ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA
VOL. XLVII, 1 SECTIO B 1992

Zakład Geologii Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS

Lucjan GAZDA, Marian HARASIMIUK,
Zdzisław KRZOWSKI

Litogeneza warstw z glaukonitem w górnej kredzie i paleocenie Pagórów Chełmskich (Wyżyna Lubelska, E Polska)

Lithogenesis of Layers with Glauconite in the Upper Cretaceous and Palaeocene of the Chełm Hills (Lublin Upland, E Poland)

WSTĘP

Osady wschodniej części górnokredowego basenu lubelskiego reprezentuje głównie kreda pisząca, występująca w miąższych, na ogół bardzo monotonnych kompleksach obejmujących około 77% ogólnej miąższości kredy górnej (Wyrwicka 1984). Jest to miękka, biała lub szara skała o strukturze mikrytowej, o zróżnicowanym, ale na ogół dość niskim stopniu lityfikacji. Głównym składnikiem tej skały jest węglan wapnia, którego zawartość średnia waha się w zakresie 90–95%.

U schyłku kredy górnej sedymentacyjny basen lubelski objęły ruchy wypiętrzające, które doprowadziły do spłycenia zbiornika i zasadniczych zmian warunków sedymentacji, a następnie, już w najniższym paleocenie do jego regresji (Pożaryski 1960; Harasimiuk 1987).

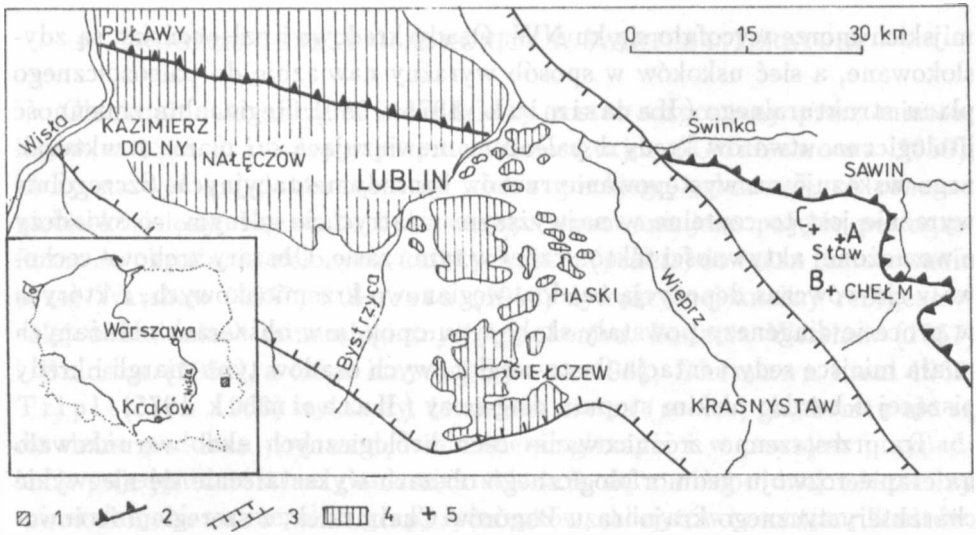
Kompleks litologiczny reprezentujący schyłkową fazę basenu górnokredowego wyróżnia się od warstw podległych pojawianiem się opok, gez, mułowców, a także piaskowców. Wśród tego kompleksu występują też poziomy twardego dna świadczące o przerwach w sedymentacji (Harasimiuk, Rutkowski 1970, 1984; Harasimiuk 1975, 1987; Popiel 1977; Buraczyński i inni 1983). Niewątpliwie najbardziej interesującą — z punktu widzenia petrograficznego i litogenetycznego — skałą w tym kompleksie są piaskowce o wysokiej zawartości glaukonitu dochodzącej nawet do 60%. Cechują się one zielonym zabarwieniem, znaczną twardością (wielokrotnie przewyższającą pod tym względem kredę piszącą, a także opoki)

oraz brakiem węglanu wapnia (w dalszej części pracy nazywane glaukonitytami). Występowanie tak odmiennych skał w bardzo monotonnym kompleksie węglanowym od bardzo dawna zwracało uwagę geologów. Jako pierwszy zielone piaskowce w okolicy Chełma opisał Pusch (1836), a następnie o skałach tych pisali Jurkiewicz (1872) i Krisztafowicz (1897). Po raz pierwszy ich pozycję stratygraficzną w sposób prawidłowy określił Siemiradzki (1886) zaliczając je do warstw przejściowych kredy i trzeciorzędu. W latach późniejszych na skały te zwrócił uwagę Prószyński (1952) podając cały szereg punktów ich występowania w okolicy Chełma. Harasimiuk i Rutkowski (1970) zwrócili uwagę na związek skał o wysokiej zawartości glaukonitu z twardym dnem. Popiel (1977) na podstawie badań paleontologicznych stwierdził istnienie dwóch różnowiekowych poziomów glaukonitowych — górnomastrychckiego i z dolnego paleocenu. Bardziej szczegółowych danych dotyczących całego kompleksu górnokredowopaleoceńskiego dostarczają Buraczyński i inni (1983). Bliższą charakterystykę petrograficzną skał z glaukonitem przedstawili natomiast Harasimiuk i Rutkowski (1984).

W niniejszej pracy podjęto badania zmierzające do określenia warunków sedymentacji kompleksu litologicznego zawierającego poziomy glaukonitowe, jak też warunków autigenezy samego glaukonitu. Istotnym problemem jest próba wyjaśnienia przyczyn tak drastycznych zmian środowiskowych (hydrochemicznych) w badanej części górnokredowego basenu sedymentacyjnego.

BUDOWA GEOLOGICZNA PAGÓRÓW CHEŁMSKICH

Skały zawierające zauważalną makroskopowo ilość glaukonitu w regionie lubelskim występują zasadniczo na północnym skłonie Wyżyny Lubelskiej. Są to okolice: Puław i Nałęczowa (Pożaryska 1952), Lublina (Harasimiuk, Henkiel 1983), Piask i Giełczwi (Harasimiuk 1987) oraz Chełma. We wszystkich tych obszarach, z wyjątkiem okolic Chełma, poziomy glaukonitowe występują najczęściej w postaci smug lub przewarstwień w opokach lub gezach bądź też glaukonit koncentruje się w drobnych formach erozyjnych lub biogennych zagłębieniach związanych z poziomem twardego dna. Tylko w okolicach Chełma występują skały określane wręcz jako glaukonityty (piaskowce o lepiszczu na ogół opalowym, o bardzo wysokiej zawartości ziarn glaukonitu). Występowanie tego typu skał stwierdzono dotychczas w Chełmie, Zawadówce, Lechówce, Elżbiecinie, na Ariańskiej Górze, Koziej Górze i Stawskiej Górze (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk glaukonitytów na tle szkicu geologicznego odkrytego (bez utworów młodszych od paleocenu) północnej części Wyżyny Lubelskiej; 1 — rejon badań, 2 — północna krawędź Wyżyny Lubelskiej, 3 — dyslokacje brzeżne paleozoicznego rowu mazowiecko-lubelskiego, 4 — paleocen (nie rozdzielony), 5 — miejsca opróbowania
Location of glauconitite sites against geological sketch (without the post-Palaeocene cover) in the northern Lublin Upland; 1 — study area, 2 — northern edge of the Lublin Upland, 3 — marginal dislocation of the Palaeozoic Mazovian-Lublin Graben, 4 — Palaeocene, 5 — sampling sites

Pagóry Chełmskie będące najdalej wysuniętym na NE regionem Wyżyny Lubelskiej pod względem tektonicznym wchodzą w skład wielkiej jednostki strukturalnej podłoża paleozoicznego określanej jako podniesiona część platformy prekambryjskiej (Żelichowski 1974). Od zachodu jednostka ta obcięta jest uskokiem brzeżnym o kierunku NW–SE. Natomiast w jej obrębie występuje szereg dyslokacji prostopadłych do uskoku brzeżnego, oddzielających podrzędne struktury tektoniczne o różnych kierunkach ruchów. Pagóry Chełmskie leżą w obrębie zachodniej części podniesienia wołyńskiego sąsiadującego od północy z zapadliskiem włodawskim. Założenia głównych stref dyslokacyjnych są związane z fazą bretońską, a ich znaczna aktywizacja miała miejsce u schyłku waryscyjskiego etapu tektonicznego (Żelichowski 1974).

W alpejskim piętrze strukturalnym obszar Pagórów Chełmskich wchodził w skład wschodniego skrzydła rozległej struktury synklinalnej określanej jako niecka brzeżna (Znosko 1970) lub też jako aulakogen środkowopolski (Pożaryski 1975). Sedymentacja morska trwała na tym obszarze przez całą kredę górną aż po paleocen, kiedy to w wyniku ruchów lara-

mijskich morze wycofało się ku NW. Osady kredowe i paleoceńskie są zdyslokowane, a sieć uskoków w sposób wyraźny nawiązuje do paleozoicznego planu strukturalnego (Harasimiuk 1975, 1980). Regionalna zmienność litologiczna utworów kredy i paleocenu nawiązująca do planu strukturalnego wskazuje na występowanie ruchów synsedymentacyjnych. Szczególnie wyraźnie jest to czytelne w najwyższym mastrychcie górnym, co świadczy o wzmożonej aktywności tektonicznej w tym czasie. Obszary zrębowe cechowały się wówczas depozycją osadów węglanowo-krzemionkowych, z których w procesie diagenezy powstały skały typu opok, a w obszarach obniżanych miała miejsce sedymentacja ilasto-węglanowych osadów typu margli i kredy piszącej o bardzo niskim stopniu diagenezy (Harasimiuk 1975).

