

Marla TURNAU-MORAWSKA

Zmiany facjalne skał żelazistych w ordowiku podłoża północno-wschodniej Polski

WSTĘP

Zagadnienie odrębności facji glaukonitowej i facji oolitów żelazistych, a zwłaszcza szamozytowych, było niejednokrotnie poruszane w literaturze geologiczno-petrograficznej (K. Hummel, 1922; A. Hadding, 1932; L. W. Pustowałow, 1940; I. Hessland, 1949; C. W. Correns, 1952; W. C. Krumbein i R. M. Garrels, 1952 i inni). W swym artykule dotyczącym ordowiku Mójczy (1961) autorka wyraziła przypuszczenie, że potencjał oksydacyjno-redukcyjny nie jest głównym czynnikiem tych zmian facjalnych. Materiał skalny, którego opracowanie dało podstawę do powyższego wniosku nie pozwolił jednak na uchwycenie stopnicowych zmian petrograficznych w utworach przejściowych od facji glaukonitowej do szamozytowej. Dzięki uprzejmości dr doc. J. Znoski, który wypożyczył autorce próbki ordowiku z otworów Podborowisko i Krzyże (Puszcza Białowieska), udało jej się przedstawić etapy zmian petrograficznych w osadach od glaukonitytów do utworów oolitowych. Wyniki odnośnych analiz petrograficznych i uzyskane wnioski są krótko przedstawione w niniejszym artykule.

Autorka dziękuje mgr Marianowi Subiecie za pomoc przy wyborze próbek do analizy.

GLAUKONITYTY

Osady te występują w otworze Podborowisko na głębokości około 400 m, w otworze Krzyże na głęb. około 483 m, tworząc warstwę przeszło metrowej miąższości, stopniowo przechodzącą w wapień glaukonitowy z soczewkowatymi wtrąceniami glaukonitytu. Są to skały barwy żywo zielonej, kruche, niewyraźnie warstwowane. Pod mikroskopem widać mozaikę ziarn glaukonitu o przeciętnej średnicy około 0,2 mm, pozazębianych lub porozdzielanych cienkimi obwódkami tlenków żelaza (tabl. I, fig. 1). Rzadkie są ziarna kwarcu, spoiwo kalcytowe jest skąpe i gniazdowo rozmieszczone, wypełniające luki między niektórymi ziar-

Tabela 1

Skład mineralny glaukonitytów w % obj.

Składniki	Otwór Podbo-rowisko	Otwór Krzyże
glaukonit	89,6	77,0
kwarc	6,5	19,8
fosforany	2,0	2,4
kalcyt	1,3	—
tlenki żelaza	0,6	—
piryt	—	0,6

Tabela 2

Skład chemiczny i mineralny glaukonitytu z otworu Krzyże w % wag.

Skład chemiczny				Skład mineralny	
SiO ₂	58,36	K ₂ O	5,82	glaukonit	71,51
TiO ₂	1,20	Na ₂ O	0,26	kwarc	20,00
Al ₂ O ₃	8,39	H ₂ O—	3,42	fosforany	2,42
FeO	1,49	H ₂ O+	3,64	piryt	1,21
Fe ₂ O ₃	11,21	P ₂ O ₅	1,07	kalcyt	0,50
MgO	2,66	CO ₂	0,20	rutyl	1,20
CaO	1,98	S	0,56	woda	3,42
			100,26		

Tabela 3

Skład chemiczny glaukonitytu z otworu Krzyże w % wag.

SiO ₂	53,2
Al ₂ O ₃	11,7
Fe ₂ O ₃	15,6
FeO	1,2
MgO	4,7
CaO	0,5
K ₂ O	8,1
Na ₂ O	0,3
H ₂ O	4,7

nami glaukonitu. Fosforany tworzą jasnobrunatne, izotropowe gniazda lub też wypełniają szczątki nielicznych ramienionogów. Skład mineralny oznaczony mikrometrycznie przedstawia tabela 1.

Próbka glaukonitytu z otworu Krzyże została poddana analizie chemicznej, którą przeliczono na skład mineralny w założeniu, że skała zawiera (w przybliżeniu zgodnie z analizą mikrometryczną) 20% kwarcu. Wynik analizy i przeliczenia podaje tabela 2.

Na podstawie tego samego co poprzednio założenia odnośnie do procentu kwarcu w skale glaukonitowej obliczono skład chemiczny glaukonitu (tabela 3).

Porównanie składu chemicznego glaukonitu z otworu Krzyże z różnymi glaukonitami zestawionymi w pracy K. Smulikowskiego (1954) wynika, że skład ten jest najbardziej zbliżony do glaukonitów dolnoordowickich z ESSR (Udrias) i Szwecji (Ostergötland). Te glaukonity, jak wynika z trójkąta klasyfikacyjnego wymienionego autora, stoją na granicy pól glaukonitów typowych i glinowych.

