A C T A G E O L O G I C A P O L O N I C A

VOL. X 1960 No. 3

MARIA TURNAU-MORAWSKA

Wapień glaukonitowy z albu Wielkiej Równi w Tatrach

STRESZCZENIE: Na podstawie analizy mikroskopowej i chemicznej wapienia glaukonitowego albu wierchowego w Tatrach oraz charakteru fizyczno-chemicznego wyodrębnionego z tej skały glaukonitu zostały naświetlone warunki sedymentacji wapienia. Uzyskano też nowy materiał obserwacyjny przedstawiający zależność typu glaukonitu od środowiska jego tworzenia się.

WSTĘP

Głównym celem tej pracy było dostarczenie nowego materiału obserwacyjnego naświetlającego zależność składu chemicznego i własności fizycznych glaukonitu od charakteru jego środowiska sedymentacji. Zagadnienie to poruszane było w pracach Ł. Gorbunowej (1950) i K. Smulikowskiego (1954) przedstawiających interesujące wnioski ogólne, których potwierdzenie i ewentualne uzupełnienie jest niewątpliwie pożyteczne. W pracy M. Turnau-Morawskiej i M. Lindner (1959) udało się zaliczyć glaukonit eocenu tatrzańskiego do określonego typu glaukonitu i naświetlić warunki sedymentacji analizowanych mułowców glaukonitowych. Mając do dyspozycji analizę glaukonitu z albu wierchowego z Wielkiej Równi w Tatrach, wykonaną przez Z. Drżała (1957), i analizę chemiczną wapienia glaukonitowego wykonaną przez H. Pendiasa, a także dawniejsze opisy tej skały i własne szczegółowe studia mikroskopowe, podjęłam nową próbę naświetlenia przedstawionego tutaj, a ważnego dla celów sedymentologicznych zagadnienia.

Występowanie kilkudziesięciocentymetrowej wkładki wapienia glaukonitowego w serii albu środkowego kredy wierchowej w Tatrach zostało stwierdzone przez E. Passendorfera (1929). Autor ten określa wiek skały

jako gault i daje następującą charakterystykę petrograficzną wapienia: jest to skała w stanie świeżym barwy ciemnoniebieskiej do prawie czarnej, w stanie zwietrzałym rdzawo-żółta, lokalnie intensywnie czerwona. W szlifie mikroskopowym widać, że jest to wapień zoogeniczny zawierający otwornice jako element skałotwórczy. Z innych szczątków widocznych pod mikroskopem wymienia autor ślimaki i małże. Niektóre otwornice są wypełnione pirytem. Swą barwę ciemną zawdzięcza wapień przeważnie obfitości glaukonitu, którego nieregularne ziarna swym kształtem nie wykazują, jakoby miały powstać wewnątrz otwornic. Niektóre ziarna są trawiasto-zielone, inne żółto-zielone lub ciemnobrunatne, impregnowane wodorotlenkami żelaza. Prawie każde ziarno posiada otoczkę kalcytową. Kalcyt niejednokrotnie wnika w szczeliny glaukonitu i wypiera substancję pierwotną. Niekiedy widoczne są pseudomorfozy kalcytu po glaukonicie. Autor podkreśla, że kalcyt tworzył się zawsze epigenetycznie. Kwarc jest prawie nieobecny. Piryt tworzy gruzełki lub nieregularne kryształki. Fosforan wapnia tworzy brunatne konkrecje często o budowie koncentrycznej, wielkość konkrecji dochodzi do wymiarów orzecha laskowego. W konkrecjach często obecne są szczątki otwornic, co wskazuje na epigenetyczne tworzenie się konkrecji. Ziarna glaukonitu występujące wewnątrz konkrecji są skalcytyzowane.

W wapieniu glaukonitowym spotyka się, według E. Passendorfera, otoczaki dochodzące do kilkunastu centymetrów średnicy. Zostały one mikroskopowo zbadane przez S. Kreutza. Otoczaki znalezione w wapieniu z Wielkiej Równi należą do łupku serycytowo-kwarcowego ze śladami przeobrażonego biotytu, do zsylifikowanego wapienia przypuszczalnie krynoidowego i do kwarcu żyłowego. W wapieniu glaukonitowym z Małej Łąki został znaleziony doskonale obtoczony otoczak o dłuższej średnicy 6 centymetrów. Według S. Kreutza jest to dioryt kwarcowy względnie granodioryt, który nie jest pochodzenia tatrzańskiego. Ostatni wniosek opiera S. Kreutz przypuszczalnie na żółto-brunatnej barwie biotytu bez odcienia szaro-zielonego oraz na obecności pól pleochroicznych dookoła wrostków cyrkonu. Te zjawiska odróżniają na ogół biotyty tatrzańskie od innych biotytów, np. granitów sudeckich.

W związku z podjętym zadaniem porównania glaukonitów z różnych środowisk sedymentacji zaistniała potrzeba bardziej szczegółowego poznania cech mineralogiczno-chemicznych oraz strukturalno-teksturalnych opisanego wyżej wapienia glaukonitowego. Badania moje ograniczyły się na razie do wapienia z Wielkiej Równi, z którego został wyodrębniony glaukonit do analizy chemicznej i do oznaczenia cech fizycznych. Studia mikroskopowe tej skały, której próbki były zbierane przy okazji różnych wycieczek, rozpoczęłam już w roku 1952. Nowy materiał litologiczny został zebrany przez mgra Z. Drżała w r. 1956. Ostatnio dostarczył mi

mgr A. Radwański próbkę zorientowaną wapienia, stanowiącą wycinek całej warstwy wapienia glaukonitowego z Wielkiej Równi, leżącego między wapieniem urgonu w spągu, a marglem kredowym bez skamieniałości — w stropie.

CHARAKTERYSTYKA MIKROSKOPOWA SKŁADNIKÓW MINERALNYCH WAPIENIA

Glaukonit występuje w ziarnach o charakterze bardzo urozmaiconym zarówno pod względem morfologii, jak i rodzaju wrostków powstałych syngenetycznie lub też w różnych fazach przemian diagenetycznych. Najczęściej spotyka się ziarna wydłużone o zarysach elipsoidalnych lub nieregularnych (pl. XVIII, fig. 1), o dłuższych osiach często równoległe zorientowanych. Często ziarna tego typu są wzajemnie pozlepiane i powyciągane w łańcuszki form zniekształconych, co świadczy, że jeszcze w stanie plastycznym włączane były do osadu.

Drugim typem morfologicznym glaukonitu są ziarna o wielopłatowych kształtach amebowatych, charakterystycznych dla glaukonitów kształtujących się w osadzie z koloidalnych agregatów (pl. XVIII, fig. 2). Trzecim typem są ziarna ostrokrawędziste na ogół mniejsze od poprzednio opisanych, powstałe z pokruszenia ziarn zupełnie już stężałych poza osadem. Czwarty typ stanowią ziarna o formach szkieletowych; są to relikty procesu kalcytyzacji glaukonitu. Do ostatniego typu morfologicznego należą rzadko spotykane ziarna bardzo wydłużone, pręcikowate, które mogły być produktem glaukonityzacji biotytu lub amfibolu. Jak podkreśla E. Passendorfer, żadna z opisanych form nie świadczy o tworzeniu się glaukonitu wewnątrz otwornic. Warto jednak podkreślić, że w jednej z konkrecji fosforytowych zauważyłam szczątki otwornicy z wnętrzem glaukonitowym.

Przeciętna średnica ziarn glaukonitu wynosi 0,25 mm. Wahania w długości tej średnicy wynoszą 0,04-0,55 mm.

