ST. DŻUŁYŃSKI

POWSTANIE WAPIENI SKALISTYCH JURY KRAKOWSKIEJ

(Tabl. VII—X i 7 rys.)

Возникновение скалистых известняков краковской юри

(Таб. VII—X и 7 рис.)

The Origin of the Upper Jurassic Limestones in the Cracow Area

(Pl. VII—X and 7 fig.)

Streszczenie: W pracy tej jest omawiana budowa i pochodzenie wapieni skalistych jury krakowskiej oraz zagadnienie przerwy sedymentacyjnej między kelowejem a oksfordem. Wapienie skaliste są biohermami zbudowanymi przez gąbki, serpule i mszywioły i leżą wśród wapieni płytowych i ławicowych.

WSTĘP

Praca niniejsza jest próbą odtworzenia środowiska sedymentacyjnego niektórych wapieni górno-jurajskich. Zebrane w niej spostrzeżenia dotyczą skał wapiennych z okolic położonych na południe od Tenczynka oraz wapieni z obszaru Ratowej nad Wisłą.

Wymieniając te miejsca pragnę podkreślić, że nie jest moim zamiarem uogólnianie jakichkolwiek wniosków na całą jurę krakowską.

Pracę nad wapieniami jurajskimi rozpocząłem przed dwoma laty za zachętą i pod życzliwym kierownictwem p. prof. M. Książkiewicza, za co w tym miejscu składam Mu szczere podziękowanie.

Jest również moim miłym obowiązkiem podziękować Państwowemu Instytutowi Geologicznemu, w którym to będąc zatrudniony jako współpracownik, miałem sposobność poczynienia wielu spostrzeżeń w terenie. Dziękuję także w tym miejscu Ministerstwu Oświaty za przyznane mi stypendium krajowe oraz Muzeum Ziemi za umożliwienie kontynuowania pracy.

I. HISTORIA POGLĄDÓW NA ZAGADNIENIE WAPIENI SKALISTYCH

Zagadnienie wapieni skalistych w jurze krakowsko-wieluńskiej zostało wysunięte w sześćdziesiątych latach ubiegłego stulecia. Wprawdzie górno-jurajskie wapienie tej części kraju znane były już dawniej St. Staszicowi (1815), a po nim zostały dokładnie opisane przez L. Zejsznera (1847), to jednak nazwa «wapień skalisty», w owym czasie jeszcze w brzmieniu niemieckim «Felsenkalk», pojawiła się po raz pierwszy w pracach Roemera (1870). Autor ten wydzielił dwa rodzaje wapieni skalistych, z których jedne nazwał «dolnymi», drugie «górnymi», przypuszczając, że stanowią one odrębne poziomy stratygraficzne.

Dolne wapienie skaliste według Roemera, to seria osadów zbudowana z biało-szarych, «jamistych»[1] wapieni, niewyraźnie lub grubo-ławicowych, o wybitnej skłonności do tworzenia skałek. Tej ostatniej właściwości wapienie te zawdzięczają swoją nazwę.

Górne wapienie skaliste, według wyżej wymienionego autora, zbudowane są z grubych ławic białego zbitego wapienia o przełamie płasko-muszlowym lub zadzierzystym, z licznymi konkrecjami krzemionkowymi. Od dolnych wapieni skalistych różnią się znacznie pod względem orograficznym. «Jeżeli pierwsze z nich (tzn. „dolne") pojawiają się w krajobrazie jako pomniejsze grupy porozcinanych skałek, drugie (tzn. „górne") tworzą rozległe stromościenne wierzchowiny» (Roemer 1870, str. 260).

Podział ten chociaż oparty na sposobie wykształcenia wapieni miał dawniej znaczenie stratygraficzne. Dolne wapienie skaliste odpowiadały poziomowi z *Rhynchonella lacunosa*, górne natomiast poziomowi z *Rhynchonella trilobata*.

Z biegiem czasu wartość stratygraficzna podziału na dolne i górne wapienie skaliste okazała się problematyczna. Według St. Zaręcznego (1894) nie da się go uzasadnić paleontologicznie. Umieszczając dolną część obydwu wapieni skalistych w jednym poziomie stratygraficznym *Peltoceras bimammatum*, St. Zaręczny niedwuznacznie potraktował obie odmiany jako facje sedymentacyjne malmu. Jest zatem oczywiste, że granica między dolnym a górnym wapieniem skalistym, którą Zaręczny poprowadził na mapie geologicznej okręgu krakowskiego, nie może mieć znaczenia stratygraficznego.

«W mapie przeprowadziłem granicę» — czytamy w tekście na str. 161 «przez te miejsca w których — od zachodu rzecz biorąc — gąbkowy i krzemienisty charakter górnych wapieni skalistych już się wyraźnie przebija». «Granica ta jest oczywiście mylna» czytamy dalej, «ale poza granicą wskazaną na mapie nie jest to już ciągły pokład (mowa tu o dolnym wapieniu skalistym, uwaga własna) nadający charakter okolicy ale tylko porozrywane jego szczątki, przy czym wejrzenie skały jest dwuznaczne».

---

[1] W oryg. löhcerig, str. 257, Geologie von Oberschlesien, Wrocław 1870.

Przytoczyłem ten urywek dlatego ponieważ na tle wspomnianej granicy powstawały niejednokrotnie nieporozumienia.

Wiadomo, że w górnej jurze okręgu krakowskiego oprócz wapieni skalistych występują także dobrze uwarstwione wapienie płytowe, które często pod wpływem wietrzenia lub uderzeń mechanicznych rozpadają się na płytki. Wapienie płytowe uważano za odrębny poziom stratygraficzny. Jedni autorowie umieszczali te skały poniżej wapieni skalistych w poziomie *Peltoceras transversarium* (St. Zaręczny) inni powyżej nich (St. Kontkiewicz 1890).

Nieporozumienia owe wynikały po części z nieścisłej definicji wapieni płytowych, a także z tego powodu, że istotnie leżą one w różnych położeniach względem wapieni skalistych. Te ostatnie nie stanowią bowiem samoistnego poziomu stratygraficznego, ale jak to wykazał P. Koroniewicz (1912), występują wśród dobrze uwarstwionych wapieni i margli jako odosobnione masy «rafowe».

Zagadnienie pochodzenia wapieni skalistych było u nas zawsze traktowane tylko jako temat uboczny i jako niezbędne uzupełnienie prac stratygraficznych, paleontologicznych i regionalnych. Mimo tego o powstaniu tych skał wypowiedziano już wiele poglądów, chociaż samo zagadnienie wobec rozbieżności zapatrywań nie straciło na aktualności.

Wapienie skaliste jury krakowskiej były przez wielu geologów uważane za kopalne rafy koralowe (J. B. Pusch 1830, A. Alth 1872). Zestawienie tych poglądów zamieścił J. Siemiradzki (1922, str. 324) w «Geologii Ziem Polskich», w której między innymi czytamy: «Część południowo-zachodnia naszego kraju, którą dziś nazywamy wyżyną krakowsko-wieluńską ... coraz bardziej wynurza się z dna morskiego, tak iż zarówno pasmo krakowsko-wieluńskie, jak wyżyna okalająca Góry Świętokrzyskie, zlewają się w jeden płytki basen usiany archipelagiem wysp okolonych koralowymi rafami. Z pokruszenia tych raf powstały olbrzymie masy skał wapiennych, cechujące wszystkie młodsze od keloweju ogniwa formacji jurajskiej we wspomnianym okręgu».

Wśród zapatrywań na pochodzenie wapieni skalistych był również kierunek odmienny. St. Zaręczny nie podzielał poglądów według których wapienie te miały by przedstawiać kopalne utwory rafowe, jednakże sam nie wypowiedział się w sprawie środowiska sedymentacyjnego tych skał.

Według J. Lewińskiego (1912) wapienie skaliste jury krakowskiej są osadem «batyalnym». Podobne zapatrywanie wyraził J. Grzybowski (1912) w «Przeglądowej Mapie Geologicznej Ziem Polskich», z której na zakończenie przytaczam poniższy urywek:

«Spłycenie (w malmie krakowskim, uwaga własna) nie postąpiło tu tak dalece, by stworzyć warunki dla masowego osadzania się korali. Graniczny poziom między oksfordem a kimerydem (piętro z *Cidaris florigemma*) wykształcony jest na całym obszarze pasma krakowsko-wieluńskiego jako wapienie gąbkowe, świadczące zatem o wielkiej głębokości dna, obfitujące w krzemienne konkrecje, niewyraźnie warstwowane» (str. 81).

II. POCZĄTKI KRAKOWSKIEGO MALMU

Granicę między jurą brunatną a białą przeprowadza się według niektórych podziałów stratygraficznych, w spągu poziomu z *Quenstedticeras lamberti*[1]. Stanowisko tego poziomu w okolicach Krakowa nie jest jasne na tle dotychczasowej literatury stratygraficznej. W rejonie tak zwanego pasma Tenczyńskiego[2] oraz w obszarze nadwiślańskich wychodni doggeru w okolicach Ratowy, na piaskowcach kelowejskich leżą, miejscami żółte lub czerwone, miejscami zielonkawe margle. Miąższość ich wynosi około 40 cm. Ku górze przechodzą one często niewyraźnie i stopniowo w warstwy kordatowe.

W marglach, o których piszę, wyróżnił K. Wójcik (1910) dwa poziomy stratygraficzne, w górze poziom z *Quenstedticeras lamberti*, w dole z *Peltoceras athelta*, a w Zalasie nawet poziom z *Reineckia anceps*.

Piaskowce, które w tej okolicy podścielają margle odpowiadają według wyżej wymienionego autora poziomowi z *Macrocephalites macrocephalus* a w najwyższej części, ale już tylko miejscami, poziomowi z *Reineckia anceps*.

Dzięki badaniom J. Premika (1933) wiemy, że w okolicach Częstochowy istnieje mała luka stratygraficzna na granicy oksfordu i keloweju. Podobna przerwa istnieje według wszelkiego prawdopodobieństwa również w obrębie pasma Tenczyńskiego oraz nadwiślańskich wychodni doggeru w okolicy Ratowy. Za jej istnieniem przemawiały by następujące spostrzeżenia:

1. W marglach, które spoczywają na kelowejskich piaskowcach, amonity gatunku *Quenstedticeras lamberti* oraz *Q. mariae* znajdywane są nie tylko w górnej ale także i w niższej ich części. W niektórych miejscach pojawiają się one istotnie liczniej w pobliżu stropu lecz rozmieszczenie amonitów jest w ogólności nierównomierne. W okolicach Tenczynka występują na ogół sporadycznie, ale w Podłężu nad Wisłą niemal każdy kawałek marglu zawiera ślady kwenstedticerasów.

Jest zatem prawdopodobne, że żółte, względnie zielonkawe margle z Kamienia, Podłęża, Tenczynka i Młynki należą w całości do najniższego oksfordu.

---

[1] Niektórzy autorzy zaliczają poziom z *Quenstedticeras lamberti* do keloweju a z nim do jury brunatnej, inni cały kelowej włączają do malmu a jeszcze inni wykreślili poziom z *Q. lamberti* całkowicie z podziału stratygraficznego jury. Zgodnie jednak z bardziej powszechnym poglądem ten poziom jest wyróżniany i zaliczany do oksfordu. Pod nazwą «oksford» będę miał na myśli — w tej pracy — poziomy *Quenstedticeras lamberti*, *Cardioceras cordatum*, *Peltoceras transversarium* oraz *Peltoceras bimammatum*. Używam tej nazwy w znaczeniu dawniejszych geologów ponieważ określenia tego rodzaju jak «raurak», «argow» lub «newiz» mają zmienny zasięg a przypisywanie im znaczenia stratygraficznego uniemożliwia porównanie osadów. Opieram się przy tym na pracy S. Mullera (1941) w której autor przywraca ponownie szeroki zakres oksfordu podając zarazem uzasadnienie takiego ujęcia zagadnienia stratygrafii jury.

[2] Granicę zachodnią pasma Tenczyńskiego prowadzę mniej więcej przez okolice Grójca, bliżej zatem Krakowa niż to czynią geografowie. Obszary położone na zachód od tej granicy są z punktu widzenia geologii a także i morfologii elementem odrębnym od właściwego Pasma Tenczyńskiego.

Ponieważ piaskowce, które podścielają margle odpowiadają poziomowi z *M. macrocephalus*, a w niektórych miejscach, zgodnie z zapatrywaniem K. Wójcika, należą częściowo do poziomu z *R. anceps*, na poziom *Pelt. athleta* zasadniczo nie ma miejsca. Odnośnie do tego poziomu sam K. Wójcik miał niewątpliwie zastrzeżenia, skoro się o nim wyraził w taki sposób: «Co się tyczy samodzielności poziomu *Pelt. athleta*, to na podstawie naszych odsłonięć można powiedzieć tylko tyle, że sam gatunek *Pelt. athleta* Phill. występuje zawsze, łącznie z dolno-oksfordzkimi postaciami, a zatem na tej podstawie przydzielić by go można do oksfordu, jednak łącznie z nim występujący *Cosmoceras ornatum* Schlot. przechodzi w kompleks warstw głębszych, mianowicie występuje on już łącznie z *Cosmoceras castor* Rein., *Cosm. pollux* Rein. i całym szeregiem innych gatunków rodzaju *Cosmoceras* i *Reineckie*, charakteryzujących poziom *Reineckia anceps*» (Bat, kelowej i oksford okręgu Krakowskiego, str. 95).

2. Powierzchnia stropowa kelowejskich piaskowców posiada właściwości tak zwanego skalnego dna czyli inaczej «hard ground'u», które jest wynikiem przerwy w osadzaniu lub podmorskiego rozmycia.

W wielu okolicach np. na Czerwieńcu niedaleko Tenczynka albo w Podłężu nad Wisłą, stropowa część piaskowców jest mocno skrzemionkowana, miejscami wzbogacona w skamieniałości a tu i ówdzie pojawiają się w niej smugi śródformacyjnych zlepieńców (kamieniołom na Czerwieńcu).

Skamieniałości, które leżą blisko powierzchni stropowej tych piaskowców, są przez nią ścięte. To zjawisko można tłumaczyć tym, że jeżeli na przykład skorupa wapienna leży przez dłuższy czas na dnie niezupełnie przykryta z powodu przerwy w dopływie osadu, to jej odsłonięta część może być zniszczona przez tarcie wleczonych po dnie ziarn piasku. Są to zjawiska nader pospolite w morzach a chociażby w naszej zatoce Puckiej, w której na dnie zachowują się tylko te części muszel, które są zagrzebane w piasku. W pewnych wypadkach odsłonięta część skorupy może się rozpuścić we wodzie, lub stać się łupem organizmów drążących jak np. niektórych gąbek lub glonów.

Przyczyn ścięcia skamieniałości można także upatrywać w podmorskiej erozji, która rozmyła część zestalonego już osadu z zawartymi w nim muszlami.

Przy sposobności nadmienię, że w niektórych odsłonięciach (np. w Podłężu nad Wisłą lub w Młynce koło Nielepic) w stropie keloweju występuje ławica stromatolitowa. Nie wszędzie się ona pojawia i nie zawsze ma jednakowy charakter litologiczny. Jej wierzchnia strona jest gładka i wyrównana, natomiast spąg dostosowuje się do nierówności podłoża. Ponieważ pochodzenie stromatolitów jest zagadkowe, nie możemy się w chwili obecnej dopatrywać związku pomiędzy nimi a powierzchnią nieciągłości, bo ich obecność na niej może być przypadkowa.

3. W dotychczasowych opracowaniach stratygraficznych pominięto fakt, że oksford może leżeć bezpośrednio na paleozoicznym podłożu. Tymczasem w Sance na karbońskich względnie dolno-perm-

skich intruzjach pokładowych porfirów, leżą margle z poziomu *Q. lamberti*, a wyżej na podnoszącej się powierzchni porfirów nawet margle kordatowe. Te ostatnie przy sedymentacyjnym kontakcie z porfirem nie ulegają widocznym zmianom litologicznym i jedynie do wysokości 3 cm nad powierzchnię skały magmowej margiel jest zabarwiony związkami żelaza i zawiera drobne ziarna kwarcu.

Mamy zatem w tutejszej jurze do czynienia z przekraczającym ułożeniem oksfordu, chociaż wydaje mi się, że nie należy tego utożsamiać z transgresją piętra oksfordzkiego na saneckie porfiry. W marglach, które spoczywają na tych skałach nie ma utworów litoralnych tak znamiennych dla batu i keloweju (por. St. Dżułyński 1950) a przecież w wypadku transgresji należało by ich oczekiwać, jeśli już nie nad porfirem to przynajmniej nad mało spoistym piaskowcem kelowejskim z otoczakami kwarcu itp., który w Sance bezpośrednio przytyka do porfirów. Margle zawierają co prawda drobne ziarna detrytycznego kwarcu, lecz są one tak małe, że mogły być z łatwością przywleczone z daleka prądami, lub wyrwane z dna przez słabe falowanie.

Wydaje się, że obecność oksfordu na porfirze jest tylko jeszcze jednym dowodem przemawiającym za istnieniem przerwy sedymentacyjnej, połączonej być może z podmorską erozją.

Kontakt warstw kordatowych z porfirem może być rozumiany dwojako: albo margle poziomu z *Q. lamberti* nie osadziły się w tym miejscu wcale, albo, i to wydaje się prawdopodobniejsze, zostały kompakcyjnie zredukowane do niewielkiej miąższości (najbliższe powierzchni porfirowej kardiocerasy odnajdywałem w odległości 3 cm od porfiru). Poziom z *Q. lamberti* jest w tych okolicach cienki (około 30 cm) a nad lekko uniesioną powierzchnią porfiru było go może jeszcze mniej.

Mamy przeto wiele dowodów, które przemawiają za istnieniem przerwy sedymentacyjnej między kelowejem a oksfordem, którą uważam za zjawisko jakie miało miejsce pod wodą, ponieważ nie przypuszczam aby przynajmniej w chwili obecnej były po temu powody, aby przyjmować wynurzenie się tych okolic i ponowną transgresję morza jurajskiego.

Możemy tę przerwę określać mianem diastemy, którą to nazwę wprowadził J. Barrell (1917) dla oznaczenia stosunkowo krótkiej przerwy sedymentacyjnej połączonej niekiedy z podmorską erozją, a która nie jest ani szeroko rozprzestrzeniona ani związana z niezgodnością kątową.

Prawdopodobnie przerwa ta pojawia się jedynie w miejscu płytszych połaci dawnego dna morskiego, a tam gdzie morze było głębsze osady jego gromadziły się w sposób bardziej ciągły. Nie wykazują przerwy litologicznej mało dotychczas zbadane utwory jurajskie w Górce koło Trzebini, a w równie słabo poznanych iłach ornatowych występuje prawdopodobnie poziom z *Pelt. athleta*.

Poziom z *Q. lamberti* ma jeszcze pod wieloma względami charakter przejściowy między jurą brunatną a białą. Są w nim ziarna detrytycznego kwarcu, które wyżej znajdywałem tylko w spągu warstw kordatowych. Jest też jeszcze jedna wspólna właściwość tych margli z jurą brunatną, a mianowicie czerwona lub żółta barwa. Wydaje

się jednak, że to czerwone zabarwienie jest wynikiem zjawisk epigenezy i powstało przez utlenienie siarczków żelaza, przez powstający z ich rozkładu kwas siarkowy. W marglach o których piszę znajdują się jeszcze dość znaczne ilości siarczku żelaza, którym powleczone są skorupki amonitów i który wypełnia czasem ośródki. Dookoła takich skamieniałości lub konkrecji układają się pasy zabarwione na różne odcienie czerwieni. W szlifie mikroskopowym ten epigenetyczny charakter zabarwienia ujawnia się w całej rozciągłości pod postacią bardzo znamiennych wsiąków żelazistych.

Pochodzenie barwy w marglach jest więc może odmienne od pochodzenia barwy osadów brunatno-jurajskich, dlatego na tej podstawie nie można włączać poziomu z *Q. lamberti* do jury brunatnej.

Obecność siarczków żelaza w spągowej części oksfordu wskazuje na warunki redukcyjne. Wpływ lądu nie ustał jeszcze, ale wydatnie osłabł. Życie organiczne stało się uboższe. Wprawdzie w niektórych miejscach (Podłęże) pojawia się ogromne nagromadzenie skamieniałości, lecz są to przeważnie pozostałości po swobodnie pływających amonitach. Skorupki tych zwierząt bywają często połamane. Prawdopodobnie opadłszy na dno rozpuszczały się i rozpadały, a tylko te, które uległy szybkiemu przeobrażeniu w siarczek żelaza, uchroniły się od zagłady.

Jednakowoż miejscami na dnie owego morza istniało życie osiadłe. Dzisiaj znajdujemy w tych marglach skamieniałości gąbek, ślimaków a przede wszystkim szkarłupni, których skupienia stawały się zwykle zawiązkami konkrecji żelazistych. Owe skupienia szkarłupni są wzbogacone w ziarna detrytycznego kwarcu, który zatrzymywał się tutaj i dlatego konkrecje utworzone dookoła tych skupień przypominają na przełamie piaskowce kelowejskie.

W odkrywkach margli zabarwionych na kolor zielony znajdują się często konkrecje wapienne, układające się niekiedy obok siebie w kształt wkładek wapiennych.

Margle z poziomu *Q. lamberti* przechodzą ku górze stopniowo w jasne margle kordatowe. Zielone lub czerwone zabarwienie ustępuje od razu lub też między obydwoma poziomami istnieje kilka warstewek margli zielonawych, żółtych i białych.

Margle kordatowe są dosyć jednostajne pod względem litologicznym. Miąższość ich jest zmienna, ale w okolicach o których piszę nie przekracza ona na ogół 1 m.

Powyżej warstwy kordatowej rozpoczyna się seria osadów marglistych i wapiennych nader zmienna w swoim wykształceniu. Zmienia się także charakter fauny, w której miejsce kardiocerasów zajmują liczne odtąd gąbki i perysfinkty.

III. FACJE SEDYMENTACYJNE GÓRNEGO OKSFORDU[1]

Zanim przejdę do właściwego tematu wymienionego w tytule podam znaczenie niektórych nazw, których używać będę w tym i w następnych rozdziałach.

[1] Wyjaśnienie zasięgu oksfordu podane w przypisku na str. 128.

Wapień skalisty: nieuwarstwione lub gruboławicowe wapienie o jasnej barwie[1], o płasko-muszlowym lub zadzierzystym przełamie, pozbawione na ogół konkrecji krzemionkowych. Wapienie te posiadają skłonność do występowania w krajobrazie pod postacią skałek (tabl. VII, ryc. 1). Nazwy «wapień skalisty» używam w znaczeniu facji sedymentacyjnej niezależnie od poziomów stratygraficznych.

Wapienie ławicowe:[2] grubo-uławicone lub dobrze warstwowane wapienie jasnej barwy o przełamie płasko-muszlowym lub zadzierzystym, obfitujące w krzemionkę oraz liczne konkrecje krzemionkowe. W krajobrazie skały te, jeżeli tylko pojawiają się w większej masie, tworzą stromościenne wierzchowiny. Wapienie nazwane tu ławicowymi odpowiadają częściowo «górnym wapieniom skalistym» według definicji F. Roemera.