WAPIEŃ GLAUKONITOWY

Skala ta w dolnej części wykazuje rytmiczną naprzemianległość warstewek bogatszych i uboższych w glaukonit, a także zawiera soczewkowate wtrącenia prawie czystych glaukonitytów. Ku górze staje się bardziej jednorodnym wapieniem glaukonitowym, tu i ówdzie pojawiają się jednak gniazda i soczewki barwy rdzawej oraz drobne brunatne konkrecje fosforanowe. Pod mikroskopem rytmiczność koncentracji glaukonitu daje się dobrze śledzić (tabl. I, fig. 2). W warstewkach glaukonitowych minerał ten występuje wśród spoiwa kalcyto-syderytowego obok nielicznych ziarn kwarcu. Ziarna glaukonitu są zwykle ostrokrawędziste, wyblakłe i dokoła prawie każdego osobnika występują obwódki tlenków żelaza lub zielone skupienia blaszkowate o cechach optycznych szamozytu lub turýngitu (tabl. I, fig. 3). W wapieniu z Krzyży często widoczne są wśród tła węglanowego koncentracje fosforanów jasnobrunatnych, izotropowych, w których tkwią ziarna glaukonitu i kalcytowe, rzadziej fosforanowe, szczątki ramienionogów (tabl. I, fig. 4). Glaukonit występujący w tych konkrecjach ma często również obwódki blaszkowate, częściowo jednak zresorbowane przez fosforan. Wśród warstewek kalcyto-syderytowych, w których syderyt w ziarnach izometrycznych o średnicy około 0,1 mm jest na ogół bezbarwny, miejscami częściowo utleniony, występują soczewki agregatów kaolinitowo-szamozytowych. Obserwowane makroskopowo w wapieniu gniazda barwy rdzawej zawierają obok kalcytu obfity syderyt oraz skupienia żółtawego izotropowego szamozytu, przetkanego gruzelkami tlenków żelaza. Rzadko pojawiają się tutaj ziarna pirytu. Szczątki organiczne należą w dolnej części wapienia glaukonitowego głównie do ramienionogów, przeważnie kalcytowych, rzadziej fosforanowych. Natomiast w wyższej części, przechodzącej już stopniowo w wapień z oolitami żelazistymi, rozpoznac można pod mikroskopem bardziej urozmaïcony materiał organodetrytyczny, a zwłaszcza szkarłupni, mszywiolów i małży. Te różnice w obrazach mikroskopowych w stosunku do niższej części wapienia glaukonitowego mogą być wynikiem istotnych zmian w zespołach faunistycznych lub też lepszym zachowaniem niektórych szczątków przez impregnację żelaziste.

W niektórych warstewkach wapienia glaukonitowego, przechodzącego już stopniowo w utwory oolitowe, glaukonit ma jeszcze charakter autochtoniczny, tworząc ziarna wydłużone o średnicy do 1,5 mm, często o formach rozgałęzionych, wielopłatowych (tabl. II, fig. 5). Współwystę-

powanie glaukonitu i szamozytu ma niekiedy bardzo szczególny charakter. Zdarza się, że centralny kanalik widocznego w przekroju krążka szkarłupnia wypełniony jest glaukonitem, a w zewnętrznej części wyraźne są impregnacje zielonym lub jasnożółtym szamozytem obok tlenków żelaza. Stropowa część wapienia glaukonitowego staje się stopniowo coraz bogatsza w rdzawe wtrącenia żelaziste, zawierające agregaty szamozytowo-syderytowe, tu i ówdzie z kaolinitem.

WAPIEŃ Z OOLITAMI ŻELAZISTYMI

Wapień organogeniczny z wyraźnymi oolitami żelazistymi pojawia się w otworze Pcdborowisko na głębokości około 397 m, w otworze Krzyże na głębokości około 477 m. Makroskopowo widać tu na tle brunatnoszarej masy wapienia zoogenicznego gniazdkowo rozmieszczone skupienia brunatnych oolitów o średnicy około 0,5 mm, okrągłych lub owalnych, często silnie spłaszczonych. Wielkość oolitów mierzona pod mikroskopem waha się od 0,2 do 1,2 mm średnicy. Oolity zbudowane są przeważnie z brunatnych tlenków żelaza, w niektórych warstwach koncentrycznych, niekiedy w rdzeniu oolitu zachowany jest jednak brunatno-żółty lub jasnożółty izotropowy szamozyt (tabl. II, fig. 6; tabl. III, fig. 7).

Tabela 4

Skład chemiczny i mineralny wapienia z oolitami żelazistymi z otworu Krzyże w % wag.

SiO ₂	5,80	Kalcyt	73,84
TiO ₂	0,40	Dołomit	3,50
Al ₂ O ₃	2,19	Szamozyt	6,58
FeO	0,68	Getyt	4,09
Fe ₂ O ₃	5,75	Fosforany	4,87
MnO	0,11	Skaleń potasowy	4,99
MgO	0,64	Kwarc	0,51
CaO	45,45	Piryt	0,41
K ₂ O	0,84	Rutyl	0,40
Na ₂ O	0,38	Woda	0,49
H ₂ O—	0,49	Na ₂ O nie związane	0,38
H ₂ O+	0,85		
P ₂ O ₅	2,24		100,06
CO ₂	34,12		
S	0,21		

100,13

W jądrze oolitu występują tlenki żelaza, szamozyt, agregat kalcytu, często okruch szczątka organicznego, zwykle szkarłupnia lub małża (tabl. III, fig. 8; tabl. IV, fig. 9). Zdarza się też starszy okruch oolitu w rdzeniu młodszego. Bardzo rzadko rdzeniem oolitu jest ziarno glaukonitu. Mineral ten (w ziarnach o charakterze allogenicznym) pojawia się też wśród tła węglanowego. Obok oolitów występują pseudoolity zbudowane z reliktyw małży, w których kalcyt został częściowo zastąpiony

tlenkami żelaza (tabl. IV, fig. 10). Tło węglanowe skały jest bardzo nieznacznie impregnowane związkami żelaza, koncentrują się one głównie w oolitach lub też w szczątkach organicznych, należących głównie do szkarłupni, małży i mszywiołów. Rzadko rozpoznawalne w płytkach cienkich szczątki trylobitów i ramienionogów nie są nigdy impregnowane minerałami żelazistymi. Materiał terygeniczny jest w tych skałach bardzo skąpy, zdarzają się zaokrąglone ziarna kwarcu, nie tworzące jednak nigdy jąder oolitów. W wapieniu z oolitami, żelazistymi z otworu Krzyże liczne są konkrecje fosforanowe, zbudowane z jasnobrunatnego izotropowego fosforanu, oblewającego szczątki wapienne fauny oraz oolity żelaziste. Te oolity zawierają zwykle mniej utleniony szamozyt aniżeli w oolitach rozmieszczonych w masie węglanowej. Skład chemiczny i mineralny wapienia z oolitami żelazistymi z otworu Krzyże podaje tabela 4.

Przy obliczaniu składu mineralnego wykorzystana była analiza chemiczna szamozytu, wykonana przez J. Jakoba i podana w pracy L. Déverina (1945). Między obliczonym składem mineralnym a stosunkami ilościowymi składników skały obserwowanymi pod mikroskopem zachodzą niezgodności odnośnie do skalenia potasowego, nie stwierdzonego w płycie cieniowej. Na obliczenie illitu lub glaukonitu zabrakło w analizie Al_2O_3 .