Zupełnie czyste, pozbawione wrostków ziarna glaukonitu są rzadkie, a te są prawie zawsze skorodowane przez kalcyt lub inne węglany (dolomit, syderyt). Ogromna większość ziarn jest impregnowana wewnątrz pylastymi agregatami tlenków żelaza i pirytu. Czarna przeważnie barwa tych agregatów i dający się tu i owdzie stwierdzić ich złocisty odblask w świetle odbitym daje złudzenie, że przeważającym związkiem żelaza jest tu piryt. Jednak z analizy chemicznej wynika, że piryt nawet w zupełnie świeżej skale z jakiej próbka została pobrana do analizy, jest w znacznej przewadze utleniony. Opisane agregaty zdają się czasem prawie całkowicie wypełniać ziarno glaukonitu, pozostawiając jedynie niezmienioną obwódkę. Najczęściej agregaty skupiają się w rdzeniu ziarna

(pl. XIX, fig. 1), niekiedy w obwódce; zdarzają się też ziarna o czarnym nieprzezroczystym rdzeniu i takiej samej obwódce oddzielonej od rdzenia powłoką zielonego glaukonitu.

O ile stowarzyszenie substancji glaukonitowej i agregatów hematytowo-pirytowych ma charakter syngenetyczny, o tyle kalcytyzacja glaukonitu jest wyraźnie późniejsza, choć być może związana jeszcze ze wczesnym stadium diagenezy. Ziarna kalcytu wnikają najczęściej od zewnątrz do wnętrza ziarna glaukonitu (pl. XIX, fig 2), pozostawiając mniej lub więcej rozgałęzione szkielety pierwotnego minerału lub też otaczają regularną obwódką stosunkowo mało naruszone kształty ziarn. Często też kryształki kalcytu względnie innych węglanów rozrzucone są bezładnie w obrębie ziarn glaukonitu. Zdarzają się — jak to już zauważył E. Passendorfer — pseudomorfozy kalcytu po glaukonicie posiadające zwykle cienką obwódkę żelazistą.

Procesem związanym przypuszczalnie również z wczesnym stadium diagenezy jest zastępowanie glaukonitu przez fosforany. Ziarno takiego glaukonitu żółknie i traci dwójłomność, czasem rdzeń pozostaje niezmieniony a obwódka zbudowana jest z żółtego, włóknistego, nisko dwójłomnego fosforanu.

W niektórych szlifach mikroskopowych zauważyć można liczne pseudomorfozy brunatnych tlenków żelaza po glaukonicie. Te ziarna są zwykle lepiej zaokrąglone niż ziarna niezmienionego glaukonitu. Stowarzyszenie szmaragdowo-zielonych ziarn glaukonitu z ziarnami brunatnymi, w których nie widać dróg infiltracji żelazistych, nasuwa przypuszczenie, że pseudomorfozy te tworzyły się jeszcze przed włączeniem ziarn glaukonitu do osadu. Od wyżej opisanych pseudomorfoz należy odróżnić wtórne infiltracje żelaziste zachodzące przypuszczalnie już po wynurzeniu osadu.

Innym jeszcze procesem przeobrażenia glaukonitu zauważonym w mikroskopie jest jego blaknięcie połączone z tworzeniem się bezbarwnych plamek na blado-zielonym tle. Dwójłomność i relief tych plamek wskazują na obecność skrytokrystalicznej krzemionki. Takie wyblakłe ziarna są zwykle na brzegach nadżarte przez kalcyt, lub też posiadają one obwódkę kalcytową.

Wszystkie omówione procesy przeobrażenia glaukonitu często wzajemnie się nakładają, co powoduje niejednorodność barwy i dwójłomności u wielu glaukonitów. Warto jednak podkreślić, że prawie zawsze proces kalcytyzacji glaukonitu wiąże się ze zmniejszeniem intensywności barw glaukonitu oraz „oczyszczaniem" ziarn z agregatów hematytowo-pirytowych.

Węglany. Znacznie przeważającym węglanem jest kalcyt. Tworzy on główną masę tła skalnego w agregatowo polaryzujących skupieniach,

w których poszczególne ziarenka wyróżniają się tylko przy dużych powiększeniach. Lepiej wykrystalizowane ziarna tego minerału obecne są w szczątkach organicznych, wśród których rozpoznać można liczne otwornice oraz okruchy małżów i krynoidów. W skorupkach otwornic kalcyt ma charakter skupień włóknistych, a wnętrze ich jest często impregnowane tlenkami żelaza (pl. XX, fig. 1), ewentualnie z drobnymi domieszkami pirytu. Ziarna kalcytu zastępujące glaukonit są znacznie większe niż w masie tła skalnego i są mniej lub więcej automorficzne. Dolomit i syderyt, których obecność zdaje się wynikać z przeliczenia analizy chemicznej wapienia, nie ujawniają się wyraźnie w szlifach mikroskopowych. Być może domieszka węglanów magnezu ukryta jest w szkieletach szkarłupni. Do częściowo utlenionego syderytu mogą należeć niektóre żółtawe ziarna węglanów o regularnych zarysach romboedrycznych, zastępujące wraz z kalcytem glaukonit.

Kwarc pojawia się w ziarnach drobnych o przeciętnej średnicy około 0,05 mm, ostrokrawędzistych lub o kształtach nieregularnych skorodowanych przez kalcyt.

Skalenie, które bardzo rzadko udaje się zidentyfikować, należą do plagioklazu zbliźniaczonego albitowo i poprzerastanego kalcytem.

Tlenki żelaza i piryt. Tlenki żelaza (być może częściowo uwodnione) są barwy czarnej, brunatnej lub czerwonej i występują w kilku generacjach: pseudomorfozy po glaukonicie utworzone przypuszczalnie przed akumulacją osadu, wypełnienia rdzeni glaukonitowych i wnętrza otwornic w pylastych agregatach wraz z pirytem, koncentracje w obrębie mikrostylolitów, wypełnienia żyłek wyraźnie epigenetyczne i wreszcie plamiste impregnacje skały, związane już przypuszczalnie z procesami wietrzeniowymi. Piryt pojawia się tylko wśród agregatów z tlenkami wewnątrz glaukonitu i szczątków organicznych w ziarenkach poniżej 0,01 mm średnicy. Nie tworzy on nigdy większych automorficznych ziarn o charakterze diagenetycznie zrekrystalizowanego pyłu. Przypuszczenie, że mamy do czynienia z pirytem a nie z markasytem opiera się na wnioskach co do alkalicznego środowiska sedymentacji, w którym markasyt byłby nietrwały.

Fosforyty. W analizowanych przeze mnie szlifach mikroskopowych nie przekraczają one 0,5 mm średnicy. Rzadko są one zupełnie jednorodne, izotropowe, barwy bladożółtej. Zwykle zawierają wewnątrz szczątki otwornic ze skorupką jeszcze kalcytową, ostrokrawędzisty kwarc, glaukonit, kalcyt, tlenki żelaza. Spotyka się okruchy krynoidów impregnowane fosforanami. Nie wszystkie jednak fosforyty mają charakter epigenetyczny. Niektóre z nich o kształtach ostrokrawędzistych i bogatsze w kwarc, niż skała otaczająca, tworzyły się przed ostateczną akumula-

cją osadu i były kruszone w czasie transportu. Niektóre wydłużone okruchy fosforanowe mogą należeć do jakichś szczątków organicznych, nie dających się jednak zidentyfikować.

Okruchy skał. Widoczne makroskopowo okruchy skał są rzadkie i wśród ostatnio zebranych materiałów nie udało się stwierdzić otoczaków podobnych do opisanych przez E. Passendorfera (1929), który opisał otoczaki granodiorytu, łupku biotytowego, kwarcu oraz jakichś skał zmienionych przez procesy sylifikacyjne. Mgr A. Radwański znalazł ostatnio w wapieniu z Wielkiej Równi otoczak kwarcytu, przypuszczalnie triasowego. W innych punktach (np. w Żlebie Żeleźniak) alb zaczyna się zlepieńcem złożonym z otoczaków skał urgońskich (Rabowski 1959, Kotański 1959a, b).

W szlifach mikroskopowych z Wielkiej Równi zjawiają się sporadycznie drobne okruchy skał, nie przekraczające 1 mm średnicy. Najczęściej pojawiają się ostrokrawędziste okruchy wypełnione serpentynem i tlenkami żelaza przypominające niektóre obrazy mikroskopowe tatrzańskich limburgitów. Zdarzają się okruchy łupku łyszczykowego, wapienia krystalicznego i kwarcu żyłowego.