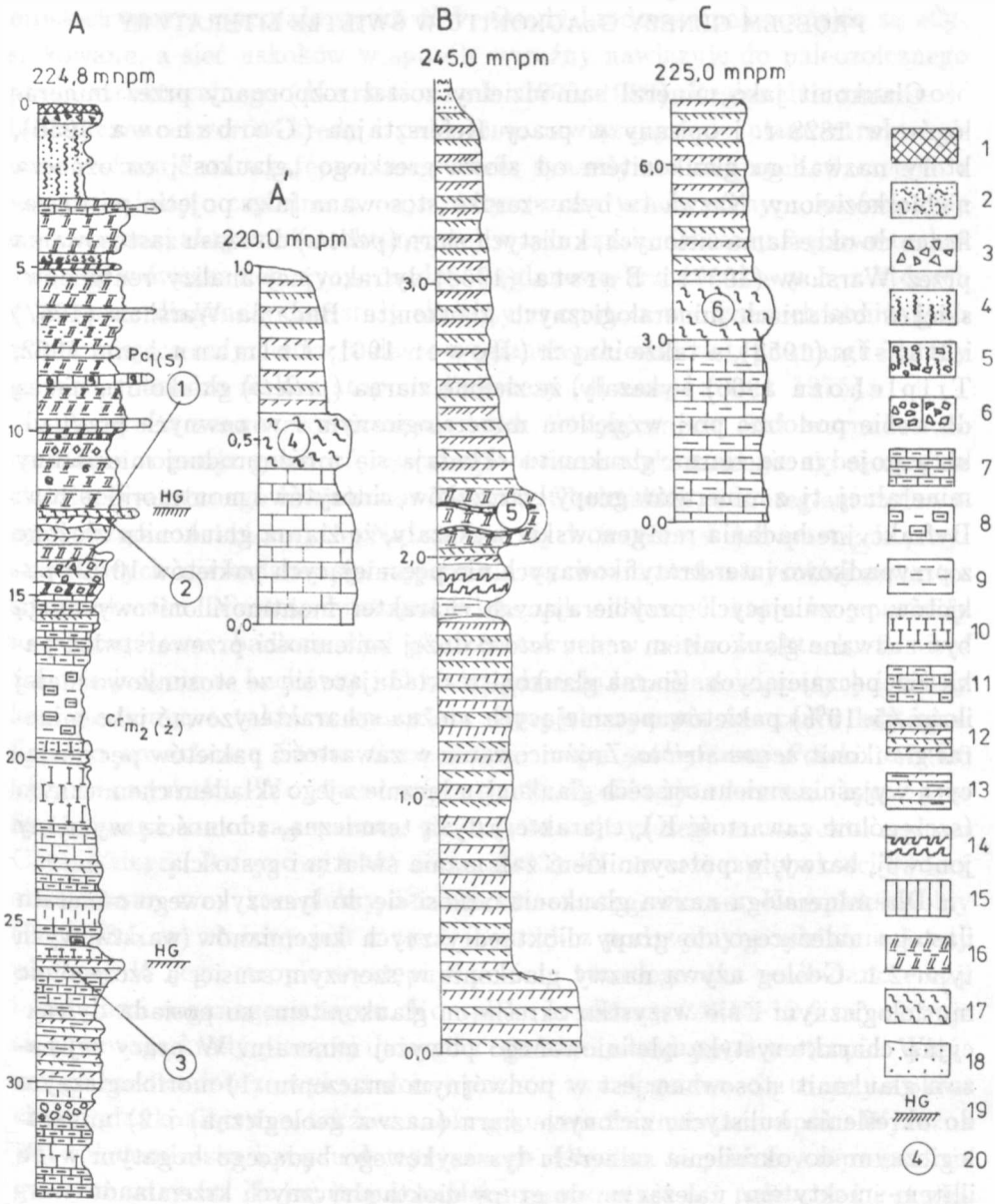
To przestrzenne zróżnicowanie cech litologicznych skał warunkowało na etapie rozwoju geomorfologicznego obszaru wykształcenie się niezwykle charakterystycznego krajobrazu Pagórów Chełmskich, z szeregiem izolowanych wzgórz ostańcowych. Na stokach tych wzgórz w ich partiach przyszczytowych stwierdzono występowanie wychodni skał o wysokiej zawartości glaukonitu. Niestety brak jest większych odsłonięć, które by pozwoliły na szczegółowe zbadanie skał glaukonitowych w wielu punktach. Przebadano je jedynie w Lechówce i Ochoży, gdzie do lat osiemdziesiątych istniały kamieniołomy, a także w specjalnie zaprojektowanym wierceniu kartograficznym na arkuszu Sawin *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* 1:50 000 (Buraczyński, Wojtanowicz 1987). Profil tego wiercenia (ryc. 2 profil A) można uznać za reperowy dla warstw najwyższego mastrychtu regionu Chełmskiego (Buraczyński i inni 1983). W otworze o głębokości 33,5 m stwierdzono trzy kompleksy litologiczno-stratygraficzne. Kompleks dolny (26,3–33,5 m) złożony jest z opok i margli z podrzędnym udziałem kredy piszącej. W jego stropie występuje poziom twardego dna ze śladami erozji i kanałami organogenicznymi. Kompleks środkowy (26,15–12,6 m) cechuje się przewagą kredy piszącej i margli z opokami marglistymi w stropie. Wieńczy go bardzo dobrze wykształcony poziom twardego dna. Są to gezy z okruchami glaukonitytu, a także z zaokrąglonymi fragmentami opok. Wyraźna jest też domieszka kwarcu detrytycznego. Obydwa te poziomy reprezentują górny mastrycht. Najwyższy kompleks reprezentuje już paleocen i jest złożony z gez z podrzędnym udziałem twardych wapieni (Buraczyński i inni 1983). Na zachodnim stoku Stawskiej Góry (Czubatka) wykonano wkop, w którym stwierdzono wychodnie warstw glaukonitytu o miąższości dochodzącej do 0,2 m. Poziom ten odpowiada górnemu twardemu dnu z wiercenia wykonanego w szczytowej partii wzgórza (ryc. 2 profile A i A').

PROBLEM GENEZY GLAUKONITU W ŚWIETLE LITERATURY

Glaukonit jako minerał samodzielny został rozpoznany przez mineralogów w 1828 r. i opisany w pracy Kefersztajna (Gorbunowa 1950), który nazwał go glaukonitem od słowa greckiego „glaukos", co oznacza niebieskozielony. Nazwa ta była szeroko stosowana jako pojęcie petrograficzne do określania zielonych, kulistych ziarn (*pellets*) do czasu zastosowania przez Warshaw (1957) i Bursta (1958) dyfrakcyjnej analizy rentgenowskiej w badaniach mineralogicznych glaukonitu. Badania Warshaw (1957) i Bursta (1958), a także innych (Hower 1961; Ehlmann i inni 1962; Triplehorn 1966) wykazały, że zielone ziarna (*pellets*) glaukonitu nie są do siebie podobne pod względem mineralogicznym i w pewnych przypadkach pojedyncze ziarna glaukonitu składają się z różnorodnej mieszaniny mineralnej, tj. z minerałów grupy łyszczyków, chlorytów i montmorillonitów. Dyfrakcyjne badania rentgenowskie wykazały, że ziarna glaukonitu złożone z przypadkowo interstratyfikowanych nie pęczniejących pakietów 10 Å i pakietów pęczniejących przybierających charakter montmorillonitowy mogą być nazwane glaukonitem *sensu lato* o dużej zmienności przewarstwień pakietów pęczniejących. Ziarna glaukonitu składające się ze stosunkowo małej ilości (5–10%) pakietów pęczniejących można scharakteryzować jako minerał glaukonit *sensu stricto*. Zróżnicowanie w zawartości pakietów pęczniejących wyjaśnia zmienność cech glaukonitu łącznie z jego składem chemicznym (szczególnie zawartość K), charakterystyką termiczną, zdolnością wymiany jonowej, barwy, współczynnikiem załamania światła i gęstością.

Dla mineraloga nazwa glaukonit odnosi się do łyszczykowego minerału ilastego należącego do grupy dioktaedrycznych krzemianów warstwowych typu 2:1. Geolog używa nazwy glaukonit w szerszym sensie, a szczególnie morfologicznym i nie wszystko określa on glaukonitem, co posiada dyfrakcyjną charakterystykę zdefiniowanego powyżej minerału. W pracy tej nazwa glaukonit stosowana jest w podwójnym znaczeniu: 1) morfologicznym do określenia kulistych, zielonych ziarn (nazwa geologiczna) i 2) mineralogicznym do określenia minerału łyszczykowego będącego bogatym w Fe illitem-smektytem, należącym do grupy dioktaedrycznych krzemianów warstwowych typu 2:1.

Wyjaśnieniem genezy glaukonitu i warunków fizyczno-chemicznych jego środowiska zajmowało się wielu badaczy. W bogatej literaturze poświęconej temu zagadnieniu wysunięto kilkadziesiąt hipotez genezy glaukonitu. Pierwsze teorie genezy glaukonitu (krystalizacji żelów bogatych w Fe-Al-Mg-Si — Twenhofel 1936, krystalizacji granulek fekalnych — Takahasi 1939 i przeobrażenia biotytu — Galliher 1935) nie wyjaśniały transformacji minerałów



Ryc. 2. Profile litologiczne: (A) — otwór Czubatka, (A') — wkop na Stawskiej Górze, (B) — odsłonięcie w Lechówce, (C) — odsłonięcie w Ochoży; 1 — gleba rędzinna, 2 — piasek glaukonitowy, 3 — zwietrzelina gruzowa, 4 — pył lekko zdiagenezowany z przewarstwieniami wapiennymi, 5 — pył z drobnym gruzem gezy, 6 — gruz opok lub gez o krawędziach zaokrąglonych i ostrokrawędzistych, 7 — margle, 8 — iły margliste, 9 — iły bentonitowe, 10 — kreda pisząca, 11 — wapienie margliste, 12 — opoki, 13 — opoki margliste, 14 — opoki odwapnione z kanałami skałotoczy, 15 — twarde wapienie typu „siwaka", 16 — gezy, 17 — piaskowiec glaukonitowy (glaukonityt), 18 — glaukonit w podrzędnych ilościach, 19 — twarde dno, 20 — badana próba

ilastych w procesie glaukonityzacji. Badania współczesnych facji glaukonitowych szelfów kontynentalnych wykazały, że proces glaukonityzacji nie może być wyjaśniony za pomocą tych teorii. McRae (1972), pomijając pierwsze teorie precypitacji żelów, połączył wysunięte w późniejszych latach teorie dotyczące genezy glaukonitu w dwie grupy: 1) teoria sieci warstwowej (*layer lattice theory*) Bursta (1958) i Howera (1961), 2) teoria epigenetycznego podstawiania (*epigenetic substitution theory*) Ehlmanna i innych (1963), Seeda (1965) i innych.

Teoria sieci warstwowej Bursta (1952) i Howera (1961) zakłada, że powstanie minerałów glaukonitowych wymaga trzech warunków: 1) zdegradowanej warstwowej sieci krzemianowej materiału wyjściowego, raczej typu 2:1, 2) obfitej dostawy Fe i K oraz 3) odpowiedniego potencjału utleniająco-redukcyjnego (*redox*). Właściwy potencjał utleniająco-redukujący może stwarzać lokalne środowisko redukcyjne związane z rozkładem substancji organicznej, która jest obecna w grudkach fekalnych, wewnątrz skorupek otwornic oraz w innych okruchach organicznych, dlatego też tak często glaukonityzowany jest ten materiał. Inne czynniki, takie jak tempo sedymentacji, temperatura wody morskiej, głębokość zbiornika i materiał wyjściowy mogą posiadać jedynie określony wpływ na rodzaj tworzącego się glaukonitu. W aspekcie zaproponowanego modelu oznacza to, że tempo dostarczania zdegradowanego materiału ilastego powinno być powolne i glaukonityzowany materiał powinien pozostawać w oddziaływaniu osad–woda morska przez odpowiednio długi okres. Przy szybkim tempie sedymentacji proces glaukonityzacji mógłby zostać wstrzymany na drodze przeobrażeń: „zdegradowany minerał warstwowy — minerał glaukonit". W modelu glaukonityzacji zaproponowanym przez Bursta (1958) i uzupełnionym w dokładny mechanizm transformacji zdegradowanych krzemianów warstwowych przez Howera (1961) przyjmuje się, że bezpośrednim materiałem wyjściowym w czasie tworzenia się glaukonitu może być każda zdegradowana sieć warstwowa minerału typu 2:1, a proces glaukonityzacji polega na stopniowym

Lithological sections: (A) — borehole Czubatka, (A') — pit at Stawska Góra, (B) — exposure at Lechówka, (C) — exposure at Ochoża; 1 — rendzina, 2 — glauconite sand, 3 — rubble weathering waste, 4 — slightly diagenised silt with lime interbeds, 5 — silt with fine gaize rubble, 6 — gaize rubble with rounded and angular edges, 7 — marls, 8 — marly clays, 9 — bentonite clays, 10 — writing chalk, 11 — marly limestones, 12 — gaizes, 13 — marly gaizes, 14 — decalcified gaizes with piddock channels, 15 — hard limestones, 16 — gaizes, 17 — glauconite sandstone (glauconitite), 18 — glauconite in secondary quantity, 19 — hard ground, 20 — analysed sample

podstawianiu Al przez Fe w pozycji oktaedrycznej, powodując wzrost oktaedrycznego ładunku sieciowego i w konsekwencji wzrost „ładunku kompensacyjnego" kationów międzywarstwowych (głównie K). Powoduje to kurczenie się większości pakietów pęczniejących do 10 Å pakietów niepęczniejących.

Alternatywna teoria epigenetycznego podstawiania (*epigenetic substatution theory*) zapoczątkowana przez Ehlmanna i innych (1963) zakłada, że częściowo rozprężone warstwy minerału ilastego stanowią wzorniki, na których rozwijają się warstwy glaukonitowe na drodze rozpuszczania mieszaniny stałej przy wykorzystaniu jonów obecnych w wodzie morskiej. Teoria ta była stosowana do wyjaśnienia glaukonityzacji kalcytu oraz innych minerałów, takich jak kwarc, skalenie, pirokseny, oliwiny itp. (Ojankangas i Keller 1964; Dapples 1967). W obu teoriach istnieje zgodność co do tego, że większość glaukonitów tworzy się na drodze przeobrażenia materiału mikowego, natomiast dokładny mechanizm związany ze zmianami diagenetycznymi pozostaje nadal niejasny.

Odin i Matter (1981) zauważyli, że czynnikiem dużo ważniejszym od charakteru substratu jest mikrośrodowisko wewnątrz granulek glaukonitu. Większość zbadanych przez nich zglaukonityzowanych koprolitów ilastych złożona była głównie z minerałów kaolinitowych, a nie z minerałów ilastych typu 2:1. Badacze ci wykazali, że: 1) typ struktury 2:1 nie jest ani konieczny, ani szczególnie korzystny, 2) środowisko jest najważniejszym czynnikiem zarówno w skali lokalnej, jak i ogólnej, 3) Fe jest często nieobecne w substracie.

Odin i Matter (1981) sugerują nowy model genezy glaukonitu podając jego najważniejsze czynniki geochemiczne, kontrolujące mechanizm glaukonityzacji, biorąc pod uwagę „uwięzienie". Termin „uwięzienie" odnosi się do częściowej izolacji chemicznej cieczy wewnątrz substratu od wody morskiej. „Uwięzienie" wytwarza mikrośrodowisko, które jest różne od otaczającego go środowiska morskiego. Wewnątrz ziarn, w środowisku zamkniętym (mikrośrodowisku) warunki chemiczne do wzrostu kryształów są bardziej korzystne niż na zewnętrznej powierzchni ziarn. Ten zróżnicowany rozwój w różnych częściach ziarn powoduje ich spękanie. Według Odina i Mattera (1981) glaukonit tworzy się początkowo poprzez wzrost kryształów smektytu glaukonitowego w porach substratów różniących się chemicznie. W miarę postępu glaukonityzacji smektyt glaukonitowy przekształca się w mikę glaukonitową jako końcowy produkt procesu rekrystalizacji. Ewolucja glaukonitu od *in statu nascendi* do glaukonitu wysoce uporządkowanego dokonuje się w procesie rekrystalizacji związanym ze stopniowo postępującą równowagą z denną wodą morską.

Najnowsze badania Amourica i Parrona (1985, 1987) z zastosowaniem elektronowego mikroskopu transmisyjnego o wysokiej rozdzielności (high-resolution transmission electron microscopy — HRTEM) wykazują, że glaukonityzacja polega na procesie ewolucyjnym, w którym najważniejsze stadium obejmuje tworzenie się fazy pakietowej z żelu ok. 12,5 Å, będącej następstwem jej destabilizacji. Krystalizacja (neoformacja) fazy mikowej odbywa się wówczas kosztem tej 12,5 Å fazy. Czy żel objęty tym procesem ewolucji jest żelem pierwotnym, czy jest on produktem rozkładu innych minerałów wyjściowych, jest to obecnie nieznane. Ze strukturalnego punktu widzenia proces glaukonityzacji obejmuje zjawisko niemieszanopakietowej fazy pomiędzy fazami krystalicznymi. Ciągłe roztwory stałe pomiędzy tymi fazami nie występują. Każde ziarno glaukonitu wydaje się być mieszaniną autigenicznych minerałów warstwowych, które poprzez dekompozycję i krystalizację rozwijają się niezależnie w kierunku tej samej pojedynczej sieci mikowej, tj. glaukonitu *sensu stricto*.

Zmienność składu chemicznego glaukonitu i niejednorodność jego charakteru mineralogicznego wynikają prawdopodobnie z różnorodności środowiska chemicznego (Gorbunowa 1950; Burst 1958; Kohler 1976). Za najbardziej korzystne do formowania się glaukonitu uważane jest na ogół środowisko redukcyjne o pH w granicach 7–8 i Eh<0 (Burst 1958; Carrol 1975). Środowisko redukcyjne może być także ograniczone wyłącznie do sąsiedztwa protoglaukonitu (Burst 1958; Odin i Matter 1981). Lokalnymi warunkami geochemicznymi korzystnymi dla procesu glaukonityzacji są te, w których powierzchnia międzyfazowa osad/woda morska występują poza strefą wpływu rzecznego (Odin i Matter 1981). Dlatego facje glaukonitowe są charakterystyczne dla środowiska morza otwartego. Największe koncentracje glaukonitu występują na skłonach kontynentalnych pomiędzy osadami szelfów a dnami kenionów. Panujące tam warunki depozycyjne wydają się optymalne do formowania się glaukonitu (Hein i in. 1974). Do tworzenia się glaukonitu korzystne jest niskie lub bliskie negatywnemu tempo sedymentacji (McRae 1972). Warunki takie wraz z innymi sprzyjającymi uwarunkowaniami środowiskowymi mogą miec miejsce w czasie transgresji morskiej.

Ziarna glaukonitu autigenicznego mogą być wykorzystane jako ważny wskaźnik środowiska sedymentacji. Analiza obfitości i zmienności morfologicznej ziarn glaukonitu, jak również zmienność jego składu chemicznego i struktury mogą dostarczyć cennych informacji odnoszących się do ogólnych warunków środowiska w miejscu jego powstania.

PETROGENEZA POZIOMÓW GLAUKONITOWYCH

Dla określenia składu mineralnego i typu petrograficznego skał poziomów glaukonitowych wykonano analizy mikroskopowe płytek cienkich, badania derywatograficzne, rentgenostrukturalne oraz pomocniczo obserwacje mikrostruktur przy użyciu mikroskopu skaningowego. Wyniki badań przedstawiono w tab. 1 i 2 oraz na ryc. 5.

Badane skały reprezentowane są przez glaukonityty (próbki 1, 2, 4, 5, 6) oraz opokę czertową silnie wzbogaconą w glaukonit (próbka 3).

Opoka czertowa wzbogacona w glaukonit (10%) będąca facjalnym odpowiednikiem glaukonitytów śródmastrychckich (Harasimiuk 1983) jest skałą o strukturze psamitowo-biodetrytycznej. Składa się ze szkieletu tworzonego przez igły gąbek. Spikule są w większości opalowe, a jedynie niewielka część (5%) stanowi kalcytowe pseudomorfozy. Opalowy szkielet strukturalny wypełniony jest pelitem kalcytowym i niewielką, kilkuprocentową zawartością minerałów ilastych (illit–smektyt). Rentgenograficznie stwierdzono występowanie zeolitów typu klinoptilolitu. Oprócz spikul w skale występują kalcytowe otwornice, pojedyncze kolce jeżowców oraz dość liczne fragmenty pokruszonych elementów szkieletowych innych, nieoznaczalnych organizmów.

Glaukonityty są skałami o strukturze psamitowej (próby 1, 2, 6) lub w przypadku większego wzbogacenia w szczątki organiczne nabierają charakteru biomorficzno- lub biodetrytyczno-psamitowego (próby 4 i 5). Podstawowym elementem skałotwórczym tych utworów jest glaukonit, który stanowi ponad 75% objętości skał o strukturach psamitowych i 65% w glaukonitytach z podwyższoną zawartością bioklastów. Zespół cech morfologicznych (tab. 2) oraz pośrednio rozkład granulometrii (wysortowania) pozwolił na określenie charakteru genetycznego tego minerału. W próbkach 1, 4 i 6 stwierdzono obecność glaukonitu detrytycznego, a w próbkach 2 i 5 oraz opoce wyłącznie form autigenicznych. We wszystkich glaukonitytach stwierdzono obecność planktonicznych otwornic o kalcytowych skorupkach. Względne podwyższenie zawartości otwornic w próbkach 4 i 5 związane jest równocześnie z obecnością szczątków fauny bentonicznej, igieł gąbek (próbka 4) lub małży i otwornic aglutynujących ? (próbka 5).

Cechą wspólną glaukonitytów i opoki jest bardzo mała zawartość materiału terygenicznego, głównie kwarcu, który jest bardzo drobnoziarnisty (poniżej 0,1 mm). Podkoncentrowanie kwarcu stwierdzone w próbkach 2 i 4 koreluje się z obecnością w nich materiału pirogenicznego. Za litoklasty pirogeniczne uznano igiełkowy i haczykowaty kwarc, drobne łuseczki silnie

Nr próbki	Skład mineralny na podstawie analizy planimetrycznej								Struktura	Obecność i rodzaj fauny				Typ petrograficzny
	Spoiwo + masa wypełniająca													
	glaukonit	kwarc detrytyczny	materiał pirogeniczny	kalcyt	opal CT, zeolity	chalcedon	siarczki Fe	tlenki i wodorotlenki Fe		otwornice	igły gąbek	kolce jeżowców	inne	
1	76	1	–	7	14	–	–	3	psamitowa	+				glaukonityt o spoiwie węglanowo-krzemionkowym, zwietrzały
2	78	1	1,5	3	10,5	1	–	5	psamitowa	+				glaukonityt o spoiwie krzemionkowym, zwietrzały
3	10	1	–	28	58,5	1	0,5	1	psamitowo-biodetrytyczna	++	+++	+	++	opoka czertowa, wapnista z glaukonitem
4	65	2	1	5	20	3	–	4	biodetrytyczno-psamitowa					glaukonityt o spoiwie krzemionkowym, zwietrzały
5	65	1	–	7	19,5	5	0,5	2	biomorficzno-psamitowa					glaukonityt o spoiwie węglanowo-krzemionkowym
6	75	1	–	2	14,5	6	0,5	1	psamitowa					glaukonityt o spoiwie krzemionkowym

*Przedstawiony skład mineralny nie uwzględnia obecności porwaków i toczeńców skał podłoża, obecnych w spągowych partiach warstw glaukonitowych.

**Obecność: + mała (1% obj. skały), ++ średnia (1–5% obj. skały), +++ duża (ponad 5% obj. skały).

Tab. 2. Cechy morfologiczno-genetyczne glaukonitu
Morphologic-genetic features of glauconite

	Kształt			Spękania mechaniczne			Obecność szczelin diagenetycznych	Charakter genetyczny glaukonitu
	kulisty	owalny	nieregularny	nieliczne	liczne	bardzo liczne		
1		+	+		+			detrytyczny
2	+	+			+		+	autigeniczny
3	+	+		+			+	autigeniczny
4	+		+			+		detrytyczny
5	+	+		+			+	autigeniczny
6			+			+		detrytyczny

dwójłomnych i pleochroicznych łyszczyków (biotyt) oraz ostrokrawędziste, lekko zwietrzałe ziarna (ok. 0,1 mm) albitu.

Spoiwo glaukonitytów ma charakter bazalny i formę wczesnodiagenetycznego cementu krzemionkowego. Rentgenograficznie stwierdzono w spoiwie obecność opalu-CT, minerałów ilastych z grupy illit–smektyt oraz zeolitów typu klinoptilolitu. Przy użyciu mikroskopu skaningowego ustalono, że minerały ilaste są rozproszone w obrębie opalu, a szczególnie na kontaktach z glaukonitem. W próżniach oraz mikro- i makroporach krystalizują lepisfery opalu-CT oraz tabliczkowe kryształy idiomorficznego klinoptilolitu. Jest to asocjacja mineralna charakterystyczna dla diagenezy krzemionki biogenicznej (Rad 1979). Pierwotne krzemionkowe igły gąbek zachowały się jedynie w opoce (próbka 3) i w próbce nr 4. Diagenezie poddawany był żel krzemionkowy powstały z rozpuszczania bioklastów, w którym „zawieszone" są ziarna glaukonitu i węglanowe skorupki otwornic. Brak zdecydowanie czytelnych tekstur sedymentacyjnych (z wyjątkiem spągowych partii glaukonitytów) może świadczyć o niskoenergetycznym środowisku sedymentacji i diagenezy lub o depozycji w niewielkich, izolowanych formach morfologicznych dna zbiornika wodnego. Obecność „aureoli" illitowo-smektytowych wokół autigenicznego glaukonitu może świadczyć o przerwaniu procesu glaukonityzacji wywołanych deficytem żelaza w roztworach porowych diagenezowanej warstwy. Uporządkowanie krzemionki, które można traktować jako wskaźnik diagenezy tych skał, mierzone intensywnością i położeniem linii dyfrakcyjnej kristobalitu wykazało wyższą krystaliczność w glaukonitytach 4, 5, 6 niż 1 i 2, a także w opoce.

Diagenetyczne uporządkowanie krzemionki biogenicznej zależne jest głównie od facji (środowiska fizyczno-chemicznego), temperatury (głębokość pogrążenia osadu) oraz wieku (Rad 1979). Krystalizacja krzemionki przebiega szybciej w środowisku węglanowym i podwyższonej temperaturze. We-

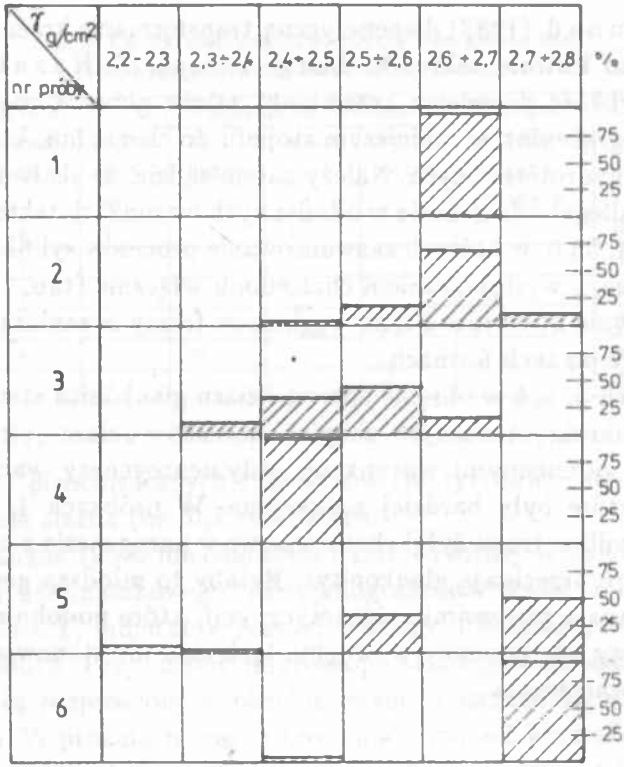
dług S. Raymond (1983) diagenetyczną transformację krzemionki można traktować jako historię tektoniki danego regionu. K. Kazuhiko (1983) uważa, że szybkość diagenezy krzemionki zależy głównie od temperatury (głębokość pogrążenia), w mniejszym stopniu do chemizmu, który decyduje w warunkach hydrotermalnych. Należy zatem sądzić, że skały 1, 2, 3 (otwór Czubatka) podlegały diagenezie w odmiennych warunkach tektonicznych niż glaukonityty 4, 5 i 6, w których zaawansowanie procesów sylifikacyjnych jest intensywniejsze, z występowaniem chalcedonu włącznie (tab. 1). Chalcedon wypełnia głównie otwornice i inne węglanowe formy organiczne lub tworzy pseudomorfozy po tych formach.

W próbkach 3, 5, 6 w obrębie spoiwa i ziarn glaukonitu stwierdzono występowanie mikrokrystalicznych skupień siarczków żelaza (pirytu). Można to tłumaczyć odmiennymi warunkami sedymentogenezy warstw śródmastrychckich, które były bardziej redukcyjne. W próbkach 4, 5 i 6 obserwuje się kilkumilimetrowe żyłki chalcedonowe w paragenezie z krystalicznym kalcytem, które przecinają glaukonityt. Byłaby to młodsza generacja krzemionki związana z procesami epigenetycznymi, które podobnie jak i obserwowane procesy wietrzeniowe w obrębie tych skał nie stanowią przedmiotu niniejszego opracowania.

FIZYCZNO-CHEMICZNA I MINERALOGICZNA CHARAKTERYSTYKA GLAUKONITU

Do badań użyto wyłącznie ziarna paramagnetyczne, uzyskane w wyniku separacji elektromagnetycznej. Tak przygotowane próby poddano frakcjonowaniu gęstościowemu (ryc. 3). Do badań strukturalnych i chemicznych wykorzystano dominującą frakcję gęstościową. Tak przyjęta metodyka powina zapewnić badanym glaukonitom charakterystykę głównego trendu fizyczno-chemicznego i strukturalnego oraz wykluczyć wpływ procesów wietrzeniowych.