Wapienie płytowe: dobrze uwarstwione wapienie, barwy jasnej lub szarej, często o przełamie ziemistym. Skały te pod wpływem wietrzenia lub uderzeń mechanicznych rozpadają się zwykle płytowo. W krajobrazie mogą tworzyć wierzchowiny, lecz jeśli występują w towarzystwie wapieni skalistych tworzą depresje morfologiczne.

Są miejsca w okręgu krakowskim, w których wapienie skaliste leżą stratygraficznie nisko. Przykładem tego mogą być odsłonięcia w Kamieniu nad Wisłą, których przekrój geologiczny zamieszczam poniżej. Odkrywka, obecnie częściowo zasypana znajduje się w tak zwanej «Buczynie» niedaleko wschodniego krańca wioski, na południe od kościoła. W przekroju geologicznym, na dole leżą żółte wapniste piaskowce kelowejskie z *Lima pectiniformis* a na nich:

1. Oliwkowo-zielone margle z białymi konkrecjami wapiennymi, które miejscami układają się w jednym rzędzie obok siebie i tworzą niewielką, rychło wyklinowywującą się wkładkę. Miąższość wynosi 40 cm. Przewodniej fauny w tych marglach nie udało mi się odnaleźć ale sądząc po analogii z innymi odsłonięciami powinny one należeć do poziomu z *Q. lamberti.*

2. Białe margle z licznymi amonitami rodzaju *Cardioceras*, *Oppelia* i *Peltoceras*. Miąższość wynosi 40 cm. Należą one do poziomu *Cardioceras cordatum.*

3. Siwe margle z wkładkami i warstewkami szarych wapnistych margli. Zawierają stosunkowo ubogą faunę belemnitów, gąbek i amonitów rodzaju *Perisphinctes*, w tym liczne okazy *Perisphinctes promiscus.*

---

[1] Zmienione przez roztwory wapienie skaliste mogą mieć ciemnoniebieską lub całkiem ciemną barwę. Ten typ wapieni występuje w sąsiedztwie wielkich uskoków np. w obrzeżeniu rowu Krzeszowickiego w Tenczynku, Zabierzowie, Witkowicach itd. dalej w obrębie zrębu tektonicznego Kajasiówki itp. Zabarwienie jest wywołane obecnością bezpostaciowego barwika, którego natura nie jest jeszcze poznana, a który widoczny jest w szlifach mikroskopowych przy dużych powiększeniach (siarczek żelaza?).

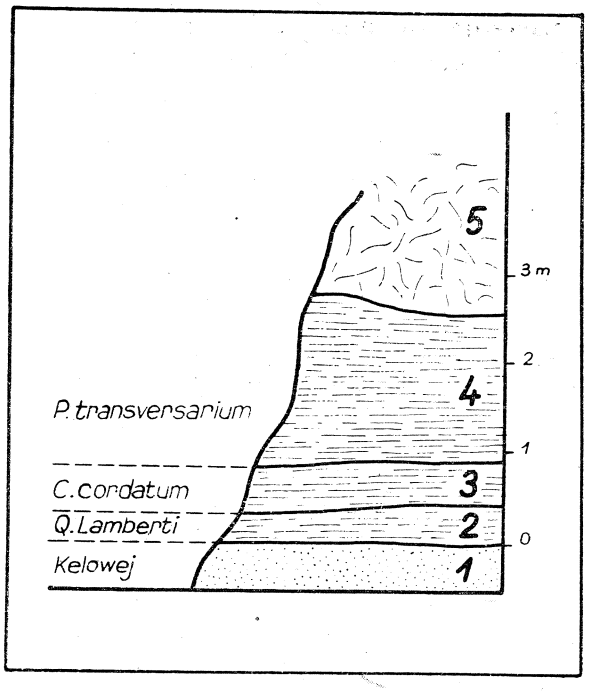
Poza tym wapienie skaliste mogą mieć rdzawe a nawet czerwone zabarwienie w sąsiedztwie przedsenońskich jam krasowych.

[2] W tej pracy będę omawiał jedynie budowę wapieni skalistych, przewidując opracowanie wapieni ławicowych przy innej sposobności.

Miąższość tych margli w opisywanym odsłonięciu wynosi około 2 m. Należą one do poziomu z *Peltoceras transversarium*.

4. Wapienie skaliste, miejscami lite i z ubogą fauną miejscami zrostkowe, zmieszane z marglami i żółtawym iłem zawierające liczne drobne amonity.

W przekroju tym na uwagę zasługuje szczególnie to, że odległość między wapieniem skalistym a piaskowcami kelowejskimi wynosi



Rys. 1.

Przekrój przez warstwy jurajskie w Kamieniu nad Wisłą

1) piaskowiec kelowejski, 2) margle z poziomu *Q. lamberti*, 3) margle kordatowe, 4) margle z poziomu *P. transversarium*, 5) wapień skalisty.

Рис. 1.

Разрез горы в Каменью на Висле

1) келловейский песчаник, 2) оливкого-зеленые мергели горизонта *Q. lamberti*, 3) мергели горизонта *C. cordatum*, 4) серые мергели, вероятно горизонта *Pelt. transversarium*, 5) скалистый известняк.

Fig. 1.

Section showing the Jurassic strata in Kamień

1) Callovian sandstone, 2) Marls of the *Q. lamberti* zone, 3) Marls of the *C. cordatum* zone, 4) Marls of the *Pelt. transversarium* zone, 5) The massive limestone

niespełna 2,5 m (rys. 1), oraz to, że powierzchnia spągowa wapienia jest nierówna i obniża się ku wschodowi.

Na Ratowej w odległości około 1500 m od opisanego powyżej odsłonięcia, sposób wykształcenia osadów leżących ponad marglami kordatowymi jest zupełnie odmienny. Spoczywa na nich seria dobrze uwarstwionych wapieni płytowych miąższości przeszło 40 m. Wa-

pienie te są dobrze odsłonięte w porzuconym kamieniołomie na zachodnim stoku Ratowej.

We wschodniej części Podłęża, w odległości 500 m od Ratowej ponad marglami kordatowymi leżą wapienie skaliste, z których zbudowana jest malownicza skałka nad wioską. W zachodniej części tej samej wioski, 500 m dalej od tych wapieni, przekrój przez jurę jest znowu odmienny.

W przekopie dawnej drogi wiodącej do porzuconych obecnie kamieniołomów odsłania się następujący profil:

Na piaskowcach kelowejskich[1] leżą:

1. Czerwone margle z *Q. lamberti* i *Q. mariae* należące do poziomu *Q. lamberti*, miąższość 30 cm.

2. Margle kordatowe, miąższość 10 cm.

3. Biały wapień z gąbkami i mszywiołami zawierający w stropie zielone konkrecje i liczną faunę amonitów z *Per. promiscus*. Miąższość 30 cm. Wapień należy prawdopodobnie do najniższej części poziomu *Pelt. transversarium*.

4. Siwe margle z ubogą fauną przeławicane wapieniami a na nich seria dobrze uwarstwionych wapieni płytowych miąższości z górą 20 m. W tych to wapieniach rozbudowano w swoim czasie wspomniane poprzednio kamieniołomy.

Interpretacja geologiczna tych przekrojów (rys. 2) może być tylko jedna. Wapień skalisty jest facją sedymentacyjną poziomu *Pelt. transversarium*[2]. Jakiekolwiek deniwelacje na powierzchni, na której spoczywa malm, nie mogą być brane pod uwagę, ponieważ zarówno w Kamieniu jak na Ratowej i w Podłężu, przekrój przez warstwy brunatno-jurajskie jest, pominąwszy szczegóły, podobny i we wszystkich tych miejscach niżej oksfordu znajdują się piaskowce mniej lub więcej tej samej miąższości.

Innym przykładem, który odzwierciedla wzajemny stosunek wapieni płytowych i skalistych, są odkrywki warstw z poziomu z *Pelt. transversarium* w kamieniołomie na południe od Młynki koło Nawojowej Góry.

Ponad marglami kordatowymi, leży tu seria wapieni płytowych, wśród których znajdują się ławice i soczewkowe masy wapieni skalistych (tabl. VII, ryc. 2). Wapienie płytowe obejmują gniazda wapieni skalistych w ten sposób, że niżej leżące warstwy uginają się pod nimi, natomiast te, które są położone wyżej podnoszą się nad masą wapienia skalistego i obejmują go kopulasto (tabl. VII, ryc. 2 oraz rys. 5 i 6 w tekście). Z tego powodu wapienie płytowe oglądane z daleka sprawiają wrażenie, jak gdyby były lekko zafałdowane. Upady warstw płytowych mogą dochodzić do 20°.

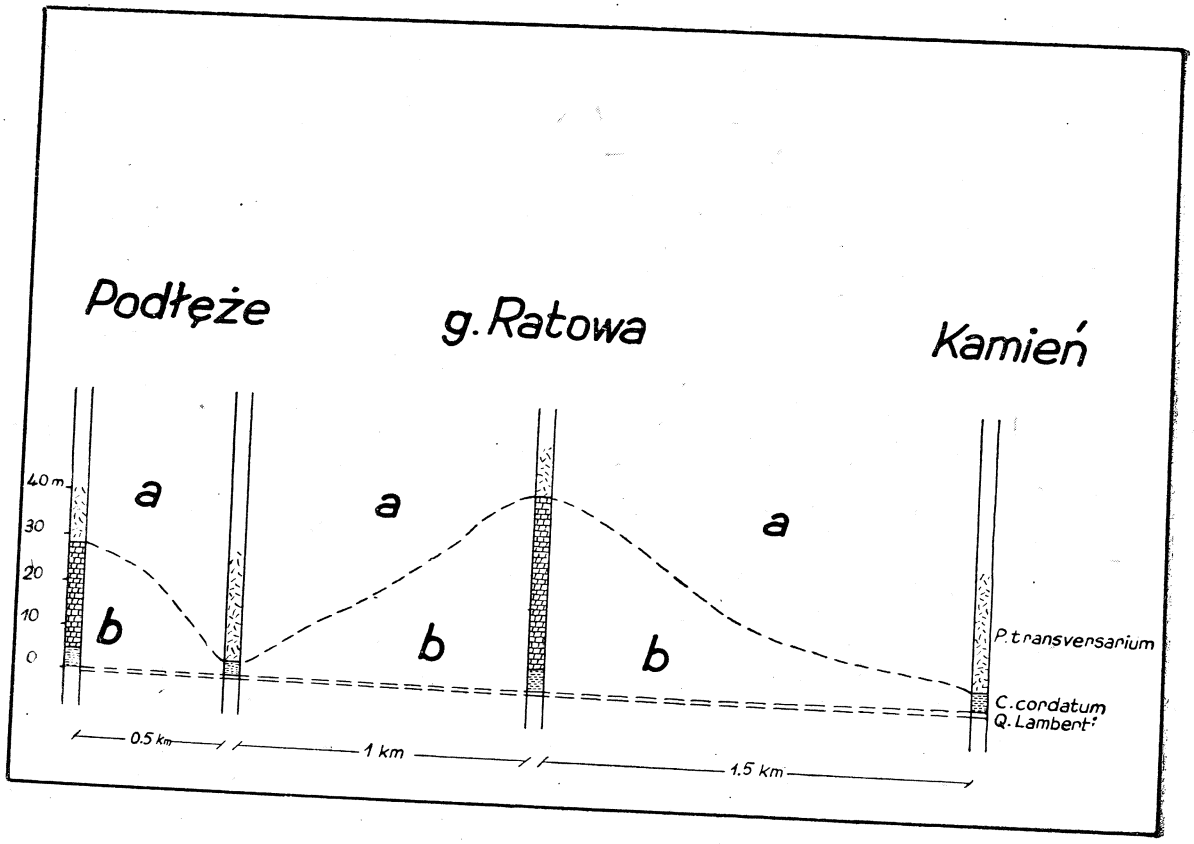
Zjawisko to zostało wywołane przez czynniki związane z sedymentacją i nie ma nic wspólnego z procesami tektonicznymi.

---

[1] W stropie keloweju znajduje się tu pięknie rozwinięta ławica stromatolitowa.

[2] Wapienie płytowe z podanych tu miejsc były badane przez wielu geologów (St. Zaręczny, J. Siemiradzki i inni) i przez nich zaliczone bezspornie do poziomu *Pelt. transversarium*.

Wiadomo, że skoro osady jednorodne zostaną złożone na płaszczyźnie, poziomej, to wynikiem nacisku gromadzącego się osadu będzie zmniejszenie się jego porowatości, wzrost gęstości i związane z tym zmniejszenie się miąższości każdej z warstw. Zjawiska te pro-



Rys. 2.
Stosunek przestrzenny facji skalistej do płytowej w obszarze jury nadwiślańskiej
a — wapień skalisty, b — wapień płytowy.

Рис. 2.
Размещение скалистой и плитчатой фации в окрестностях Рашевы на Висле
а — фация скалистая, б — фация плитчатая.

Fig. 2.
Section showing distibution of facies in the Cracow area
a — the massive limestone, b — bedded limestones of the «Plattenkalk» type.

wadzą do mniej lub bardziej równomiernego obniżenia się stropu i spągu każdej warstwy.

Inaczej przedstawia się ta sprawa, jeżeli osady podlegające kompakcji są niejednorodne, lub jeśli miękki osad zostanie złożony na nierównej powierzchni.

W pierwszym wypadku możemy przyjąć, że wapień skalisty był już w chwili swojego powstawania skałą w pewnej mierze twardą, ponieważ częściowo został zbudowany przez organizmy opatrzone

wapiennymi szkieletami a równocześnie obecność rozkładającej się materii organicznej mogła prowadzić do szybszej diagenezy i lityfikacji skały. Dzięki temu mógł on stawić skuteczny opór naciskowi gromadzących się osadów.

Inaczej zachowywał się osadzający się w sąsiedztwie luźny szlam wapienny, z którego z biegiem czasu powstały wapienie płytowe. Pod wpływem nacisku, zmniejszał on swoją objętość i warstwy obniżały się wszędzie, z wyjątkiem tych miejsc, które podścielał twardszy wapień skalisty.

W przypadku opisanym z Młynki powierzchnia niektórych wapieni skalistych była oprócz tego nierówna i dlatego warstwy płytowe leżące nad wyniosłością zmniejszyły wprawdzie swoją miąższość, ale ich spąg nie został obniżony. Natomiast spąg tych samych warstw obniżył się w tych miejscach, w których między nim a powierzchnią wapienia skalistego leżały jeszcze inne, podlegające sprasowaniu osady.

Zjawisko uginania się warstw płytowych pod gniazdami wapieni skalistych można tłumaczyć tym, że pod wpływem czy to własnego ciężaru, czy nacisku stale narastających osadów, masa wapienia skalistego wgłębiała się w miękki jeszcze osad mułu wapiennego.

Przy sposobności nadmienię, że zjawiska osiadania wapieni organicznych w miękkich mułach wapiennych są znane w osadach współczesnych (J. H. F. Umbgrove 1928). Wapienie skaliste w Młynce, leżące wśród dobrze uwarstwionych wapieni płytowych są jeszcze jednym dowodem na to, że zarówno jedne jak i drugie skały są równoważnymi wiekowo facjami sedymentacyjnymi poziomu *Pelt. transversarium*.

Ponieważ sprawa istotnego stosunku między tymi wapieniami była dotychczas sporna podam jeszcze jeden przykład przejścia facjalnego w obrębie poziomu *Pelt. transversarium* z odkrywki w kamieniołomie p. Ryszki we Frywałdzie.

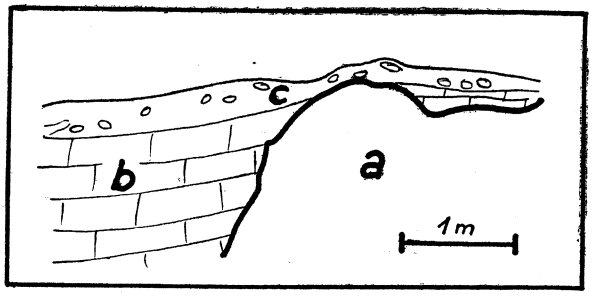
Granica między wapieniem skalistym a płytowym przechodzi tutaj wzdłuż wyraźnie zarysowanej powierzchni o zawikłanym przebiegu (rys. 3). Warstwy wapienia płytowego kończą się nagle na tej powierzchni a w miarę zbliżania się do niej podnoszą się lekko ku górze.

Z przytoczonych powyżej przykładów wynika, że wapienie płytowe i skaliste zajmują w obrębie jednego poziomu *Pelt. transversarium* określone przestrzenie i zazębiają się wzajemnie oraz przynajmniej częściowo są sobie współczesne. Nie są zatem odrębnymi poziomami stratygraficznymi ale facjami sedymentacyjnymi krakowskiego malmu.

Pozostaje do tej pory nierozwiązany problem rozciągłości pionowej poziomu *Pelt. transversarium*. Według danych którymi dzisiaj rozporządzamy (St. Zaręczny, J. Siemiradzki) istnieje w tych okolicach poziom *Pelt. bimammatum*. Niestety materiały paleontologiczne z tego obszaru były zbierane dorywczo bez dokładnego podania miejsca skąd pochodzą. Wyznaczenie granicy między tymi dwoma poziomami bez bardzo szczegółowych badań stratygraficzno-paleontologicznych jest niemożliwe.

Podobnie mają się sprawy z domniemanym kimerydem, który według J. Siemiradzkiego (1922) pojawia się gdzieś na szczytach skałek koło Mnikowa i Brzoskwini, ale gdzie, tego niestety autor ten nie podał.

W poziomie *Pelt. transversarium* zaznacza się w niektórych okolicach zdecydowana przewaga facji płytowej. Stosunek ten zmienia się w wyższym oksfordzie (prawdopodobnie w poziomie *Pelt. bimammatum*) w którym góruje facja skalista. Zmienia się również charakter facji uwarstwionej. W miejsce mniej lub więcej marglistych wapieni płytowych pojawiają się wapienie grubiej uwarstwione obfitujące w krze-



Rys. 3.
Granica między wapieniem skalistym a płytowym we Frywałdzie
a — wapień skalisty, b — wapień płytowy, c — zwietrzelina.

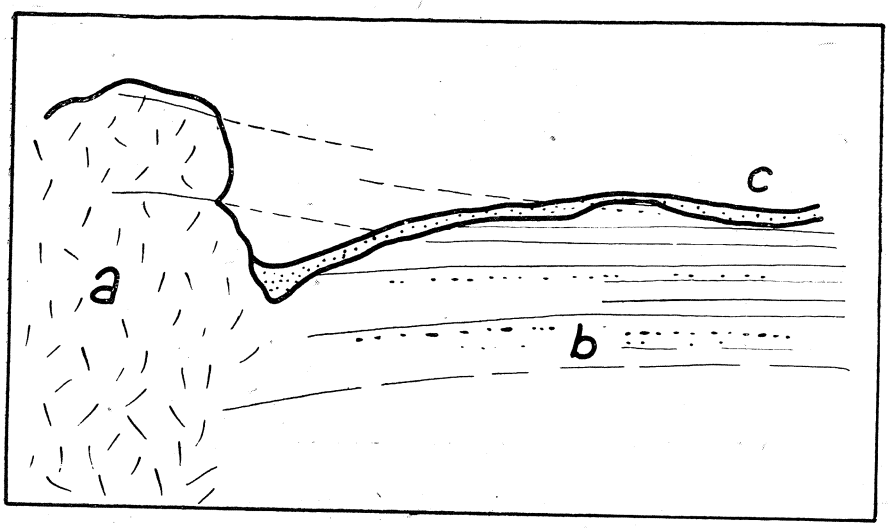
Рис. 3.
Граница между плитчатым а скалистым известняком во Фривальде
а — скал. известняк, б — плитчатый известняк, ц — продукты выветривания

Fig. 3.
Section showing the relation between the massive limestone zone in Frywałd near Cracow
a — and the bedded limestone, b — of *Pelt. transversarium*, c — Rock-waste.

mionkę i liczne konkrecje krzemionkowe. Są to skały odpowiadające częściowo tak zwanym «górnym wapieniom skalistym» według definicji F. Roemera, które nazywam wapieniami ławicowymi. Są one również facją sedymentacyjną malmu i przynajmniej częściowo są tym wapieniom współczesne, chociaż wydaje się, że największy rozwój osiągają wyżej.

Nie widziałem między tymi dwoma wapieniami ostrej granicy, takiej jaką się widuje między wapieniem skalistym a płytowym w poziomie *Pelt. transversarium*. Przejścia są tu stopniowe i niewyraźne. W litych, nieuwarstwionych wapieniach skalistych zaczynają się zarysowywać płaszczyzny uławicenia, zrazu niewyraźne, ale im dalej od litego wapienia tym lepiej widoczne i ostro zarysowane (rys. 4).

W ten sposób nieuwarstwiony wapień skalisty przechodzi stopniowo w wapienie ławicowe. Przykłady takiego przejścia możemy obserwować w skałce nad przysiółkami Bór koło Baczyna.



Rys. 4.
Stosunek wapienia skalistego do ławicowego
a — wapień skalisty, b — wapień ławicowy z konkrecjami krzemiennymi.

Рис. 4.
Отношение скалистого извеетняка к пластовому известняку с кремнеземными конкрециами

Fig. 4.
Sketch showing relations between the massive limestones
a — and the thick-bedded limestones b — with the siliceous concretions,
c — rock-waste.

IV. BIOHERMY

Jeżeli przypatrujemy się wapieniom skalistym w miejscach, w których przylegają do nich wapienie płytowe, a zwłaszcza tam gdzie wapienie skaliste leżą w marglach, od razu nasuwa się przypuszczenie, że wapień skalisty jest organicznego pochodzenia. Byłoby inaczej niezrozumiałe, dlaczego na tym samym odcinku dna, w jednym miejscu gromadził się osad wapienny a obok osad, w którym często przeważa substancja ilasta i w którym rytm sedymentacji utrwalił się w postaci warstwowania.

Wapień skalisty jest istotnie w dużej mierze dziełem istot żyjących. Jest on także po części związany pośrednio z życiem organicznym, bo sedymentacja wapienna (nieorganiczna i bio-chemiczna) była najbardziej intensywna tam, gdzie życie rozwijało się najbujniej. Do sprawy tej powrócę jeszcze w następnym rozdziale.

Wapienie skaliste, które leżą wśród wapieni płytowych, będę nazywał biohermami, zgodnie z propozycją wysuniętą przez R. C. Cummings'a i R. R. Shrock'a (1928)[1]. Pod nazwą tą należy rozumieć

[1] Cummings (1932).

nieuwarstwione masy wapieni pochodzenia organicznego, leżące w osadach wapiennych lub niewapiennych i uwarstwionych, których powstanie nie jest już nierozerwalnie związane z obecnością osiadłych organizmów skałotwórczych, lecz w dużej mierze spowodowane mechaniczną lub nawet chemiczną sedymentacją.

Biohermy wapieni skąlistych nie rozwijały się w oparciu o twarde podłoże skalistego dna. Wyrastały one w mule wapiennym, w którym każdy organizm mógł stać śię związkiem a zarazem podwaliną przyszłej kolonii lub pseudokolonii. Wprawdzie niektórzy autorowie podają że wapienie zbudowane przez organizmy osiadłe muszą mieć twarde podłoże jako niezbędny warunek rozwoju, ale to okaało się niesłuszne. Osiadłe organizmy skałotwórcze same mogą stworzyć podwaliny pod przyszły bioherm. Takie właśnie niewielkie ugrupowania organizmów osiadłych były zawiązkami biohermów wapieni skalistych.

W niektórych wypadkach, zaczynały się one rozwijać w jednym miejscu, a nie rozszerzając się na boki, rosły ku górze, mniej więcej równocześnie z gromadzącym się wokoło osadem. Jeżeli po jakimś czasie taki bioherm mógł zwolna rozprzestrzeniać się na boki, powstawały masy wapieni skalistych o kształcie kielicha zwróconego czarą ku górze.

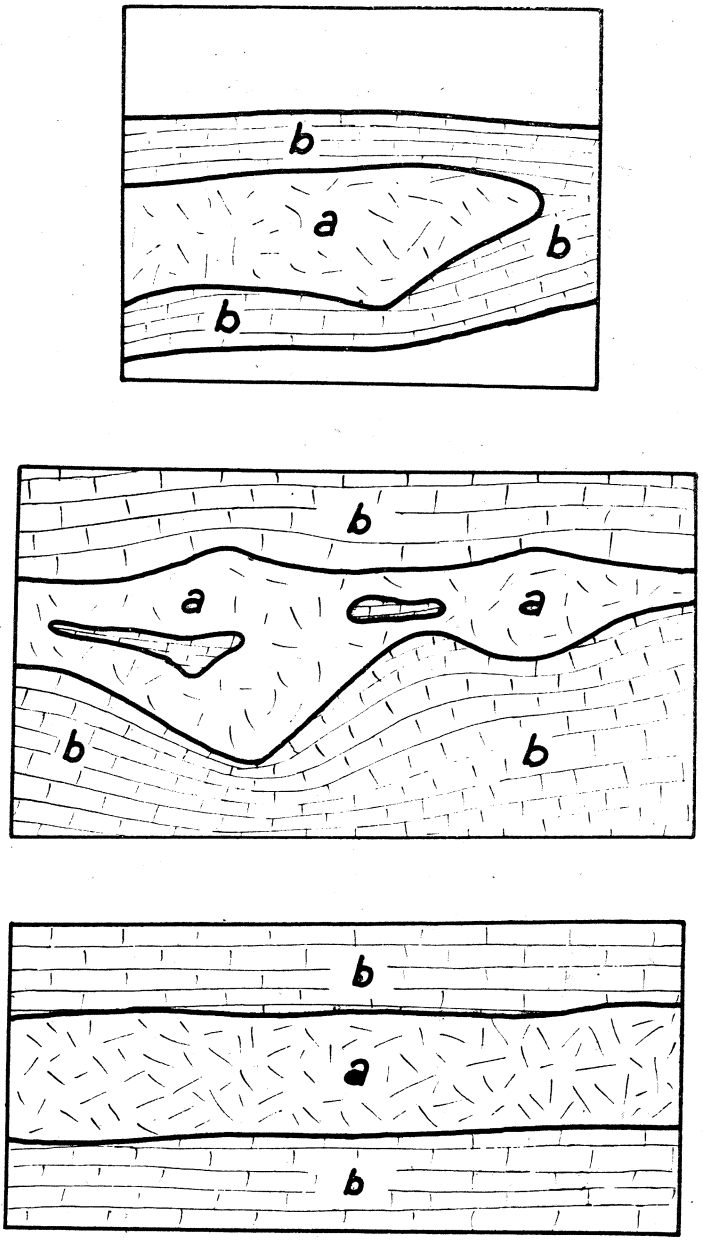
Często szereg początkowo odosobnionych biohermów w miarę dalszego rozwoju, zrastał się ze sobą, tworząc jeden większy element biohermalny (rys. 5).

W innych wypadkach, starszy i głębiej sięgający korzeniami bioherm, rozrastając się później, łączył się w jedną całość z młodszymi ugrupowaniami organizmów skałotwórczych (rys. 6). Jeżeli wreszcie organizmy skałotwórcze żyły dość równomiernie rozsiane po dnie, biohermy rozwijały się w darnie, płasko ścielące się na mule i piasku wapiennym.

Kolejne następstwo okresów bujnego rozkwitu takich ugrupowań, przegradzanych okresami zastoju i wymierania budowniczych, wywołało znamienne grube uławicenie w niektórych wapieniach skalistych.

Uwarstwienie jakie daje się prześledzić w wapieniach płytowych urywa się zwykle na granicy z wapieniem skalistym (rys. 7). Zjawisko to wiąże się z zagadnieniem uwarstwienia facji płytowej. W fugach między warstwami wapieni płytowych leży zwyczajnie osad marglisty, który miejscami (Liguniowa Góra koło Tenczynka), tworzy wkładki margli zmiennej grubości z fauną otwornic, gąbek itp. Możemy przypuszczać, nie wchodząc w szczegóły, że z takich czy innych powodów, w basenie morza jurajskiego zachodziła rytmiczna sedymentacja ilasta albo też osłabienie sedymentacji wapiennej powodowało chwilowy wzrost składników ilastych w osadzie.

Ten rytm sedymentacyjny nie odbijał się w wapieniach skalistych w czasie ich powstawania, z powodu obecności istot żyjących. Życie organiczne i procesy chemiczne w osadzie, związane z rozkładem materii organicznej, powodowały to, że sedymentacja wapienna postępowała tu w sposób bardziej ciągły niż gdzie indziej a opadający



Rys. 5. 6, 7.

Położenie wapieni skalistych w wapieniach płytowych

a — wapień skalisty, b — wapień płytowy.

Рис. 5, 6, 7.

Взаимные отношения плитчатых и скалистых известняков

а — скал. известняк, б — плитч. известняк.

Fig. 5. 6, 7.

Sketches showing the relations between the bedded limestone facies (b) and the bioherms (massive limestone), (a) in the *Pelt. transversarium* zone in the Cracow area.

osad ilasty mógł być częściowo usuwany i rozprowadzany nierównomiernie po nierównej powierzchni dna zamieszkałego przez osiadłe zwierzęta. Z tego powodu słabsze zmiany w sedymentacji, które mogły się utrwalić w osadach wapieni płytowych, zachowujących zupełną bierność w stosunku do środowiska, nie uwidaczniały się w wapieniu skalistym.

Dopiero większe zaburzenia w rytmie sedymentacyjnym, połączone z chwilowym obumarciem organizmów osiadłych, znajdowały swój oddźwięk również w wapieniu skalistym.

V. ORGANIZMY SKAŁOTWÓRCZE W WAPIENIACH SKALISTYCH

Z biegiem lat upadły poglądy, według których wapienie skaliste jury krakowskiej miały być kopalnymi rafami koralowymi. Trudno je było dalej utrzymywać ponieważ nie udawało się odnaleźć korali o jakich często wspominali dawniejsi geologowie. W naszej dotychczasowej literaturze geologicznej istnieje tylko jedna wzmianka z dokładniejszym podaniem miejsca o wapieniu z «gąbkami, mszywiołami i koralami» w Tyńcu, zamieszczona w pracy W. Kuźnara i W. Żelechowskiego (1927).

Dzisiaj, rolę budowniczych wapieni skalistych przypisuje się chętnie krzemionkowym gąbkom. Zwapniałe skamieniałości tych zwierząt o postaciach kielichów i talerzy są często widoczne na zwietrzałych powierzchniach wapieni, a nawet bez trudu dostrzegalne na świeżym przełamie skały.

Z powodu dużej liczby gąbek wapienie skaliste nazywa się także wapieniami lub «rafami» gąbkowymi. Nazwy te przyjęły się u nas szybko, ponieważ wapienie skaliste są bardzo podobne do gąbkowych wapieni południowo-niemieckiego malmu, opisywanych stamtąd pod nazwami: «Schwammriffe», «Schwammkalke», «Schwammstotzen» itp.

Niektórzy geologowie niemieccy jak np. A. Roll (1934) uważają, że wapienie, powyżej wymienione, były wyłącznie zbudowane przez krzemionkowe gąbki, które w tych skałach są jedynymi organizmami skałotwórczymi. A. Roll przypuszcza, że nawet te wapienie, w których obecnie nie ma skamieniałych gąbek, były pierwotnie wapieniami gąbkowymi, ponieważ względem facji uwarstwionej zachowują się one zupełnie tak samo jak skały w których gąbki są dobrze widoczne. Nieobecność gąbek wyżej wymieniony autor wyjaśnia procesami niszczącymi struktury organiczne, które nastąpiły w wapieniu podczas jego diagenezy.

Kluczowym zagadnieniem jest oczywiście sprawa pochodze nia węglanu wapniowego, którego żywe, krzemionkowe gąbki nie mogły żadną miarą wytwarzać. Zdaniem niektórych geologów, ten węglan jest w całości lub przynajmniej po większej części materiałem przywleczonym skądinąd przez prądy i zatrzymanym następnie przez kolonie gąbek (E. Fischer 1912). Cząstki wapienne lub margliste według

A. Roll'a tak długo pozostawały w ruchu, dopóki nie dostały się pod żyjącą darń gąbkową, gdzie ostatecznie osiadały na dnie.

Największą trudność nastręcza odpowiedź na pytanie skąd brał się w tak ogromnej ilości węglan wapniowy, który jak pisze niemiecki geolog A. Roll (1934), musiał jak deszcz wapienny nieustannie spadać z góry i zasypywać darnie gąbkowe.

Geologowie niemieccy rozwiązują to zagadnienie, przyjmując wytrącanie się węglanu wapniowego na drodze bakteriologicznej i chemicznej (F. Berckhammer 1923) lub zakładając dodatkowo istnienie opadu kokolitów (L. Krumbeck 1928), których wapienne szkielety uległy później zniszczeniu podczas diagenezy.

Przytoczone powyżej hipotezy mogą rzucić trochę światła na złożoną genezę wapieni skalistych. Gąbki odegrały bowiem istotnie poważną rolę w procesie powstawania wapieni skalistych, chociaż nie były one w nich jedynymi organizmami skałotwórczymi. W marglach leżących w spągowej części krakowskiego malmu występują często konkrecje wapienne, których zawiązkami są krzemionkowe gąbki, zwykle częściowo lub całkowicie zwapniałe. Prawdopodobnie zasadowe produkty rozkładu materii organicznej jak np. aminy, wodorotlenek amonowy itp. powodowały wytrącanie się węglanu wapniowego dookoła gąbek i ich szybką przemianę związaną z odprowadzeniem krzemionki. Zwapniała gąbka, znajdująca się w marglach, stawała się zawiązkiem konkrecji wapiennej.

Większe nagromadzenie gąbek, pociągało za sobą bardziej intensywne wytrącanie węglanu wapniowego. Tą drogą mogły częściowo powstawać gąbkowe biohermy w marglach lub wapieniach płytowych.

Gąbki krzemionkowe żyły na dnie naszego morza jurajskiego w nierównomiernie rozmieszczonych darniach, między którymi leżały rozległe przestrzenie, nieomal wolne od tych zwierząt. Nie były to obszary zupełnie puste. Zamieszkiwały je organizmy, opatrzone wapiennymi szkieletami, wytwarzające duże ilości węglanu wapniowego, wnosząc tym swój wkład do złożonego procesu kształtowania się wapieni skalistych.

Pospolite w wapieniu skamieniałości wapiennych organizmów są niewidoczne na jego świeżym przełamie, a nawet na zwyczajnie zwietrzałej powierzchni z trudnością dostrzegalne. Wychodzą one na jaw dopiero wtedy, jeżeli skała została nadtrawiona przez kwasy humusowe gleby lub leżąc w mrowisku była nadgryzana przez kwas mrówkowy.

Wapiennymi organizmami skałotwórczymi są w naszych wapieniach skalistych miejscami masowo występujące serpule i mszywioły, którym czasem towarzyszą drobne osobnikowe korale.

Rurki pierściennic występują w wapieniu skalistym pod postacią splecionych kłębków (tabl. VII, ryc. 8) lub nieregularnych pseudokolonii, dochodzących do kilkunastucentymetrowej wielkości (tabl. VII, ryc. 5). Czasem skupienia tych zwierząt leżą tak gęsto obok siebie, że na niektórych odcinkach wapień jest głównie zbudowany z serpul (tabl. VIII, ryc. 10 i 12). Częściej jednak pseudokolonie pierścienic

znajdują się w kilkucentymetrowych odległościach od siebie. Niekiedy rozrastały się one poziomo i tworzą dzisiaj cienkie wkładki serpulitowe w wapieniach.

Rurki są najczęściej zwinięte spiralnie. Powierzchnia ich jest albo gładka, albo opatrzona wyrostkami (tabl. VIII, ryc. 11). Średnica przekroju, zwykle okrągłego, jest zmienna. Waha się się ona w granicach od 1/10 mm do 2 mm.

Wnętrza rurek, a także wolne przestrzenie między nimi wypełnia często krystaliczny węglan wapniowy. Czasem zorientowane prostopadle do powierzchni rurek kryształy kalcytu układają się w kształt nawarstwień.

Serpulom towarzyszą niemal z reguły mszywioły (tabl. VIII, ryc. 11), widoczne zwykle dopiero w szlifach mikroskopowych. Zwierzęta te spotyka się również niezależnie od pierścienic (tabl. VIII, ryc. 14 i 15).

W niektórych miejscach spotyka się w wapieniu skalistym bardzo drobne, osobnikowe korale. Średnica kielicha tych zwierząt waha się w granicach od kilku milimetrów do 1 cm (tabl. VII, ryc. 6 i 7). Na nielicznych okazach zachowała się struktura wewnętrzna. Przegrody pierwszego rzędu schodzą się w środku i zrastają wewnątrz kielicha w tak zwany słupek fałszywy, czyli pseudokolumellę. Ściany zewnętrzne kielichów i gałązek mają zwykle podłużne prążkowanie.

Najczęściej zewnętrzna budowa kielicha jest zupełnie zatarta. Dopiero wtedy, jeżeli mamy szereg przejść między okazami o rozpoznawalnej strukturze koralowej a kalcytowymi słupkami pozbawionymi śladów struktury organicznej, można na podstawie zewnętrznego podobieństwa uważać te ostatnie za korale.

Obecność osobnikowych korali udało mi się stwierdzić dotychczas jedynie w niektórych skałach leżących w okolicy Przegini Duchownej, oraz w okolicy Wilczaku niedaleko Tenczynka. Jest jednak prawdopodobne, że osobnikowe korale są znacznie bardziej pospolitymi skamielinami. Uchodzą one jednak uwadze z powodu małych rozmiarów, złego stanu zachowania a także dlatego, że uwidaczniają się zasadniczo dopiero na powierzchniach nadżartych w warunkach odmiennych od zwyczajnego wietrzenia.

Oprócz wymienionych organizmów występują w wapieniu skalistym miejscami masowo ramienionogi. Czasem tworzą one niewielkie ławice lub nieregularne nagromadzenia a ponadto są niemal wszędzie pospolitymi skamieniałościami. Obok ramienionogów prawie wszędzie znajdujemy ślady jeżowców, które najprawdopodobniej żerowały na osiadłych zwierzętach. Spotyka się także krążki liliowców.

Pospolitymi skamieniałościami są w wapieniu skalistym również małże, zwykle cienko-skorupowe, dalej drobne ślimaki, wapienne gąbki, oraz otwornice.

Zagadnienie gąbek wapiennych wymagałoby zasadniczo szerszego omówienia ale niestety piszącemu tę pracę stanął na przeszkodzie niemal zupełny brak odpowiedniej literatury i materiałów porównawczych.

Masowo występujące w wapieniu skalistym serpule i mszywioły są bardzo znamiennym zespołem faunistycznym i może do pewnego stopnia odrębnym od zespołu towarzyszącego żyjącym gąbkom krzemionkowym. W wapieniach serpulowo-mszywiołowych nie widywałem dotychczas masowego pojawienia się krzemionkowych gąbek. Spostrzeżenie to wymaga jednak potwierdzenia na większym obszarze.

VI. STRUKTURY OOLITOWE I PSEUDOOOLITOWE W WAPIENIU SKALISTYM

Wapienie skaliste w jurze krakowskiej w znacznej mierze posiadają budowę oolitową, pseudooolitową lub składają się z bardzo drobno-krystalicznego pelitu wapiennego. Utwory te występują zarówno w wapieniach organogenicznych z zachowanymi strukturami organicznymi jak również w skałach, w których skamieniałości są rzadkie.

Oolity, pseudooolity i pelit wapienny występują razem, chociaż miejscami może się zaznaczyć przewaga jednego lub innych składników. Nie dochodzi jednak nigdy do takiego zróżnicowania, aby w wapieniu skalistym można było wyróżnić osobno wapienie litograficzne, oolitowe i tym podobne.

1. Oolity.

Oolitami nazywa się utwory mniej lub więcej kuliste albo owalne o budowie koncentrycznej i promienistej[1]. W wapieniu skalistym oolity są z reguły małe. Wymiary ich średnic wynoszą najczęściej 0,1 mm, 0,2 mm lub 0,3 mm. Jako przeciętną wielkość średnicy dla większości oolitów należy przyjąć wymiar 0,25 mm.

Oolity zbudowane są z szarego bardzo drobno-krystalicznego kalcytu, o budowie koncentrycznej i promienistej. Struktura koncentryczna może się czasem zaznaczać dopiero w zewnętrznej części oolitu widzianego w przekroju (tabl. VIII, ryc. 17). Zdarzają się przypadki, w których struktury koncentrycznej nie ma i zaznacza się tylko budowa promienista (tabl. VIII, ryc. 17 oraz tabl. IX, ryc. 18). Formy te można by nazywać sferolitami (G. Linck 1903, R. M. Field 1932).

Ilość współśrodkowych pierścieni widzianych w przekroju oolitów o strukturze koncentrycznej jest zmienna. Pierścienie te nie zawsze są też zamknięte. Opasują one zwykle niezróżnicowane, względnie niewidoczne jądro, a rzadziej rozpoznawalne okruchy organiczne. W tym ostatnim wypadku nie zawsze udaje się rozstrzygnąć czy jasny i bardziej grubo-krystaliczny kalcyt w środku oolitu jest fragmentem organicznym, czy przekrystalizowanym wnętrzem oolitu.

Przy znacznych powiększeniach widać często w środkowej części oolitu słabo zróżnicowaną masę nadzwyczaj drobnych kryształów

---

[1] E. Kalkowsky (1908) poszczególne oolity nazywa «ocidami», a ««ooliten» skałę złożoną z ooidów. Deverin (1940) ze względów fonetycznych wysunął wniosek wymiany słowa «ooid» na milsze w brzmieniu «ovulit» podzielając poza tym zapatrywanie Kalkowskiego odnośnie do znaczenia oolitu jako skały.

kalcytu o rozmiarach rzędu setnych 1 mm. zespolonych w promieniste skupienia. W tej słabo zróżnicowanej masie może się nie zaznaczać zasadnicza budowa promienista oolitu, polegająca na orientacji elementów krystalicznych, prostopadle do zewnętrznej powierzchni oolitu. Ujawnia się ona dopiero w jego bardziej zewnętrznej części.

Budowa koncentryczna oolitów w wapieniu skalistym uwidacznia się w naprzemianległym ułożeniu jaśniejszych i ciemniejszych pierścieni. Polega ona prawdopodobnie na różnicach w wielkości bardzo drobnych kryształków kalcytu względnie mikrolitów (H. Loretz 1878), z których zbudowane są oolity. Jaśniejsze pasy mają bowiem z reguły większe kryształy o rozpoznawalnych zarysach krystalograficznych (tabl. VIII, ryc. 17).

Kształty oolitów w wapieniach skalistych są mniej lub więcej zbliżone do kuli, ale naprawdę kuliste oolity są stosunkowo rzadkie (tabl. VIII, ryc. 17).

Niektóre oolity posiadają w swoim wnętrzu dwa lub kilka mniejszych oolitów (tabl. VIII, ryc. 16). Współśrodkowe pierścienie, które z początku dostosowywują się do postaci takiego złożonego jądra, dalej od niego, mniej wiernie oddają jego kształty i zaokrąglają się coraz bardziej.

W przeglądanych przeze mnie szlifach mikroskopowych, nie znajdywałem nigdy w jądrach oolitów detrytycznych ziarn kwarcu.

Zarysy oolitów w wapieniu skalistym są często niewyraźne. Spoiwo między oolitami, zbudowane jest z nieco większych, jaśniejszych w świetle przechodzącym, kryształów kalcytu, które w pobliżu oolitów są ułożone prostopadle do ich powierzchni (tabl. IX, ryc. 19).

Pochodzenie struktur oolitowych jest wciąż jeszcze zagadnieniem spornym. Słowo «oolit» jest pojęciem wyłącznie morfologicznym i może obejmować swoim zakresem utwory nie mające ze sobą nic wspólnego[1]. Wyklucza to tym samym możliwość sformułowania ogólnej hipotezy, wyjaśniającej powstawanie oolitów.

Od samego początku, kiedy to struktury oolitowe stały się przedmiotem dociekań naukowych, wyłoniły się dwa zwalczające się kierunki, mianowicie hipotezy o organicznym i nieorganicznym pochodzeniu tych utworów.

Zwolennicy pierwszego kierunku, Rothpletz (1898), E. B. Wethered (1895), E. Kalkowsky (1908), J. H. Johnston (1940) i inni, głoszą, że oolity są dziełem bardzo prymitywnych glonów jak np. *Girvanella* lub *Sphaerocodium*. Niektórzy autorowie umieścili oolity w systematyce botanicznej (L. Pia 1927).

Były czynione próby uzyskania oolitów na drodze sztucznej hodowli sinic, które nawet doprowadziły do pewnych pozytywnych wyników. Jednak sam autor tych doświadczeń, W. H. Bradley (1929) zaznaczył, że jedynie w wyjątkowych wypadkach oolity kopalne można

[1] Oolitami nazywamy np. produkt sedymentacji źródeł w Karlowych Warach. Tę samą nazwę daje się także utworom, które są wynikiem szamozytowej epigenezy otoczonych krążków liliowców (L. Deverin 1940). Utwory o budowie oolitowej występują poza tym w narządach zwierząt i ludzi.

uważać na utwory związane z życiem organicznym. Można to uczynić dopiero wtedy, jeśli stwierdzamy w nich niewątpliwie ślady glonów i to w dodatku glonów konstruktywnych.

W oolitach w wapieniu skalistym nie widziałem żadnych śladów organicznych mimo stosowania różnych zabiegów kolorymetrycznych zgodnie z przepisami L. Dangeard'a (1926)[1]. Utwory te są zresztą zbyt małe aby mogły się w nich pomieścić glony w rodzaju *Sphaerocodium* lub *Girvanella*.

Zamieszczone w literaturze opisy oolitów z wyraźnymi strukturami organicznymi, odnoszą się niemal bez wyjątku do form większych, które są zbliżone do utworów znanych pod mianem «algal balls». Mogą to być również tak zwane pizolity nadżerane przez glony drążące (L. Cayeux 1935).

