

MARIA TURNAU-MORAWSKA

Charakterystyka petrograficzna ordowiku z wiercenia Łankiejmy 2 (NE Polska)

PETROGRAPHIC CHARACTER OF THE ORDOVICIAN FROM BOREHOLE ŁANKIEJMY 2 (NE POLAND)

STRESZCZENIE: Przeprowadzone zostały badania mikroskopowe płytek cienkich wykonanych z osadów ordowiku występujących w profilu wiercenia Łankiejmy 2. Podano opis obrazów mikroskopowych analizowanych skał, a w szczególności bogatych w glaukonit osadów tremadoku, a także landeilu zawierających oolity żelaziste. Przedstawiono wnioski dotyczące warunków tworzenia się glaukonitu i chłorytów żelazistych w badanym profilu.

WSTĘP

W. Bednarczyk (1968), opierając się na danych faunistycznych, przedstawił stratyografię ordowiku z pięciu nowych wierceń wykonanych w rejonie Kętrzyna przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Pile. Dzięki uprzejmości dr R. Michniaka, który otrzymał próbki skalne od dr W. Bednarczyka, mogłam zapoznać się z charakterem petrograficznym całego profilu ordowiku z otworu Łankiejmy 2. W czasie studiów mikroskopowych płytek cienkich zainteresowały mnie zwłaszcza wapienie glaukonitowe tremadoku oraz wapienie zoogeniczne z oolitami żelazystymi landeilu.

Uprzejmie dziękuję dr R. Michniakowi za przekazanie mi do analizy płytek cienkich z profilu wiercenia Łankiejmy 2, dr W. Bednarczykowi za życzliwe ustosunkowanie się do mojego opracowania, prof. dr K. Łydce za rentgenograficzne oznaczenie węglanów, a dr R. Chlebowskiemu za wykonanie mikrofotografii.

OPIS OBRAZÓW MIKROSKOPOWYCH
PLYTEK CIENKICH SKAŁ ORDOWICKICH

Zanalizowana w płycie cienkiej skała z głębokości 1592,2 m jest wapieniem glaukonitowym tremadoku o następującym przybliżonym składzie mineralnym:

	% objętościowe
Glaukonit	17,0
Kalcyt	71,4
Kwarc	7,8
Fosforany	2,0
Piryt	1,8

Glaukonit jest barwy żywozielonej i wykazuje zarówno pod względem kształtu jak i wielkości ziarna (0,05—0,68 mm średnicy) ogromne zróżnicowanie. