbudowana jest w całości z dolomitu średniokrystalicznego, cukrowatego. Skała taka tworzyła się w partiach wapienia szczególnie podatnych na dolomityzację. Stanowi końcowe stadium procesu.

Dalsze zmiany przebiegały w już utworzonych dolomitach. Przede wszystkim zachodziła tutaj wtórna sylifikacja. Nastąpiła ona prawdopodobnie po kredowej erozji i po osadzeniu santonu. Krzemionka podstawiała nie zdolomityzowany mikryt wapienny. Kryształy dolomitu są „zato-pione” w krzemionce bez śladów korozji; niekiedy tylko obserwuje się wymywanie zawartości romboedrów.

Epigenetyczna pirytyzacja występująca w Samborku jest zapewne powiązana z tektoniką trzeciorzędową. Zjawisko to obserwowane zazwyczaj w wapieniach rozwinęło się przypadkiem również w dolomicie.

Następne etapy rozwoju ciał dolomitowych zachodzą już w strefie współczesnego wietrzenia. Obserwujemy tu niekiedy wzrost rozsypliwości dolomitu, co w niektórych przypadkach doprowadziło do „spiaszczenia” i utworzenia płytkich nyży. Zjawiska te zostały spowodowane krążeniem wód przestrzeniami zintegrowanymi przez rekrystalizację.

Na zakończenie pragnę podziękować prof. St. D ż u ł y ń s k i e m u, doc. drowi K w i a t k o w s k i e m u a także kolegom za rady, konsultacje i wielokrotną pomoc w czasie pisania niniejszej pracy.

Pracownia Geologii Złóż
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Kraków

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

- Alexandrowicz S. (1958), Autigeniczne kwarce w marglach santonkich w Samborku. *Prz. geol.*, 1958, 6, pp. 275—276.
- Alexandrowicz S. (1960), Budowa geologiczna okolic Tyńca. *Inst. Geol. Biul.*, 152, pp. 5—79.
- Alth L. (1871), Pogląd na geologię Galicyi zachodniej. *Spraw. Komis. Fizyogr.*, Kraków 1871, pp. 87—144.
- Andrusov D. (1955), O pôvode Slovenských dolomitov a dolomitových „pieskov”. *Geol. Sborn. Slovenskej Akad. Vied.*, 6, 3—4, pp. 184—198.

- Bogacz K., Dżułyński St., Harańczyk Cz. (1970), Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of Cracov-Silesian region. *Acta geol. pol.*, 20, 2, pp. 247—268.
- Bogacz K., Dżułyński St., Harańczyk Cz. (1973), Caves filled with clastic dolomite and galena mineralization in disaggregated dolomites. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 43, 1, pp. 59—71.
- Burzewski W. (1966), O występowaniu dolomitu w górnej jurze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN*, Kraków styczeń—czerwiec, pp. 222—224.
- Chillingar G. V., Bissel H. J. (1963), Is dolomite formation favored by high or low pH? *Sedimentology* 2, 2, pp. 171—172.
- Choquette P. W., Pray L. C. (1970), Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 54, 2, pp. 207—250.
- Dżułyński St. (1951), Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21, pp. 125—162.
- Dżułyński St. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 3, 3, pp. 325—440.
- Dżułyński St., Żabiński W. (1954), Ciemne wapienie w jurze krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 4, 1, pp. 181—190.
- Dżułyński St., Kubicz A. (1971), Recrystallized and disaggregated limestones in the Triassic of Silesia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, pp. 519—528.
- Friedman G. M., Sanders J. E. (1967), Origin and occurrences of dolostones. In: *Carbonate Rocks*, Ed.: G. V. Chilingar et al., Amsterdam. London. New York, pp. 267—348.
- Fritz G. K. (1958), Schwamstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weissen Jura der Schwabischen Alb. *Arb. geol. paläont. Inst. TH Stuttgart*, 13, p. 113.
- Fritz P. (1966), Zur Genese von Dolomit und zuckerkörnigem Kalk im Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). *Ibidem*, 50, p. 99.
- Gaillard Ch. (1971), Les formations à spongiares des calcaires lités. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 45, pp. 19—131.
- Gawel A. (1949), Dolomityzacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 18, (za rok 1948), pp. 292—309.
- Głowacki E. (1963), O dolomityzacji w jurze zachodniej części Przedgórza Karpat Środkowych. *Kwart. geol.*, 7, 3, pp. 403—414.
- Golonka J., Haczewski G. (1971), Glony i struktury biosedymencyjne w wapieniach skalistych górnej jury okolic Krakowa. *Kwart. geol.*, 15, 4, pp. 1033—1034.
- Görlich E., Szwaja A. (1963), O wtórnych dolomitach odsłoniętych w łomie w Bołecinie koło Chrzanowa. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN*, Kraków, styczeń—czerwiec, pp. 318—319.
- Gradziński R. (1972), Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Warszawa, p. 332.
- Graf D. L. (1960), Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part II: Sedimentary carbonate rocks. *Div. Illinois St. Geol. Surv. Circ.* 298, Urbana, p. 43.
- Gwinner M. P. (1971), Carbonate rocks of the Upper Jurassic in SW Germany. In: *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. VIII International Sedimentological Congress 1971*, Heidelberg. Ed.: G. Müller, pp. 193—207.
- Karnkowski P., Głowacki E. (1961), O budowie geologicznej utworów podmiocęńskich przedgórza Karpat Środkowych. *Kwart. geol.*, 5, pp. 372—416.
- Krajewski R. (1957), Okruszczowanie wapieni jurajskich. *Kwart. geol.*, 1, 2, pp. 225—232.