Niektórzy autorowie jak np., T. W. Vaughan[2] uważają, że oolity tworzą się w mule dennym pod wpływem działalności pewnych drobnoustrojów wytrącających węglan wapniowy jak np. *Pseudomonas (Bacterium) calcis*.

Nie zostało do tej pory wyjaśnione czy taki proces jest możliwy na dnie dobrze przewietrzanych mórz ponieważ według W. Bawendam'a (1931) i innych bakterii tam albo nie ma albo ilość ich jest znikoma.

Morze górno-jurajskie w okolicy Krakowa było prawdopodobnie dobrze przewietrzane i panowały w nim warunki utleniające, na co wskazywałaby nieobecność bituminów względnie ich znikome ilości w wapieniu. Udział bakterii w powstawaniu oolitów jest zatem w tym wypadku mniej prawdopodobny, chyba, że te drobnoustroje w okresie jurajskim żyły w zupełnie odmiennych warunkach niż dzisiaj, na co zresztą żadnych dowodów nie mamy.

Pochodzenie struktury oolitowej w wapieniu skalistym lepiej wyjaśniają te hipotezy, które nawiązują do czynników nieorganicznych, działających przy tworzeniu się tych utworów.

Według jednych autorów, oolity powstają przez chemiczne wytrącenie się węglanu wapniowego dookoła ciał zawieszonych we wodzie [G. Linck (1903), T. C. Brown (1914), L. Cayeux (1935), G. Lucas (1940) i wielu innych]. Inni autorzy uważają je za konkrecje wyrosłe w mule wapiennym po jego osadzeniu (H. Loretz 1878, H. Shade 1909 i inni).

Nie ulega wątpliwości, że w ciepłych litoralnych wodach wokół różnych ułamków unoszonych przez fale, wytrąca się węglan wapniowy. Zostało to potwierdzone zarówno przez liczne spostrzeżenia poczynione w morzach południowych, jak również poparte doświadczeniami (G. Linck, G. Lucas). Tą drogą powstają między innymi oolity na rafach oraz w osadach przyrafowych. W ten sposób utworzone oolity mogą być rozwlekane przez prądy i po wielokrotnym wytrąceniu się wokoło nich węglanu, osadzone w głębszych miejscach.

[1] Próby te były prawdopodobnie z góry skazane na niepowodzenie z powodu braku barwiących się mocniej substancji ilastych w wapieniu skalistym.

[2] Cytowany wg L. Cayeux (1935).

Jest prawdopodobne, że część oolitów w wapieniu skalistym powstała w opisany sposób.

Należy jednak w tym miejscu podkreślić, że oolity te różnią się od podobnych utworów powstających w litoralnym środowisku. Są one od nich mniejsze, budowa koncentryczna jest mniej wyraźna, pierścienie często są niezamknięte a zarysy oolitów nie ostre. Te i inne niżej podane właściwości struktury oolitowej wapieni skalistych przemawiałyby w tym wypadku na korzyść drugiej hipotezy według której oolity są konkrecjami tworzącymi się w miękkim osadzie.

Wiadomo, że większość skał wapiennych daje w szlifach obraz złożony z dwóch części «mikro-» i «makrokrystalicznej» (H. Loretz). Pierwsza składa się z drobnokrystalicznego węglanu, który w świetle przechodzącym silnie rozprasza światło i z tego powodu jest w szlifie ciemny. Ten drobnokrystaliczny kalcyt jest również nazywany szarym kalcytem (brown calcite D. L. Graf, J. E. Lamar 1950). Druga część w porównaniu z pierwszą jest makrokrystaliczna, zbudowana z większych, przeświecających kryształów (kalcyt biały — white calcite).

Według Loretza (1878), powstanie struktury oolitowej wiąże się z podziałem tworzywa osadu wapiennego na opisane wyżej dwie części. Podział ten i procesy prowadzące do utworzenia konkrecji oolitowych zachodzą, według wyżej wymienionego autora, w osadzie o charakterze bezpostaciowym lub będącym w stanie «roztworu zagęszczonego» (H. Loretz).

Trafność hipotezy Loretza w odniesieniu do środowiska w jakim zachodziły pierwsze przemiany w świeżym osadzie wydaje się być potwierdzona przez współczesne badania nad charakterem osadu dennego i stwierdzenie nietrwałych i bezpostaciowych (galaretowatych) odmian węglanu wapniowego (C. Hintze 1930). Struktura oolitowa mogła by zatem powstawać przy przejściu ze stanu kolloidalnego w stan stały co zresztą zostało już doświadczalnie stwierdzone (H. Schade 1909).

Za słusznością wyżej podanej hipotezy w odniesieniu, przynajmniej do części oolitów w wapieniu skalistym przemawiały by następujące dane.

W szlifach mikroskopowych możemy obserwować szereg stopniowych przejść od słabo zróżnicowanej masy drobnokrystalicznego szarego kalcytu (struktura litograficzna) do struktur oolitowych. W pierwszych stadiach tego procesu nastąpiło prawdopodobnie wyodrębnienie się częściowo już kulistych skupień szarego kalcytu (tabl. X, ryc. 28). W ten sposób może również powstać jeden z przypadków tak zwanej struktury gruzłowej (structure grumeleuse). Owe skupienia, jeśli patrzymy na nie w dużym powiększeniu, są zbudowane z promieniście ułożonych mikrolitów kalcytowych o wymiarach rzędu dziesiętnych a nawet setnych 1 mm. Jaśniejsze pola (tabl. X, ryc. 28) wypełnia drobnoziarnisty kalcyt ale rozmiary kryształków w porównaniu z mikrolitami szarego kalcytu są oczywiście większe i mniej rozpraszają światło przechodzące.

Drugie stadium rozpoczyna się prawdopodobnie z chwilą całkowitego wyodrębnienia się owych skupień, które posiadają już budowę promienistą i koncentryczną (tabl. VIII, ryc. 16 i 17 oraz tabl. IX, ryc. 18).

Między tymi formami, które tylko w przybliżeniu odpowiadają oolitom w ścisłym tego słowa znaczeniu[1], a prawidłowo rozwiniętymi oolitami istnieje szereg ciągłych przejść. Te postacie przejściowe występują razem z typowymi oolitami (tabl. IX, ryc. 18), co również może nasunąć przypuszczenie, że utwory te są ze sobą związane genetycznie. Być może, że obraz, który widzimy w szlifie mikroskopowym ukazuje nam nieukończony proces tworzenia się struktury oolitowej w jego różnych stadiach. Proces ten trwał w wilgotnym osadzie tak długo, dopóki ostateczna i całkowita konsolidacja nie położyła kresu zjawiskom rekrystalizacji[2] i wzajemnego przemieszczania się cząstek.

Opisane powyżej formy przejściowe można by również, jak to uczynił Cayeux, uważać za wynik rozpadu prawidłowych oolitów, odwracając tym samym kierunek zachodzących przemian. Piszący tę pracę, rozporządzając szlifami, których interpretacja jest trudna i niemal zawsze dwuznaczna, przyjmuje możliwość istnienia obydwu procesów, nie czując się powołanym do wykluczenia któregokolwiek z nich. Na pochodzenie struktury oolitowej składa się prawdopodobnie zespół różnych procesów fizyko-chemicznych, po części może odwracalnych, a każdy oolit z osobna może stanowić oddzielny problem.

2. Pseudooolity.

Pseudooolitami nazywamy utwory wielkości tego rzędu co oolitów, lecz pozbawione struktury koncentrycznej i promienistej i zbudowane najczęściej z drobnoziarnistego szarego kalcytu (J. G. Borneman 1885). Mogą one powstawać na drodze różnych zjawisk prowadzących do tego samego wyniku morfologicznego.

a) Fragmenty osadu wapiennego.

Niektóre pseudooolity są kawałkami częściowo lub całkowicie stężałego osadu wapiennego, który został wydarty z dna przez ruch wody. Pod wpływem ruchu wód pewne fragmenty niszczeją ocierając się wzajemnie i gubią się w miale wapiennym, lecz inne zachowują swoją indywidualność. Morze szlamuje pokruszony osad i wzbogaca go w mniej lub bardziej otoczone okruchy, z których wiele kształtem i rozmiarami odpowiada temu co rozumiemy pod nazwą pseudooolit.

Do powstania struktury pseudooolitycznej mogą zatem prowadzić te same procesy, którym zawdzięczają swoje pochodzenia zlepieńce śródformacyjne.

---

[1] Takie formy przejściowe bywają nazywane niekiedy oolitoidami.

[2] Mowa tu o procesach rekrystalizacji, które zachodzą przy przejściu świeżego osadu w skonsolidowaną skałę. Rekrystalizacja zachodziła także i później ale związana była z ponownym dopływem wody względnie roztworów z zewnątrz (ciśnienie przy procesach rekrystalizacji w wapieniu skalistym odgrywało minimalną rolę). W ciągu owych późniejszych zjawisk rekrystalizacyjnych powstawały młodsze grubokrystaliczne generacje kalcytu (tabl. IV, ryc. 24 i 26).

Do tego rodzaju pseudooolitów należą także niektóre pseudooolity złożone (tabl. IX, ryc. 20), którymi są większe okruchy zawierające w sobie mniejsze oolity lub pseudoolity. Zostały one wyrwane z dna przez ruch wody (prądy lub słabe falowanie) a następnie osadzone w tym samym środowisku sedymentacyjnym. Skałę zbudowaną z pseudooolitów tego rodzaju nazywa W. Vortisch (1926) «subklastyczną», uzasadniając wprowadzenie tej nazwy tym, że pojęcie klastyczny odnosi się do utworów, których materiał pochodzi ze starszych i zwykle oddalonych skał. Chociaż opisane wyżej osady, biorąc pod uwagę mechanikę ich powstawania, są podobne do skał klastycznych, nazwa ta w odniesieniu do nich nie powinna być stosowana.

b) Okruchy organiczne o zatartej strukturze.

Struktura organiczna niektórych okruchów skamieniałości zanika ustępując miejsca nagromadzeniu bardzo drobnokrystalicznego węglanu bez wyraźnego zróżnicowania[1]. Okruchy te upodabniają się do pseudooolitów o odmiennym pochodzeniu.

c) Pseudooolity powstałe przy zjawiskach rekrystalizacji.

Pseudooolity mogą powstawać na drodze wyodrębniania się skupień szarego kalcytu z masy skryto-krystalicznego osadu wapiennego (tabl. X, ryc. 18). Mogą one również tworzyć się przy zjawiskach fosylizacji gąbek krzemionkowych (tabl. X, ryc. 29, 30 i 31). Zagadnienie to zostało szczegółowo opracowane przez H. Rauff'a (1894) na przykładach gąbek z wapieni górno-jurajskich.

Struktura pseudooolitowa może także powstawać przy późniejszych procesach rekrystalizacji a mianowicie z chwilą pojawienia się w wapieniu młodszej generacji kalcytu. W szlifach widzimy często fragmenty szarego kalcytu znajdujące się w masie stosunkowo gruboziarnistego, jasnego kalcytu (tabl. IX, ryc. 25). Jest on prawdopodobnie późniejszy ponieważ w pewnych miejscach przecina żyłami zarówno szary jak i jasny lecz bardziej drobnoziarnisty kalcyt w wapieniu (tabl. IX, ryc. 24 i 26).

Młodsza generacja kalcytu wchodzi często zatokami w pseudooolity, i w takich wypadkach nie wiemy czy dany pseudooolit jest strzępem pierwotnego, osadu czy nadtrawionym okruchem mechanicznego pochodzenia.

VII. STROMATOLITOWE WARSTWOWANIE WAPIENI SKALISTYCH

Ogromnie rozpowszechnione w wapieniach skalistych są zagadkowe drobnowarstwowane struktury nazywane stromatolitami. Przyjętą obecnie nazwę dla tych utworów wprowadził E. Kalkowski (1908), ale już wcześniej znane były one H. Loretzowi (1878), który je opisał jako «Schichten-structur».

---

[1] Przemiany, jakim podlegał węglan wapniowy organicznego pochodzenia, będą szczegółowiej omawiane w jednym z następnych rozdziałów.

Stromatolity uwidaczniają się zwykle dopiero na powierzchni wapieni skalistych nadtrawionych przez kwasy humusowe lub w szlifach mikroskopowych. Występują one stale i szczególnie obficie w wapieniach z mszywiołami i serpulami.

Opiszę poniżej niektóre najbardziej znamienne postacie struktur stromatolitowych w wapieniu skalistym oznaczając je kolejnymi literami alfabetu A, B i C. Podziałowi temu przypisuję tylko i wyłącznie znaczenie orientacyjne.

A — są to kopulasto sklepione warstwowania zwrócone wypukłością ku górze (tabl. VII, ryc. 3). W przekroju prostopadłym zaznaczają się znamienne zaklęśnięcia (intersticia wg E. Kalkowskiego) wypełnione osadem nie ujawniającym żadnego warstwowania.

B — rozprostowane warstwowania przebiegające mniej lub więcej połogo, często o subtelnym przekątnym uwarstwieniu (tabl. VII, ryc. 9).

C — warstwowania obejmujące skupienia serpul i mszywiołów w sposób podobny do tego w jaki subtelny ił wstęgowy pod wpływem kompakcji obejmuje otoczaki skalne, które przypadkowo dostały się w jego środowisko sedymentacyjne (tabl. VII, ryc. 5).

Postacie A, B i C występują w wapieniu skalistym albo niezależnie od siebie albo przechodzą jedną w drugie.

W literaturze geologicznej mianem typowych stromatolitów określa się głównie dwie pierwsze postacie A i B[1].

Wspólną właściwością wszystkich opisanych poprzednio struktur jest sposób wykształcenia warstwowania niezależnie od jego przebiegu. Polega on na na przemian ległym ułożeniu jaśniejszych i ciemniejszych smug, widzianych w szlifie mikroskopowym (tabl. V, ryc. 27). Ciemniejsze smugi zbudowane są z szarego kalcytu o strukturze litograficznej lub gruzłowej, czasem z oolitami lub pseudooolitami o słabych zarysach. W jaśniejszych smugach na pierwszy plan wysuwa się drobny agregat jasnego ziarnistego kalcytu, w którym tkwią również oolity lub pseudooolity. Miejscami pojawiają się one w większej ilości niż w ciemniejszych smugach, które w ogólności wykazują znacznie mniejsze zróżnicowanie.

Obecność grubiej ziarnistego kalcytu w jaśniejszych smugach powoduje uwydatnienie się struktury stromatolitowej na nadtrawionych powierzchniach, ponieważ jest on bardziej odporny na chemiczne wietrzenie.

Pochodzenie struktury stromatolitowej nie zostało dotychczas zupełnie wyjaśnione. Większość autorów przychyla się do poglądu, że stromatolity są utworami związanymi z pewnymi glonami (E. Kalkowsky 1908, O. A. Hoeg 1929 a, 1929 b, 1931, P. E. Cloud 1942). L. Pia (1927) utworzył nawet sztuczną gromadę «Spongiostromata» w której umieścił stromatolity.

Według spostrzeżeń poczynionych przez M. Black'a (1933) i innych nad współczesnymi litoralnymi mułami wapiennymi, stromatolity mogą powstawać w następujący sposób. Pewne glony i to nie-

[1] Por. E. Berckhammer 1923.

koniecznie wytrącające węglan wapniowy, pokrywają dno cienkim płaszczem materii organicznej, w którym zatrzymuje się najdrobniejszy szlam wapienny. Z powodu rytmicznej sedymentacji od czasu do czasu opada na dno bardziej gruboziarnisty materiał wapienny (okruchy o rozmiarach do 1 mm), który zasypuje glony, powodując ich obumarcie.

Życie organiczne zaczyna się po jakimś czasie ponownie rozwijać ale oczywiście już wyżej, na powierzchni opadłego osadu. Kolejne następstwo takiego osiedlania się i zasypywania glonów wywołuje w osadzie drobne uwarstwienie, które głębiej po utlenieniu się materii organicznej utrzymuje się nadal z powodu różnic w wielkości ziarn w poszczególnych warstewkach.

W związku z badaniami Black'a i innych, niektórzy autorowie uważają zagadnienie pochodzenia struktur stromatolitowych niemal za rozwiązane. Ogólnie przyjmuje się więc, że stromatolity mogą być odlewami galaretowatych, pozbawionych wapiennego usztywnienia glonów (coenoplaza według W. H. Twenhofel'a). Formy A uważa się również za wskaźnik stropu w obszarach zaburzonych tektonicznie, ponieważ wypukłością mają być stale zwrócone ku górze (P. C. Cloud 1942).

Są także poglądy, aczkolwiek mniej powszechne, że struktury stromatolitowe nie mają nic wspólnego z życiem organicznym. Reis (1908) uważa, że powstają one w warunkach słabej i powolnej sedymentacji, której towarzyszą ledwie odczuwalne prądy denne. H. Loretz (1878) stara się wyjaśnić powstanie struktur stromatolitowych opadaniem skrystalizowanych już mikrolitów $CaCO_3$ w jeszcze półpłynnej masie bezpostaciowego osadu wapiennego.

W wypadku struktur stromatolitowych w wapieniu skalistym przyjęcie hipotez nawiązujących do glonów jako do czynnika wywołującego warstwowanie budziło by poważne zastrzeżenia. W wapieniach tych, przynajmniej dotąd, nie znaleziono żadnych skamieniałości, które by bez zastrzeżeń można było uznać za kopalne glony. Było by co najmniej zastanawiające, dlaczego przy tak licznym wystąpieniu domniemanych alg stromatolitowych zabrakło pospolitych w płytkowodnych wapieniach jurajskich solenopor lub innych niewątpliwych glonów.

Sposób wykształcenia wapieni skalistych i znajdujący się w nich zespół faunistyczny nasuwają ponadto przypuszczenie, że skały te osadzały się poniżej głębokości do jakiej mogą osiedlać się rośliny morskie.

Postacie kopulaste A można ostatecznie uważać za odlewy jakichś pozbawionych szkieletu organizmów (gąbki lub stromatopory) ale nie mamy żadnych podstaw aby to samo uczynić z formami B, które niczym nie różnią się od delikatnego uwarstwienia powstającego na drodze rytmicznej sedymentacji, zaburzanej słabymi prądami (K. Leuchs 1932) tym bardziej, że są one miejscami uwarstwione przekątnie.

Formy C (tabl. VII, ryc. 5) możemy również wyjaśnić przyczynami związanymi z mechaniką sedymentacji.

Przypuśćmy, że na dno opada rytmicznie drobny szlam wapienny. Gdyby nie było na dnie żadnych organizmów osiadłych, utworzył by się osad mniej lub więcej poziomo uwarstwiony (przyjmując, że środowisko było spokojne).

Jeżeli natomiast pojawiają się na nim pseudokolonie serpul lub mszywioły, to ich obecność spowoduje zaburzenia w warstwowaniu nie tylko osadu, który będzie opadał na ich nierówną powierzchnię, ale wywoła ugięcie się pierwotnie poziomo leżących warstewek niezupełnie jeszcze stężałego osadu pod tymi zwierzętami (tabl. VII, ryc. 5). Skoro przy rytmicznej sedymentacji przyjmiemy możliwość istnienia słabych prądów, to w wyniku powyżej opisanych zjawisk możemy uzyskać złożony obraz «stromatolitowych struktur» wapieni skalistych.

Do zagadnienia pochodzenia stromatolitów należy jeszcze dodać wpływ, jaki na nie wywarła diageneza. Nasuwa się przede wszystkim pytanie, dlaczego jedne warstewki czy smugi są bardziej przekrystalizowane od innych? Czy wpłynęła na to obecność większych fragmentów wapiennych, czy też były jakieś uprzywilejowane powierzchnie, wzdłuż których rekrystalizacja zachodziła szybciej. Jeżeli istniały takie powierzchnie, to mogły być nimi powierzchnie sedymentacyjne.

VIII. DIAGENETYCZNE PRZEMIANY WĘGLANU WAPNIOWEGO

Struktury widoczne w szlifach mikroskopowych wapieni skalistych nie dają obrazu pierwotnej budowy świeżego osadu. Budowa ta została w dużej mierze zmieniona przez diagenezę. Na podstawie wciąż jeszcze skąpych wiadomości, jakie mamy o współczesnej sedymentacji wapiennej, możemy tylko w ogólnych zarysach domyślać się, jaki charakter posiadał świeży osad wapieni jurajskich.

Znaczna część tego osadu przypada na węglan wapniowy, wydzielony przez tkanki istot żyjących. Szkielety obumarłych serpul i mszywiołów są kalcytowe. W rzeczywistości nie wiemy jednak dokładnie, czy $CaCO_3$ wydziela się w tkance organicznej jako kalcyt lub aragonit. Dlatego może lepiej, jeśli mamy na myśli żywe serpule i mszywioły, mówić o szkielecie zbudowanym z węglanu wapniowego niż o kalcycie czy aragonicie.

Otóż ten węglan wapniowy, po śmierci zwierzęcia, a zwłaszcza przy diagenezie osadu ulegał przemianom, które w krańcowych wypadkach prowadziły do zupełnego zatarcia struktury organicznej. Przemiany te polegały głównie na rekrystalizacji, przy czym zniszczeniu ulegała przede wszystkim wewnętrzna budowa szkieletu, która u serpul i mszywiołów była włóknista. Strzępy tej pierwotnej budowy zachowały się jeszcze w niektórych miejscach. Są one kalcytowe i stanowią prawdopodobnie jedną z najstarszych generacji tego minerału w wapieniu skalistym, ponieważ struktura ta raz zniszczona nie mogła się już powtórzyć przy późniejszych procesach rekrystalizacji.

Przemiany jakim podlegał węglan wapniowy przebiegały prawdopodobnie w dwóch kierunkach:

1. Węglan przeistaczał się w jasny (w świetle przechodzącym) ziarnisty kalcyt, z zachowanymi konturami szkieletu (tabl. X, ryc. 33). Przy dalej posuniętej przemianie zarysy szkieletu rozpływają się w agregacie grubokrystalicznego kalcytu (tabl. VIII, ryc. 13).

2. Węglan wapniowy przechodził w szary, (w świetle przechodzącym) bardzo drobnokrystaliczny agregat kalcytowy, w którym zarysy struktur organicznych są zupełnie zatarte (tabl. X, ryc. 32, 33, 34, 35).

Ta druga przemiana wymaga bardziej szczegółowych objaśnień.

W szlifach wapieni mszywiołowo-serpulowych widzimy, jak zarysy struktur organicznych, zachowane w jasnym, ziarnistym kalcycie przechodzą do drobnokrystalicznego szarego kalcytu. Można je jeszcze na pewnej przestrzeni prześledzić, po czym stopniowo rozpływają się w masie o strukturze gruzłowej *structure grumeleuse* (tabl. VIII, ryc. 11 oraz tabl. X. ryc. 34). Czasem wśród owej masy pojawiają się odosobnione strzępy szkieletu serpul lub mszywiołów przemienionych w jasny ziarnisty kalcyt (tabl. X, ryc. 34). Ich przedłużenia dają się śledzić zupełnie wyraźnie w dalej za nimi leżącym jasnym kalcycie, lecz same te strzępy są zewsząd otoczone masą drobnokrystalicznego kalcytu o strukturze gruzłowej, względnie pseudooolitowej.