Próbki 1, 4 i 6 charakteryzują się występowaniem glaukonitu w bardzo wąskim przedziale gęstości, różnej dla każdej z nich. Pozostałe skały posiadają szersze spektra gęstościowe glaukonitu, o symetrycznym rozkładzie dla próbek 2 i 3 oraz bardzo nieregularnym dla próbki 5. Istnieje pewne podobieństwo rozkładu frakcji gęstościowych z rozkładem granulometrii (ryc. 4), co wydaje się dodatkowo potwierdzać przedstawioną wcześniej tezę o allogeniczności glaukonitu w próbkach 1, 4 i 6. Glaukonit ten uzyskał tak znaczną selekcję w wyniku długiego transportu lub działania prądów oscylacyjnych przy korzystnych warunkach morfologii dna morskiego. Brak wyraźnej selekcji gęstościowej glaukonitu autigenicznego w próbkach 2, 3 i 5 może wska-

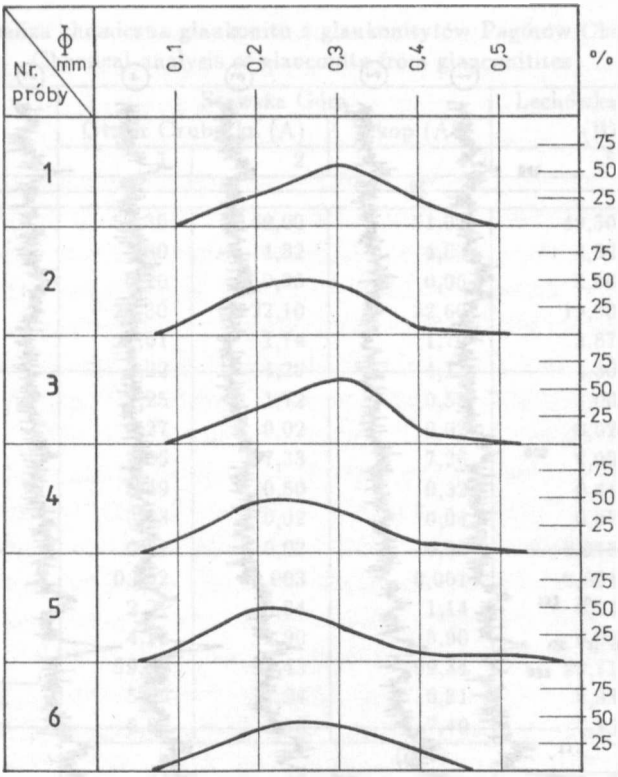


Ryc. 3. Histogramy gęstości glaukonitu (numer próby zgodnie z ryc. 2)
Histograms of glauconite density (sample no. in agreement with the Fig. 2)

zywać na wieloetapowość procesu glaukonityzacji oraz na niskoenergetyczne środowisko jego tworzenia.

Wykonane dyfraktogramy preparatów proszkowych (ryc. 5) różnicują badane glaukonity na wyraźne dwie grupy uporządkowania strukturalnego. Próbki 1, 2 i 3 charakteryzują się glaukonitem o strukturze uporządkowanej typu 1M, co manifestuje się symetrycznymi i intensywnymi refleksami podstawowymi 001 i 003. Próbki 4, 5 i 6 dają obraz dyfrakcyjny charakterystyczny dla glaukonitów słabiej uporządkowanych (1Md) z większym udziałem pakietów smektytowych. Szczególnie słabo uporządkowany jest glaukonit z próbki 4, silne poszerzenie refleksu podstawowego wskazuje na duży udział w jego strukturze pakietów pęczniejących.

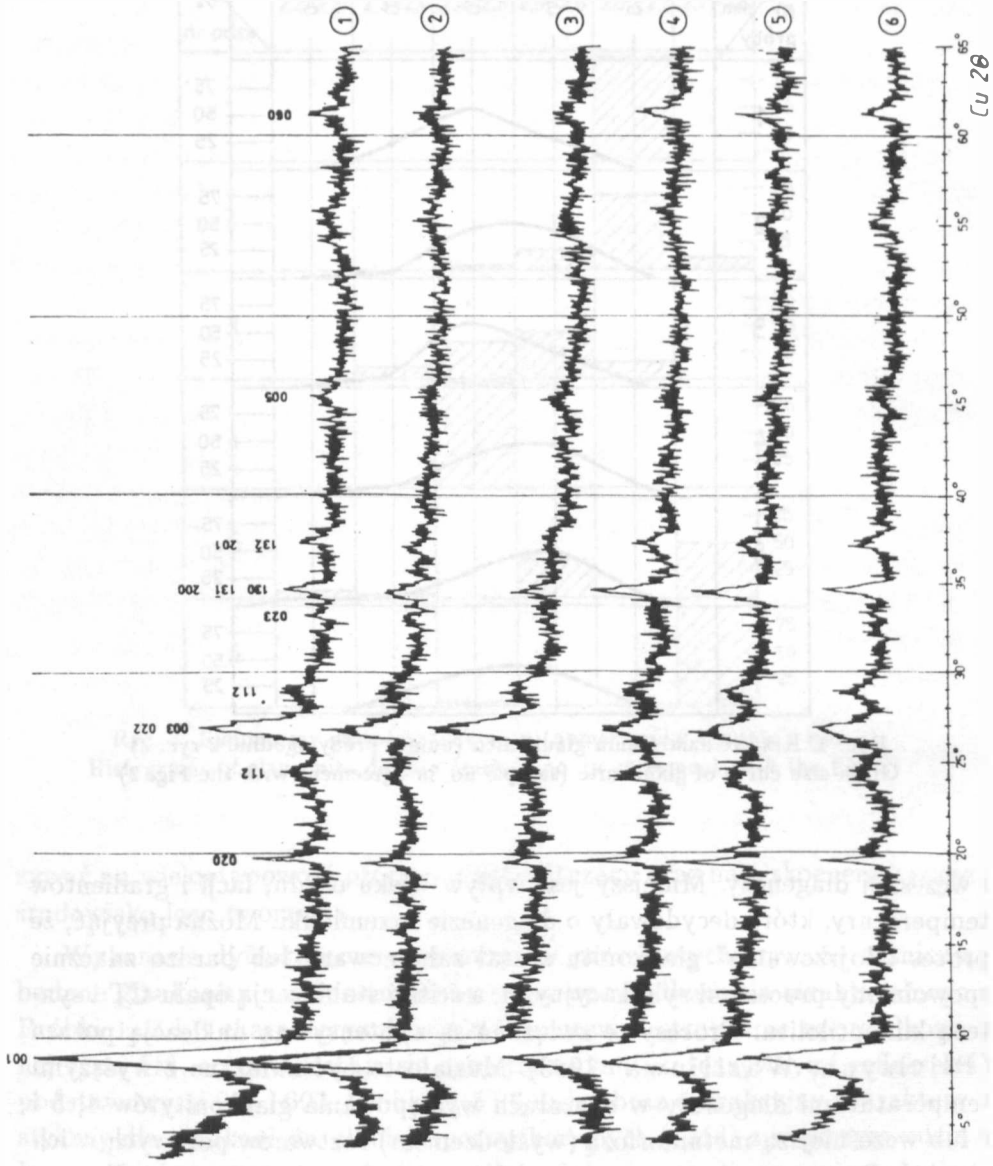
Przedstawione zaawansowanie diagenezy glaukonitu jest odwrotnie proporcjonalne do stopnia opisanej wcześniej diagenezy krzemionki warstw glaukonitowych. Na podstawie tych obserwacji można przyjąć, że decydujący wpływ na obraz strukturalny glaukonitu miały procesy halmyrolizy



Ryc. 4. Krzywe uziarnienia glaukonitu (numer próby zgodnie z ryc. 2)
Grain-size curve of glauconite (sample no. in agreement with the Fig. 2)

i wczesnej diagenezy. Mniejszy jest wpływ wieku osadu, facji i gradientów temperatury, które decydowały o diagenezie krzemionki. Można przyjąć, że proces „dojrzewania" glaukonitu został zahamowany lub bardzo znacznie spowolniony procesami sylifikacyjnymi, a ściślej stabilizacją opalu-CT i syntezą klinoptilolitu. Procesy te związane są z intensywną nukleacją potasu (Plicisyna, Wasiliewa 1983). Musiało to być związane z wyższymi temperaturami diagenezy w obszarach występowania glaukonitytów 4, 5 i 6 lub wcześniejszą metamorfozą (wysłodzeniem) roztworów porowych w ich obrębie. Procesy te, które zapewne należy wiązać z tektoniką tego obszaru, tak jakby „zakonserwowały" słabo uporządkowany polityp glaukonitu tych skał. W profilu otworu Czubatka sprzyjające warunki glaukonityzacji trwały znacznie dłużej.

Analiza chemiczna glaukonitu z glaukonitytów (nie wykonano badań chemicznych dla glaukonitu z opoki) dostarcza dodatkowych elementów korelujących autigenezę i diagenezę tych warstw (tab. 3). O odmienności fizykoche-



Ryc. 5. Dyfraktogramy proszkowe glaukonitu (próby 1-6 zgodnie z ryc. 2)
Powder diffractograms of glauconite (samples 1-6 in agreement with the Fig. 2)

Tab. 3. Analiza chemiczna glaukonitu z glaukonitytów Pagórów Chełmskich*
Chemical analysis of glauconite from glauconitites

Składnik	Stawska Góra			Lechówka	Ochoża
	Otwór Czubatka (A)		Wkop (A')	(B)	(C)
	1	2	4	5	6
	%				
SiO_2	51,30	49,00	51,00	49,50	49,60
Al_2O_3	4,80	4,82	4,63	4,52	4,51
TiO_2	0,20	0,05	0,05	0,06	0,06
Fe_2O_3	20,80	22,10	22,60	19,90	20,10
FeO	1,61	1,74	1,70	3,87	3,55
MgO	4,22	4,29	4,17	4,30	4,30
CaO	1,25	1,72	0,53	1,00	0,83
Na_2O	0,27	0,02	0,02	0,02	0,04
K_2O	7,85	7,33	7,26	8,99	9,08
P_2O_5	0,49	0,50	0,32	0,44	0,35
S_T	0,03	0,02	0,04	0,07	0,02
V	0,02	0,02	0,02	0,018	0,018
Ba	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001
H_2O^-	2,21	0,94	1,14	0,94	1,08
H_2O^+	4,22	6,90	5,90	6,08	5,27
Suma	99,27	99,43	99,34	99,71	98,81
SP (600°C)	5,69	7,24	6,31	6,38	5,86
SP (1000°C)	6,89	8,33	7,40	7,15	7,33
	(g/t)				
MnO	24	46	38	27	25
Zn	99	145	105	203	130
Cu	7	5	4	4	7
Ni	37	44	39	38	33
Co	8	10	9	8	6
Rb	210	208	224	228	242
Sr	68	120	62	127	102
Cr	575	508	544	632	664

*Analizę chemiczną wykonały: mgr K. Jakimowicz-Hnatyszak i mgr E. Górecka w Zakładzie Geochemii i Chemii Analitycznej Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie.

micznej środowiska sedymentacji glaukonitu warstw starszych (próbki 5 i 6) świadczy zdecydowanie wyższa zawartość metali typowo autigenicznych dla procesu glaukonityzacji, jakimi są potas i żelazo dwuwartościowe. Można sądzić, że w okresie glaukonityzacji śródmastrychckiej panowały warunki bar-

dziej redukcyjne i alkaliczne niż na przełomie mezozoiku i kenozoiku. Środowisko redukcyjne i wyraźnie podwyższona zawartość chromu w glaukonicie warstw starszych może być związane z globalnym wymieraniem gatunków w górnym mastrychcie. Podwyższona zawartość potasu (w stosunku do prób 1, 2, 4), która nie koreluje się z uporządkowaniem struktury glaukonitu może być tłumaczona zwiększoną jego obfitością w ramach długotrwałego spokoju tektonicznego i intensywnego wietrzenia speneplenizowanych lądów górnokredowych. Analogicznie należy tłumaczyć odbiegający od teoretycznego spadek zawartości glinu w stosunku do uporządkowania glaukonitu. Niższa zawartość glinu w próbkach 5 i 6, przy słabiej uporządkowanej strukturze może być tłumaczona jego deficytem w zbiorniku alimentacyjnym (akumulacja kaolinów i boksytów na lądach).