- Krażewski S. R. (1966), Mineralogia, petrografia i zjawiska diagenetyczne wapieni antykliny Barcin-Pakość. *St. Soc. Scient. Torunensis*, 6, 2, sectio C, p. 67.
- Michard A. (1969), Les dolomites. Une revue. In: *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 22, Strasbourg. Ed.: G. Millot, J. P. Eller, pp. 3—92.
- Murray P. C. (1964), Preservation of primary structures and fabrics in dolomite. In: *Approaches to Paleogeology*. Ed.: J. Imbrie, N. Newell, pp. 388—404.
- Park W. G., Schot E. H. (1968), Stylolityzation in carbonate rocks. In: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*. Ed.: G. Müller, G. M. Friedman, pp. 66—74.
- Pettijohn F. J. (1949), *Sedimentary Rocks*. New York, pp. 309—317.
- Pożaryska K., Pożaryski W. (1953), Wycieczka na przełom Kamiennej w Bałtowie i Pętkowicach. In: *Przewodnik wycieczkowy narady Państw. Służby Geol.*, Warszawa.
- Pusch J. B. (1833—1836), *Geognostische Beschreibung von Polen*. Stuttgart. Wyd. skrócone i poprawione: *Geologiczny opis Polski*. Dąbrowa 1903.
- Radlicz K. (1965), Dolomityzacja i dolomity osadów malmu na Niżu Polskim. *Kwart. geol.*, 9, 2, pp. 404—405.
- Radlicz K. (1966), Rola laguny górnourajskiej (astarckiej) w południowo-wschodniej Polsce. *Kwart. geol.*, 10, 2, pp. 538—539.
- Radlicz K. (1967), Dolomityzacja i dolomity skał górnej jury Niżu Polskiego. *Inst. Geol. Biul.*, 207, pp. 157—215.
- Rajchel J. (1970), Badania sedimentologiczne krzemieni jurajskich pod Krakowem. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN*, Kraków, lipiec—grudzień, cz. I. pp. 625—632, cz. II. pp. 632—645.
- Ridge J. D. (1970), Pochodzenie i zachowanie się roztworów hydrotermalnych. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN*, Kraków, styczeń—czerwiec, pp. 307—309.
- Siemiradzki J., Dunikowski E. (1891), Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicyi i krajów przyległych. *Pam. Fizyogr.*, 11, Dz. II, pp. 3—149.
- Stemulak J., Jawor E. (1963), Wgłębna budowa przedgórza Karpat na zachód od Dunajca i Wisły. *Kwart. geol.*, 7, pp. 169—184.
- Wilczyński A. (1957), O osadach górnourajskich z Czarnogłowa i Świętoszewa na Pomorzu Zachodnim. *Inst. Geol. Biul.*, 105, pp. 75—138.
- Zalaffi M. (1969), Osservazione su alcuni affioramenti di farina di dolomia al bordo meridionale del Matese. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 88, pp. 161—170.
- Zaręczny St. (1894), *Atlas geologiczny Galicyi*. Tekst do zeszytu 3. Wznowienie: Mapa Geologiczna okolic Krakowa i Chrzanowa. Warszawa 1953.
- Zejszner L. (1832), *Geognosie von Krakau*. *Leonhardts Jahr. Miner.*
- Znosko J. (1957), Wznoszenie się wysadu kłodawskiego i jego wpływ na genezę muszlowców syderytowych. *Kwart. geol.*, 1, pp. 90—103.