Struktury organiczne mogą zresztą urywać się raptownie na granicy z szarym kalcytem (tabl. X, ryc. 33, 35).

Zjawiska o których wspominałem powyżej, trudno by było tłumaczyć rozpuszczeniem się jasnego kalcytu i wypełnieniem próżnych przestrzeni przez szlam wapienny. Jest raczej prawdopodobne, że mamy tu do czynienia z rekrystalizacją węglanu wapniowego organicznego pochodzenia w drobnokrystaliczny agregat. Rozpad gruboziarnistego jasnego kalcytu, powstającego przy przemianie (1), jest mniej prawdopodobny, ponieważ następującym po sobie procesom rekrystalizacji towarzyszy zwykle wzrost kryształów, a nie rozpad w agregat mikrolitów. Dlatego wydaje się, że przemiany 1 i 2 mogą przebiegać równolegle, lecz niezależnie od siebie, a ich przyczyna tkwi w nietrwałości «organicznego» węglanu wapniowego.

Obydwie powstałe na drodze tych przemian odmiany kalcytu są może późniejsze od kalcytu z włóknistą organiczną strukturą, ale prawdopodobnie tworzyły się w osadzie wciąż jeszcze wilgotnym. Młodsze generacje kalcytu o większych kryształach przecinają żyłami obydwie odmiany (tabl. IX, ryc. 24 i 26).

W obrębie przestrzeni zajętych przez szary kalcyt wszelkie ślady struktury organicznej mogą ulec zupełnemu i całkowitemu zatarciu. Powstały tą drogą szary kalcyt nie różni się od szlamu wapiennego o strukturze litograficznej. Można mieć zatem zastrzeżenia co do słuszności poglądów W. Salomon'a (1915) i A. Heim'a (1924), jakoby resztki organiczne zawsze i w najmniejszych ułamkach dały się rozróżnić od okruchów stężałego szlamu wapiennego, powstającego na drodze chemicznej lub biochemicznej.

Zjawiska zacierania się struktur organicznych i ich przechodzenie w struktury gruzłowe i pseudooolitowe można również obserwo-

wać na przykładach zwapniałych gąbek krzemionkowych (tabl. X, ryc. 30, 31). Zjawiska te zostały dokładnie opisane przez H. Rauff'a (1894).;

Jest jednak zrozumiałe, że obecności drobnokrystalicznego szarego kalcytu w wapieniach skalistych nie można w całości kłaść na karb rozpadu organicznego węglanu wapniowego. Byłoby to sprzeczne z ogólnym charakterem sedymentacji wapiennej.

IX. ZLEPIEŃCE ŚRÓDFORMACYJNE I STRUKTURA OKRUCHOWA WAPIENI SKALISTYCH

Wapienie skaliste są w wielu miejscach okruchowe i konglomeratyczne. Ten typ strukturalny jest zasadniczo trojakiego pochodzenia: a) pierwotne, sedymentacyjne okruchowce i zlepieńce, b) wapienie zrostkowe i brekcje pozorne, c) brekcje tektoniczne.

a) Okruchowce sedymentacyjne.

Budowa okruchowa wapieni uwidacznia się zwykle na ich zwietrzałej powierzchni. Nie należy jej jednak mylić z brekcjowym pokrojem powierzchni niektórych skałek, wywołanym przez procesy wietrzenia i zamarzania wód ściekających po skale i wsiąkających w jej liczne szczeliny.

Zlepieńce i okruchowce w wapieniu skalistym są monogeniczne. Ich spoiwo, jeśli nie uległo przekrystalizowaniu, jest tak samo wykształcone jak otoczaki. W okruchach i otoczakach są wapienie o strukturze litograficznej pseudooolitowej, oolitowej itp., jak również kawałki zwapniałych gąbek. Skały te zatem osadzały się w innych warunkach a w innych zostały pokruszone i dlatego nie są porównywalne ze zlepieńcami rafowymi.

W oksfordzie miały miejsce, w okręgu krakowskim wahnienia podstawy falowania lub dna morskiego, które doprowadzały do spłyceń, lub zaburzały osady na dnie.

Szereg kolejno po sobie następujących okresów erozji podmorskiej i sedymentacji przedstawia ryc. 4 na tabl. VII z kamieniołomu w Młynce.

W dole leży ławica wapienia biohermalnego (a). Wapień jest pokruszony, a wielkość okruchów dochodzi do kilkudziesięciucentymetrowych rozmiarów. Ławica musiała czasowo znaleźć się w podstawie falowania, chociaż sam wapień osadzał się w warunkach spokojniejszych i głębiej. Górna powierzchnia tego wapienia, która nosi ślady podmorskiej erozji, została później przysypana piaskiem wapiennym i mułem, zrazu gruboziarnistym, po czym wyżej, z przewagą drobniejszego osadu. W niższej części jest to żwir wapienny o spłaszczonych otoczakach, ułożonych poziomo, a miejscami uwarstwionych krzyżowo (b).

Po osadzeniu się tego materiału nastąpiła ponowna erozja. Nie dosięgnęła ona wprawdzie wapieni skalistych (a), lecz zmyła część wapieni płytowych (b), pozostawiając wyraźną powierzchnię erozyjną (c)

Miało to miejsce w czasie gdy wapień płytowy był jeszcze miękkim osadem, ponieważ czynniki erozyjne utworzyły w nim duże pręgi faliste. Ze względu na wielocentymetrową amplitudę pręgi te można nazwać za W. H. Bucherem (1919) parariplemarkami. Ponadto wapienie płytowe są w tym miejscu krzyżowo uwarstwione, co wskazuje na warunki panujące ponad podstawą falowania.

Na powierzchni erozyjnej (c) leży gruboziarnisty materiał pochodzący z niszczonego w sąsiedztwie biohermu, a wyżej poziome ławice spokojnie uwarstwionych wapieni płytowych (d), nad którymi leży ponownie gruba ławica wapieni skalistych.

Okruchowce wapienne są związane z oscylacjami dna lub podstawy falowania. Są one ułożone poziomo. W facji płytowej okruchy wapieni skalistych wyraźnie maleją w miarę oddalania się od biohermów.

Poziome ułożenie zlepieńców śródformacyjnych dowodzi, że na dnie morza jurajskiego nie było większych nierówności między facją skalistą a płytową, i że sedymentacja, pominąwszy drobne różnice była dość jednostajna.

Nieznaczne kilkudziesięciocentymetrowe nierówności, widoczne w Młynce na pograniczu dwu facji są prawdopodobnie związane opisanymi wahnieniami i zostały wywołane szybszym rozmyciem facji płytowej.

b) Wapienie zrostkowe.

W okolicach przysiółka Skały koło Mnikowa[1], w Rybnej, Kamieniu oraz w kilku innych miejscach, występują wapienie o swoistym wykształceniu, które przypominają tak zwane wapienie zrostkowe i są prawdopodobnie analogiczne do utworów opisywanych w niemieckim malmie jako «ruppige Facies».

Wapienie te są barwy jasnoszarej, a na zwietrzałej powierzchni są lekko zabarwione utlenionymi związkami żelaza. Pod wpływem uderzeń mechanicznych, rozsypują się one na okruchy o przytępionych krawędziach, dochodzące do kilkucentymetrowych rozmiarów.

Przy bliższym obejrzeniu, «okruchy» okazują się zwykle zwapniałymi gąbkami lub kawałkami tych zwierząt, drobnymi amonitami, ramienionogami lub konkrecyjnymi skupieniami węglanu wapniowego. Tkwią one w spoiwie miękkim i nieco ilastym, które w szlifie ujawnia budowę jednorodną lub pseudooolitową.

Wapienie zrostkowe są miejscami przeławicone marglami lub z nimi zmieszane. Pochodzenie tych wapieni jest prawdopodobnie złożone. Znajdują się w tej skale połamane zwapniałe gąbki, więc w pewnej mierze jest ona okruchowcem sedymentacyjnym. Wiele gąbek jest jednak niepokruszonych, chociaż są one zwykle poprzewracane. Skamieniałości drobnych amonitów są również na ogół za-

[1] Piękna odkrywka wapieni zrostkowych znajduje się w pobliżu malowniczej skałki nad przysiółkiem. Aby się do niej dostać opuszczamy gościniec z Baczyna do Mnikowa pod wymienioną skałką, po czym kierujemy się drogą do Sanki. Po kilkudziesięciu metrach skałki przy drodze stają coraz bardziej «okruchowe» co ujawnia się w sposobie ich wietrzenia.

chowane w całości. Jeżeli zatem w kształtowaniu tego wapienia odgrywały rolę czynniki mechaniczne, to prawdopodobnie nie były one zbyt silne.

Wapienie zrostkowe odznaczają się: 1) wielką ilością drobnych amonitów, ramienionogów i małych gąbek, 2) obecnością substancji marglistej, często w postaci wkładek marglistych.

Możemy sobie wyobrazić, że dno morza jurajskiego w miejscu, w którym powstawały wapienie zrostkowe było usłane mułem wapienno-marglistym oraz zamieszkałe przez liczne gąbki i ramienionogi. Gąbki ulegały prawdopodobnie szybkiemu zwapnieniu i stawały się zawiązkami konkrecyjnych skupień węglanu wapniowego (zrostków).

Obecność materiału detrytycznego nasuwa przypuszczenie o istnieniu prądów, co zresztą zgadzałoby się z wyjątkowym jak na wapienie skaliste nagromadzeniem amonitów. Prądy te mogły usuwać część szlamu wapiennego, wzbogacając pozostałość w większe skamieniałości. Wapienie zrostkowe znajdują się w niższej części oksfordu, a prawdopodobnie w dolnej części poziomu *Pelt. transversarium*.

Obecność dużej ilości wapiennych skamieniałości w osadzie zawierającym substancje margliste jest jedną z przyczyn «okruchowego» pokroju skały. Inne przyczyny leżą prawdopodobnie w przemianach diagenetycznych. Zwapniałe gąbki lub inne fragmenty organiczne, są bowiem otoczone skałą bardziej wapienną niż dalsze ich otoczenie, które stanowi pewnego rodzaju «spoiwo» wapieni zrostkowych. Jest prawdopodobne, że dookoła skamieniałości skupiał się konkrecyjnie węglan wapniowy, a przy takim procesie zachodzi wg D. L. Dixon'a (1911) przynajmniej częściowe oddalenie substancji ilastych z najbliższego otoczenia skamieliny.

Podczas wietrzenia, lub w następstwie uderzeń mechanicznych, skała pęka wzdłuż granic wspomnianych fragmentów lub skamieniałości. Są one bowiem naturalnymi powierzchniami nieciągłości.

Wapienie zrostkowe wietrzeją w bardzo znamienny sposób i w krajobrazie występują pod postacią skałek, przypominających niektóre formy spotykane w dolomitach reglowych w Tatrach.

c) Brekcje pozorne.

Czasem zewnętrzny wygląd zwietrzałych powierzchni wapieni skalistych stwarza jedynie pozory okruchowców osadowych. Skała jest w różnym stopniu przekrystalizowana. Są części, zwłaszcza w obrębie i w pobliżu struktur organicznych bardziej przekrystalizowane (większe kryształy), a te jako więcej odporne na wietrzenie wystają ponad powierzchnię skały.

Na przełamie te bardziej przekrystalizowane części o postrzępionych zarysach są ciemniejsze. Światło wchodzi tu głębiej i zostaje częściowo pochłonięte.

X. PROBLEM RAFOWOŚCI WAPIENI SKALISTYCH

Nie mamy dotychczas danych które by potwierdzały przypuszczenie, że wapienie skaliste w tej części kraju są kopalnymi rafami.

Ocena wapieni jako «rafowych» lub «nierafowych» jest w ogólności trudna. Nazwa «rafa» w odniesieniu do utworów współczesnych ma swoje ustalone znaczenie, ale stosowana do struktur kopalnych ma bardzo szeroki zakres.

We właściwym znaczeniu rafą, nazywamy zespół osiadłych organizmów, zdolny przeciwstawić się erozji fal, który wyrasta ponad dno jako garb lub grzbiet podmorski i którego szczyt znajduje się blisko poziomu morza (H. A. Lowenstam 1950).

W ostatnich latach wysunięto z wielu stron propozycję, aby utrzymać się przy tej definicji i nazwę rafa stosować tylko do takich utworów kopalnych, które oprócz wyraźnych śladów działalności organizmów rafotwórczych, dostarczają również dowodów odporności na falowanie.

Nazywanie skupień gąbek krzemionkowych w wapieniu skalistym «rafami» jest dlatego niesłuszne, że zwierzęta te jak to wykazał E. Fischer (1912), były całkowicie uzależnione od warunków panujących w otoczeniu i własnymi siłami nie mogły podnieść zamieszkiwanego przez siebie podłoża. Łamliwe szkielety gąbek, o ile tylko nie uległy szybkiemu zwapnieniu, rozsypywały się po śmierci zwierząt, pozostawiając albo luźne igły, albo strzępy subtelnego rusztowania. Zwapniałe gąbki były zatem jedynie źródłem materiału detrytyczno-organicznego, którego ilość mogła miejscami przewyższać ilość osadzającego się w otoczeniu węglanu wapniowego.

Biohermy z licznymi gąbkami nie podnosiły się jednak ani wydatnie, ani stromo ponad otoczenie, na co między innymi wskazuje poziome ułożenie zlepieńców śródformacyjnych i brak pochyło leżących osadów rumowiskowych (Uebergusschichtung wg E. Moissisovics'a 1879) znamiennych dla utworów rafowych.

Gąbki nie posiadały zdolności do samodzielnego i niezależnego od sedymentacji w otoczeniu narastania ku wodom powierzchniowym (H. A. Lowenstam 1950). Jeśli darnie, względnie biohermy gąbkowe znalazły się z przyczyn od nich niezależnych w podstawie falowania, jak np. w wypadku opisanym z Młynki, były niszczone i roznoszone po dnie. Ten rodzaj ekspansji bocznej biohermu nie ma nic wspólnego z rozprzestrzenianiem się osadu detrytycznego z niszczonych raf, posiadających zdolność stałego nadrabiania ubytków. W sprzyjających warunkach rafy są niewyczerpalnym źródłem wapiennego osadu detrytycznego. Nie trzeba przy tym nadmieniać, że tego rodzaju sprzyjające okoliczności dla raf były z pewnością zabójcze dla gąbkowych biohermów.

Również sposób wykształcenia wapieni z mszywiołami i serpulami nie daje jeszcze podstaw do uznania tych skał za kopalne rafy.

Wapienie rafowe mają bowiem szereg znamiennych właściwości, które w naszych wapieniach skalistych nie uwidaczniają się. Są to następujące własności (wg Le Compte 1938):

1. Rafy budowane są przez organizmy przystosowane do warunków panujących ponad podstawą falowania. Są to formy kolonialne o mocnych szkieletach.

Tymczasem organizmy skałotwórcze naszych wapieni skalistych odznaczają się nader subtelną budową. Rurki serpul są delikatne i małe, różnią się zatem wydatnie od serpul żyjących w wodach litoralnych. Korale są reprezentowane przez drobne formy osobnikowe, żyjące na znacznych głębokościach. Nie ma w wapieniu skalistym korali kolonialnych ani typowych dla utworów rafowych glonów. Żadne ze znanych w tych wapieniach organizmów nie dostarcza dowodów odporności na falowanie. Wręcz przeciwnie, struktury wzniesione przez te zwierzęta, jeśli tylko dostały się w zasięg podstawy falowania, były natychmiast niszczone.

2. Organizmy rafotwórcze posiadają zdolność budowania sztywnych struktur w ruchliwych i niespokojnych wodach powierzchniowych.

Organizmy skałotwórcze w wapieniu skalistym nie ujawniają wzajemnego powiązania, które jest niezbędnym warunkiem utworzenia sztywnej budowli. Jej obecność w stanie kopalnym powinna się zaznaczyć znamiennymi dla raf zlepieńcami o pochyłym ułożeniu. Śródformacyjne zlepieńce w wapieniu skalistym nie zawierają w sobie kawałków pokruszonej rafy i leżą z zasady poziomo.

3. Znamienną cechą struktur rafowych jest obecność organizmów wiążących i zatrzymujących materiał detrytyczny.

W wapieniu skalistym nie ma typowych dla raf organizmów wiążących. Jeśli nawet przyjmiemy organiczne pochodzenie dla niektórych stromatolitów, to ich domniemane wiążące działanie ogranicza się jedynie do najdrobniejszego materiału detrytycznego. Zresztą zdaniem niektórych autorów (Le Compte 1938) organizmy wiążące bez udziału ustrojów kierowanych fototropizmem nie są w stanie budować raf.

4. Duża część rafy przypada na osady detrytyczne.

Wprawdzie wapienie skaliste są częściowo utworami detrytyczno-organogenicznymi, to jednak sposób ich wykształcenia nie jest rafowy (por. punkt 2).

X. ŚRODOWISKO SEDYMENTACYJNE WAPIENI GÓRNO-JURAJSKICH Z OKOLIC KRAKOWA

Poczynania zmierzające do odtworzenia środowiska sedymentacyjnego skał osadowych są oparte na zasadzie aktualizmu geologicznego. Twórcą tej zasady był znakomity geolog angielski K. Lyell (1830). Zasada aktualizmu jest nadal myślą przewodnią w współczesnej geologii, chociaż nie rozumiemy jej dzisiaj w dosłownym znaczeniu.

Prawa, które rządzą przyrodą są wprawdzie niezmienne, ale zmieniają się warunki panujące na Ziemi oraz nasilenie czynników geologicznych. Niektóre z tych czynników działających w ubiegłych epokach geologicznych nie odgrywają dzisiaj poważniejszej roli i na odwrót pojawiły się nowe, których poprzednio, przynajmniej w niektórych okresach nie było.

Dlatego też nie zawsze wśród współczesnych osadów znajdujemy odpowiedniki utworów kopalnych.

Podobnie przedstawia się sprawa z wapieniami skalistymi jury krakowskiej, których powstanie było wynikiem swoistych warunków klimatycznych i krajobrazowych epoki jurajskiej i które prawdopodobnie nie mają równoważnika wśród współczesnych osadów morskich.

Nie mamy danych, które by pozwoliły na bliższe ustalenie głębokości na jakiej osadziły się skały krakowskiego malmu. Możemy jednak przypuszczać, że nie są one ani litoralnymi, ani głębinowymi osadami wapiennymi. Powody, dla których odpada pierwsza z tych możliwości, zostały przytoczone w poprzednim rozdziale. Druga możliwość jest jeszcze mniej prawdopodobna, ponieważ węglan w osadach głębinowych, niemal w całości pochodzi z wapiennych szkieletów planktonu i osadza się niezmiernie wolno. Duża miąższość wapieni jurajskich byłaby zatem sprzeczna z ogólnym charakterem sedymentacji głębokomorskiej.

Wapienie skaliste, ogólnie rzecz biorąc, osadzały się poniżej podstawy falowania. Ze sposobu wykształcenia tych skał jak również z ich rozmieszczenia w Europie środkowej można by wnioskować, że odpowiadają one osadom jurajskiego szelfu.

Na współczesnych terasach kontynentalnych w wielu okolicach podzwrotnikowych istnieje nadal intensywna sedymentacja wapienna Nie znajdujemy tam jednak odpowiedników jurajskich ławic i biohermów gąbkowych oraz wapieni z serpulami i mszywiołami.

Być może, że w epoce jurajskiej na dnie szelfu życie osiadłe rozwijało się bujniej i sięgało głębiej niż obecnie.

Według zapatrywań niektórych geologów przedkredowe morza były bardziej od współczesnych nasycone węglanem wapniowym, ponieważ dopiero w kredzie pojawiły się masowo wapienne otwornice pelagiczne odciągające z wód ogromne ilości węglanu wapnia, który zagrzebany w mule głębinowym jest po większej części dla morza bezpowrotnie stracony.

Zdaniem A. Heim'a (1924) organizmy o wapiennych szkieletach są związane z tymi morzami, w których węglan wapniowy posiada skłonność do wytrącania się. Obecnie takie warunki istnieją w niektórych silnie nagrzewanych i płytkich morzach podzwrotnikowych.

Jeżeli przypuszczenie Heim'a jest słuszne, to istotnie osiadłe organizmy wapienne miały w epoce jurajskiej może lepsze warunki rozwoju i masowo mogły zamieszkiwać większe głębokości niż obecnie.

Nie wiemy jeszcze w jakim stopniu węglan wapniowy w skałach jurajskich jest organicznego pochodzenia, to znaczy wydzielony przez tkankę istot żyjących lub wytrącony z powodu obecności na dnie gąbek, a jaka część jego przypada na węglan osadzony niezależnie od życia organicznego. W epoce jurajskiej mogła bowiem w morzach zachodzić również intensywna sedymentacja chemiczna a oprócz tego węglan wapniowy mógł być przynoszony z dalej położonych obszarów np. z ewentualnych raf okalających brzegi.

W wapieniach jurajskich okręgu krakowskiego substancje bitumiczne znajdują się tylko w śladach. Można zatem przypuszczać, że morze jurajskie było tu dobrze przewietrzane i wszędzie panowały warunki utleniające. Miejscami mogło wprawdzie dojść do warunków redukcyjnych jak na to wskazują rozsiane tu i ówdzie piryty ale były to zjawiska odosobnione i w procesie powstawania wapieni skalistych mało ważne. Wśród wapieni płytowych na Liguniowej Górze znajdują się ławice przepełnione organicznymi ułamkami o rdzawym zabarwieniu wywołanym przez utlenienie widocznych dziś jeszcze kryształków pirytu. Warunki redukcyjne powstawały prawdopodobnie tam, gdzie większa ilość materii organicznej została przysypana mułem wapiennym.

Ogólny przebieg sedymentacji jurajskiej (malmu) w basenie krakowskim możemy przedstawić następująco.

W poziomie *Card. cordatum* morze rozlało się już szeroko (na co między innymi wskazuje fauna prowincji borealnej i alpejskiej) i zdaniem niektórych autorów (J. Siemiradzki 1922) osiągnęło największą głębokość.

Życie osiadłe na większą skalę zaczyna się dopiero pojawiać w poziomie z *Pelt. transversarium*. Z początku są to przeważnie gąbki krzemionkowe, które w nasyconej węglanem wodzie ulegały zwapnieniu i stawały się zawiązkami biochemicznie wytrąconych wapieni. W dolnym oksfordzie takie ławice gąbkowe są w wielu okolicach nader znamiennym typem skał osadowych. W niektórych miejscach (np. Podłęże) pojawiają się równocześnie mszywioły i serpule, ale największe zagęszczenie tych zwierząt przypada na wyższy oksford (prawdopodobnie *Pelt. bimammatum*).

W poziomie *Pelt. transversarium* w wielu miejscach zaznacza się przewaga facji płytowej a biohermy są dosyć rzadko rozmieszczone po dnie. Te ostatnie są często niszczone w czasie chwilowych spłyceń lub wahnień podstawy falowania.

W wyższym oksfordzie daje się zauważyć w okręgu krakowskim przewaga facji skalistej przy równoczesnym pojawieniu się nowego typu wapieni, mianowicie wapieni ławicowych.

Stanowisko tych wapieni nie jest jeszcze zupełnie wyjaśnione, ale wydaje się maksimum rozwoju osiągają one w wyższych poziomach krakowskiego malmu.