WARUNKI TWORZENIA SIĘ GLAUKONITYTÓW

Według dotychczasowych obserwacji glaukonityty, skały zaliczane do osadów żelazistych, należą do skał mało rozpowszechnionych, a wiadomości o ich charakterze petrograficznym i genezie są na ogół skąpe. M. S. Szwiecow (1945) podaje krótki opis skał zawierających do 80% glaukonitu, występujących sporadycznie w osadach trzeciorzędowych, jurajskich i sylurskich na obszarze ZSRR. F. H. Hatsch i R. H. Rastall (1952) opisują również bardzo ogólnikowo skały glaukonitowe występujące w kambrze Wielkiej Brytanii i Skandynawii, w dolnym ordowiku krajów nadbałtyckich i Północnej Ameryki, w dolnej kredzie tegoż obszaru, w środkowej kredzie zachodniej Europy i eocenie Wielkiej Brytanii. Inne podręczniki petrografii skał osadowych nie wyróżniają w ogóle glaukonitytów wśród osadowych skał żelazistych. Bliższe dane o tych osadach znaleźć jednak można w niektórych pracach poświęconych fizjografii i genezie glaukonitu. Piaski glaukonitowe z wtarceniami glaukonitytów z Rostocza Lwowsko-Tomaszowskiego zostały opracowane przez K. Smulikowskiego (1924). Ilość glaukonitu dochodzi tu do 90%. Skały miejscami zbliżone do glaukonitytów występują w eocenie tatrzańskim (M. Turnau-Morawska i M. Lindner, 1959). Szczegółowe opisy glaukonitytów z ordowiku Szwecji podaje A. Hadding (1932). Wkładowki bogate w glaukonit w dolnoordowickich wapieniach z Öland osiągnęły niekiedy 30 cm miąższości i zawierają do 85% glaukonitu. Jak wynika z opisu i załączonych mikrofotografii tych wkładek i towarzyszących im wapieni glaukonitowych, seria opisana przez Haddinga jest bardzo podobna do skał z otworów Podborowisko i Krzyże. Według Haddinga glaukonit występuje, podobnie jak w opisanych w niniejszym artykule osadach,

w towarzystwie kalcytu, pirytu, fosforanów, a szczątki organiczne należą do ramienionogów, zarówno fosforanowych, jak i kalcytowych oraz do trylobitów. Jako składniki mineralne podany jest także syderyt i minerały ilaste, kwarc natomiast pojawia się bardzo rzadko. A. Hadding skłania się do przyjęcia środowiska redukcyjnego dla powstania glaukonitu, a źródło potasu dla utworzenia się tego minerału widzi on w siarczanach i chlorkach rozpuszczonych w wodzie morskiej. Teza o glaukonityzacji minerałów zawierających potas jest według A. Haddinga nie uzasadniona. K. Smulikowski przyjmując zgodnie z L. W. Pustowałowem (1940) granicę środowiska utleniającego i redukującego, jako środowisko tworzenia się glaukonitu, stwierdza, że minerał ten może tworzyć się w różny sposób, najczęściej jednak wskutek kontaktu z wodą morską terygenicznych zawiesin i koloidów (1954).

Dotychczas uzyskany materiał obserwacyjny oraz krytyczne przejrzenie danych z literatury skłaniają autorkę do przypuszczenia, że warunkiem tworzenia się glaukonitu jest między innymi najczęściej bliskość ładu zbudowanego ze skał bogatych w minerały potasowe, jak skalenie i łyszczyki. Powolna sedymentacja zwietrzeliiny granitowej lub gnejsowej w ruchliwej strefie płytkowodnej przy ewentualnym dopływie substancji roślinnej, zapobiegającej zbyt utleniającym warunkom środowiska, są dalszym czynnikiem tworzenia się glaukonitu. Przy odpowiedniej morfologii wybrzeża świeżo utworzony muł glaukonitowy, oddzielony w strefie falowania od nie zmienionych okruszków mineralnych, może się gromadzić w strefach bardziej zacisznych dając csady typu glaukonitytów.

Z takimi warunkami związane było tworzenie się glaukonitytów podłoża północno-wschodniej Polski, opisanych w tym artykule. Jak wynika z analiz petrograficznych niektórych materiałów uzyskanych z tych otworów z Zakładu Złóż Rud Żelaza, warunki sprzyjające tworzeniu się glaukonitu istniały okresami już w młodoprekambryjskiej formacji tego terenu oraz w niektórych piętrach kambru. W środkowym ogniwie serii mielnickiej występują szarozielone piaskowce glaukonitowe. Piaskowiec z otworu Podborowisko, z głębokości 585 m, jest średnioziarnistym piaskowcem glaukonitowym o spoiwie kalcytowym, mniej lub więcej zanieczyszczonym hematytem. Kwarc posiada często obwódki regeneracyjne, częściowo nadżarte przez kalcyt. Nieliczne skalenie potasowe (mikroklin, pertyt) mają często obwódki hematytu, a niekiedy obserwować można proces glaukonityzacji skalenia, objawiający się nieregularnymi przerośniętami obu minerałów. Glaukonit jest bladezielony o wielkości zbliżonej do ziarn kwarcu i skaleni, kształty jego są owalne lub nieregularne, często zresorbowane przez kalcyt lub też posiadające obwódki hematytu. Według J. Znoski (1961) piaskowce dolnej części serii mielnickiej mają charakter arkozowy i materiał pochodził niewątpliwie z pobliskiego masywu krystalicznego. Można przypuścić, że wówczas panowały warunki szybkiej sedymentacji, nie sprzyjające glaukonityzacji materiału. Później, być może w warunkach bardziej intensywnego wietrzenia i postępującej penepłenizacji na lądzie, glaukonit tworzył się na koszt skaleni i łyszczyków. W ilach laminarytowych najwyższego członu serii mielnickiej występują również, według danych J. Znoski, wtarcenia piaszczyste z glaukonitem.

Piaskowce dolnego kambru tworzące wkładki w łałach niebieskich (Podborowisko, głęb. 420÷465 m) zawierają skalenie potasowe, początkowo w ilości ponad 10⁰%, wyżej są ubogie w skalenie, do wytworzenia glaukonitu jednak nie doszło. Łły niebieskie wykazują przewarstwienia lamin kwarcowo-skaleniowych i łyszczykowych z chlorytem oraz być może z folidoidem, co wskazuje na sedymentację w częściach dalszych od brzegu i w wodzie nieco głębszej. Zdarzają się tu gniazda nieznacznie utlenionego syderytu.

Warunki sprzyjające tworzeniu się glaukonitu zjawiają się ponownie w kambrze środkowym, o czym świadczy skład mineralny łupku (Podborowisko, głębokość 412 m). Jest to skała mułowcowa zbudowana z kwarcu, autochtonicznego glaukonitu, kaolinitu, syderytu, nielicznych skaleni i kalcytu. Skład ten świadczy o spłyceniu zbiornika i zwolnieniu sedymentacji oraz o warunkach nieznacznie redukcyjnych. Piaskowiec ze stropu kambru środkowego (głębokość 408 m) jest bardziej gruboziarnisty niż utwory kambru dolnego, bardzo luźny i zawiera obok kwarcu i licznych ziarn cyrkonu jedynie okruchy fosforytów i szczątki fosforanowych skorupek ramienionogów. Ziarna kwarcu są niekiedy dobrze obtoczone, podobnie jak ziarna cyrkonu i pochodzą przypuszczalnie z piasków eolicznie przerobionych na pobliskim łądzie. Materiał nie pochodził być może bezpośrednio z masywu krystalicznego, lecz z wynurzonych, zubożałych w stropie osadów starszego kambru.

Brak jest na tym terenie osadów górnego kambru, jak również przypuszczalnie dolnego ordowiku. Glaukonityty ordowiku, opisane w tym artykule, podścielone są (Podborowisko, głęb. 403,8 m) warstwą łupku ciemnoszaro-brunatnego. Jest on niewyraźnie laminowany, kruchy, rozdziela się na płytki z widocznymi na powierzchni licznymi blaszkami muskowitu. Pod mikroskopem widać przeważające brunatne, blaszkowate substancje nieprzeźroczyste obok podrzędnych ziarn kwarcu, serycytu i kaolinitu. Węglanów brak. Brunatne i czerwono-brunatne spłaszczone ziarenka należą być może do źle zachowanych spor.

Po osadzeniu tego utworu, którego wiek i środowisko będą zapewne w przyszłości bliżej określone, nastąpiła transgresja morza ordowickiego na spenepienizowany kontynent, na którym odsłonięte były skały granitowo-gnejsowe. Morze było płytkie, sedymentacja powolna i przerywana, a ukształtowanie strefy przybrzeżnej tego rodzaju, że w zacisznych miejscach mogły się gromadzić koagulatory glaukonitu oddzielone w strefie falowania od kwarcu oraz niezglaukonityzowanych skaleni i łyszczyków. Przy ustaniu dopływu materiału detrytycznego zaczęła się łubnie rozwijać fauna, a ziarenka glaukonitu jeszcze w stanie plastycznym mieszały się z osadem wapiennym uzyskując urozmaicone kształty.

WARUNKI ZMIANY FACJALNEJ I PRZEJŚCIA DO UTWORÓW OOLITOWYCH

Jak wynika z opisu utworów ordowiku z otworów Podborowisko i Krzyże w wapieniu glaukonitowym znad warstewki glaukonitytu następuje stopniowy zanik glaukonitu i pojawienie się szamozytu, najpierw

w postaci agregatów z kaolinitem, illitem i tlenkami żelaza, a następnie w oolitach zawierających współśrodkowe warstewki szamozytu i getytu. Zmiana facji zachodziła stopniowo, z nawrotami warunków sprzyjających tworzeniu się glaukonitu. Reliktowy glaukonit obecny jest jeszcze w wapieniu z oolitami żelazistymi, tworząc czasem rdzenie oolitów, wypełnienia kanalików u szkarłupni lub też samodzielne ziarna.

Jak już wspomniano we wstępie, sprawa przejścia facji glaukonitowej w szamozytową lub odwrotnie, rozważana była przez wielu petrografów i geologów. Większość autorów widzi przyczynę odrębności tych facji w bardziej redukcyjnych warunkach tworzenia się szamozytu, który w przeciwieństwie do glaukonitu zawiera głównie żelazo dwuwartościowe. K. Hummel (1922) zwraca ponadto uwagę na temperaturę wody morskiej, wyższą w przypadku szamozytu, I. Hessland (1949) na zawartość elektrolitów, których ubytek sprzyja tworzeniu się koncentrycznych powłok w oolitach szamozytowych. Według poglądu I. Hesslanda glaukonit, jako bogatszy w krzemionkę niż szamozyt, tworzy się w warunkach bardziej intensywnego dopływu krzemionki z łądu, a więc bliżej brzegu. Jednakże — zdaniem tego autora — oba minerały powstają przy jednakowej koncentracji potasu w wodzie morskiej, ale sieć przestrzenna glaukonitu podobna do sieci łyszczyków ma budowę sprzyjającą absorpcji potasu o dużym promieniu jonowym w odróżnieniu od szamozytu, który ma strukturę kaolinitu. Twierdzeniu Hesslanda można jednak przeciwstawić przypuszczenie, że utworzenie takiej czy innej sieci krystalicznej może być właśnie uwarunkowane chemizmem środowiska. Jest także znamienne, że I. Hessland w następnej swojej pracy (1950) zakłada konieczność nadwyżki potasu w wodzie morskiej dla powstania glaukonitu. Na tym stanowisku stoją także C. W. Correns (1952); A. Lombard (1956) i inni.