STRUKTURA I TEKSTURA WAPIENIA GLAUKONITOWEGO

Struktura skały jest biomorficzna względnie bioklastyczna (organodetrytyczna), gdyż widać tu dużo pokruszonego materiału zoogenicznego scementowanego drobnoziarnistą miazgą węglanową. Szczątki otwornic są na ogół dobrze zachowane, szczątki małżów pokruszone, a okruchy krynoidów mają kontury poszarpane i niewyraźnie odgraniczone od mikrokrystalicznego tła skały. W przeważnej części badanego osadu tekstura jest równoległa, co zaznacza się w ułożeniu dłuższych osi ziarn glaukonitu. Miejscami tekstura jest bezładna a struktura niejednorodna, co zaznacza się w plamistym rozmieszczeniu żółtawo-szarego barwnika, w stopniu rekrystalizacji skały, w wielkości i zagęszczeniu ziarn glaukonitu, w zmiennym nagromadzeniu skorupek otwornic. Te zjawiska mogą być czasem wynikiem zmian diagenetycznych, miejscami jednak mają charakter mniej lub więcej zatartych śladów śródformacyjnej przeróbki osadu.

WŁASNOŚCI FIZYCZNE I SKŁAD CHEMICZNY GLAUKONITU Z WIELKIEJ RÓWNI

Uzyskanie frakcji glaukonitu pozbawionego zarówno impregnacji żelazistych jak i fosforanowych oraz węglanowych wymagało żmudnej pracy i stosowania różnych metod separacji. Z. Drżał użył do tego celu

metody separacji w cieczy ciężkiej (bromoformie), metody elektromagnetycznej, trawienia frakcji glaukonitowej w rozcieńczonym kwasie azotowym, a wreszcie metody ręcznego wybierania ziarn pod lupą binokularną. W wyniku wytrwałej pracy udało mu się uzyskać próbkę glaukonitu o wystarczającej czystości, wymaganej dla oznaczeń własności fizycznych oraz składu chemicznego glaukonitu.

Gęstość analizowanego glaukonitu oznaczona przy użyciu piknometru waha się w granicach 2.61-2.73.

Współczynniki załamania oznaczone przy użyciu jako cieczy imersyjnej alfa-chloronaftalenu wahają się w granicach 1.604-1.613. Według K. Smulikowskiego (l.c.) wyżej podane cechy fizyczne charakteryzują glaukonit typowy, bogaty w żelazo.

Skład chemiczny glaukonitu podany jest w tabeli.

T a b e l a (Chart) 1

Skład chemiczny glaukonitu z wapienia glaukonitowego z Wielkiej Równi (% wagowe)

Chemical composition of glauconite from the glauconitic limestone from Wielka Równień (weight %)

SiO_2	50.04
TiO_2	0.05
Al_2O_3	7.17
Fe_2O_3	17 27
FeO	4 92
CaO	1.33
MgO	4.42
MnO	0.10
K_2O	6.44
Na_2O	0.37
H_2O-	1.37
H_2O+	5.14
P_2O_5	0.93
S	0 15

Po przeliczeniu wyników analizy na wzór krystalochemiczny według metody S. B. Hendricksa i C. S. Rossa (1941) otrzymujemy:

$$(K_{0.61}Na_{0.05}Ca_{0.02})(Fe^{\cdots}_{0.96}Mg_{0.50}Al^{6}_{0.36}Fe^{\cdots}_{0.29})(OH)_2Si_{3.73}Al^{4}_{0.27}O_{10})(.nH_2O)$$

W trójkącie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (1954) analizowany glaukonit zajmuje miejsce w polu typowych glaukonitów (fig. 1).

SKŁAD CHEMICZNY I MINERALNY WAPIENIA GLAUKONITOWEGO Z WIELKIEJ RÓWNI

W tabeli 2 zestawione są wyniki analizy chemicznej wapienia, wykonanej przez H. Pendiasa, skład mineralny rzeczywisty obliczony z analizy oraz skład mineralny oznaczony mikrometrycznie. Porównanie procentów wagowych i objętościowych jest tu dopuszczalne wobec zbliżonej gęstości wszystkich składników mineralnych.

T a b e l a (Chart) 2

Skład chemiczny i mineralny wapienia glaukonitowego

Chemical and mineral composition of the glauconitic limestone

	% wagowe weight %	Skład mineralny obliczony % wagowe Calculated mineral composition weight %		Skład mineralny oznaczony mikrometrycznie % objętościowe Mineral composition by micrometric analysis volumen %
SiO_2	14.76			
TiO_2	0.27			
Al_2O_3	2.46	glaukonit (glauconite)	21.11	23.80
Fe_2O_3	6.21	kalcyt (calcite)	64.40	
FeO	2.08	dolomit (dolomite)	2.49	71.40
CaO	39.04	syderyt (siderite)	0.49	
MgO	1.50	kwarc (quartz)	1.87	0.70
MnO	0.13	albit (albite)	3.10	
K_2O	1.38	fosforany (phosphates)	2.60	2.50
Na_2O	0.45	tlenki żelaza (iron oxides)	3.22	1.60
H_2O-	0.48	piryt (pyrite)	0.15	
H_2O+	0.45	rutyl (rutile)	0.26	
CO_2	30.05	Al_2O_3	0.31	
P_2O_5	1.31			
S	0.10			

W przeliczeniu analizy chemicznej na skład mineralny skład glaukonitu został przyjęty według analizy Z. Drżała, przy czym cały potas zawarty w skale został włączony do glaukonitu. Brak widocznych w mikroskopie innych minerałów potasowych poza śladami łyszczyków w sporadycznych okruchach skał, usprawiedliwia takie przeliczenie analizy. Z przeliczenia pozostał niewielki nadmiar niezwiązanego Al_2O_3, który wchodzi — być może — w skład minerału z grupy serpentynu zawierającego magnez. Tlenek magnezu został jednak całkowicie włączony

w dolomit, aby nie powodować zbytecznej komplikacji w przeliczeniu analizy.

Porównanie wyników z przeliczenia analizy chemicznej i mikrometrycznego oznaczenia składu mineralnego daje wystarczającą zgodność, zwłaszcza przy uwzględnianiu zmienności składu mineralnego w różnych szlifach mikroskopowych z tej samej próbki. Największe procentowe różnice dotyczą kwarcu i skaleni, które w szlifach mikroskopowych występują w śladach lub ułamkach procentu, natomiast analiza chemiczna wykazuje około 5% łącznej ich zawartości. Być może są one ukryte w postaci drobnego pelitu między kryształkami węglanów i nie są widoczne nawet przy większych powiększeniach.

Próbka analizowana została pobrana z części stropowej warstwy glaukonitowej i z okazu, który wykazywał makroskopowo i w szlifach mikroskopowych najmniej wyraźne zmiany diagenetyczne i wietrzeniowe. Tabela 3 wykazuje wzrost procentu glaukonitu w kierunku od spągu do stropu warstewki glaukonitowej.

T a b e l a (Chart) 3

Zmiana procentu glaukonitu w kierunku od spągu (1) do stropu (4) warstewki glaukonitowej (% objętościowe)

Variation in glauconite percent in direction from the bottom (1) to the top (4) of the glauconitic layer (volumen %)

	1	*2*	*3*	*4*
Kalcyt i inne węglany (calcite and other carbonates)	81.4	82.7	74.3	71.4
Glaukonit (glauconite)	13.1	13.0	17.3	23.8
Fosforany (phosphates)	2.1	1.3	5.1	2.5
Tlenki żelaza i piryt (iron oxydes and pyrite)	2.9	2.3	2.9	1.6
Kwarc (quartz)	0.5	0.5	0.4	0.7
Okruchy skał (rock fragments)		0.2		
Przeciętna średnica ziarn glaukonitu w mm (mean diameter of glauconite in mm).	0.21	0.24	0.34	0.36

Do bardzo podobnych wyników doszedł na podstawie swoich analiz mikrometrycznych Z. Drżał, według których ilość glaukonitu wzrasta od 12% w spągu do 25% blisko stropu, następnie w stropie zmniejsza się do 22%. Stwierdzony przeze mnie wzrost przeciętnej średnicy

ziarn glaukonitu wskazuje, że przyczyną zwiększenia się ilości glaukonitu ku stropowi jest zmiana warunków sedymentacji, stopniowo coraz więcej sprzyjająca tworzeniu się tego minerału, a nie późniejsza kalcytyzacja, która mniej więcej równomiernie zachodziła w całej warstwie. Według analizy Z. Drżała ilość fosforanów zmniejsza się systematycznie od spągu do stropu warstwy. Fakt ten nie wynika z moich analiz, gdyż maksymalna ilość fosforanów występuje raczej bliżej stropu. Przypuszczam, że te niezgodności są wynikiem nierównomiernego rozmieszczenia konkrecji fosforanowych.