SUMMARY

Abstract: In the Upper Jurassic limestones of the Cracow region there are irregular bodies of coarse crystalline dolomites. The dolomite is of early diagenetic origin and contemporaneous with the formation of siliceous concretions.

The dolomites discussed occur in the Upper Jurassic limestones in the area of Cracow (Southern Poland — fig. 1). The dolomites have already been described by Gawęł (1947) and interpreted as resulted from infiltration of the Cretaceous saline brines into the Jurassic limestones. The Jurassic limestones enclosing the dolomitic bodies are poorly strati-

fied and consist of micrite and detrital fragments. They also contain numerous calcified siliceous sponges and abundant siliceous concretions of early diagenetic origin.

The dolomitization takes a shape of elongated, flat and lenticular bodies within the unaltered limestones. These bodies are oriented parallel to bedding surfaces.

The dolomites tend to occur between the discernible bedding surfaces and seldom if ever develop along the bedding surfaces themselves. The dolomitic bodies can be traced through distances of several tens of meters. The lateral wedging out of dolomitic bodies is commonly observed (fig. 2). The thickness of these bodies changes through short distances, ranging from 0,5 to 5 m.

No relation between the localization of the dolomitic bodies and the point fractures in the host rock have ever been observed.

The contact between the dolomite and limestones is usually not sharply defined, but gradational through a short distance.

The incipient dolomitization is characterized by selective replacement of limestones, whereby the calcified sponges and their algal calcareous crusts remain unaltered. Also the brachiopods shells may escape the dolomitization. It is the micrite that is dolomitized preferentially.

The final stages of dolomitization are characterized by the appearance of a mosaic of hypidiomorphic dolomite crystals (Pl. II fig. 4). The size of these crystals ranges from 0,09 to 0,35 mm. The primary structures tend to be absured or obliterated. The only traces of organic structures preserved are small openings i.g. molds left after the dissolution of shells during the dolomitization. The pure dolomite, devoid of limestones relics forms irregular bodies surrounded by incompletely dolomitized limestones showing a mottled appearance (Pl. IV fig. 2).

The lower and upper surfaces of dolomitic bodies are irregular (fig. 5, 7). However, no traces of any submarine erosion have ever been observed along such surfaces.

It is of importance to note that early diagenetic siliceous concretions are totally absent in the dolomitized parts of the rock, although they are very abundant in the unaltered limestone (fig. 2). There are also no cavities which would point to dissolution of the preexistent concretions in the limy sediment subjected to dolomitization. This indicates that the formation of the silica concretions and the dolomitization were essentially penecontemporaneous. It is suggested that the high pH of the dolomitization processes prevented the formation of the silica concretions.

The calcification of primarily siliceous sponges must have taken place shortly before the formation of the dolomite.

The dolomite discussed have been subjected to later silification. This silification tend to occur in the dolomitic bodies showing an advanced stage of dolomitization. Under the microscope it is seen that the fine

grained silica replaces the undolomitized relics of organic structures (chiefly sponges) and the calcite matrix between the dolomite rhombohedra. However, not all of the undolomitized structures are subject to replacement. During the process of secondary silification the dolomite rhombohedra remain unaltered. The silification discussed is much younger than the dolomitization and is of post-Jurassic age.

It is known that the crystalline carbonates frequently show increased porosity and are subject to solutional disaggregation. Such disaggregation results from dissolution of crystal edges and the limy matrix between the crystals. The final product of such disaggregation is variously called: „sanded dolomite”, „dolomitic sand”, „powdered dolomite”, „dolomitic flour” etc. The disaggregation is commonly observed in the dolomite here described, and resulted from the action of meteoric waters. These waters dissolved the dolomites in preference to limestones and the dolomitic bodies are riddled by countless karst cavities.