Odnosnie do różnicy warunków oksydacyjno-redukcyjnych powstawania glaukonitu i szamozytu zasadniczo odmienny od dawniejszych schemat klasyfikacji przedstawia praca W. C. Krumbeina i R. M. Garrelsa (1952). Z fig. 8 na str. 26 tej pracy wynika, że szamozyt może się tworzyć zarówno przy Eh ujemnym, jak i dodatnim, a w granicach $\text{pH} = 7,0$ do $\text{pH} = 7,8$ powstaje w warunkach silnie utleniających aniżeli glaukonit. Jedynie przy pH wyższym niż 7,8 glaukonit może się tworzyć w środowisku nieznacznie bardziej utleniającym niż szamozyt. Ze schematu wynika jednak, że glaukonit jest trwały także i w środowisku silnie redukcyjnym, tam gdzie brak jest szamozytu. Potwierdzenie tego faktu można znaleźć między innymi w obserwacjach mikroskopowych autorki; zupełnie świeży glaukonit występuje w łupkach palnych serii menilitowej okolic Tyrawy Wołowskiej (Rozpucie). Schemat klasyfikacyjny Krumbeina i Garrelsa oparty jest zarówno na rozważaniach teoretycznych uwzględniających fizykochemiczne warunki różnych środowisk sedymentacji, jak też i na danych obserwacyjnych z różnego typu osadów kopalnych. Teza o trwałości szamozytu w środowisku utleniającym oparta jest na doświadczeniu J. R. Castano i R. M. Garrelsa (1950), które wskazuje, że szamozyt może się tworzyć w warunkach utleniających przy pH nieznacznie niższym aniżeli optimum dla wytrącania hematytu, tzn. nieznacznie wyższym od 7.

Schemat klasyfikacji Krumbeina i Garrelsa budzi wątpliwości, jeśli się przyjmie jako regułę, teoretycznie uzasadnioną i potwierdzoną wieli faktami, że minerały zawierające żelazo dwuwartościowe są trwalsze w osadach środowiska redukcyjnego. Odstępstwa od tej reguły i różne komplikacje mogą być jednak wynikiem różnej trwałości struktur sieciowych minerałów.

Autorka niniejszego artykułu skłania się do przyjęcia bardzo zbliżonych warunków oksydacyjno-redukcyjnych dla glaukonitu i szamozytu. Wprawdzie w analizowanych przez nią utworach zanik glaukonitu i tworzenie się szamozytu wiąże się z zaczerwienieniem osadu i pojawieniem się dużej ilości tlenków żelaza, jednak szamozyt nie jest tu prawie nigdy dobrze zachowany; przeważnie jest mniej lub więcej utleniony, barwa zielona przechodzi w żółtą, przy zachowaniu innych cech optycznych tego minerału. Główną przyczyną zmiany facji jest stopniowe zmniejszanie się dopływu bogatego w potas materiału z ładu. Zjawisko to może miejscami prowadzić do rozkładu minerałów zawierających potas (w tym przypadku glaukonitu) z przechodzeniem potasu do wody morskiej i tworzeniem się na ich miejscu glinokrzemianów żelaza i magnezu.

Wahania w położeniu linii brzegowej i okresowe zwiększanie się dopływu materiału terygenicznego mogły powodować nowe pojawianie się autochtonicznego glaukonitu, jednak te nawroty miały charakter znikający i osąd przybrał odmienny charakter facjalny — wapienia z oolitami żelazistymi.

Porównując utwory oolitowe z otworów Krzyże i Podborowisko z innymi oolitowymi osadami żelazistymi ordowiku Polski stwierdza autorka, że różnią się one od innych ubóstwem materiału terygenicznego, koncentracją żelaza jedynie w oolitach i szczątkach organicznych oraz brakiem deformacji oolitów. Ten ostatni fakt oraz brak okruchów środowiskowych świadczy o sedymentacji ciągłej, bez przeróbek wcześniej osadzonego materiału. Tym też można tłumaczyć stosunkowo małą koncentrację żelaza w analizowanych utworach oolitowych.

Zakład Petrografii Skał Osadowych UW

Nadesłano dnia 8 marca 1962 r.

PIŚMIENNICTWO

- CASTANO J. R., GARRELS R. M.** (1950) — Experiments on the deposition of iron with special reference to the Clinton ore deposits. *Econ. Geol.*, **45**, p. 775—770.
- CORRENS C. W.** (1952) — Zur Geochemie des Eisens. *Congr. Géol. Intern. Symposium des gisements de fer du Monde*, **2**, p. 23.
- DÉVERIN L.** (1945) — Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes Suisses. *Matériaux pour la Géologie de la Suisse. Série géotechnique. Livr. XII.*, **2**, p. 1—115. Lausanne.

- HADDING A. (1932) — The pre-quatertiary sedimentary rocks of Sweden. Glauconitic and glauconitic rocks. Meddelanden fran Lunds Geologisk-Mineralogiska Institution, nr 51, p. 1—175. Lund.
- HATSCH F. H., RASTALL R. H. (1952) — The petrology of the sedimentary Rocks. London.
- HESSLAND I. (1949) — Investigation of the Lower Ordovician of the Siljan District, Sweden, 4, p. 437—510. Upsala.
- HESSLAND I. (1950) — Investigation of the Senonian District, S. Sweden. Sedimentology and lithogenesis of the Ahus Series. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, nr 34. Upsala.
- HUMMEL K., (1922) — Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. Geol. Rundschau, 13, p. 40—97.
- KRUMBEIN W. C., GARRELS R. M. (1952) — Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. J. Geol., 60, p. 1—91.
- LOMBARD A. (1956) — Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris.
- ПУСТОБАЛОВ Л. В. (1940). — Петрография осадочных пород. Москва.
- SMULIKOWSKI K. (1924) — O glaukonicie (Sur la glauconic). Kosmos, 94, p. 502—554. Lwów.
- SMULIKOWSKI K. (1954) — The problem of glauconite (Zagadnienie glaukonitu), Arch. Min., 18, nr 1, p. 21—120. Lwów.
- ШВЕЦОВ М. С. (1948) — Петрография осадочных пород. Москва.
- TURNAU-MORAWSKA M., LINDNER M. (1959) — Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańskiego. Acta Geol. Pol., 9, nr 2. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1961) — Charakterystyka petrograficzna ordowiku z Mójczy koło Kieic i porównanie z równoległymi osadami innych obszarów Polski. Kwart. geol., 5, p. 775—787, nr 4. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1961) — W sprawie pozycji stratygraficznej eokambryjskich sparagmitów i niektórych młodoprekambryjskich formacji. Kwart. geol., 5, p. 737—774, nr 4. Warszawa.