Odrębność warunków diagenezy glaukonitów 1 i 2 oraz 4, 5 i 6 podkreślają zawartości CaO, P_2O_5 i Ba. Ich obecność należy wiązać z obecnością w pozycjach wymiennych (Ca, Ba) lub istnieniem samodzielnych faz w obrębie glaukonitu (kalcyt, fosforany). Świadczy to o diagenezie tych glaukonitów przebiegającej w warunkach odmiennych roztworów porowych. Niższa zawartość tych elementów w próbkach 4, 5, 6, przy równocześnie ich większej pojemności jonowymiennej (większy udział pakietów smektytowych) dowodzi wcześniejszego wysłodzenia wód porowych w obszarze ich diagenezy.

DYSKUSJA

Na podstawie analizy zmienności litologicznej kompleksu górnokredowo-paleoceńskiego oraz szczegółowych badań mineralogicznych glaukonitu występującego w postaci przewarstwień (skojarzonych z poziomami twardego dna) w tym kompleksie można dokonać próby rekonstrukcji warunków sedymentacji w regredującym zbiorniku morskim dla regionu Pagórów Chełmskich.

W środkowej i górnej części mastrychtu górnego na obszarze Pagórów Chełmskich panowały dość jednorodne warunki sedymentacji węglanowej i węglanowo-ilastej, które były wynikiem długiego spokoju tektonicznego i wyrównania ciepłych warunków klimatycznych w obszarze zbiorników epikontynentalnych i na przyległych lądach. W rezultacie powstał monotonny kompleks kredy piszącej o miąższości kilkudziesięciu metrów (Wyrwicka 1984; Krassowska 1986). U schyłku mastrychtu górnego rozpoczęły się ruchy wypiętrzające, które doprowadziły do spłycenia zbiornika i zmian w charakterze osadów. Na obszarach wchodzących w skład podniesionej części platformy (Pagóry Chełmskie) proces wypiętrzania rozpoczął się wcześniej niż na przyległych od zachodu obszarach wchodzących w skład rowu

mazowiecko-lubelskiego. Świadczy o tym wyraźna redukcja miąższości osadów najwyższego ogniwa mastrychtu górnego, tak zwanych warstw żyrzyńskich (Harasimiuk 1983). Proces wypiętrzania nie przebiegał równomiernie, na co wskazuje duża zmienność litologiczna w profilu pionowym, aż do zaniku sedymentacji (dolny poziom twardego dna).

W tym czasie doszło też do znaczących zmian cech chemicznych wód uwarunkowanych zarówno zmianami głębokości, jak i dopływem materiału terrygenicznego z pojawiających się w dość bliskim sąsiedztwie lądów. Obfitość krzemionki w obrębie warstw glaukonitowych należy wiązać z okresową zmianą cyrkulacji prądów w obrębie tropikalnego górnokredowego akwenu tej części platformy. Zwiększony dopływ krzemionki biogenicznej powodowały prądy borealne. Glaukonit z dolnego poziomu twardego dna cechuje się wyraźnie mniejszą zawartością tlenków glinu niż z górnego poziomu. Można przypuszczać, że ląd, który stanowiła peneplena z pokrywami allitowymi, położony był jeszcze w niezbyt bliskiej odległości, a denudacja nie była zbyt intensywna. Charakter geochemiczny glaukonitu tego poziomu może wskazywać, że jest on genetycznie związany z górnomastrychckim aktem wymierania gatunków. Po okresie przerwy w procesach sedymentacji morze ponownie uległo pogłębieniu i rozpoczęła się depozycja osadów węglanowych. Nie były to jednak już warunki stabilne, o czym świadczy duża zmienność litologiczna kompleksu między dwoma poziomami twardego dna. Kolejne ruchy wypiętrzające (granica między kredą i paleocenem) związane były z wyraźną aktywizacją tektoniczną. W glaukonitytach z górnego poziomu twardego dna zauważalny jest wzrost ilości materiału piroklastycznego. Bardzo drobne okruchy szkliwa wulkanicznego świadczą jednak, że był to transport z dużych odległości, być może z geosynkliny Karpat. Nie można też wykluczyć, że wyraźne zmiany chemizmu wód mogły być związane z aktywizacją stref tektonicznych. W tym czasie dochodziło lokalnie do dużej koncentracji glaukonitu w niewielkich depresjach dna morskiego o wyraźnie innych warunkach ruchu wód (zmiany uziarnienia i gęstości glaukonitu). Po tej fazie ponownie doszło do pogłębienia się zbiornika, jednakże warunki sedymentacji były już diametralnie różne od sedymentacji górnokredowej. W danie i moncie osadzały się osady typu gez i mułowców z wyraźnym udziałem rozproszonego glaukonitu pochodzącego z rozmywania osadów nieco starszych. Należy tu jeszcze raz podkreślić wyraźne różnice regionalne w stosunku do obszarów położonych na zachód od Pagórów Chełmskich. Redukcja miąższości zarówno warstw żyrzyńskich, jak i danomontu wskazuje, że ruchy wypiętrzające były na obszarze platformowym intensywniejsze.

Reasumując można stwierdzić, że sedymentogeneza w platformowych morzach końca mezozoiku — początku kenozoiku przy ustabilizowanych

warunkach fizyczno-geograficznych (klimat, reliefy, hydrodynamika basenów itp.) wynikała gównie z charakteru tektoniki skorupy, którą modyfikowały ruchy epejrogeniczne i eustatyczne, powodujące globalne transgresje i regresje. Wydaje się, że dolny poziom glaukonitowy związany jest głównie z eustatycznym obniżeniem poziomu morza, a górny poziom można wiązać z dominacją procesów epejrogenicznych na lądach. Charakter tektoniki modyfikował także czas i tempo procesów diagenetycznych i epigenetycznych.

LITERATURA

Amouric M., Parron C. 1985; Structure and growth mechanism of glauconite as seen by high-resolution transmission electron microscopy. Clays and Clay Minerals, Vol. 33, No. 6, 473–482.

Bornhold B. D., Giresse P. 1985; Glauconitic sediments on the continental shelf off Vancouver Island, British Columbia, Canada. Jur. Sed. Petrology, Vol. 55, No. 5, 653–664.

Buraczyński J., Harasimiuk M., Wojtanowicz J. 1983; Profil utworów górnokredowych i paleoceńskich na Górze Czubatka. Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego, Lublin.

Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1987; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, arkusz Sawin. Warszawa.

Burst J.F. 1958; Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets. The American Mineralogist, Vol. 43, Nos 5 and 6, 481–497.

Carroll D. 1975; Role of clay minerals in the transportation of iron. Geochemistry of Iron. Benchmark Papers in Geology, Vol. 18, 110–116.

Ehlmann A. J., Hulings N. C., Glover E. D. 1963; Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments. Jur. Sed. Petrology, Vol. 33, No. 1, 87–96.

Gorbunowa L. I. 1950; Rezultaty srawnitielnowo izuczenija glaukonitow raznych facji. Dokłady Akademii Nauk SSSR. Tom LXX, No. 5. 867–870.

Harasimiuk M. 1975; Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Prace Geogr. IG PAN 115, Warszawa.

Harasimiuk M. 1980; Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, Lublin.

Harasimiuk M. 1987; Osady najniższego trzeciorzędu Wyżyny Lubelskiej. Annales UMCS, sec. B, Vol. XXXIX, Lublin.

Harasimiuk M., Henkiel A. 1983; Utwory pogranicza kredy i trzeciorzędu okolic Lublina. Annales UMCS, sec. B, Vol. XXXV, Lublin.

Harasimiuk M., Rutkowski J. 1970; Kreda i trzeciorzęd Lechówki. Przew. XLII Zjazdu PTGeol. Warszawa.

Harasimiuk M., Rutkowski J. 1984; Osady pogranicza kredy i trzeciorzędu rejonu Chełma i Rejowca. Przew. LVI Zjazdu PTGeol., Warszawa.

Hein J. R., Allwardt A. O., Grigss G. B. 1974; The occurrence of glauconite in Monterey Bay, California, diversity, origins and sedimentary environmental significance. Jur. Sed. Petrology, Vol. 44, No. 2, 562–571.

Hower J. 1961; Some factors concerning the nature and origin of glauconite. The American Mineralogist, Vol. 46, Nos 3 and 4, 313–334.

Jurkiewicz K. 1872; Miełowaja formacyja w lublinskoj gubernii. Warszawa.

Kazuhiko K. 1983; Ordering of opal CT in diagenesis. Geoch. Jur., Vol. 17, No. 2.

Kohler E. E. 1976; Marine glauconite formation during the Alpine orogenesis. 25th International Geological Congress. Sydney, Australia. Abstracts, Vol. 3, p. 852.

Krisztafowicz N. 1897; Kratkij otczet ob issledowanijach miełowych otłożenii w lublinskoj i radomskoj gubernii.

Łogwinienko N. W. 1976; K probliemie głaukonitoobrazowanija w okieanach. Paleontołogija, Morskaja Gieołogija. Izd. Nauka, Moskwa. (Mierzdunarodnyj Gieologiczeskij Kongress, XXV siesija. Dokłady sowietskich gieołogow), 176–190.

Łogwinienko N. W. 1980; Proischożdienije głaukonita w sowremiennych donnych osadkach okieana. International Geological Congress, XXVI Session, Reports of Soviet Geologists, Paris, France, 68–72.

Materiały dla geologii Rossii, XIX, Moskwa.