WARUNKI TWORZENIA SIĘ GLAUKONITU W WAPIENIU Z WIELKIEJ RÓWNI

W rozważaniach na temat genezy glaukonitu przeciwstawione są odmienne poglądy dotyczące źródła materiału potrzebnego do utworzenia się glaukonitu. Pierwszy z poglądów nawiązuje do dawniejszej koncepcji K. Hummela (1931) o powstawaniu glaukonitu drogą halmyrolizy. Główną tezą tej koncepcji jest, że glaukonit może się utworzyć w odpowiednich warunkach z materiału wcześniej nagromadzonego w basenie sedymentacji i że nie ma potrzeby synchronicznego dowozu zwietrzeliny z lądu. W drugiej grupie poglądów podkreślona jest konieczność zwiększonego dowozu z lądu składników glaukonitu, a zwłaszcza potasu i żelaza. Charakterystyczna jest, związana z tym zagadnieniem, wypowiedź A. Lombarda (1956). Autor ten referuje pogląd J. Bourcarta (1949), według którego składniki glaukonitu są obecne w mułach niebieskich, ale synteza tego minerału może zachodzić tylko w warunkach dobrego przewietrzania materiału z dna morskiego. Opierając się jednak na wynikach badań osadów z glaukonitem stwierdza A. Lombard (l. c., str. 139), że samo działanie prądów przewietrzających osad nie jest dostatecznym warunkiem tworzenia się glaukonitu. Konieczne jest zasilenie basenu morskiego składnikami tego minerału, a zwłaszcza — zdaniem A. Lombarda — potasem. Podobną tezę wypowiada I. Hessland (1950), C. W. Correns (1952) i inni. Rozstrzygnięcie na korzyść pierwszej czy drugiej grupy poglądów nie jest łatwe. Niektóre badania dotyczące współcześnie tworzących się glaukonitów wskazują na potrzebę alimentacji z lądu. W. P. Petelin (1954) opisuje autogeniczny glaukonit tworzący się w Morzu Ochockim w pobliżu wyspy wulkanicznej z materiału tufowego i z produktów wietrzenia skał wylewnych. Minerał ten tworzy się zarówno wewnątrz otwornic jak i w okruchach szkliwa wulkanicznegc, a także i jako obwódki dokoła ziarn minerałów. Osad zawierający glaukonit nie wykazuje śladów rozmywania pod działaniem prądów. Autor uważa obecność substancji organicznej jako konieczny warunek tworze-

nia się glaukonitu; substancja ta stwarza odpowiednie warunki oksydacyjno-redukcyjne.

Na podstawie analiz petrograficznych wapienia glaukonitowego z Wielkiej Równi skłonna jestem twierdzić, że warunkiem tworzenia się glaukonitu jest między innymi dopływ z lądu zwietrzeliny i roztworów stosunkowo bogatych w potas, jeśli osady dna basenu sedymentacji zawierają niewiele minerałów potasowych. Jak wynika z opisu badanej skały, terrygeniczny materiał okruchowy występuje w niej jako bardzo nieznaczna domieszka. Otoczaki skał zjawiają się sporadycznie, drobne okruchy skał i minerałów — wprawdzie interesujące dla wniosków paleogeograficznych — stanowią drobny ułamek całkowitego składu mineralnego. Z charakteru niektórych okruchów wynika jednak, że na lądzie odsłonięte były skały zawierające materiał krystaliczny typu granitów, gnejsów i łupków łyszczykowych. Odsłonięcia były przypuszczalnie odległe od brzegu morza, a ląd był na ogół speneplenizowany i miejscami zlaterytyzowany. O zjawiskach laterytyzacji na lądzie w okresie poprzedzającym sedymentację wapienia glaukonitowego wnioskuję na podstawie obserwacji E. Passendorfera (l. c.), że na powierzchni wapieni urgońskich, wynurzonych przed transgresją albu, występują małe lejkowate zagłębienia wypełnione czerwoną substancją. Przedalbską krasową powierzchnię w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej opisał również Z. Kotański (1959b), który podsumował zebrane dotychczas dane o istnieniu wynurzenia przed albem. Z danych F. Rabowskiego (1959) wynika, że transgresja albu miała bardzo zróżnicowany charakter, a wapień glaukonitowy jest tylko jednym z osadów związanych z tą transgresją.

W warunkach laterytyzacji na lądzie mogły obok skąpego materiału okruchowego dopływać do basenu morskiego również i roztwory bogate w alkalia i krzemionkę. Nie można pomijać udziału w tworzeniu się glaukonitu materiału ilasto-żelazistego nagromadzonego na dnie basenu morskiego w okresie erozji starszych osadów Tatr, a zwłaszcza skał ilastych triasu i rud żelaza batonu. Materiał ten w obecności substancji organicznej ulegał częściowej pirytyzacji w gorzej przewietrzanych strefach zbiornika. Przy spłyceniu morza w okresie sedymentacji wapienia albu zaistniały warunki sprzyjające rozwojowi fauny, a materiał ilasto-żelazisty przeniesiony z wód stagnujących do lepiej przewietrzanych ulegał przeróbce i glaukonityzacji. Dopływ alkaliów z lądu mógł być jednak jednym z zasadniczych czynników tego procesu, gdyż osady triasu, a zwłaszcza jury tatrzańskiej, są ubogie w te składniki.

Glaukonit wchodził w skład wapienia w różnych fazach kształtowania się tego minerału. Jak wspomniałam przy opisie glaukonitu, niektóre nagromadzenia tego minerału mogły znaleźć się przed włączeniem do osadu w warunkach silnie utleniających i wówczas ulegały częściowe-

mu przeobrażeniu na tlenki żelaza. Piryt, stanowiący wraz z tlenkami żelaza rdzeń ziarna glaukonitu lub też w różnej formie w nim rozproszony, jest — moim zdaniem — reliktem pierwotnie bogatej w ten minerał substancji ilasto-żelazistej. Przypuszczenie, że piryt nie jest w wapieniu glaukonitowym produktem diagenezy, ale wcześniejszej pirytyzacji minerałów żelazistych środowiska bardziej utlenionego, opiera się na podanej poprzednio obserwacji, że proces kalcytyzacji glaukonitu prowadzi do usuwania siarczków. Proces ten był przypuszczalnie poprzedzony częściowym utlenieniem pirytu, a tworzący się przy tej reakcji kwas siarkowy powodował w końcowym etapie przejście wszystkich kationów glaukonitu do roztworu z pozostawieniem jedynie szkieletu krzemionki. Na miejsce rozłożonego glaukonitu wytrąca się kalcyt przy wzrastającej alkalizacji środowiska. Powstałe przy utlenieniu pirytu tlenki żelaza tworzą obwódki dokoła skalcytyzowanych ziarn glaukonitu. Towarzyszący kalcytowi w drobnych ilościach syderyt tworzy się przypuszczalnie w czasie diagenezy osadu.