Zakład Geologii U. J.

SPIS LITERATURY

1. Alth A.: Pogląd na geologię Galicji Zachodniej. *Spraw. Kom. Fiz.* VI. 1872. — 2. Barrel J.: Rhytms and the Measurement of Geological Time. *Bull. Geol. Soc. of Am.* 28, 1917. — 3. Bawendam W.: Die Frage der Bacteriologischen Kalkfallung in der tropischen See. *Berichte der Deutsch. Botanischen Ges.* 49, 1931. — 4. Berckhammer F.: Kryptooolith und Stromatolith im Massenkalke des Weissenjura. *Centralbl. f. Min.* 1923. — 5. Black M.: The algal sedimets of Andros Islands Bahamas Phil. *Transaction of Royal Soc. of London*, 222, Serie B 1933. — 6. Borneman J. G.: Beiträge zur Kenntniss des Muschelkalkes. *Jahrb. d. Preuss.*

L-anstalt 1885. — 7. Brown T. C.: Oolites and oolitic Texture. *Bull. of Geol. Soc. of Am.* 25, 1914. — 8. Bradley W. H.: Cultures of alfal oolites. *Am. Journ. of Sc.* 1929. — 9. Bucher W. H.: On Ripples and Related Sedimentary Surface Form *Am. Journ. of Sc.* 1919. — 10. Cayeux L.: Les Roches Sedimentaires de France. Roches carbonates. Paris 1935. — 11. Cloud P. E.: Notes on Stromatolites. *Am. Journ. of Sc.* 1942. — 12. Compte le M.: Quelques types de «Recifs» silurien et dévonien de l'Amerique du Nord. *Bull. Musée Royal d'Histoire Nat. de Belgique*, XIV 39, 1938. — 13. Cummings E. R., Shrock R. R.: Niagaran Coral reefs of Indiana and adjacent States and their stratigraphic relations 39, 1928. *Bull. Geol. Soc. of Am.* — 14. Cummings E. R.: Reefs or Bioherms. *Bull. Geol. Soc. of Am.* 1932. — 15. Dangeard L.: Etude des calcaires par coloration et decalcification Application à l'etude des calcaires oolithiques. *Bull. Soc. Geol. de France* 6, 1926. — 16. Deverin L.: Les minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes Suisses. *Schweiz. Min. und Petr. Mitt.* 1940. — 17. Dixon E. L.: The Carboniferous Succesion in Gower. *Quart. Jour. Geol. Soc.* 67, 1911. — 18. Dżułyński St.: Spostrzeżenia nad utworami litoralnymi jury brunatnej na południe od Krzeszowic. *Rocznik P. T. G.* XIX, 1950.— 19. Field R. M. and coll.: Geology of Bahamas. *Bull. Geol. Soc. of Am.* 43, 1932. — 20. Fischer E.: Geologische Untersuchungen des Lochengebietes bei Balingen. *Geol. und Paleont. Abh.* Bd. 11, 1912/13. — 21. Graf D. L., Lamar J. F.: Petrology of predonia Oolites in Southern Illinois. *Bull. of Ass. of Petroleum Geol.* 1950. — 22. Grzybowski J.: Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1912. — 23. Heim A.: Ueber Submarine Denudation und Chemische Sedimente. *Geol. Rund.* 15, 1924. — 24. Hintze C.: Mineralogie 1, 3 Abt. 1930, Berlin. — 25. Hoeg O. A.: Studies in stromatolites. I. *Det. Kong. Norsk. Videnskabers. Selskabs Skrifter*, Trondheim 1929 (a). — 26. Hoeg O. A.: Studies in stromatolites II. *Det. Kong. Norsk. Videnskabers. Selskabs Forhandlingar* 2, 1929 (b). — 27. Hoeg O. A.: Studies in stromatolites III, IV. *Ibid.* 1931. — 28. Johnston J. H.: Lime-secreting Algae and Algal Limestones from the Pensylvanian of Central Colorado. *Bull. Geol. Soc. of Am.* 51, 1940. — 29. Kalkowsky E.: Oolith und stromatolih im Norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 1908. — 30. Kontkiewicz St.: Badania geologiczne w paśmie Jura między Częstochową a Krakowem. *Pam. Fiz.* 1890 Kraków. — 31. Koroniewicz P.: Jurskie otłożenia Krakowskowo okruga. *Izwiestia Warszawskowo Polit. Instytuta* 1913, wyp. 1. — 32. Krumbeck L.: Einige faziele, petrogenetische u. tektonische Beobachtungen im Malm der Mittleren Penitzalb. *N. Jahrb. f. Min.* Abt. B. 1928. — 33. Kuźniar W. Żelechowski W.: Materiały do poznania stosunku Karpat do przedgórza na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. *Przegląd Górniczo-Hut.* XIX, 1927. — 34. Leuchs K.: Feinschichtung, Gleitfaltung, Algenrasen und Trummerlagen im Wettersteinkalk. *Chemie der Erde* 1932. — 35. Lewiński J.: Utwory jurajskie na zachód od Gór Świętokrzyskich. *Pos. Warsz. Tow. Nauk.* V, 1912. — 36. Linck G.: Die Bildung der Oolithe und Roggensteine. *N. Jahrb.* 16, 1903. — 37. Loretz H.: Untersuchungen ueber Kalk und Dolomit. *Zeitsch. d. Deutsch. Geol. Ges.* 30, 1878. — 38. Lucas L.: La sédimentation calcaire I, II. *Compte R. des Séances de l'Académie d. Sc.* 1940. — 39. Lowenstam H. A.: Niagaran Reefs of the Great Lake. *Journ. of Geology* 58, 1950. — 40. Moissisovicé E.: Die Dolomitriffe von Sudtirol und Venetien, Wien 1879. — 40. Muller S.: standard of Jurassic System. *Bull. Geol. Soc. of Am.* 52, 1941. — 42. Pia L.: Talophyta w M. Hirmer. *Handbuch der Paleobotanik*, München—Berlin 1927). — 43. Premik J.: Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy. *Ziemia Częstochowska* 1935. — 43. Pusch J. B.: Geologiczny opis Polski (tłumaczenia z oryginału z 1830 r.) Dąbrowa Górnicza 1903. — 45. Reis O. M.: Referat ueber Kalkowsky. *N. Jahrb. f. Min.* 1908 II. — 46. Rauff H.: Paleospongiologie. *Paleontographica* 40, 1895. — 47. Roll A.: Form, Bau und Enstehung der Schwammstotzen im Suddeutschen Malm. *Paleont. Zeitschr.* 16, 1934. — 48. Roemer F.: Geologie von Oberschlesien. Wrocław 1870. — 49. Rothpletz E.: Ueber die Bildung der Oolithe. *Bot. Zentralbl.* 51, 1892. — 50. Różycki St. Zb.: Uwagi o Rhynchonelidach jury górnej pasma Krakowsko-Częstochowskiego. *Biul. P. I. G.* 1938. — 51. Salomon W.: Ueber die Bildung dichter Kalke. *Geol. Rund.* V, 1915. — 52. Schade H.: Zur Enstehung der Harsteine und ähnlicher koncetrisch geschichteter Steine organischen und unorganischen Ursprungs. *Zeitschr. f. Chemie*

a. Industrie der Kolloide, 1909. — 53. Siemiradzki J.: Geologia ziem polskich, Lwów 1922. — 54. Staszic St.: O ziemiorodztwie Karpatów, Warszawa. 1815. — 55. Twenhofel W. H.: Precambriam and Carboniferous Algal Deposits. *Am. Journ of Sc.* 1912. — 56. Umbgrove J. H. F.: De Koraalriffen in de Bai van Batavia Dienst van den Mijnbouw in Ned.-Indie. *Weteschappelijke Mededeelingen* 7, 1928. — 57. Wethered E. B.: The formation of Oolithe. *Quart. Journ. of Geol. Soc.* London 1895. — 58. Wójcik K.: Bat, kelowej i oksford okręgu Krakowskiego. *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. Ak. Um.* 50, 1910. — 59. Zaręczny St.: Atlas geologiczny Galicji, zesz. III, 1894. — 60. Zejszner L.: Ogniwa formacji Jura nad brzegami Wisły. *Rocznik Tow. Nauk.* Kraków 1847.

РЕЗЮМЕ

Подошвовые осадки краковского мальма

Граница между доггером и мальмом, переходящая в окрестностях Кракова в подошве горизонта *Q. lamberti* резкая. Нижний оксфорд, образованный здесь мергелями, залегает на крупно-зернистых келловейских песчаниках, содержащих гальки палеозойских пород. В окрестностях Кжэшовиц эти мергели залегают непосредственно на верхне-карбоновых порфирах. Это переступающее залегание является последствием седиментационного перерыва под конец келловеия, а не результатом регрессий и повторной трансгрессии юрского моря. В мергелях нижнего оксфорда этих окрестностей, хотя залегающих на неплотных песчаниках доггера (средней юры), литоральныя отложения отсутствуют. Кровельная поверхность этих песчаников имеет признаки *hard ground'a*, местами обогачена она ископаемыми разных горизонтов, а тоже окремнена. Возможно, что вместе с перерывом имеется в этом районе тоже и стратиграфический пробел, именно пробел горизонта *Pelt athleta* и нижней части горизонта *Q. lamberti.*

Мощность мергели горизонта *Q. lamberti* в этом районе приблизительно 40 см. Они окрашены желто, зелёновато, с оливковатым оттонком, а иногда интенсивно красные. Красный цвет вероятно эпигенетический, возникнувший вследствие окисления FeS_2 серной кислотой, которая получалась из разпада сернего железа. В этих мергелях находятся некоторое количество серного железа и раковины иммонитов постоянно пититовые. К верху мергели *Q. lamberti* переходят в светлые кордатовые мергели (приблизительно 1 м. мощности).

Плитчатые и скалистые известняки

Свыше кордатовых мергелей залегает мощная серия осадков мергелистых в почве, выше известковых, которые причисляются к горизонтам *Pelt. transversarium* и *Pelt. bimammatum.* Главными седиментационными фациями горизонта *Pelt. transversarium* являются хорошо наслоенные, светлые, плитчатые известняки и неслоистые, белые скалистые известняки. Эти последние очень часто

залегают ввиду разобщенных биогерм среди плитчатых известняков (таб. VIII, фот. 2) и как более сопротивляющиеся выветриванию выступают в ландшафте ввиду скал (таб. VIII, фот. 1). В горизонте *Pelt. transversarium* подчеркивается в некоторых районах превосходство плитчатой фации. Соотношение это изчезает в высшим оксфорде [1], так как происходит в них скалистая фация. Изменяется тоже характер наслоенной фации. Место часто мергелистых плитчатых известняков занимают толсто наслоенные известняки богатые кремнезёмом и кремнеземными конкрециами. Переход этих отложений в скалистые известняки постепенный и нечёткий (рис. 4).

Породообразующие организмы скалистых известняков

Учитывая массовые, по некоторым местам, выступления обизвествённых кремневых губок в скали тых известняках, считается его губковым известняком. В целом это неправильно, так как накопления губок размещены неравномерно и на обширных участках они отсутствуют. Губки сыграли важную роль при седиментации скалистых известняков, как «катализаторы» в процессах выделения карбоната кальция (А. Ролл, 2934). Вероятно, возникающие при распаде органической материи щелочи, были причиной выделения карбоната (кальция) и очень скорой перемены кремневого скелета в известковый. Процесс этот имел место во время седиментации скалистых известняков, ибо находятся в них окатанные обломки обизвественных губок с затерённой структурой.

Самые общественные в скалистых известняках ископаемые на свежем переломле ии невидимые, а даже на обыкновенно выветрелой поверхности с трудом замечаемые. Органоченное строение известняков обнаружнвается лишь только в скалах разедённых гумусовыми кислотами почвы или вытравленных муравьиной кислотой. (В обломках скал, находящихся в муравейниках). Этими породообразующими организмами являются: серпулы, мшанки, одиночные кораллы и известняковые губки. Трубки серпул находятся в известняках ввиду сплетённых клубков (таб. VII, фот. 8) или нерегулярных псевдоколоний, достигающих размера от 10 до 20, а даже несколько десятков сантиметров (таб. VIII фот. 5). Иногда накопления этих животных лежат так густо рядом, что известняк на определенном пространстве построен исключительно серпулами и выступающими вместе с ними мшанками. Но чаще встречаются псевдоколонии серпул на расстоянии несколько сантиметров. Их трубочкм обыкновенно спирально или нерегулярно свернутые, а наружная наверхность гладкая или покрытая отростками (таб. IX, фот. 11). Поперечник

---

[1] Согласно с проектом С. Миллера (1941) я вернулся к прежнему значению «оксфорда» и поэтому разумению причисляю к нему горизонты *Q. lamberti, C. cordatum, Pelt. transversarium* и *Pelt. bimammatum.*

разреза удерживается в границах от $^1/_{10}$ мм до 2 мм. Обыкновенным породообразующими организмами являются тоже мшанки, которые выступают вместе с серпулами или независимо от них (таб. VIII, фот. 6, 7). Находятся тоже в скалистом известняке мелкие одиночные кораллы, которые однако только в исключительных случаях сохраняются в распознаваемом состоянии. Поперечник чашечки этих животных колебается в границах от несколько мм до 1 сантиметра. Кроме вышеуказанных организмов выступают в известняках многочисленные плеисногие, морские ежи, известковые губки, мелкие брюхоногие, молюски а также оседлые фораминиферы.

Оолитов я и псевдооолитовая структура скалистых известняков

Скалистые известняки краковской юры в значительной мере проявляют оолитовое или псевдооолитовое строение, либо состоят из мелко-кристаллического, известкого пелита. Створения эти выступают в органогенных известияках, с сохраненными органическими структурами, или в известняке, в котором ископаемые редкие. Оолиты, псевдооолиты и известняковый пелит выступают вместе, хотя местами может обозначится перевес одного или других элементов. Не доходит однако до такого различия, чтобы было возможно отдельно в скалистых известняках выделить литографские известняки оолитовые и т. п. Оолиты скалистого известняка (таб. IX, фот. 16, 17), как правило мелкие, обычный размер диаметра 0,25 мм. Они построены главным образом серым, медкокристаллическим кальцитом, но у некоторых появляется тоже кальцит светлый, мелкозернистый. Количество концентрических наслоений изменчивое.

Радиальное строение появляется у всех оолитовъ. Кон ентрические наслоения образованы обыкновенно вокруг невидимых лдер, реже вокруг органических остатков. В просмотренном материяле зерна детритусового кварца отсутствуют, я их впрочем в скалистом известняке нигде не нашел. Часто по средине оолита находятся два или несколько меньших оолитов (таб. IX, фот. 22). формы оолитов обыкновенно приближены к шарообразным, но отклонения встречаются часто.

Проблем происхождения оолитов в скалистом известняке очень сложный. Они несомненно являются неорганическими структурами, но вероятно возникали не только в результате осаждания выделенного химически или биохимически карбоната вокруг обломков или каких либо кристаллизациённых завязи. В шлифах видные переходы известняка с хорошо сохранёнными органическими структурами в агрегат весьма мелкокристаллического кальцита (серый кальцит) со структурой псевдооолитовой, оолитовой — или в агрегат, который производит впечатление более или менее однообразного известнякого пелита. Переход этот часто постепенный и в сером кальците слабо обозначаются органические структуры, продолжения которых совсем чётко сохранились в светлом, крупнозернистом каль-

ците. Эти факты трудно об'яснить растворением органического кальцита и наполнением пустых промежутков осаждающимся известковым илом и оолитами. Можно предполагать, что органический карбонат кальция подлежал скорее двояким переменам. Он превращался или в крупнозернистый кальций, в котором органические структуры лучше сохранились (таб. VIII, фот. 13) или распадался в очень мелкий агрегат кальцитовых микролитов, которые в результате физико-химических процессов накоплились ввиду более или менее шарообразных скоплений. Мы видим переход от массы мелкокристаллического карбоната с литографской структурой к структурам псевдооолитовым и ряд переходных форм между этими последними а типически развитыми оолитами (таб. VIII, фот. 16) Первой стадией этого процесса можно считать выделение шаровидных скоплений с зачатком радиального строения.

Трудно воссоздать историю одиночных оолитов и решить — или возникнули они путем химического выделения из эмульсии, как это имеет место в литоральной зоне, или путем процессов эпигенизма. Всякий оолит является отдельным проблемом, а различные явления могут вести к тому же морфологическому результату. Генезис так называемых псевдооолитов тем более сложный, что это понятие имеет широкий предел. Часть псевдоолитов возникнула путём процессов епигенизиса выше описанных, а тоже во время фосилизации кремневых губок (таб. X, фот. 20). В этом последним случае псевдооолитами могут быть фрагменты осадка частично или совсем сконцентрированного из дна движением воды. Что такие процессы имели место во веремя седиментации уверяет нас присутствие среди них интраформационных конгломератов. Определенная часть псевдооолитов является органическими фрагментами со структурой вполне затерённой (таб. IX, фот. 25).

Стромалитовые структуры скалистых известняков

В скалистых известняках часто выступают структуры похожие на строматолиты, описанные в литературе (Kalkowsky, 1908) а особенно на творения известные в немецком мальме под названием *Weissjurastromatolith* (F. Berckhemm, 1923). Структуры эти появляются в нескольких основных обликах:

а) Типичные строматолиты с копулообразной сводчатой ламинацией, которая выпуклостью направлена к верху. В перпендикулярном разрезе таких структур обозначаются характерные углубления (*intersticia*),к оторые отграничивают от себя частые выпуклости строматолита (таб. VII, фот. 3).

б) формы расправленные наслоениями похожими на вышеуказанные, но перебегающими более полого.

в) формы инкрустационные, которые обнимают органические скопления в скалистом известняке приспособляясь в общем очерке к их фигуре. (таб. VII, фот. 5).

Формы наслоения выше описанные могут появляться независимо от себя или переходят одни в другие. В микроскопическом шлифе все дают похожий образ, в котором видные посменно расположенные полосы более темные и более светлые. Более темные полосы образованы серым пелитовым кальцитом со слабо обозначающейся псевдооолитовой структурой, а более светлые созданные мелкими оолитами и псевдооолитми, неболышими органическими фрагментами, помещенными в перекристаллизованным цементе с тонкозернистого светлого кальцита. Этот цемент придает полосам в шлифе более светлый вид, и как более сопротивляющийся выветриванию причиняется к выделению строматолитовой структуре на поверхности известняков. Стрематолитовая субтильная ламинация довольно неровная, полосы местами тоньше, местами толще (в границах 1 мм), часто изгибаются или совсем выклиниваются. Происхождение строматолитовых стуктур, как до сих пор, еще не раз'ясненно. Некоторые авторы считают их органическими структурами, водорослями (Cloud 1942, Hoeg 1929) или осадком контролированным водорослями (*algal controlled beds*) (Black 1933), другие — строениями неорганического происхождения (Loretz 1878, Reis 1908). В случае скалистых известняков краковской юры принятие гипотезы альгового происхождения строматолитовых структур встречает некоторые препятствия. До сих пор в этих скалах не нашлись никакие водоросли, а из общего характера фауны и развития этих известняков возникает предположение, что они осаждались в глубоком море.

Проблема рифообразности скалистых известняков

В свойственном смысле, рифом мы называем комплекс оседлых организмов, способных сопротивляться эрозии волн, который вырастает выше дна ввиду горба или подморского хребта, которого верх находится близко уровня моря. (Lovenstam 1950). В таком смысле «рифа» мы не имеем аргументов, которые бы утверждали предположение, что скалистые известняки юры являются ископаемыми рифами.

1) Рифы построены организмами приспособленными к условиям существующим выше базы волнения. Это формы колониальные с крепкими скелетами.

Однако организмы породообразующие наших скалистых известняков отличаются тонкой постройкой. Трубочки серпул очень деликатные и небольшие, кораллы предстлвлены мелкими, одиночными формами, и общеизвестные местами губки не были в состоянии собственными силами поднять поселенного ними морского дна, а тем более удержатся в подвижной среде. Никакие из найденных организмов не дают аргументов для сопротивляемости против волнению. Как раз наоборот, созданные ними структуры скоро только попали в об'ем базы волнения, были немедленно разрушены (таб. VII, фот. 4). Таким образом благоприятные рифом

условия были наверно убийственные для строители биогермов скалистых известняков.

2) Организмы рифообразующие имеют способности строения окоченелых структур в подвижных беспокойных водах. Вместе того организмы скалообразующие скалистых известняков не проявляют взаимной связанности, которая является необходимым условием для создания таких структур. Их присутствие в ископаемом состоянии должно обозначиться характерным рифом конгломератов с заметными падениями, с которыми нельзя сравнивать горизонтально расположенных интраформационных конгломератов краковского мальма.

3) Знаменительной чертой рифских структур является присутствие организмов связывающих детритусовый материал. В скалистом известняке здешней юры такие организмы отсутствуют, а скоро даже приймём для некоторых строматолитов органическое происхождение, то их связывающее действие ограничивается только к самому мелкому материалу.

4) Значительная часть рифовых строений приходит на осадки детритусовые и оолитовые.

Скалистые известняки в самом деле детритусово-органоченные но их образование для рифов не типичное. Обломки и оолиты несравительные с похожими осадками литоральной зоны.

Седиментационная среда скалистых известняков

Нет достаточных данных которые разрешили бы на ближайшее определение глубины в какой сославались скалистые известняки. Мы можем только предполагать, что они осаждались принципияльно ниже базы волнения. Но все таки они не являются осадком глубокого моря. Большая мощность этих известняков была бы несовместимая с общим характером глубокоморской седиментации. Тоже небольшая примесь неорганических минералов нашлась бы в коллизии с образом создавания глубинного осадка, который в юрском периоде ввиду недостатка известняковых планктонных фораминифер, должны иметь еще большую примесь этих минералов чем в настоящее время.

Юрское море в окрестностях Кракова во время седиментации скалистых известняков было хорошо проветренное и везде были оксидационные условия. Этих отложений мы не можем без оговорок сравнивать с современными шельфовыми осадками некоторых субтропических областей (Флорида, Ост. Вагама, Восточно-Австралийский шельф,) потому что юрские времена были периодом могучей известняковой седиментации по всему земному шару, которой благоприятствовал теплый и довольно однообразный климат, условленный широким разливом океанических вод. В это время могли действовать такие факторы, которые современно отсутствуют или не играют такую важную роль, как нп. химическая седиментация карбоната в открытом море. Тоже пространетва интенсивной известковой седиментаци могли протягиваться более глубоко чем в настоящее время.

В общем можно сказать, что известняки краковской юры являются осадками юрского шельфа, вероятно более глубокого чем современные террасы. Самые известняки являются органогенными породами созданными или карбонатом известковых органических раковин, или карбонатом, который выделялся в накоплениях живущих существ под влиянием органической материи.