McConchie D. M., Ward J. B., McCann V. H., Lewis D. W. 1979; A mossbauer investigation of glauconite and its geological significance. Clay and Clay Minerals, Vol. 27, No. 5, 339–348.

McRae S. G. 1972; Glauconite. Earth Sci. Rev., No. 8, 397–440.

Nikołajewa J. W. 1977; Minierały gruppy głaukonita w osadocznych formacjach. Akademia Nauk SSSR. Sibirskoje Otdielenije. Trudy Instituta Gieołogii i Gieofiziki. Wypusk 328, Nowosibirsk.

Nikołajewa J. W. 1980; Głaukonit kak indikator usłowij obrazowanija drewnich morskich otłożenij. Morskaja gieołogija, sedimentołogija, osadocznaja pietrografija i gieołogija okieana. Niedra, Leningrad, 73–79.

Odin G. S., Letolle R. 1980; Glauconitization and phosphatization environments. A Tentative Comparison. SEPM. Special Publication, No. 29, 227–237.

Odin G. S., Matter A. 1981; De glauconiarum origine. Sedimentalogy, 28, 611–641.

Parron C., Amouric M. 1987; TEM and microchemical study of the glauconitization process. The Sixth Meeting of the European Clay Grups, Seville, Spain, Summaries--Proceeding, 427–428.

Plicisyna W., Wasiliewa E. R. 1983; Modifikacjonnyje priewraszczenija kriemnieziema i ich diagnostika w miestorożdienijach razlicznewo genezisa. Wiestnik Moskowskowo Uniwiersitieta. Seria 4, Gieołogija, No. 5.

Porrenga D. H. 1968; Non-marine glauconitic illite in the lower oligocene of Aardeburg, Belgium. Clay Minerals, Vol. 7, No. 4, 421–430.

Popiel S. 1977; Litologia i stratygrafia osadów najwyższego mastrychtu w okolicy Lublina i Chełma. Kwart. Geol., T. XXI, z. 3, Warszawa.

Pożaryska K. 1952; Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław. Biul. PIG 81, Warszawa.

Pożaryski W. 1960; Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim. Prace IG nr 30, cz. II, Warszawa.

Pożaryski W. 1975; Pozycja tektoniczna Polski w świetle wyników badań Morza Północnego. Przegl. Geol. XXIII, 12, Warszawa.

Prószyński M. 1952; Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. Biul. PIG 65, Warszawa.

Pusch J. B. 1836; Geognostische Beschreibung von Polen. II Teil. Sttutgart.

Raymond S. 1983; Evolution of chert at active and passive continental margines in Siliceous Deposits. Pacif. Reg., Amsterdam.

Seed D. P. 1968; The analysis of the clay content of some glauconitic oceanic sediments. Jur. Sed. Petrology, Vol. 38, No. 1, 229–265.

Siemiradzki J. 1886; Przyczynek do fauny kopalnej warstw kredowych w Polsce. Kosmos, t. 30, Lwów.
Smulikowski K. 1954; The problem of glauconite. Arch. Min., v. XVIII, z. 1, 21–119.
Triplehorn D. M. 1966; Morphology, internal structure, and origin of glauconite pellets. Sedimentology, Vol. 6, No. 4, 247–266.
Von Rad U. 1979; SiO_2 — Diagnese in Tiefseesedimenten. Geolog. Rundschau, 68, z. 3.
Wyrwicka K. 1984; Litologia i stratygrafia kredy w profilu otworu wiertniczego Sawin 25 (litologia). Przew. LVI Zjazdu PTGeol., Warszawa.
Znosko J. 1970; Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. Biul. Inst. Geol. 251, Warszawa.
Żelichowski A. M. 1974; Obszar radomsko-lubelski. Budowa geologiczna Polski. IV Tektonika, cz. 1, Warszawa.

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Glaukonityt ze Stawskiej Góry (otwór Czubatka — próba nr 1). Górna część warstwy twardej. Ziarna glaukonitu spękane diagenetycznie. Spoiwo krzemionkowo-ilasto-węglanowe. Światło przechodzące. Pow. x 90.

Fot. 2. Jak fot. 1, nikole skrzyżowane.

Fot. 3. Glaukonityt ze Stawskiej Góry (otwór Czubatka — próba nr 2). Dolna część warstwy twardej. Glaukonit spękany. Spękania charakteru strukturalnego i diagenetycznego. Ziarna glaukonitu z koncentrycznymi obwódkami wodorotlenków Fe. Glaukonit z daleko posuniętymi procesami wietrzenia. Światło przechodzące. Pow. x 90.

Fot. 4. Jak fot. 3, nikole skrzyżowane.

Fot. 5. Opoka czertowa, wapnista z glaukonitem ze Stawskiej Góry (otwór Czubatka — próba nr 3). Druga warstwa twarda. Opoka silnie zsylifikowana. Glaukonit o ziarnach izometrycznych, kulistych i elipsoidalnych, z niewielkimi rozwarciami powierzchniowymi. Światło przechodzące. Pow. x 90.

Fot. 6. Jak fot. 5, nikole skrzyżowane.

Fot. 7. Glaukonityt ze Stawskiej Góry (wkop — próba nr 4). Spękane diagenetycznie ziarna glaukonitu. Spoiwo krzemionkowe. Skała zwietrzała. Światło przechodzące. Pow. x 50.

Fot. 8. Jak fot. 7, nikole skrzyżowane.

Fot. 9. Glaukonityt z Lechówki (próba nr 5). Wyraźne szczeliny diagenetyczne. Niektóre ziarna glaukonitu spękane. Spoiwo krzemionkowo-węglanowe typu kontaktowego i porowego. W polu widzenia otwornica. Światło przechodzące. Pow. x 90.

Fot. 10. Jak fot. 9, nikole skrzyżowane.

Fot. 11. Glaukonityt z Ochoży (próba nr 6). Ziarna glaukonitu spękane, z wyraźnymi koncentrycznymi odspojeniami na obwodzie. Spoiwo krzemionkowe. W formie charakterystycznych robaczkowatych kanałów występuje chalcedon. Światło przechodzące. Pow. x 90.

Fot. 12. Jak fot. 11, nikole skrzyżowane.

SUMMARY

Deposits of the upper Cretaceous in the east part of the Lublin region are represented by complex of carbonate and carbonate-clayey rocks, among which chalk is dominant. Top part of this complex differs from the monotonous underlying layers in occurring of opokas, gaizes, mudstones and also sandstones. There were also found two horizons of hard floor which evidenced breaks during sedimentary processes.

From petrographic and lithogenetic point of view the most interesting in this complex are sandstones with high — up to 75% — content of glauconite, and chert gaizes enriched in glauconite (up to 10%). Layers enriched in glauconite are connected with the horizons of hard floor which stratigraphically represent top of the upper Maestrichtian and the lower Palaeocene.

Glauconitic sandstones (glauconitites) are rocks with psammitic or biodetrital-psammitic texture. Glauconite is the main rock-forming mineral. On the basis of granulation and morphologic features detrital and authigenic glauconite is distinguished. In the older horizon authigenic grains predominate. Fine (0.1 mm) grains of terrigene quartz and pyroclasts (quartz, biotite, albite) occur in accessory quantities. Content of the last mentioned is higher in the younger layers. Matrix of glauconitites has basal character and form of early diagenetic siliceous cement (opal, and clay minerals of illite-smectite series).

Physicochemical features of glauconite from different stratigraphic horizons reveal that between the upper Maestrichtian and the lower Palaeocene significant changes of dynamic and hydrochemical features took place in sedimentary basis. Appreciable local differences in configuration of basin bottom occur as well.

As a main cause of changes we should accept uplifting movements which took place on the turn of the upper Cretaceous and the Palaeocene. They resulted in changes of configuration of sea bottom, of currents system, and they also caused increase of terrigene material supply. In the upper glauconitic horizon occurrence of pyroclasts evidences also volcanic phenomena (probably within the Carpathians geosyncline). Great lithologic variability of the Palaeocene layers evidences little stability of sedimentation conditions.

Towards the end of the upper Cretaceous the Lublin sedimentary basin was submitted to uplifting movements which resulted in shallowing of the basin, in considerable changes of sedimentation conditions, and then, already in the Palaeocene, in its regressions.

EXPLANATION OF PHOTOGRAPHS

Phot. 1. Glauconitite from Stawska Góra (Czubatka borehole — sample No 1). Top part of hard layer. Glauconite grains diagenetically cracked. Siliceous — clayey — carbonate cement. Transmittant light. Magn. 90x.

Phot. 2. As in Phot. 1, crossed nicols.

Phot. 3. Glauconitite from Stawska Góra (Czubatka borehole — sample No 2). Bottom part of hard layer. Cracked glauconite. Cracks of structural and diagenetic character. Glauconite grains with concentric ceatings of Fe hydroxides. Glauconite with advanced weathering processes. Transmittant light. Magn. 90x.

Phot. 4. As in Phot. 3, crossed nicols.

Phot. 5. Chert calcareous opoka with glauconite from Stawska Góra (Czubatka borehole — sample No 3). Second hard layer. Strongly silicified opoka. Isometric, spherical and ellipsoidal grains of glauconite with small surface fissures. Transmittant light. Magn. 90x.

Phot. 6. As in Phot. 5, crossed nicols.

Phot. 7. Glauconitite from Stawska Góra (pit — sample No 4). Diagenetically cracked glauconite grains. Siliceous cement. Weathered rock. Transmittant light. Magn. 50x.

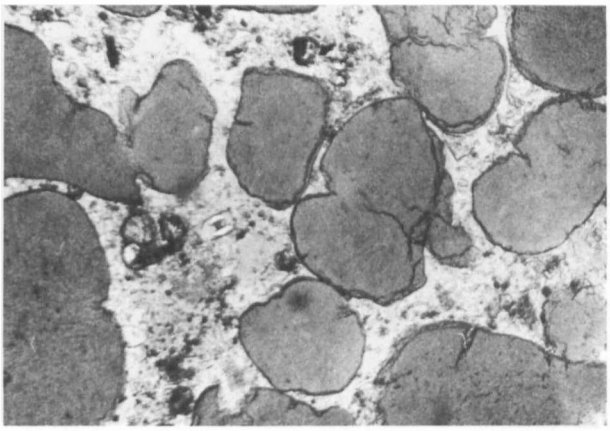
Phot. 8. As in Phot. 7, crossed nicols.