Concluding the foregoing discussion the following statements can be made:

1. The dolomitization of the Upper Jurassic limestones occurred prior to the Cretaceous transgression (the Cretaceous abrasion surfaces truncate the already formed dolomite).
2. The dolomitization took place in unconsolidated sediments below the water-sediment interface so that the forming dolomite was not affected by submarine erosional processes.
3. The dolomitization was essentially penecontemporaneous with the formation of the siliceous concretions of early diagenetic origin.
4. The dolomitization was presumably effected by connate brines entrapped in the primary pore space of calcareous sediment.
5. The preferred localization of dolomitic bodies in the middle parts of limestone layers is not clearly understood. It may be tentatively assumed that the cementation first affected the areas adjacent to bedding surfaces leaving the central parts of the limy layers more accessible for migrating brines.

*Laboratory of Mineral Resources
Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Kraków*

OBJAŚNIENIE TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate I

Fig. 1. Odsłonięcie dolomitów (d) rozdzielonych wapniem nie zmienionym (1) Łom „Nad Wisłą”

Fig. 1. Exposure of dolomites (d) in Jurassic limestones (1)

- Fig. 2. Przejście czystego dolomitu (d) do wapienia (1) poprzez strefę częściowo zdolomityzowaną — strzałki wskazują na podstawione gąbki. Pychowice
- Fig. 2. Detail of exposure showing transition from pure dolomite (d) to limestone (1). Note undolomitized sponges (arrows) in transition zone

Tablica — Plate II

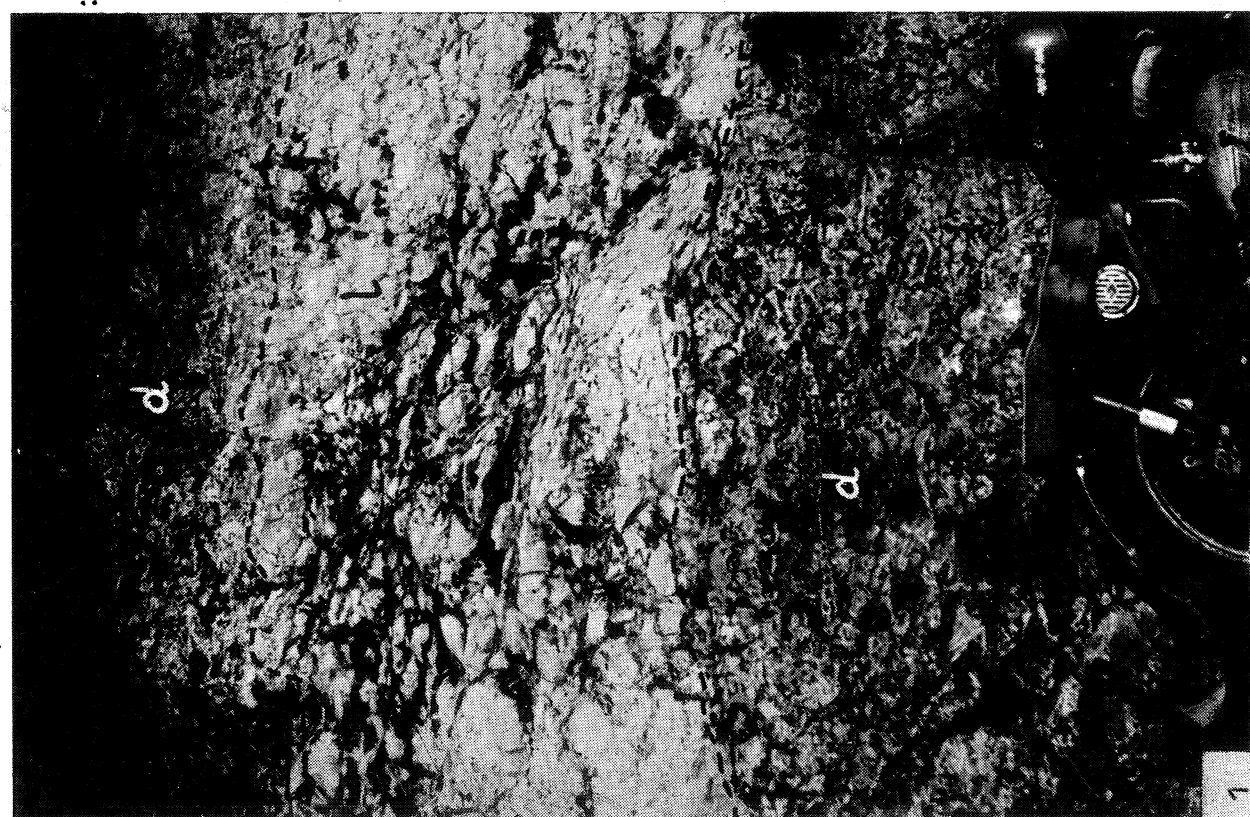
- Fig. 1. Zdjęcie negatywowe płytki cienkiej. Rozproszone romboedry na przedpolu dolomityzacji. Szczegół granicy pomiędzy wapieniem i dolomitem
- Fig. 1. Negative print of thin section showing dispersed dolomite rhombohedra in limestone and a mosaic of dolomite crystals. Detail of boundary between limestone and dolomite
- Fig. 2. Odwzorowanie stykowe na błonie acetonowej — wewnętrzna budowa płaskury krzemionkowej leżącej w stropie dolomityzacji. Zwróć uwagę na pustki po wymyciu zawartości romboedrów (strzałki). U dołu zdjęcia widoczna dolna, horyzontalna granica płaskury
- Fig. 2. Acetate peel of concentration of silica at the top of dolomitic body. Note voids after dissolution of dolomite crystals (arrows). Below lower boundary of silification
- Fig. 3. Zdjęcie negatywowe płytki cienkiej. Nie zdolomityzowana gąbka (u góry) i romboedry dolomitu (u dołu)
- Fig. 3. Negative print of thin section showing undolomitized sponges (above) and dolomite (below)
- Fig. 4. Zdjęcie negatywowe płytki cienkiej. Mozaika kryształów dolomitu i pustki wypełnione wtórnym kalcytem (ciemne plamy)
- Fig. 4. Negative print of thin section of a dolomite crystals mosaic and openings filled with drusy calcite (dark patches)