SUMMARY

The bottom part of the Upper Jurassic sediments

The boundary-line between the Dogger and the Malm, passing at the bottom of the *Q. lamberti*-zone, is sharply defined in the Cracow area. The Lower Oxfordian, developed here in the form of marls, overlies coarse-grained Callovian sandstones containing rounded boulders of Palaeozoic rocks. In the vicinity of Krzeszowice these marls directly overlie porphyries of the Upper Carboniferous. This overlap of the Oxfordian is the result of a diastem towards the end of the Callovian, and not the result of a regression and recurrent transgression of the Jurassic sea. In marls of the Lower Oxfordian of this region there are no littoral deposits, although they overlie friable sandstones of the Brown Jurassic. The top surface of these sandstones has the properties of «hard ground»; in places it is enriched with fossils from various zones and silicified. It is probable that the diastem is in this area accompanied by a stratigraphic gap, viz., absence of the *Pelt. athleta*-zone and the bottom part of the *Q. lamberti*-zone.

The thickness of marls with *Q. lamberti* in this area amounts to ca. 40 cm. They are coloured yellow, or greenish with an olive shade, and in places they are intensively red. The red colour is probably epigenetic, having its origin in the oxidation by sulphuric acid arising from decomposition of iron sulphides. In these marls there is a certain quantity of disulphide of iron, while the shells of ammonites are pyritizised.

Towards the top the marls with *Q. lamberti* pass into light-coloured *cordatus* marls (ca. 1 metr thick).

Limestones of Plattenkalk and Felsenkalk type

The *cordatus* marls are overlaid by a thick series of sediments which at the bottom are marly, and higher up calcareous; they are included in the zones of *Pelt. transversarium* and *Pelt. bimammatum*. The principal sedimentary facies of the *Pelt. transversarium*-zone are the well-bedded, light-coloured limestones of Plattenkalk type, and non-bedded, white limestones of Felsenkalk type (massive limestone). The latter frequently occur in the form of isolated bioherms embedded in limestones of Plattenkalk type (Pl. VII, Phot. 2) and, being more resistant to weathering, they are encountered in the landscape in the

form of outcropping rocks (Pl. VII, Phot. 1). In the *Pelt. transversarium*-zone of some vicinities there is observable a predominance of the Plattenkalk facies. These conditions change in the Upper Oxfordian [1], in which the Felsenkalk facies dominates. The character of the bedded facies also undergoes a change. The place of the frequently marly limestones of Plattenkalk type is occupied by more thickly bedded limestones, rich in silica and flints. The transition of these rocks into limestones of Felsenkalk type is indistinct and gradual (Fig. 4).

In the proximity of the Felsenkalk-type limestones, the Plattenkalk-type limestones change their originally horizontal arrangement. The higher-lying strata ascend above the mass of the Felsenkalk-type limestones, while the lower-lying ones bend downward (Pl. VII, Phot. 2). This phenomenon was produced by gravitational compaction, because the Felsenkalk-type limestones — formed partly from benthonic organisms — were less compressible than the sediment from which were formed the Plattenkalk-type limestones.

Rock-forming organisms of limestones of Felsenkalk type

On account of the mass occurrence, here and there, of calcified siliceous sponges in the Felsenkalk-type limestone, the latter is considered to be a sponge limestone. In relation to the whole this is not correct, inasmuch as the accumulations of sponges are not distributed in a uniform manner and extensive areas are free from them. Sponges, however, played an important role in the sedimentation of the Felsenkalk-type limestones as «catalysts» in the precipitation of calcium carbonate (A. Roll 1934). The ammonium compounds produced during decomposition of organic matter probably caused precipitation of the carbonate and rapid transformation of siliceous skeletons into calcareous ones. This process took place during sedimentation of the Felsenkalk-type limestones, because in the latter we discover rounded fragments of calcified sponges with obliterated structure.

The fossils which are the most common in many Felsenkalk-type limestones, are not visible on fresh fractures, being even hardly discernible on surfaces weathered in the ordinary manner. The organogenic structure of these limestones does not become evident in the rock until it is acted upon by the humic acids of the soil, or semidigested by formic acid (in specimens found in ant-hills). Rock-forming organisms are the following: serpulids, bryozoans, solitary corals, and calcareous sponges. The tubes of serpulids occur in the limestone in the form of coiled, irregular pseudocolonies, the dimensions of which attain a dozen centimetres or so, or even a few score (Pl. VII, Phot. 8, 9). Occasionally clusters of these animals lie densely side by side in such a manner that whole masses of the limestone may be almost exclusively built of serpulids, accompanied by bryozoans. More

[1] In accordance with the proposition put forth by S. Muller (1941), the author returns to the old meaning of the Oxfordian, using the latter term to denote the zones of *Q. lamberti*, *Q. cordatum*, *Pelt. transversarium* and *Pelt. bimammatum*.

frequently, however, one encounters pseudocolonies of serpulids separated by intervals of several centimetres. Their tubes are usually twisted spirally or irregularly, while their surface is smooth or supplied with cirri (Pl. VIII, Phot. 11). Their diameter in cross-section oscillates from 0,1 to 2 mm. Common rock-forming organisms are also bryozoans which accompany the serpulids, or occur independently of the latter (Pl. VIII, Phot. 14, 15). Also encountered in the Felsenkalk-type limestone are small solitary corals (Pl. VII, Phot. 6, 7); however, only in exceptional cases are they are preserved in a recognizable condition. The calyx diameter of these animals ranges from several mm to 1 cm.

Apart from the above-mentioned organisms, in the local limestones one also encounters numerous brachiopods, echinoids, calcareous sponges, small gastropods and pelecypodes, and benthonic foraminifers.

Oolitic and pseudooolitic structure of limestones of Felsenkalk type

The Felsenkalk-type limestones of the Cracow Jurassic in a large degree have an oolitic or pseudooolitic structure, or are composed of a very fine-crystalline calcite. These formations occur in organogenic limestones with preserved organic structures, or in limestones in which fossils are rare. Oolites, pseudooolites and calcite occur together, although in places there may be observable a predominance of one component or another. No such differentiation occurs, however, to make possible a separate isolation of lithographic limestone, oolitic limestone, etc.

Oolites of the Felsenkalk-type limestone (Pl. VIII, Phot. 16, 17) are small, their mean diameter being 0,25 mm. They are built chiefly of fine-crystalline brown calcite, but in some of them a fine-grained, light-coloured calcite also makes its appearance. The number of concentric bands is variable. Radial structure is present in all oolites. Concentric bands are usually formed around invisible cores; less frequently, around organic fragments. In the studied material there were no detrital quartz grains; neither were they discovered by the author anywhere in limestones of Felsenkalk type. Within an oolite there are frequently two or several smaller oolites (Pl. IX, Phot. 22). The shapes of the oolites are usually almost spherical, but deviations from such a form are frequent.

The problem concerning the origin of oolites in the Felsenkalk-type limestone is complex. They are, undoubtedly, inorganic structures, but probably they were produced not only as the result of the settling of a chemically or biochemically precipitated carbonate around fragments or crystallization centres of some kind.

Visible in thin sections are transitions of limestones with well-organic structures into an aggregate of very fine-crystalline calcite (brown calcite) with a pseudooolitic or oolitic structure, or into an aggregate which gives the impression of being a more or less uniform calcareous pelite. This transition is often gradual, and in brown calcite slightly marked are organic structures, prolongations of which are

quite distinctly preserved in the coarse-grained, light-coloured calcite (Pl. X, Phot. 31, 33, 34). These facts are not readily explainable by the dissolving of organic calcium carbonate and the filling of empty spaces by calcareous silt during its deposition and by oolites. It may be assumed that calcium carbonate of organic origin was rather subjected to changes of two kinds. It was either transformed into a coarse-grained calcite in which organic structures were preserveo better (Pl. VIII, Phot. 10), or it was decomposed into a very fine aggregate of calcitic microliths; the latter, as the result of physico-chemical processes, were concentrated in more or less spherical aggregates. Observable are transitions from a mass of fine-crystalline carbonate with a lithographic structure to pseudooolitic structures and a number of transition forms between the latter and typically developed oolites. As the first stage of this process may be considered the isolation of spherical aggregates with incipient radial structure (Pl. VIII, Phot. 16, 17).

It is difficult to reconstruct the history of the various oolites and decide whether their origin is due to chemical precipitation from a suspension, as is the case in the littoral zone, or did their formation take place by means of diagenetic processes. To a certain degree each oolite presents a separate problem, and different phenomena may be followed by the same morphologic result.

The genesis of the so-called pseudooolites is all the more complex as the term has, as it is well known, a wide scope. Part of the pseudo-oolites owe their origin to epigenetic processes described previously, and to fossilization of siliceous sponges (Pl. X, Phot. 30, 31). The origin of some pseudooolites is due to mechanical processes (Pl. IX, Phot. 20). In the latter case the pseudooolites may be fragments of a sediments, partly or completely consolidated, which was torn up from the sea-bottom by water movements. The occurrence of such phenomena during the sedimentation of the Felsenkalk-type limestones is substantiated by the fact that they contain intraformational conglomerates. Some of the pseudooolites are organic fragments with completely obliterated structure.

Stromatolitic structures of limestones of Felsenkalk-type

In limestone of Felsenkalk-type there is very frequent occurrence of structures which are similar to those described in the literature as stromatolites (Kalkowsky 1908), and particularly to structures known from the German Malm under the name of «Weissjurastromatolith» (F. Berckhemmer 1923). These structures occur in a few main forms:

a) Typical stromatolites with dome-vaulted lamination; they are directed with their convexity towards the top. In perpendicular sections of such structures, observable are significant interstices which separate from one another the various protuberances of the stromatolite (Pl. X, Phot. 3).

b) Forms which are straightened out and have laminations similar to those described previously, but less steep.

c) Forms in which are contained organic aggregates of the Felsenkalk-type limestone, adapting themselves in general outline to their shape (Pl. VII, Phot. 9).

The above-described forms of lamination may occur independently of one another, or else they pass one into another. In a thin section they all present a similar picture in which one observes alternately lying bands of a lighter colour and darker ones (Pl. X, Phot. 27). The darker bands are built of pelitic brown calcite with slightly marked pseodooolitic or *grumeleuse* structure, while the lighter bands are of fine oolites, pseudooolites and small organic fragments embedded in a recrystallized matrix of light-coloured, fine-grained calcite. This matrix imparts to the bands lighter aspect in thin sections and, being more resistant to weathering, it causes the stromatolitic structure to become prominent on the surface of limestones. The subtle stromatolitic lamination is rather restless: the bands are in some places thinner, in others thicker (within the limits of 1 mm), frequently curving or thinning out altogether.

The origin of stromatolitic structures has not yet been explained. Some authors consider them to be organic structures: algae (Cloud 1942, Hoeg 1929), or algal-controlled beds; others are of the opinion that they are formations of inorganic origin (Loretz 1878, Reis 1908). In the case of the Felsenkalk-type limestones of the Cracow Jurassic, acceptance of the hypothesis of algal origin of the stromatolitic structure present certain difficulties. No algae have been hitherto discovered in these rocks, while the general character of the fauna and the manner in which these limestones are developed, suggest that they were deposited in a deep sea. For lack of a better solution, the structural forms (a) may be considered to be the casts of some skeletonless organic aggregates, but there is no reason for doing the same with the forms which are less steep (b) and do not differ from the delicate lamination arising as the result of rhythmic sedimentation, slightly disturbed by feeble currents.

In some cases the undulating character of the stromatolitic lamination is explainable by causes associated with the mechanics of sedimentation. If benthonic organisms (in the case of Felsenkalk-type limestones: bryozoans and serpulids) are present on a sea-bottom on which a fine calcareous mud settles, then their presence will cause the absence of horizontal lamination. Clusters of serpulids or bryozoans, in the course of time and as such clusters develop, may sink into the powdery sediment, and similar phenomena will probably take place even during compaction of the sediment. Simultaneously with the appearance of benthonic organisms, the sea-bottom surface ceases to be flat, and the sinking sediment in some cases adapts itself to irregularities of the bottom.

To the problem concerning the origin of the stromatolitic structure, also added must be epigenetic processes which finally determined the present form of fossil stromatolites. The first problem: why are some bands more recrystallized than others? Does the presence of

larger calcareous fragments exert an influence upon this, although they are not determinable everywhere in the lighter and more recrystallized bands? Or do certain favoured surfaces exist along which recrystallization proceeds more rapidly then elsewhere?

Intraformational conglomerates

Sedimentary fragmental rocks in limestone of Felsenkalk type are monogenetic. Their matrix, if it only did not undergo recrystallization, is developed the same as fragments and rounded boulders. These conglomerates cannot be compared with the boulder apron of reefs, inasmuch as in the fragments there are lithographic, fine-oolitic limestones, etc., which were deposited under different conditions than the ones under which they were crumbled. Their origin is associated with oscillations of the wave-base, or of the sea-bottom, this probably occurring many times during the Oxfordian of the Cracow area (Pl. VII, Phot. 9). These conglomerates usually lie horizontally. They pass into the bedded facies (of the Plattenkalk-type limestones), but the farther one proceeds from the bioherms of the Felsenkalk-type limestone, the smaller become the fragments in the conglomerates.

Concretionary limestones

In some vicinities limestones of Felsenkalk-type resemble formations described in the German Malm under the name of «ruppige Facies». They are built of fragments of calcified sponges or of whole sponges, numerous small ammonoids (*Oppelia* sp., *Perisphinctes* sp.), brachiopods, and also of concretionary aggregates of calcium carbonate surrounding organic fragments. They are embedded in a soft and somewhat marly matrix, from which they easily fall out if struck with hammer. These sediments were probably formed with the participation of feeble currents, removing part of the bottom material and enriching the remainder with regard to larger fossils.

The question concerning the reef nature of limestones of Felsenkalk-type

In the proper meaning of the word, a reef is an aggregate of sedentary organisms, able to resist wave-erosion and growing up above the sea-bottom as a hump or submarine ridge, the top of which is near the sea level (Lovenstam 1950). A reef being so defined, there is no proof available to substantiate the supposition that the Felsenkalk-type limestones of the Cracow Jurassic are fossil reefs.

1. Reefs are built by organisms adapted to conditions prevailing above the wave-base. They are colony-building forms with strong skeletons.

On the other hand, the rock-building organisms of the Felsenkalk-type limestones in the Cracow area are distinguished by their

subtle structure. The tubes of serpulids are delicate and small, corals are represented by small forms of solitary corals, while sponges, common in places, were not able by themselves to raise the substratum which they inhabited, nor, the more so, could they survive in a mobile environment.

None of the discovered organisms supply evidence of wave-resistance. Altogether to the contrary, they structures they built, if only they came within the range of the wave-base, were immediately destroyed. Consequently, conditions favouring reef-formation were certainly fatal with regard to builders of bioherms of the Felsenkalk-type limestones.

2. Reef-builders possess the ability to erect rigid structures in mobile and rough waters. On the other hand, rock-building organisms of the Felsenkalk-type limestones do not display mutual binding which is a requisite condition for the erection of such structures. Their presence in a fossil state ought to be manifested by the existence of conglomerates characteristic of reefs, i. e., with prominent dip; with the latter one cannot compare the horizontally extended intraformational conglomerates of the Cracow Malm.

3. A conspicuous feature of reef-structures is the presence of debris-binding organisms.

In the Felsenkalk-type limestones of the Cracow Jurassic such organisms are absent; even if we do accept an organic origin for some of the stromatolites, their binding action is restricted to the finest calcareous material.

4. A considerable part of reef-structures consists of detrital and oolitic deposits.

The Felsenkalk-type limestones are, indeed, detrito-organogenic, but the manner of their development is not typical of reefs. Fragments and oolites cannot be compared with similar material of the littoral zone.

Environmental conditions of limestones of Felsenkalk-type

There are no sufficient data to make possible a more exact determination of the depth at which were formed the Felsenkalk-type limestones. It may be supposed only that they were deposited, on the whole, below the wave-base. However, they are not deep-sea deposits. The great thickness of these limestones would be at variance with the general character of deep-sea sedimentation. Inorganic minerals would also be in collision with.

The Jurassic sea in the Cracow area, during sedimentation of limestones of Felsenkalk-type, was well ventilated, and oxidizing conditions prevailed everywhere. The deposits of this sea cannot be compared without restrictions with contemporary shelf deposits of certain, tropical regions (Florida, Bahama Islands, East Australian shelf) inasmuch as the Jurassic was a period of intense calcareous sedimentation throughout the world; the latter process was favoured by the warm and fairly uniform climate produced by the vast spreading of

ocean waters. In this period such factors may have operated which at present are lacking or do not play any more an important role, as for instance, chemical sedimentation of calcium carbonate in the open sea. Areas of intensive calcareous sedimentation on the shelf could also reach deeper than nowadays.

In general, it may be stated that the limestones of the Cracow Jurassic are deposits of a Jurassic shelf which was probably deeper than contemporary continental terraces. The Felsenkalk-type limestones themselves are organogenic rocks, built either of carbonate derived from organic calcareous shells, or carbonate which was precipitated in aggregates of living organisms under the influence of decomposition of organic matter.

OBJAŚNIENIA TABLIC VII—X

Tablica VII

Ryc. 1. Znamienny sposób występowania wapieni skalistych. Skałki w dolinie Mnikowskiej.

Ryc. 2. Wapienie skaliste (a) w obrębie wapieni płytowych poziomu *Pelt. transversarium* (b) w Młynce.

Ryc. 3. Stromatolit w wapieniu skalistym × 1/2.

Ryc. 4. Ślady podmorskiej erozji w wapieniach z poziomu *Pelt. transversarium*: (a) — wapień skalisty z rozmytą powierzchnią stropową, (b) — wapień płytowy, (c) — powierzchnia erozji podmorskiej, (d) — żwir wapienny w wapieniu płytowym. Młynka.

Ryc. 5. Struktury stromatolitowe (a) w wapieniu serpulowym. (b) × 1/2. Przeginia.

Ryc. 6 i 7. Korale osobnikowe w wapieniu skalistym × 2. Przeginia.

Ryc. 8. Spleciony kłębek serpul w wapieniu skalistym × 2. Brzoskwinia.

Ryc. 9. Serpule (b) i warstwowanie stromatolitowe (d) w wapieniu skalistym × 2. Brzoskwinia.

Tablica VIII

Ryc. 10. Przekroje serpul w wapieniu skalistym. Ciemniejsze miejsca — drobnokrystaliczny kalcyt × 14. Wilczak.

Ryc. 11. Wapień z serpulami i mszywiołami. W górze część przekroju serpuli opatrzonej wyrostkami. Na prawo od środkowej części obrazu ślady zachowanej struktury mszywiołu przechodzące stopniowo w drobnokrystaliczny (szary) kalcyt × 14. Wilczak.

Ryc. 12. Przekroje serpul w wapieniu skalistym. Okolice Przegini Duchownej × 14.

Ryc. 13. Przekrystalizowany wapień serpulowy. Przeginia × 14.

Ryc. 14 i 15. Mszywioły i inne organiczne fragmenty w wapieniu skalistym. Czułówek × 14.

Ryc. 16. Oolity w wapieniu skalistym: (a) oolit podwójny, (b) oolit z słabo zaznaczoną budową koncentryczną, (c) kuliste skupienia szarego kalcytu o słabo zaznaczonej budowie promienistej, (d) oolit o trzech jądrach × 26. Chełm k. Nielepic.

Rys. 17. Oolity w wapieniu skalistym: (a) prawidłowo wykształcony oolit z budową promienistą i koncentryczną, (b) oolit z słabo zaznaczonymi cechami, (c) oolit o niewyraźnej strukturze koncentrycznej i niewyraźnych granicach × 26. Kochanów.

Tablica IX

Ryc. 18. Charakterystyczny obraz struktury oolitowej wapieni skalistych. Okolice Nielepic × 26.

Ryc. 19. Trzy zlepione ze sobą oolity: (a) prostopadłe do powierzchni oolitów ułożenie kryształów kalcytu w spoiwie × 26.

Ryc. 20. Pseudooolit z pirytami × 26.

Ryc. 21. Pseudooolity w wapieniu skalistym × 14.

Ryc. 22. Oolit podwójny × 4g.

Ryc. 23. Struktura oolitowa i pseudooolity w wapieniu skalistym × 14, okolice Kleszczowa: (a) pseudooolit złożony o niepewnym pochodzeniu.

Ryc. 24. Żyła młodszej generacji kalcytu przecinająca pseudooolity i ich spoiwo × 14. Podłęże.

Ryc. 25. Fragmenty szarego drobnokrystalicznego kalcytu dookoła pozostałości organicznych w jasnym spoiwie z ziarnistego kalcytu × 14. Czułówek.

Ryc. 26. Porozrywane fragmenty szarego kalcytu wśród młodszej generacji kalcytu (a) × 14. Brzoskwinia.

Tablica X

Ryc. 27. Szlif mikroskopowy stromatolitu ×14. Brzoskwinia.
Ryc. 28. Struktura gruzłowa w wapieniu skalistym ×26.
Ryc. 29. Zwapniała gąbka z zachowanymi zarysami budowy ×14.
Ryc. 30. Ta sama gąbka w miejscu o bardziej zatartej strukturze organicznej ×14.
Ryc. 31. Struktura gruzłowa powstała w wyniku przemiany gąbki krzemionkowej: (a) strzępy szarego drobnokrystalicznego kalcytu często o postaci pseudooolitów, (b) jasny ziarnisty kalcyt ×26.
Ryc. 32. Węglan wapniowy skorupy ramienionoga (?) zastąpiony przez szary drobnokrystaliczny kalcyt ×14. Skały k. Mnikowa.
Ryc. 33. Wapień serpulowy.
W środku pola widzenia ciemne skupienie drobnokrystalicznego kalcytu o strukturze gruzłowej ×14.
Ryc. 34. Zarysy organiczne (serpule i mszywioły) zachowane w jasnym ziarnistym kalcycie przechodzą stopniowo i w sposób ciągły w szary drobnokrystaliczny kalcyt, w którym zanikają ×14.
Ryc. 35. Ostra granica między jasnym kalcytem z zachowanymi zarysami struktur organicznych a szarym agregatem kalcytowym o budowie gruzłowej. W dolnej części szlifu granica jest mniej ostra a struktury organiczne przechodzą stopniowo w szary kalcyt, w którym dają się jeszcze na pewnej przestrzeni wyróżnić ich zarysy ×14.

ОБ'ЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ VII—X

Табл. VII

Фот. 1. Характерный вид скалистых известняков. Мников.
Фот. 2. Отношение плитчатых известняков (в) к скалистому известняку (а). Млынка.
Фот. 3. Строматолит в скалистом известняке. Вильчак. ×1/2.
Фот. 4. Подводная эрозия (с) в известняках Млынка.
Фот. 5. Строматолитовые структуры и серпулы. Пшегиня. ×1/2
Фот. 6, 7. Одиночные кораллы в скалистом известняке. Пшегиня. ×2.
Фот. 8. Серцулы из скалистого известняка. Пшегиня. ×1/2.
Фот. 9. Строматолиты и серпулы. ×1/2.