Мария ТУРНАУ-МОРАВСКА

ФАЦИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД ОРДОВИКА ОСНОВАНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ПОЛЬШИ

Резюме

Автором произведены петрографические исследования глауконитита, глауконитовых известняков и известняков с железистыми оолитами ордовика основания Северо-Восточной Польши. Особое внимание было уделено изменениям петрографического характера этих пород, связанных с переходом из глауконитовой в шамозитовую фазию. Под микроскопом этот переход проявляется развитием шамозитовых каёмок вокруг зерен глауконита и наличием в нижней части известняков с железистыми оолитами глауконитовых реликтов в ядре шамозитовых оолитов. Эти минералы встречаются иногда рядом друг с другом в импрегнациях криноидных остатков. Автором критически анализируются взгляды различных

исследователей относительно влияния окислительно-восстановительных процессов на образование глауконита и шамозита. Даются замечания автора по схеме Крумбейна и Гаррельса (1952), представляющей классификацию гомогенных осадков в зависимости от pH и Rh и меняющей, в некоторой степени, взгляды по парагенезису минералов железа. Автор констатируется, что некоторые её наблюдения соответствуют схеме Крумбейна и Гаррельса, но она предполагает, что окислительно-восстановительные условия для глауконита и шамозита были очень сходны. Образованию же глауконита способствует приток терригенного материала богатого калием — глауконит замещается шамозитом по мере израсходования излишков калия. Небольшая концентрация железа в изучаемых осадках автором объясняется непрерывной седиментацией, ненарушенной межформационными процессами. Доказательством этого является отсутствие межформационных обломков в осадках и распространение только лишь недеформированных оолитов.

Maria. TURNAU-MORAWSKA

FACIES CHANGES IN FERRIFEROUS DEPOSITS IN THE ORDOVICIAN OF NORTH-EAST POLAND

S u m m a r y

The author performed a petrographic study of glauconitic rocks and limestones with chamosite oolites from the Ordovician from north-east Poland. Special attention was given to changes in the microscopic aspect of the rocks connected with the transition from a glauconite to a chamosite facies. This transition may be seen in chamosite rims occurring around glauconite grains, and in glauconite relics found in cores of chamosite oolites. Both minerals may be associated as infillings in crinoidal remains. The author discusses the opinions of different investigators concerning the influence of oxidation-reduction conditions on the formation of glauconite and chamosite. She considers the diagram of Krumbein and Garrels (1952) which presents a classification of chemical sediments in terms of pH and Eh conditions and which in some points gives a new opinion as to the paragenetic associations of iron minerals. The author concludes that some of her observations are in agreement with the scheme of Krumbein and Garrels, but supposes that the Eh conditions suitable for glauconite and chamosite are rather similar. The formation of glauconite is, however, furthered by a supply of terrigenous material rich in potassium and it is replaced by chamosite, when this supply is gradually exhausted. In the authors opinion, the small concentration of iron in the investigated sediments is the result of undisturbed sedimentation, not interrupted by intraformational erosion and redeposition. This supposition is collaborated by the lack of intraformational fragments and by the absence, of distorted oolites in the investigated sediments.