WARUNKI TWORZENIA SIĘ FOSFORYTÓW

Jak wynika z opisu szlifów mikroskopowych z wapienia, fosforany wytrącały się w dwu fazach. Drobne konkrecje fosforanowe zbudowane z czystego kolofanitu lub z agregatów kolofanitowo-kwarcowych wypadały z roztworu wcześniej aniżeli węglany (przy wyższym pH środowiska). Skupienia fosforanowe typu konkrecji zawierające wewnątrz te same elementy co główna masa skały (otwornice, kalcyt, glaukonit) oraz obwódki dokoła ziarn glaukonitowych tworzyły się w stadium wczesnej diagenezy osadu przy nieznacznie podwyższonym pH środowiska. Trudno rozstrzygnąć, czy obecność fosforanów w skale związana jest z jakimś czynnikiem biochemicznym czy też z warunkami fizyczno-chemicznymi środowiska, sprzyjającymi zarówno powstawaniu glaukonitu jak i fosforanów. Nie udało się tu jednoznacznie zidentyfikować fosforanowych szczątków organicznych.

ETAPY PRZEMIAN MINERALNO-STRUKTURALNYCH W CZASIE DIAGENEZY WAPIENIA GLAUKONITOWEGO

Większość przekształceń mineralno-strukturalnych wapienia glaukonitowego zachodziła we wczesnych stadiach diagenezy, w osadzie słabo skonsolidowanym. Trudno jest ustalić kolejność takich procesów jak utlenianie pirytu, kalcytyzacja glaukonitu, jego blaknięcie połączone z krystalizacją czystego chalcedonu czy kwarcu, a także tworzenie

się obwódek fosforanowych dokoła ziarn glaukonitu. W każdym razie procesy te były ze sobą ściśle związane i zachodziły we wczesnych stadiach diagenezy. Do zmian posedymentacyjnych, zachodzących w już skonsolidowanym osadzie, zaliczam tworzenie się mikrostylolitów ilasto-żelazistych, przecinających tu i ówdzie ziarna glaukonitu (pl. XX, fig. 2). Wzdłuż szwów mikrostylolitowych zachodziły później przesunięcia wzajemne stwardniałych części osadu połączone niekiedy z przemieszczeniem na długość ułamków milimetra przepołowionych części ziarn glaukonitu (pl. XXI, fig. 1). Te przesunięcia mogły zachodzić w czasie ruchów tektonicznych, których wynikiem były też liczne spękania wypełnione najczęściej kalcytem (pl. XXI, fig. 2), a niekiedy hematytem. Plamiste impregnacje żelaziste niektórych części wapienia glaukonitowego są, być może, już związane z krążeniem wód powierzchniowych po ukształtowaniu się dzisiejszego oblicza Tatr.

TYP FACJALNY GLAUKONITU Z WIELKIEJ RÓWNI

Jak była mowa poprzednio, glaukonit z analizowanego wapienia glaukonitowego mieści się w polu glaukonitów typowych w trójkącie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (fig. 1). Porównując go z glaukonitem eocenu tatrzańskiego (Turnau-Morawska & Lindner 1959) stwierdzamy, że jest to inny typ facjalny niż ten ostatni, należący do glaukonitów glinowych, stanowiących już przejście do folidoidów. Glaukonit z mułowców eoceńskich tworzył się przy nieznacznym pogłębieniu basenu morskiego w stosunku do środowiska wapienia numulitowego i w warunkach stosunkowo spokojnej sedymentacji. Natomiast glaukonit z Wielkiej Równi należy do osadu morza płytkiego i ruchliwego. Te różnice środowiska znalazły wyraz nie tylko w składzie chemicznym, ale także w cechach fizycznych obu glaukonitów: glaukonit albski ma większą gęstość, wyższe współczynniki załamania, żywszą barwę i tworzy większe ziarna aniżeli glaukonit eoceński.

Z rozmieszczenia obu glaukonitów w trójkącie klasyfikacyjnym, jak też i z wieku oraz charakteru skał zawierających glaukonit podobny do albskiego glaukonitu z Wielkiej Równi wynika, że skład chemiczny glaukonitu nie zależy ani od wieku skały ani też od jej składu chemicznego. W sąsiedztwie glaukonitu z Wielkiej Równi znalazły się zarówno glaukonit współczesny i dolno-oligoceński ze skał piaszczystych, jak i glaukonit z marglu kredowego i wapienia dolno-ordowickiego. Na skład glaukonitu i związane z nim własności fizyczne wpływają jedynie warunki sedymentacji, a więc głębokość basenu morskiego i ruchliwość środowiska sedymentacji.

Według klasyfikacji Ł. J. Gorbunovej (1950) glaukonit z Wielkiej

Równi należy do pierwszego typu glaukonitów, tworzącego się w płytkowodnych osadach piaszczystych. Charakter litologiczny wapienia glaukonitowego nie stoi tu w sprzeczności ze schematem Ł. J. Gorbunovej,

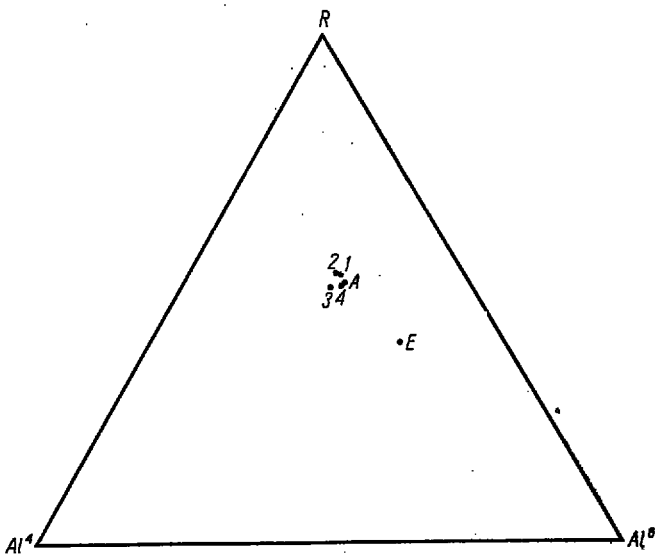

Fig. 1

Analizy glaukonitów w trójkącie koncentracyjnym Al^4 Al^6 R

Al^4 glin zastępujący krzem w warstwach tetraedrycznych, *Al^6* glin w warstwie oktaedrycznej, *R* suma kationów międzywarstwowych, *A* glaukonit z albu Wielkiej Równi w Tatrach (an. Z. Drżał), *E* glaukonit z eocenu („Pod Capkami", Tatry. An. M. Lindner), *1* glaukonit z współczesnego piasku glaukonitowego (Agulhasbank, pd. Afryka. An. Caspari), *2* glaukonit z dolno-oligoceńskiego piaskowca (Tyśmienica, Karpaty. An. Szubartowski), *3* glaukonit z marglu kredowego (Folkestone, N. Carolina USA. An. Schneider), *4* glaukonit z wapienia dolno-ordowickiego (Boda, Dalecarlia, Szwecja. An. Palmquist)

Glauconite analyses in the concentration triangle Al^4 Al^6 R

Al^4 aluminium replacing silicon in tetrahedral layers, *Al^6* aluminium taking part in the octahedral layer, *R* sum of interlayer cations, *A* glauconite from the Albian limestone, Wielka Równień in Tatra (an. Z. Drżał), *E* glauconite from the Eocene (Tatra. An. M. Lindner), *1* glauconite from recent sand (Agulhasbank, South Africa. An. Caspari), *2* glauconite from a Lower Oligocene sandstone (Carpathian Mts. An. Szubartowski), *3* glauconite from a Cretaceous marl (Folkestone, N. Carolina USA. An. Schneider), *4* glauconite from a Lower Ordovician limestone (Boda, Dalecarlia, Sweden. An. Palmquist)

gdyż podobne do opisanego wapienie bioklastyczne tworzą się w tych samych warunkach co piaskowce kwarcowe strefy płytkowodnej mórz epikontynentalnych.

Zakład Petrografii Skał Osadowych
Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w marcu 1960 r.

LITERATURA CYTOWANA

BOURCART J. 1949. Géographie du fond des mers. Étude du relief des océans. Payot, Paris.