Табл. VIII

Фот. 10. Известняк с серпулами. тёмные места — скопления мелкого кальцитового агрегата с обозначающейся псевдооолитовой структурой. Вильчок. ×14.
Фот. 11. Кальцитовые наслоения с полосками мелкозернистого кальцита в серпуловом известняке. В левом углé разрез серпулы с отростками. По правой стороне наслоений следы органической структуры (мшанка) превращающейся в серый мелко-кристалический кальций, Вильчак. ×14.
Фот. 12. Серпуловый известняк. Вильчак ×14.
Фот. 13. Перекристаллизованный серпулово-мшанковой известняк. Пшегиня. ×14.
Фот. 14. Мшанки из скалистого известняка. Чулувек. ×14.
Фот. 15. Мшанки из скалистого известняка. Чулувек. ×15.
Фот. 16. Известняк с оолитами. (а) Двойный оолит. (б) Оолит с тремя ядрами. (в) Оолиты со слабо обозначенной концентрической структурой ×26.
Фот. 17. Оолитовый известняк. (а) Типичный оолит с концентрической и радиальной структурой. (б, в) Оолиты с нечётким контуром и со слабо обозначённой концентрической структурой. ×26.

Табл. IX

Фот. 18. Оолитовый известняк. ×26.

Фот. 19. Прекристаллизованный цемент с кристаллами орментированными перпендикулярно к поверхности оолитов. ×26.

Фот. 20. Псевдооолит сложный с пиритом. ×26.

Фот. 21. Псевдоооолиты.

Фот. 22. Известняк с оолитами. Неленице. ×30.

Фот. 23. Оолиты и псевдооолиты в скалистом известняке. ×14.

Фот. 24. Жила кальцита младшей генерации пересекающая старшие генерации серого и светлого кальцита.

Фот. 25. Фрагменты старшей генерации серого кальцита. ×14.

Фот. 26. Кальцит младшей генерации (а) ×14.

Табл. X

Фот. 27. Строматолитовая структура. Полосы с перекристаллизованным цементом. ×14.

Фот. 28. Комковатые (сгустковые) структуры (*grumeleuse*). Нечовонице. ×26.

Фот. 29. Об'извествённая губка с сохраненной структурой. Фрывальд.

Фот. 30. Эта самая губка (фот. 28) в состоянии дальше подвинутого процесса фосилизации. Фрывальд.

Фот. 31. Комотоватая структура возникнувшая в процессе фосилизации кремневой губки. Фрывальд. ×26.

Фот. 32. Мелкокристаллический серый кальцит возникнувший из разпада органического карбоната. Младшие генерации светлого кальцита в больших кристаллах. ×14.

Фот. 33. Серпуловый известняк. Светлый, кристаллический кальцит с сохраненными органическими структурами. Посредине поля зрения темные скопления очень мелко-кристаллического кальцита с обозначающейся псевдооолитовой структурой. ×14.

Фот. 34. Светлый кальцит с сохраненными органическими структурами (серпулы, мшанки), переходит в серый очень мелко-кртсталлический агрегат (б) в котором обозначаются следы органических структур. Серый кальцит имеет структуру псевдооолитовую, комковатую (*structure grumeleuse*). ×14

Фот. 35. Граница между светлым кальцитом с сохраненными органическими структурами, а серым мелко-кристаллическим кальцитом с псевдооолитовой структурой. В нижней части шлифа органические структуры постепенно переходят в серый кальцит, в котором можно еще отличить их следы сохраняющие непрерывность с лучше сохраненными в светлом кальците. ×14.

EXPLANATION OF PLATES VII—X

Plate VII

Fig. 1. Typical wiew of the Malm limestone in the area of Cracow. Stone pillars of the Felsenkalk-type limestones («rocky» limestones).

Fig. 2. Outcrop of *Pelt. transversarium* beds, showing the bioherm of the «rocky» limestone in platy limestones.

Fig. 3. The Stromatolite, ×1/2.

Fig. 4. Fragment of an outcrop of the *Pelt. transversarium* beds showing the traces of submarine erosion: (a)the limestone of «Felsenkalk» type with eroded

top part, (b) platy limestone with the surface of submarine erosion, (c) and (d) calcareous gravel and platy limestones.

Fig. 5. The stromatolitic structures: (a) in the serpulids pseudocolonies (b), ×1/2.

Fig. 6 and 7. Solitary corals in the «rocky» limestones of the Malm in the Cracow area, ×2.

Fig. 8. The coiled serpulids in the «rocky» limestones, ×2.

Fig. 9. The serpulids: (b) and the stromatolitic lamination (d) in the «rocky» limestone, ×1/2.

Plate VIII

Fig. 10. The thin-section of «rocky» limestone with the serpulids. Dark places-very fine-cristalline calcite, ×14.

Fig. 11. Thin section of a «rocky» limestone with serpulids and bryozoans. Right of the centre of the section the organic structures (bryozoans) are passing gradually into fine-cristalline calcite, ×14.

Fig. 12. The serpulids, ×14.

Fig. 13. Recrystalized serpula limestone.

Fig. 14 and 15. The bryozoans and other organic fragments in the «rocky» limestone, ×14.

Fig. 16. The oolitic structure of the «rocky» limestone: (a) double oolite, (b) oolite with the feebly masked and irregular concentric structure, (e) sphaerical aggregate of fine cristalline (brown) calcite, partly with the radial structure; (d) oolitic structure deposited around three centres, ×26.

Fig. 17. The oolitic structure in the «rocky» limestones: (a) typical oolite, (b) oolite with feebly marked concentric and radial structures, (c) oolite with the undistinctly marked boundary, ×26.

Plate IX

Fig. 18. Typical wiew of the oolitic structure of the «rocky» limestones, ×26.

Fig. 19. Three partly penetrated oolites and the radial arrangement of calcite grains in the matrix around the oolites (a), ×26.

Fig. 2g. Compound pseudooolite with piryte, ×26.

Fig. 21. Pseudooolites in the «rocky» limestones ×14.

Fig. 22. Double oolite, ×40.

Fig. 23. Oolites and the pseudooolites (a) large compound pseudooolite of uncertain origin, ×14.

Fig. 24. The veinlet of white calcite of younger generation cutting the pseudooolites and the matrix, ×14.

Fig. 25. The fragments of brown calcite around the organic remmants in the matrix of white grained calcite, ×14.

Fig. 26. The fragments of brown calcite and the younger generation of white grained calcite, ×14.

Plate X

Fig. 27. Thin-section of stromatolite, ×14.

Fig. 28. Structure *grumeleuse* in the «rocky» limestone, ×26.

Fig. 29. The calcified siliceous sponge with preserved organic contours ×14.

Fig. 30. The same sponge in the more advanced process of fossilisation, ×14.

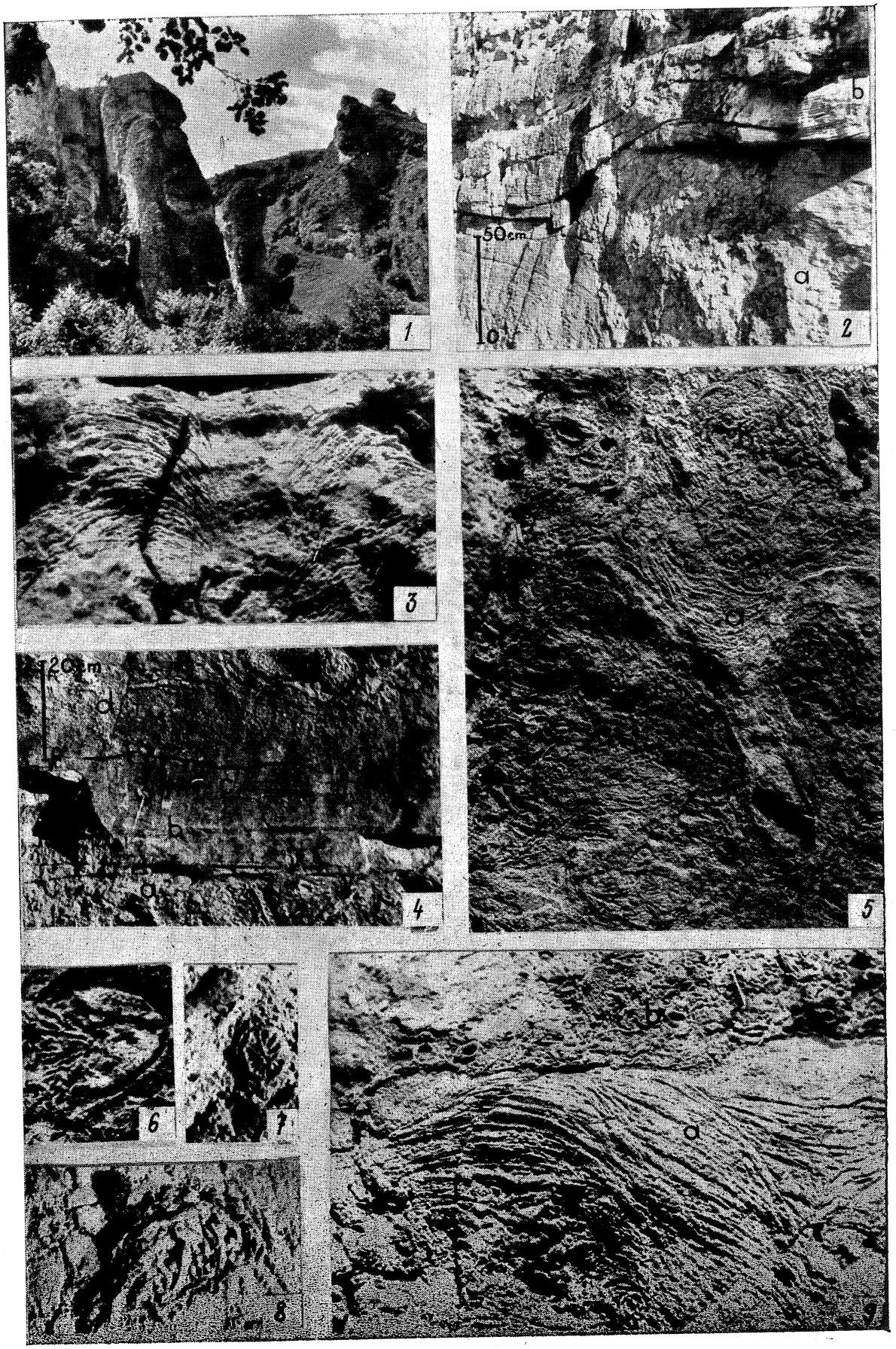
Fig. 31. The structure *grumeleuse* originated by the process of fossilisation of a siliceous sponge: (a) the brown, fine-crystalline calcite, (b) white calcite, ×26.

Fig. 32. The calcium carbonate of the shell replaced by fine aggregate of the brown calcite, ×26.

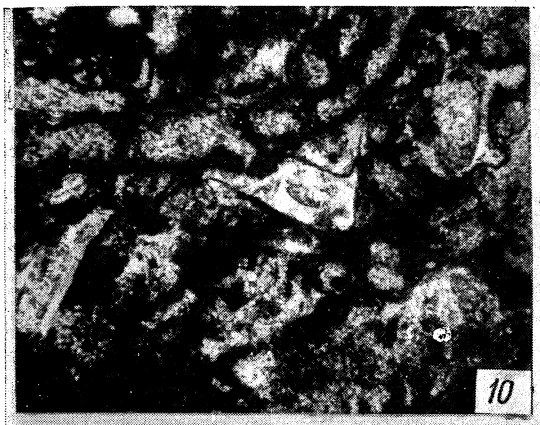
Fig. 33. Thin-section of a serpula limestone. The dark area in the centre of this section is composed of the fine cristalline calcite with the structure *grumeleuse*, × 14.

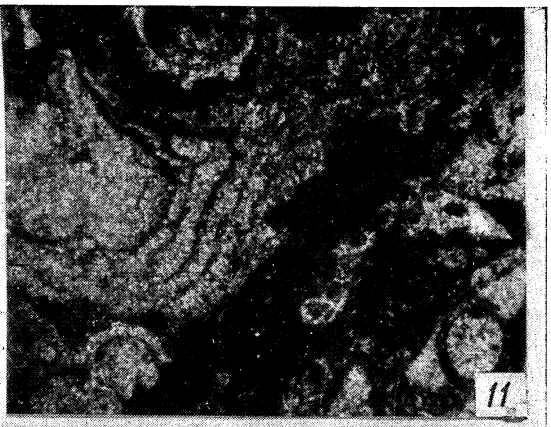
Fig. 34. The organic contours preserved in the white grained calcite are passing gradually into the dark aggregate of brown calcite. × 14.

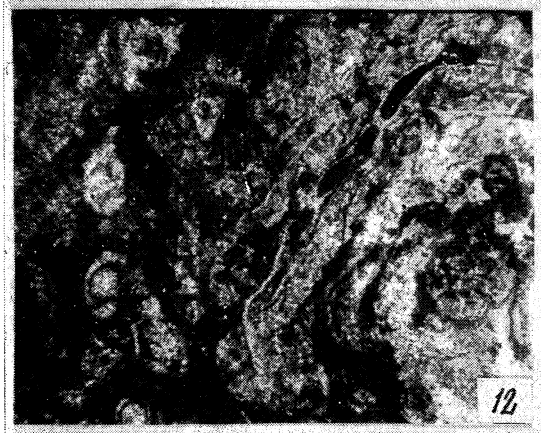
Fig. 35. The distinct boundary between white and brown calcite without traces of organic structures. In the lower part of this section the boundary is effaced and the organic contours are passing into the dark aggregate of fine cristalline calcite, × 14.

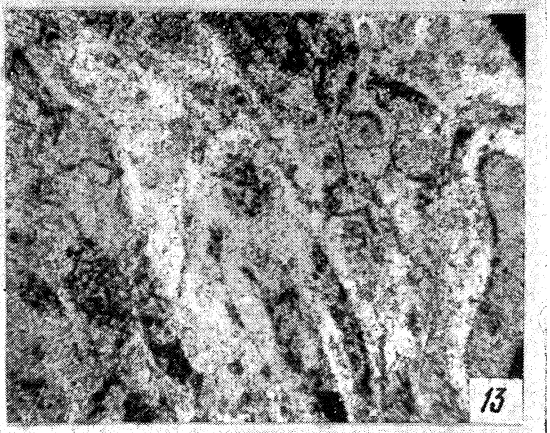


St. Dżułyński


10

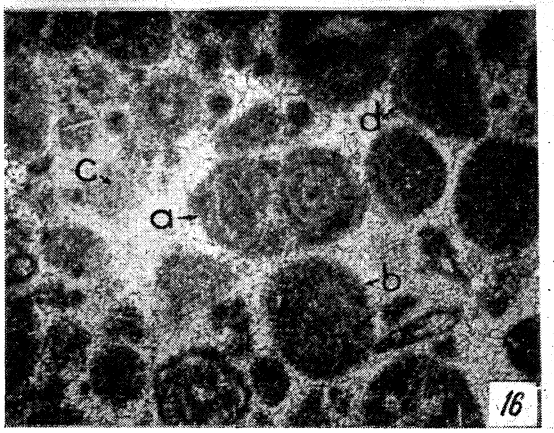

11


12

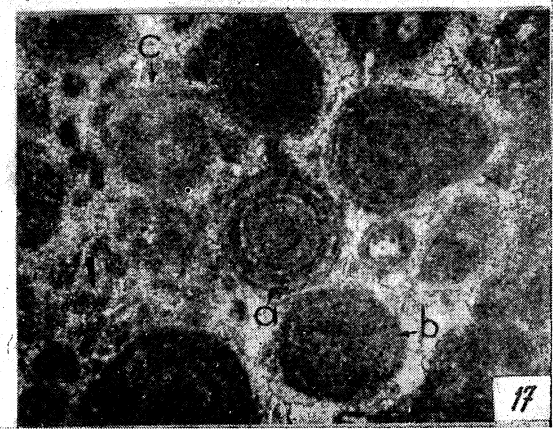

13

14

15

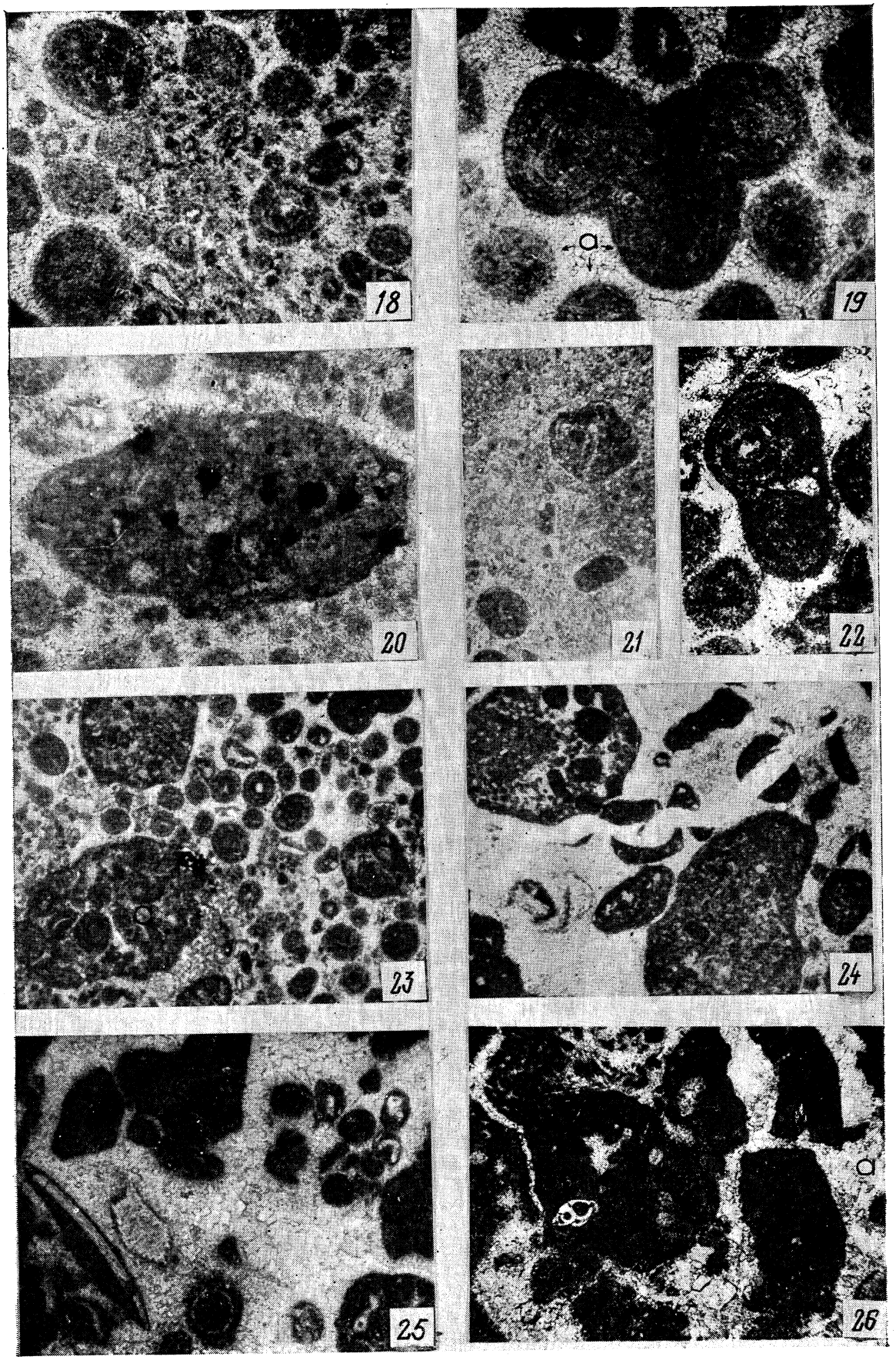


16

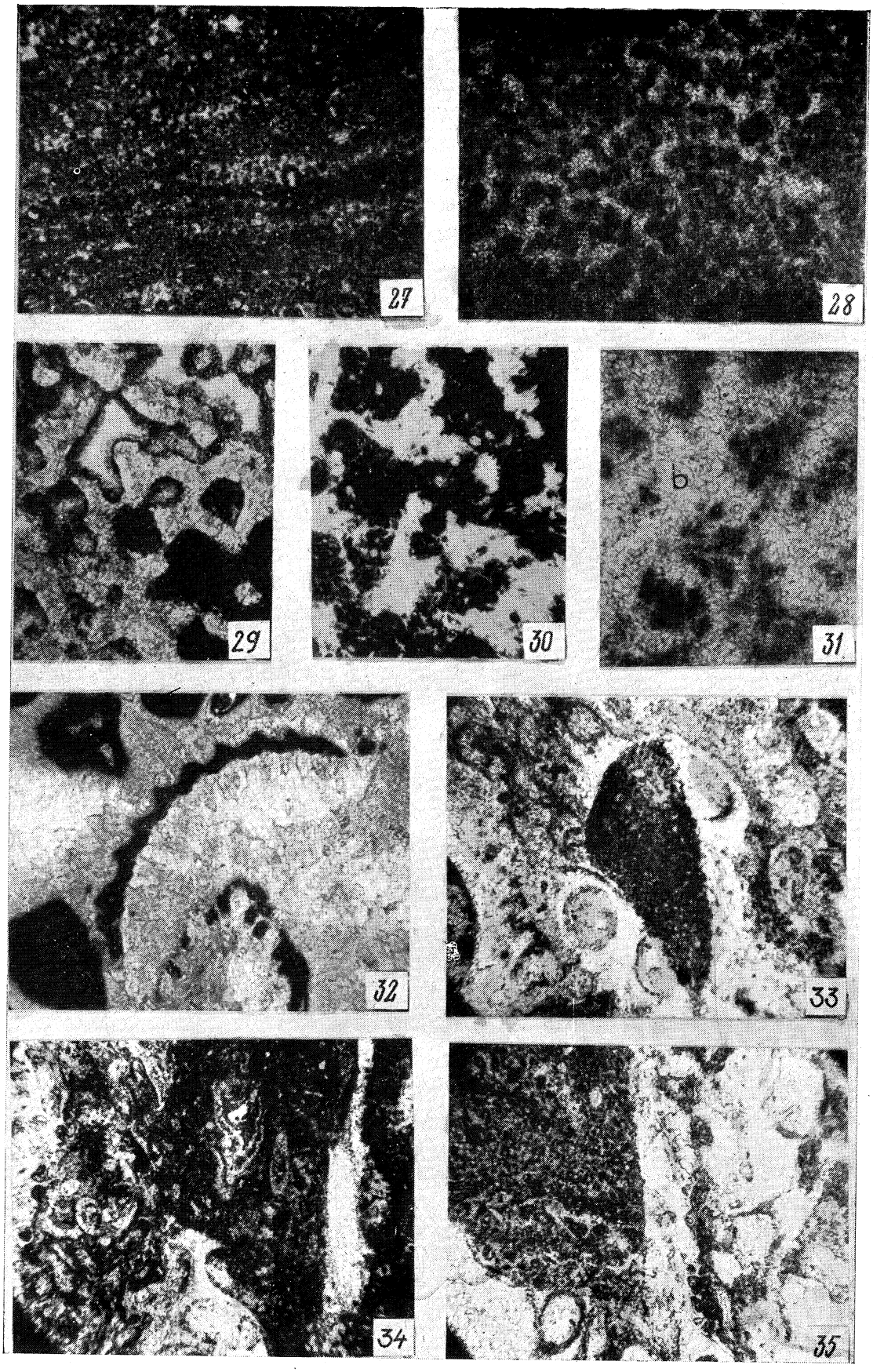


17

St. Dżułyński



St. Dżułyński



St. Dżułyński