Fig. 1

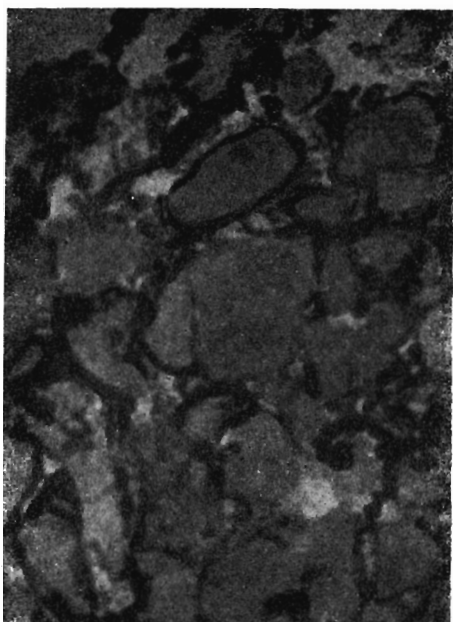


Fig. 2

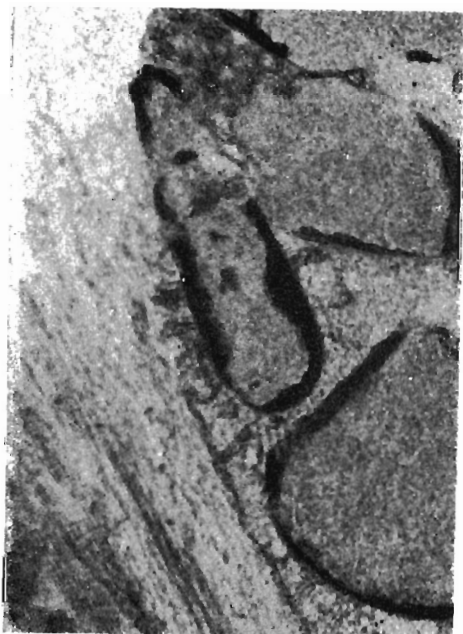


Fig. 3

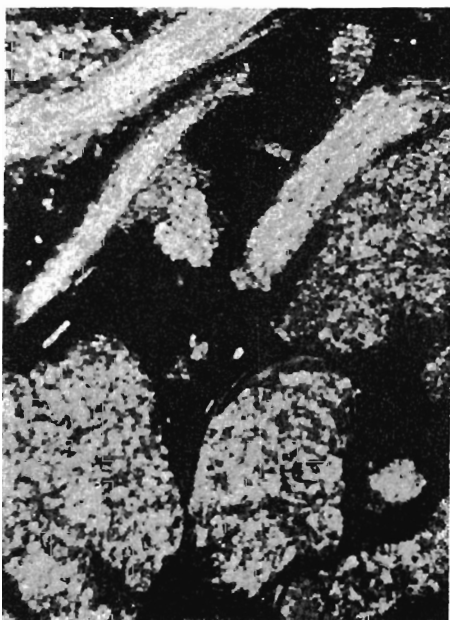


Fig. 4

TABLICA I

- Fig. 1. Glaukonityt z otworu Podborowisko. Bez analizatora, 83 ×
Glauconitic rock from bore-hole Podborowisko. Without analyser, × 83
- Fig. 2. Wapień glaukonitowy z wtrąceniem glaukonitytu z otworu Podborowisko. Bez analizatora, 83 ×
Glauconitic limestone with intercalation of pure glauconitic rock from bore-hole Podborowisko. Without analyser, × 83
- Fig. 3. Obwódki tlenków żelaza i szamozytu dookoła ziarn glaukonitu w wapieniu glaukonitowym z otworu Krzyże. Bez analizatora, 225 ×
Rims of iron oxide and chamosite around glauconite grains, found glauconitic limestone from bore-hole Krzyże. Without analyser, × 225
- Fig. 4. Glaukonit i szczątki ramienionogów w konkretce fosforanowej w wapieniu glaukonitowym z otworu Krzyże. Nikole skrzyżowane, 225 ×
Glauconite and brachiopod remains in a phosphatic nodule, found in glauconitic limestone from bore-hole Krzyże. Crossed nicols, × 225

Photos by J. Burchart

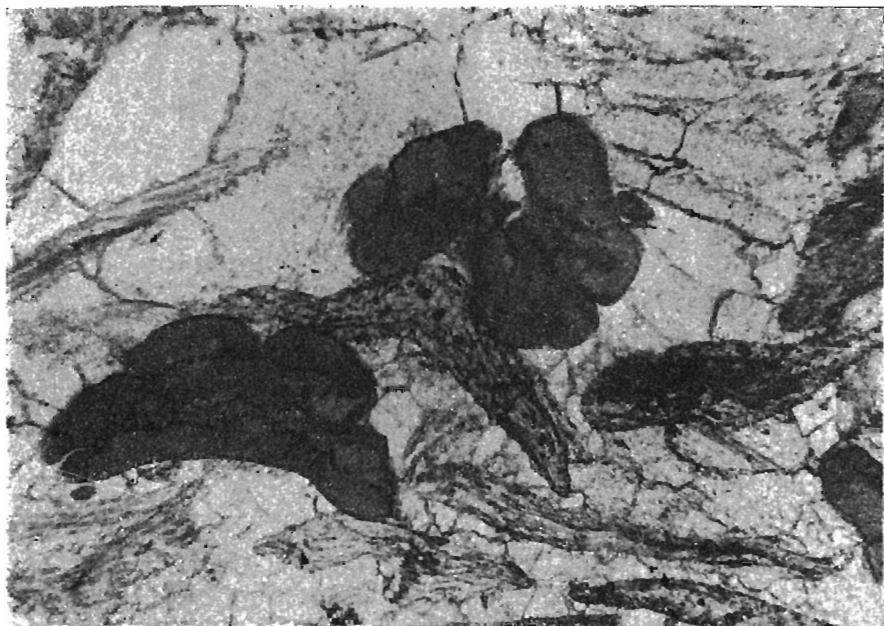


Fig. 5

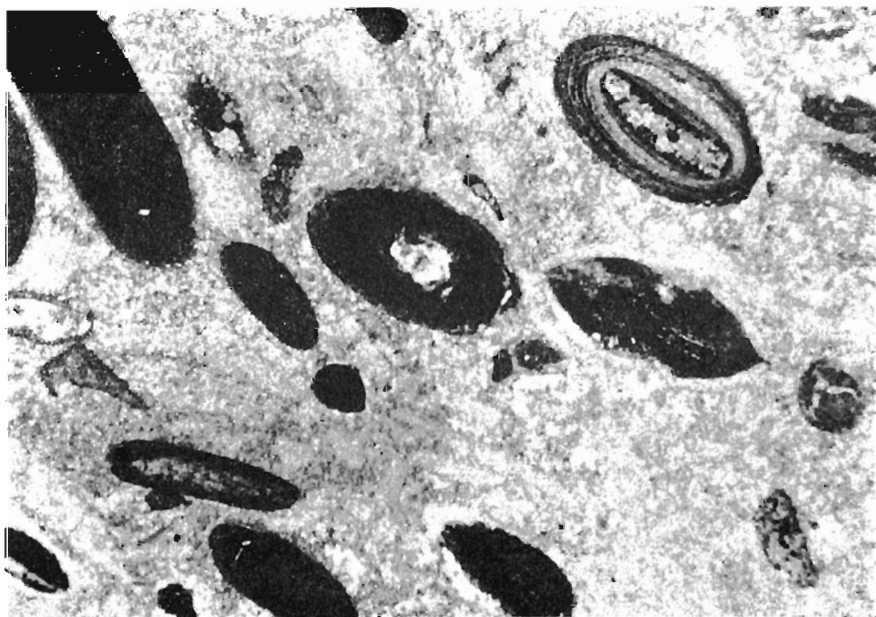


Fig. 6

TABLICA II

Fig. 5. Glaukonit i szczątki ramienionogów w wapieniu glaukonitowym z otworu Krzyże. Bez analizatora, 160 ×

Glauconite and brachiopod fragments in glauconitic limestone from bore-hole Krzyże. Without analyser, × 160