Phot. 9. Glauconitite from Lechówka (sample No 5). Distinct diagenetic fissures. Some grains of glauconite cracked. Siliceous-carbonate cement of junction and pore type. Visible foramninferan. Transmittant light. Magn. 90x.

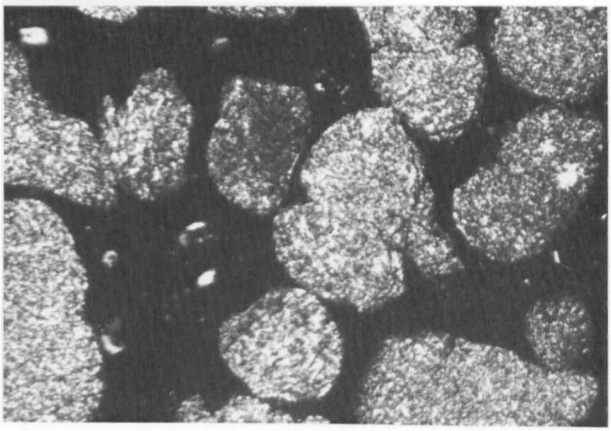
Phot. 10. As in Phot. 9, crossed nicols.

Phot. 11. Glauconitite from Ochoża (sample No 6). Cracked grains of glauconite with distinct concentric split in periphery. Siliceous cement. Chalcedony occurs in typical vermiform shape. Transmittant light. Magn. 90x.

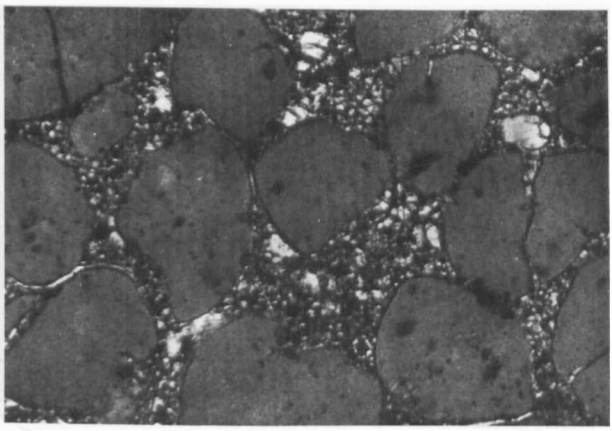
Phot. 12. As in Phot. 11, crossed nicols.



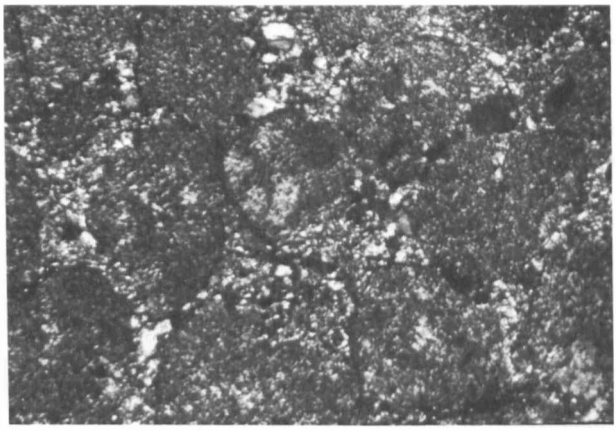
Fot. 1.



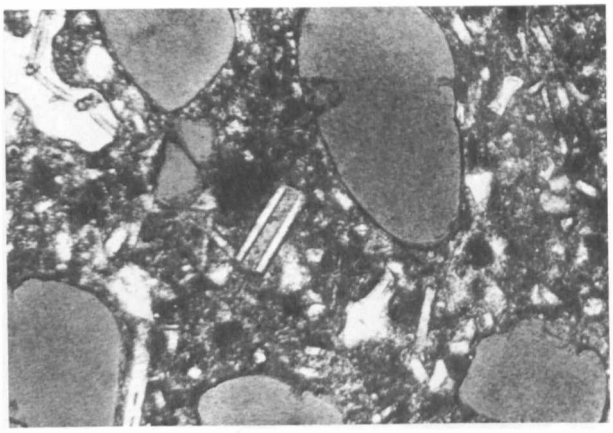
Fot. 2.



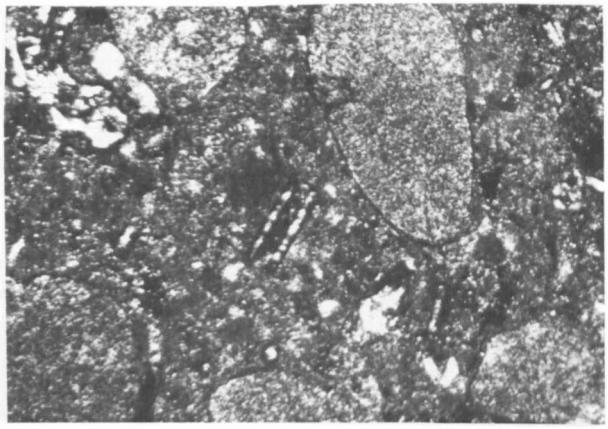
Fot. 3.



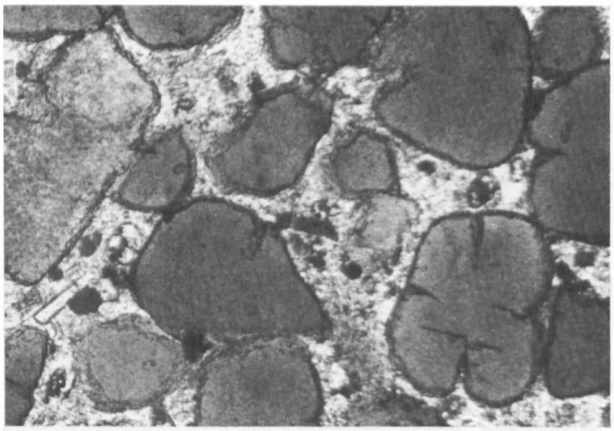
Fot. 4.



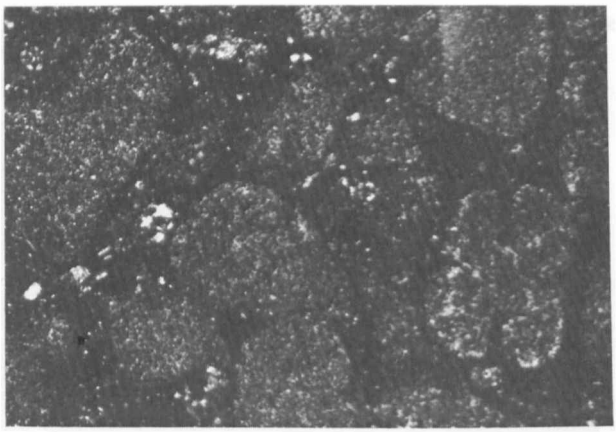
Fot. 5.



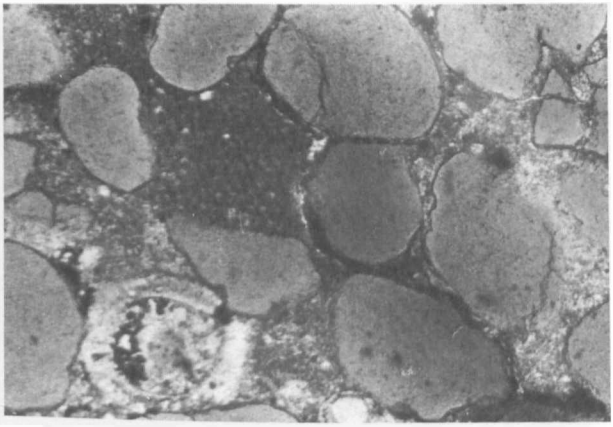
Fot. 6.



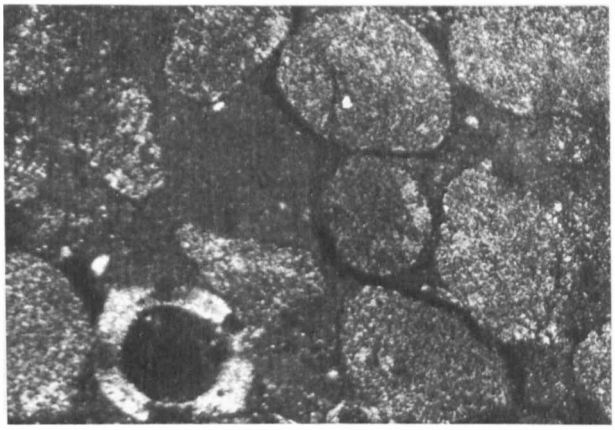
Fot. 7.



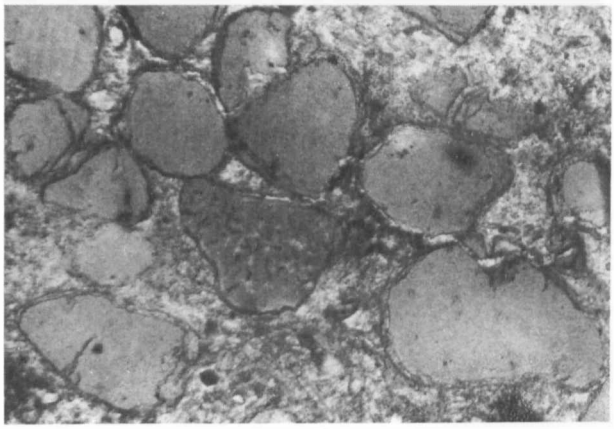
Fot. 8.



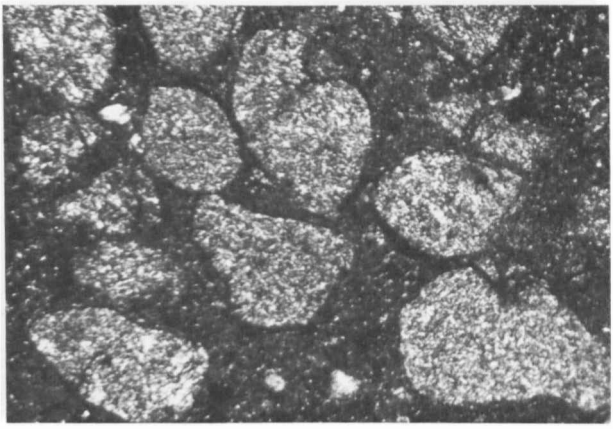
Fot. 9.



Fot. 10.



Fot. 11.



Fot. 12.