CORRENS C. W. 1952. Zur Geochemie des Eisens (Symposium sur les gisements de fer du Monde). — Congr. Géol. Int. Alger, vol. II. Alger.

DRŻAŁ Z. 1957. Glaukonit z wapienia kredowego z Wielkiej Równi w Tatrach. Praca magisterska w maszynopisie.

GORBUNOVA Ł. J. 1950. Glavkonity jurskich i niżnemełovych otłożenij centralnoj časti russkoj płatformy. — Trudy Inst. Geol. Akad. Nauk SSSR, vyp. 114, no. 40. Moskva.

HUMMEL K. 1931. Grünerden Südtirols und sonstige halmyrolytische Eisensilikate. — Chemie der Erde, Bd. 6, S. 484.

HENDRICKS S. B. & ROSS C. S. 1941. Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. — Am. Min., vol. 26, p. 683-708.

HESSLAND I. 1950. Investigation of the Senonian Kristianstad District, S. Sweden. Sedimentology and lithogenesis of the Ahus Series. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 34. Uppsala.

KOTAŃSKI Z. 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphic sections of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 139. Warszawa.

— 1939b. Z zagadnień transgresji albu wierchowego w Tatrach (Some problems about transgression of the high-tatric Albian in the Tatra Mts.). — Przegląd Geol. nr 8. Warszawa.

LOMBARD A. 1956. Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris.

PASSENDORFER E. 1929. Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach (Étude stratigraphique et paléontologique du crétacé de la série hauttatrique dans les Tatras). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. II, z. 4. Warszawa.

PETELIN W. P. 1954. O nachoždenii autigennogo glaukonita v sovremiennych morskich osadkach. — Trudy Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR, 1954, s. 220—228.

RABOWSKI F. 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-tatric series in Western Tatra). — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. XXVII. Warszawa.

SMULIKOWSKI K. 1954. The problem of glauconite (Zagadnienie glaukonitu). — Arch. Miner., t. XVIII/1. Warszawa.

TURNAU-MORAWSKA M. & LINDNER M. 1959. Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańskiego (Glauconitic siltstones in the Tatra Eocene). — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.

М. ТУРНАУ-МОРАВСКА

ГЛАУКОНИТОВЫЙ ИЗВЕСТНЯК АЛЬБА ИЗ ВЕЛЬКОЙ РУВНИ В ТАТРАХ

(Резюме)

Были проведены микроскопический и химический анализы глауконитового известняка верхового альба складки Гевонта в Татрах (Passendorfer 1929), а также анализы химического состава и физических свойств выделенного из него глауконита. Основываясь на результатах исследований автор причислила глауконит долины Велька Рувень к типичным глауконитам (по систематике К. Смуликовского 1954). По систематике же Л. Е. Горбуновой (1950) исследованный глауконит принадлежит к первому типу глауконитов из песчаных, мелководных осадков. Автор предполагает, что обстоятельством способствовавшим возникновению глауконита в известняке, в котором его содержание доходит до 24%, было присутствие глинисто-железистого вещества в донном осадке, накопившегося во время разрушения триасовых и юрских отложений и переработываемого в обмелевшем меловом море. Автор констатирует однако, что существенным фактором влияющим на образование этого минерала был принос калия с суши.

На основании всех приведенных исследований автор приходит к выводу, что тип глауконита независим от возраста и петрографического характера породы, а только от условий седиментационной среды.

M. TURNAU-MORAWSKA

ALBIAN GLAUCONITIC LIMESTONE OF WIELKA ROWIEŃ IN THE TATRA MTS.

(Summary)

ABSTRACT: The environmental conditions of the sediments are discussed on the microscopic and chemical analysis of glauconitic limestone occurring in the Albian of the high-tatric Giewont series and the physico-chemical character of the separated glauconite. New observations concerning the relation of the glauconite type to sedimentation conditions of the rock are also reported.

The Cretaceous glauconitic limestone in the high-tatric series has been investigated by methods of microscopic and chemical analysis. A study of the chemical composition and physical properties of the separated glauconite has also been carried out. The first report concerning

this interesting rock, occurring as an intercalation between the bottom Urgonian limestone and the top Cretaceous marl, was published by E. Passendorfer (1929). On paleontological evidence that author determined the stratigraphical position of the rock as belonging to the Gault (Albian). He also gave a petrographical description of the limestone and of sporadical pebbles of crystalline rocks.

The present writer thinks a more detailed petrographical analysis of the rock to be useful, especially for determining the relation of chemical and physical properties of glauconite to the character and sedimentation conditions of the enclosing rock (charts 1-3 in the Polish text and plates XVIII-XXI). The results of chemical analysis of the separated glauconite and the determination of its density and optical properties allow to place the mineral among the typical glauconites in the system of K. Smulikowski (1954). In the classification of Ł. J. Gorbunova (1950) the glauconite of Wielka Rówień belongs to the first type of glauconite of the shallow-water arenaceous deposits.

The chemical and microscopic analysis of the glauconitic rock of Wielka Rówień proves it to be a bioclastic limestone rich in Foraminifera, containing, besides carbonates (calcite with dolomite and siderite as minor accessories), chiefly glauconite, the amount of which attains 24%. Phosphorites and allochtonous quartz, feldspars and rock fragments, appear in small amounts. The presence in the bottom sediments of iron clay, accumulated there at the time of destruction of Triassic and Jurassic deposits, are by the writer considered as favourable conditions for the formation of glauconite. She believes, however, that the essential condition of glauconite formation was the supply of potassium from the deeply weathered land with exposure of crystalline rocks.

On comparison with analyses of glauconite from other sites and geological periods the writer also draws the conclusion that the type of glauconite is not controlled by the age and petrographical character of the deposit but by the environmental conditions of sedimentation only.

Institute of Petrography of Sedimentary Rocks
of the Warsaw University
Warszawa, March 1960

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XVIII-XXI
DESCRIPTION OF PLATES XVIII-XXI

PL. XVIII

Fig. 1

Wydłużone ziarna glaukonitu z tendencją do równoległego ułożenia dłuższych osi x 87
Bez analizatora

Elongated glauconite grains tending to parallel orientation of the longer axes x 87
Without analyser

Fig. 2

Ziarna glaukonitu o nieregularnych wielopłatowych kształtach, częściowo skalcytyzowane x 87
Bez analizatora

Polylobate glauconite grains partly replaced by calcite x 87
Without analyser

PL. XIX

Fig. 1

Glaukonit z rdzeniem pirytowo-hematytowym x 87
Bez analizatora

Glauconite with core of pyrite-hematite aggregate x 87
Without analyser

Fig. 2

Częściowo skalcytyzowane ziarna glaukonitu x 87
Bez analizatora

Glauconite grains partly replaced by calcite x 87
Without analyser

PL. XX

Fig. 1

Szczątek otwornicy impregnowany tlenkami żelaza x 87
Bez analizatora

Remains of a foraminifer filled with iron oxide x 87
Without analyser

Fig. 2

Mikrostylolit w wapieniu glaukonitowym zbudowany z substancji ilasto-żelazistej x 87
Bez analizatora

Microstylolite in glauconitic limestone composed of iron clay x 87
Without analyser

PL. XXI

Fig. 1

Rozerwane i wzajemnie przesunięte części ziarna glaukonitu w wapieniu glaukonitowym x 87
Bez analizatora

Disrupted and dislocated particles of glauconite grain in glauconitic limestone x 87
Without analyser

Fig. 2

Żyłki kalcytowe przecinające ziarna glaukonitu w wapieniu glaukonitowym x 87
Bez analizatora

Calcite veins cutting glauconite grains in glauconitic limestone x 87
Without analyser

Wszystkie próbki wapieni glaukonitowych pochodzą z albu Wielkiej Równi

All glauconitic limestone samples collected from the Albian of Wielka Równień

Wszystkie mikrofotografie wykonał J. Burchart
All microphotographs by J. Burchart