Fig. 6. Wapień z oolitami żelazistymi z otworu Krzyże. Bez analizatora, 160 ×

Limestone with iron oolites from bore-hole Krzyże. Without analyser, × 160

Photos by J. Burchart

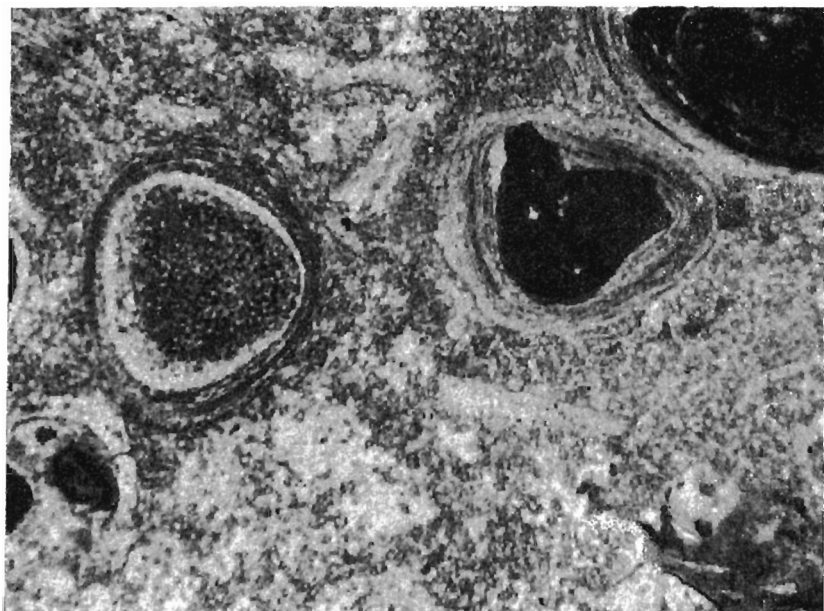


Fig. 7

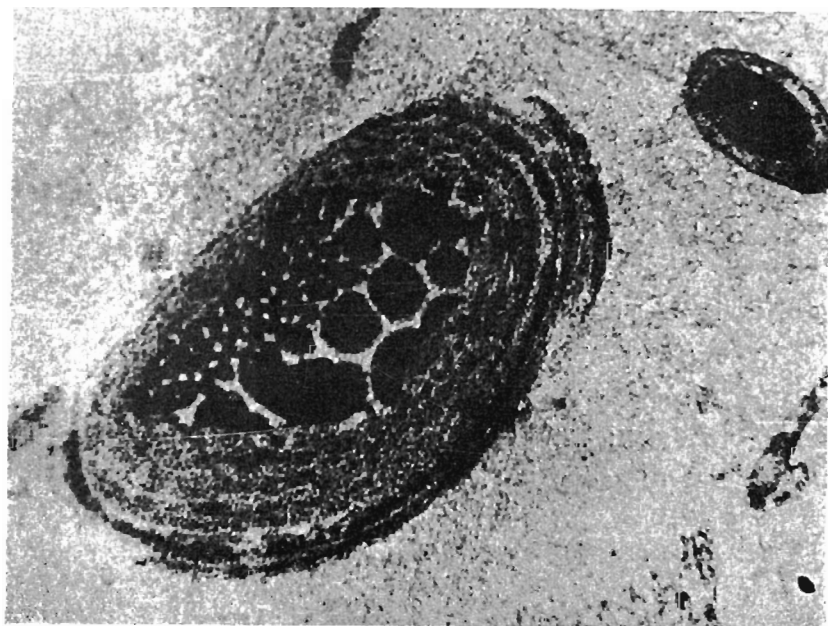


Fig. 8

TABLICA III

Fig. 7. Wapień z oolitami żelazistymi z otworu Krzyże. Bez analizatora, 83 ×

Limestone with iron oolites from bore-hole Krzyże. Without analyser, × 83

Fig. 8. Oolit getytowo-szamozytowy ze szczątkiem organicznym w rdzeniu. Otwór Krzyże. Bez analizatora, 170 ×

Goethite-chamosite oolite with an organic fragment, found in the core of bore-hole Krzyże. Without analyser, × 170

Photos by J. Burchart

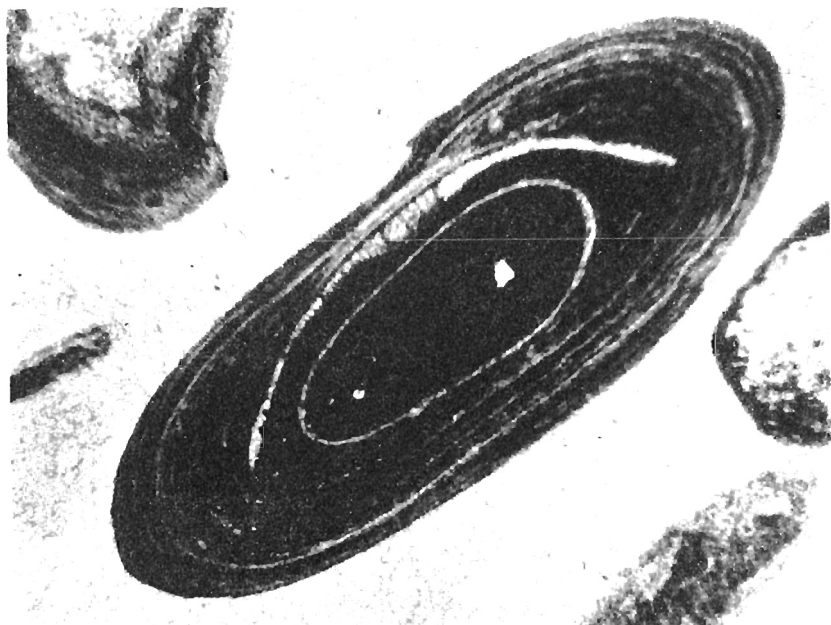


Fig. 9



Fig. 10

TABLICA IV

Fig. 9. Szczątek małża w oolicie żelazistym. Otwór Podborowisko. Bez analizatora, 160 ×

Mollusk fragment within an iron oolite. Bore-hole Podborowisko. Without analyser, × 160

Fig. 10. Szczątki małży impregnowane tlenkami żelaza. Otwór Krzyże. Nikole skrzyżowane, 83 ×

Mollusk fragments impregnated with iron oxides. Bore-hole Krzyże. Crossed nicols, × 83

Photos by J. Burchart