Tablica — Plate III

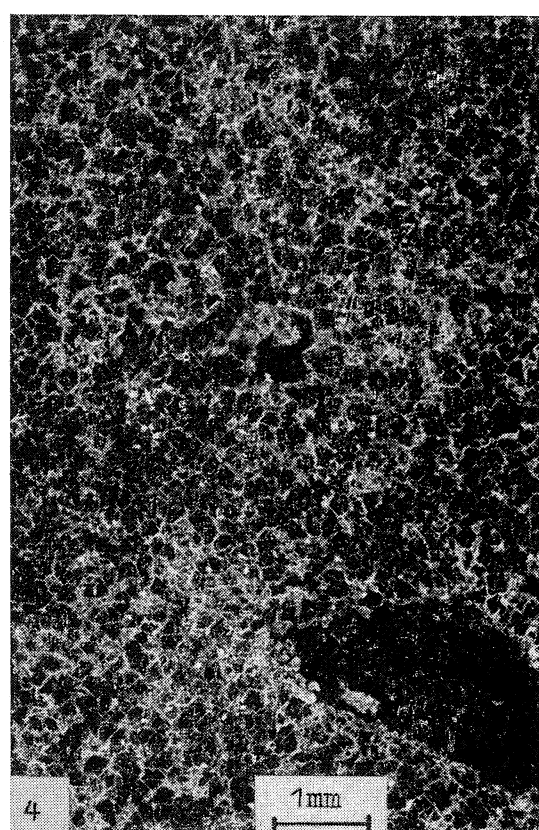
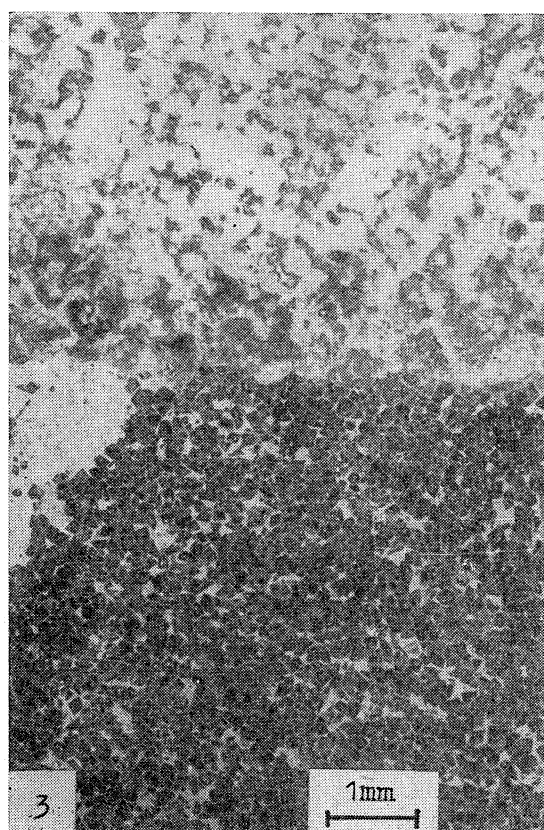
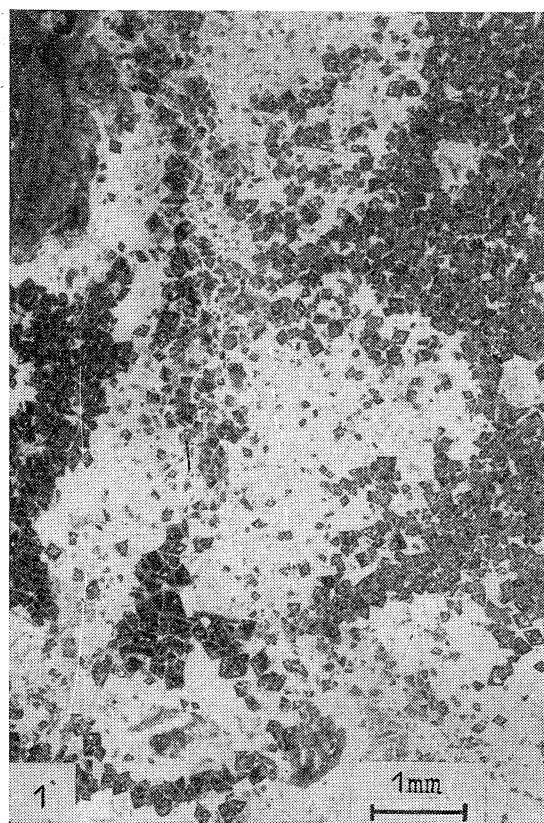
- Fig. 1. Przejście dolomitu (d) w dół do wapienia (1). Zwróć uwagę na nie zdolomityzowane gąbki wypreparowane przez wietrzenie plam dolomitowych
- Fig. 1. Transitional zone between dolomite (d) and limestone (1). Detail of lower boundary of dolomitic body. Note undolomitized sponges accentuated by weathering
- Fig. 2. Wygładzona powierzchnia czystego dolomitu nasycona balsamem kanadyjskim. Ciemniejsze plamy stanowi dolomit silnie porowaty, rozsypliwy. Rozsypliwość rozwija się wzdłuż szczelin. U dołu zdjęcia w centrum muszla ramienionoga zachowana w formie pustki
- Fig. 2. Polished surface of dolomite saturated with Canada balsam. Darker areas represent partly disaggregated (sanded) dolomite. Disaggregation develops along fractures. Lower centre — mold left after dissolution of brachiopod shell