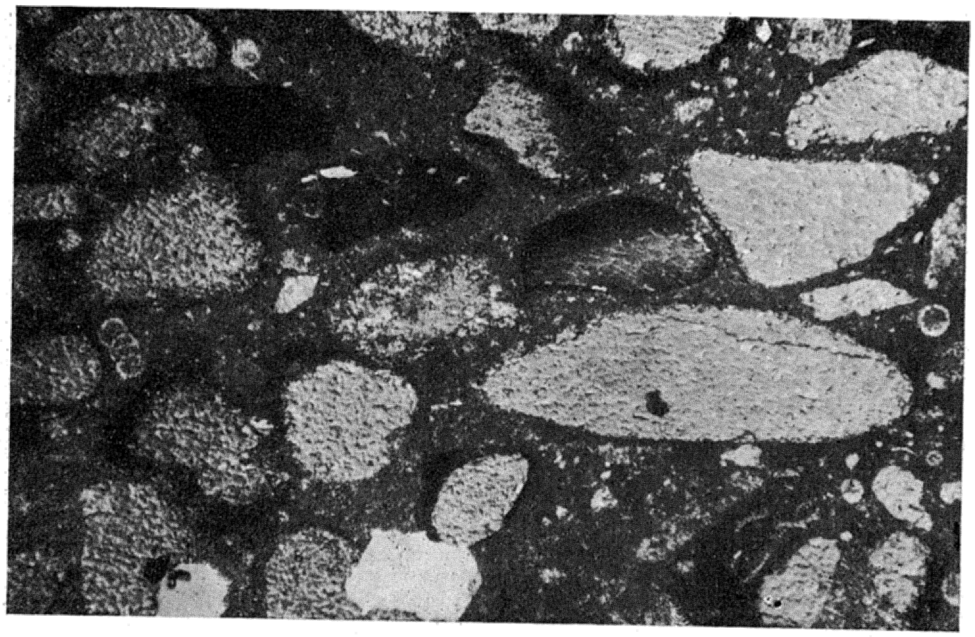

Fig. 1

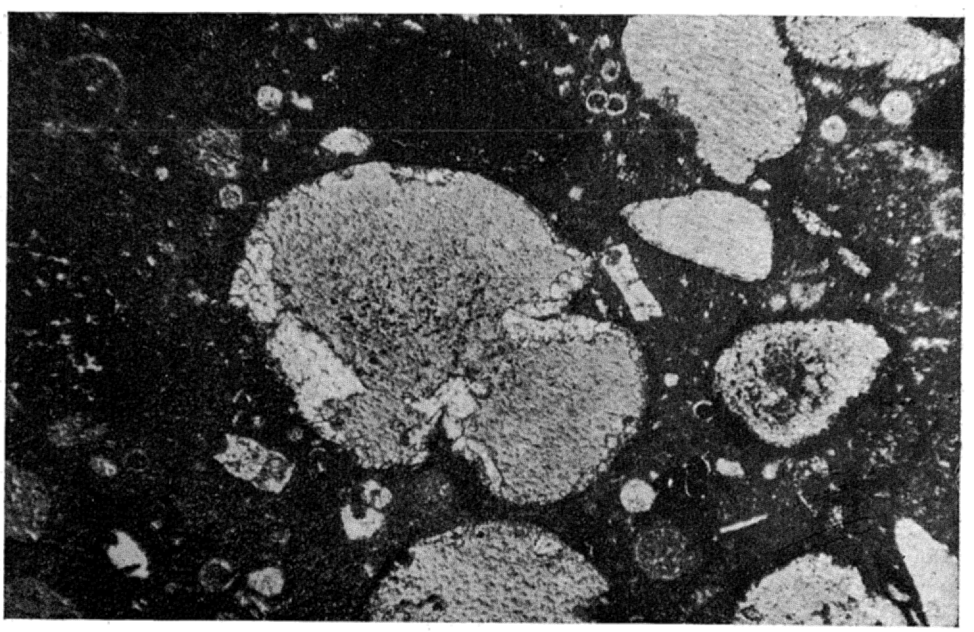

Fig. 2

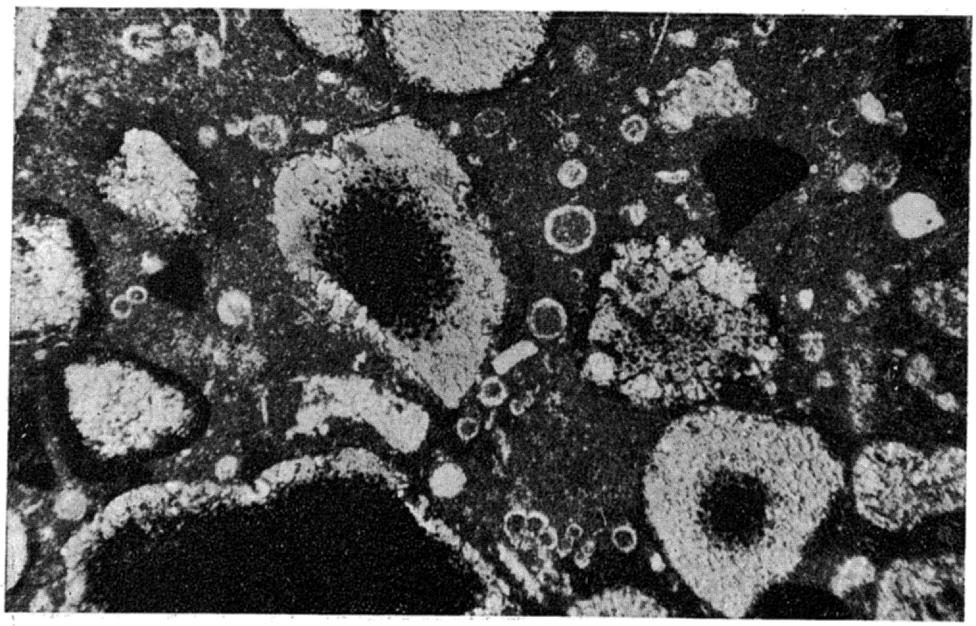

Fig. 1

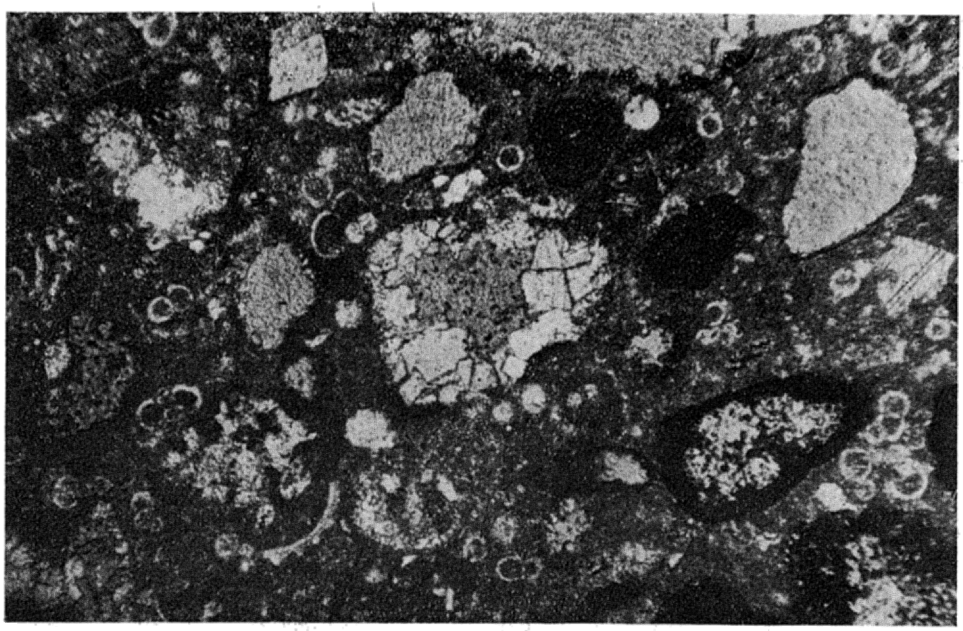

Fig. 2