Tablica — Plate IV

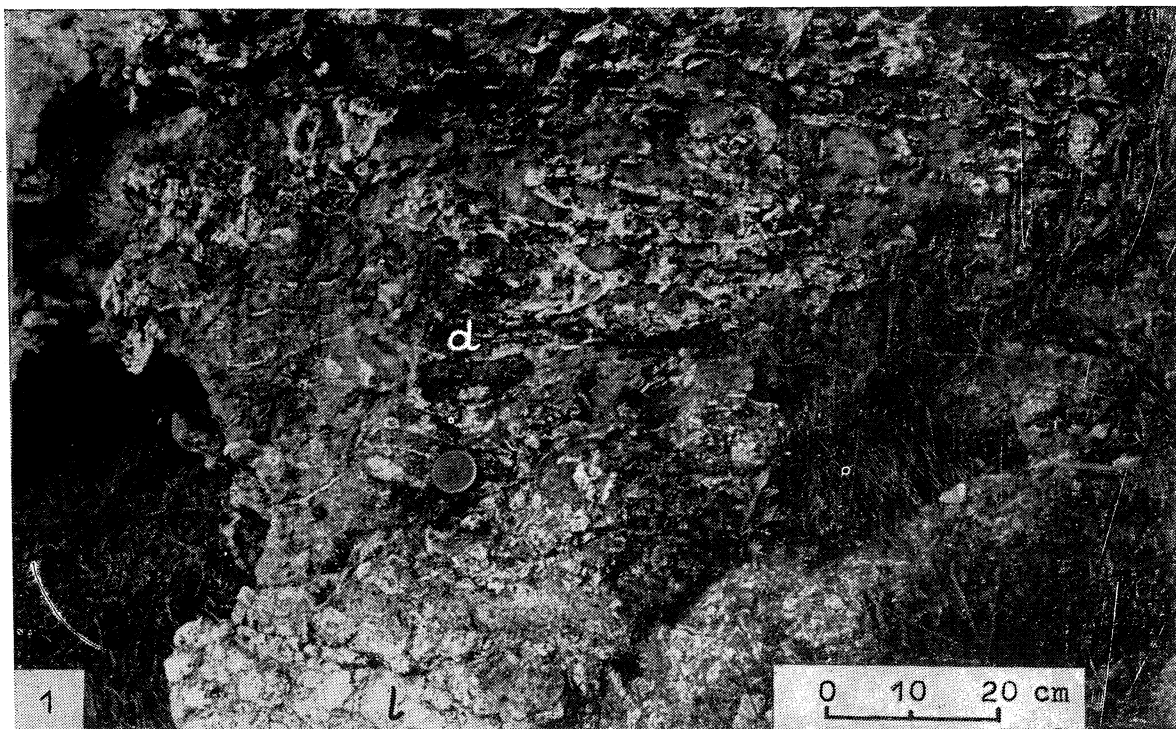
- Fig. 1. Wygładzona powierzchnia zsylikowanego dolomitu (d). Widoczna wtórnie skrzemionkowana gąbka (s) z częściowo zsylikowaną powłoką mikrytowo-glonową (a). Nad gąbką zsylikowany ramienionóg (b) (muszla w formie pustki) z częściowo zdolomityzowaną powłoką mikrytowo-glonową
- Fig. 1. Polished slab of silicified dolomite (d) containing silicified sponge (s) and brachiopod (b) with partly silicified algal crusts (a)
- Fig. 2. Wygładzona powierzchnia dolomitu plamistego. Strefy jaśniejsze — relikty wapienia, ciemne plamy — dolomit cukrowaty
- Fig. 2. Polished surface of mottled dolomite. Light coloured areas — limestone relics, dark patches — sucrose dolomite

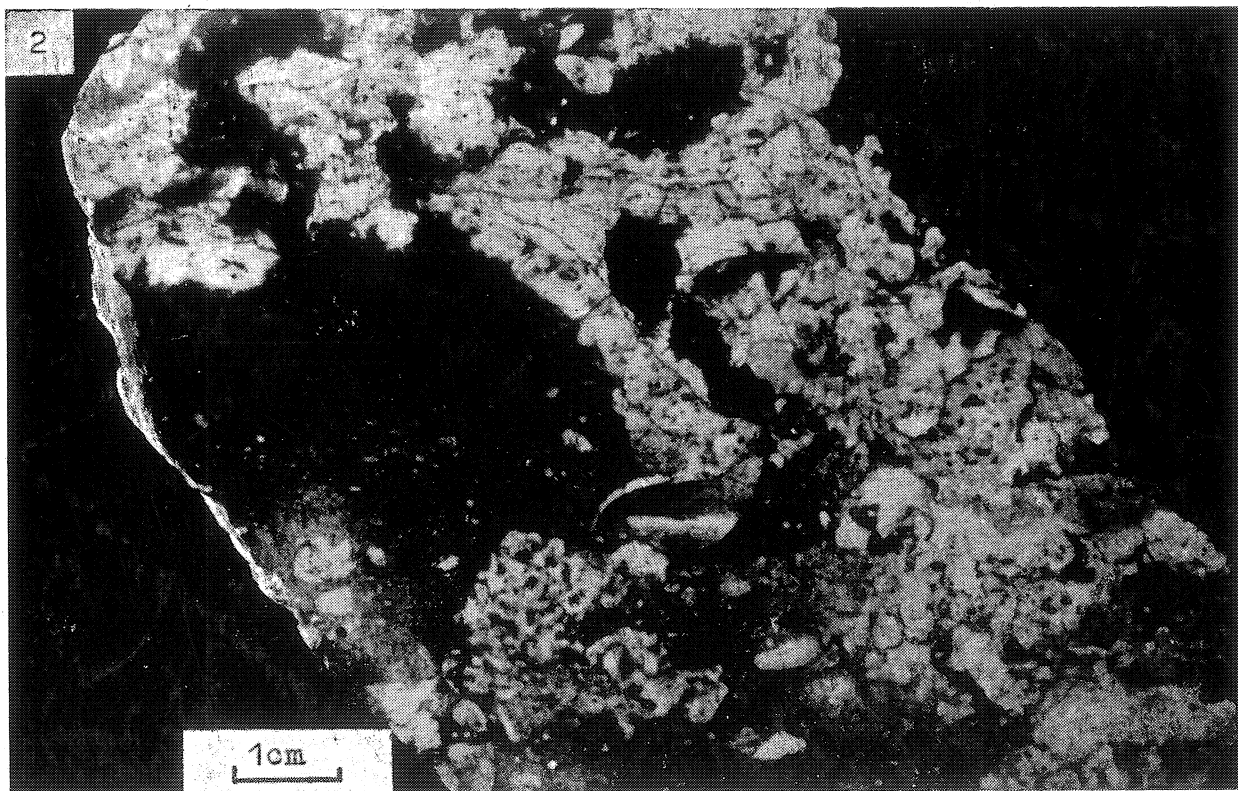