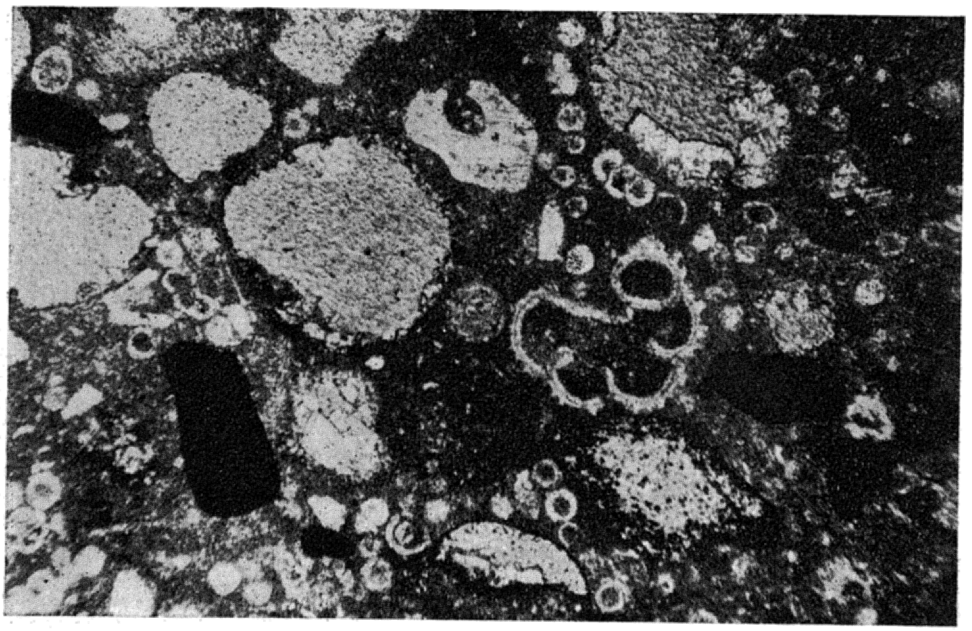

Fig. 1

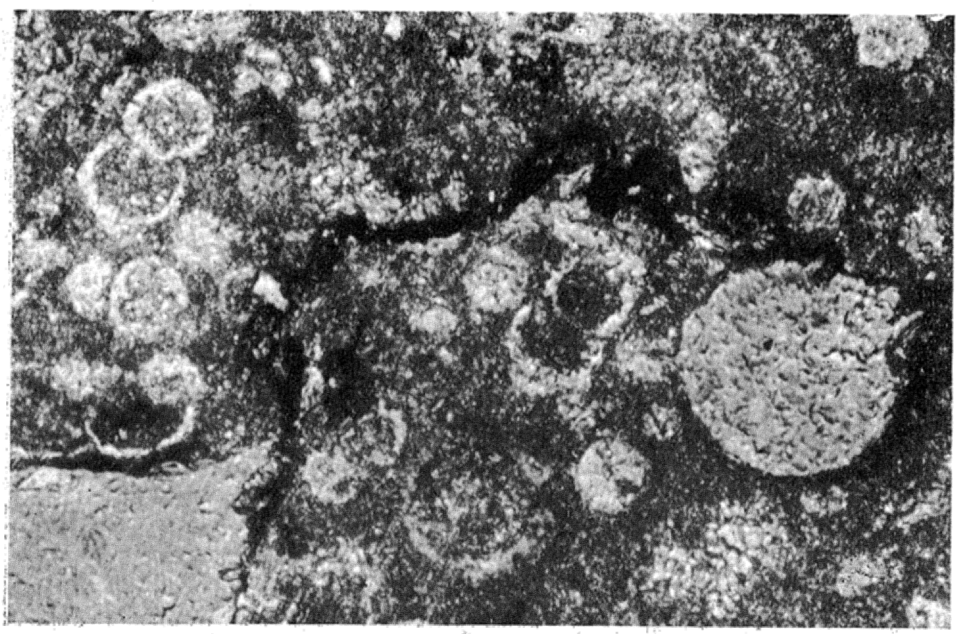

Fig. 2

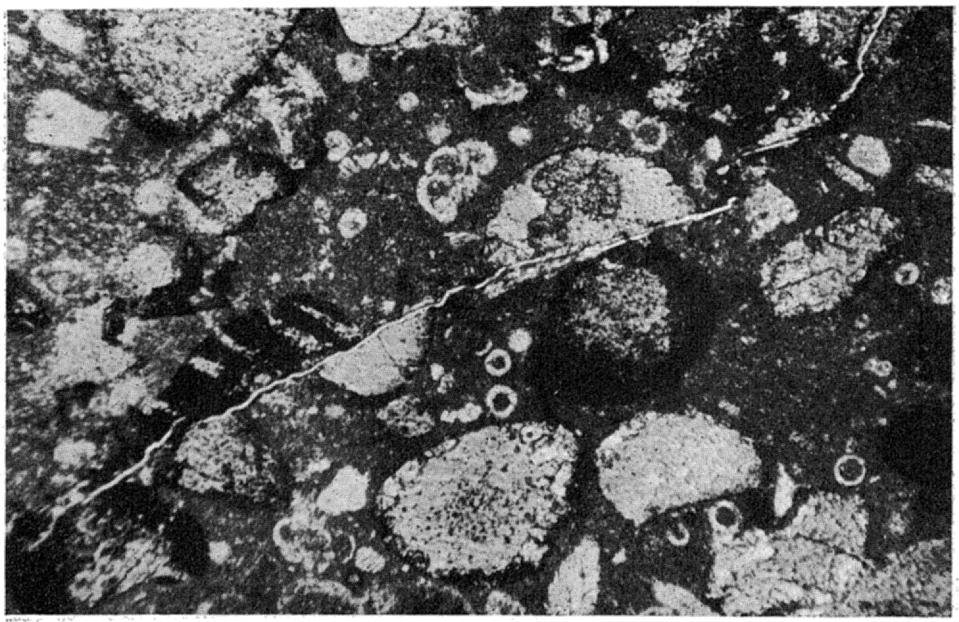

Fig. 1

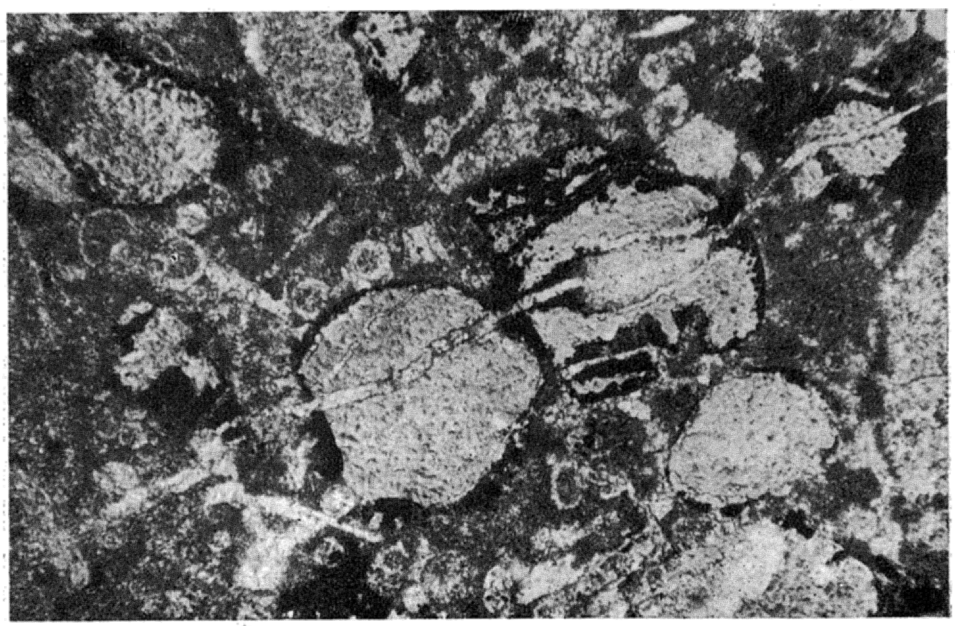

Fig. 2