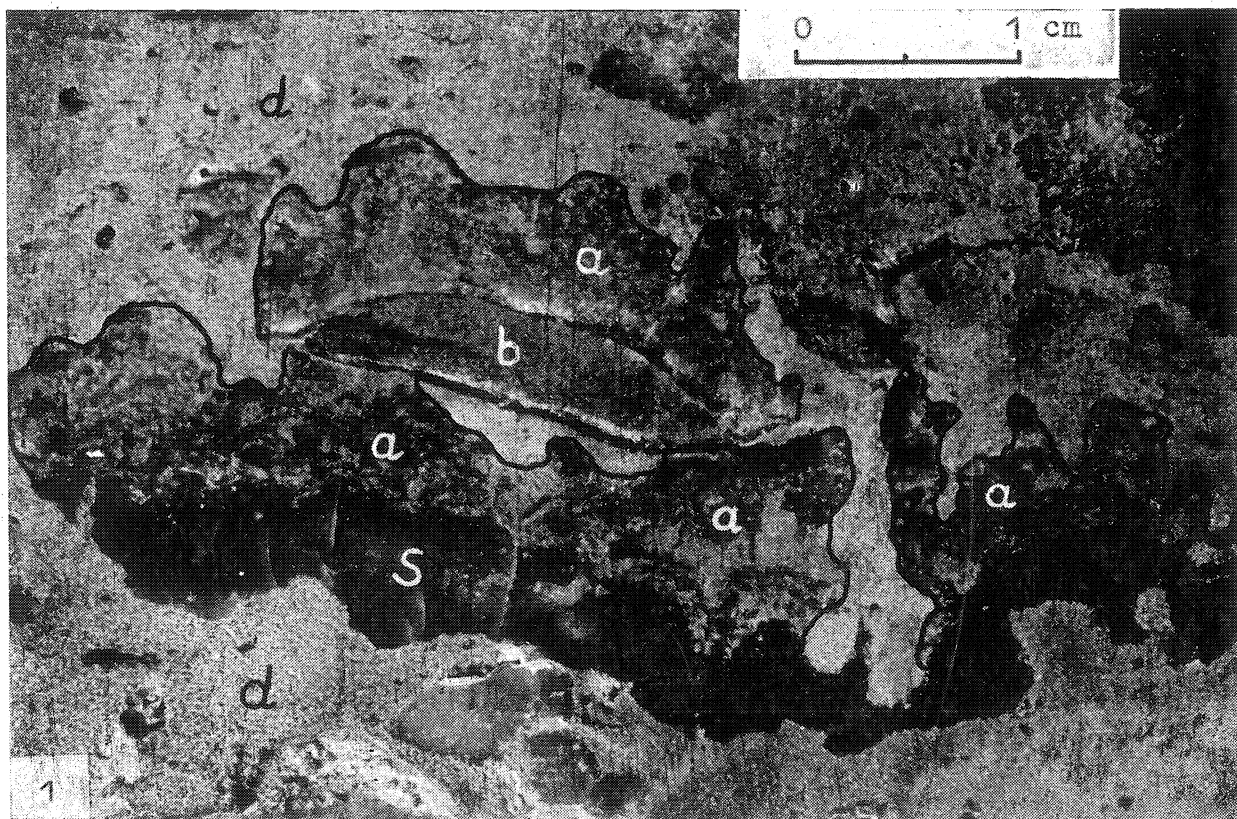


A. Łaptaś



A. Łaptaś





A. Łaptaś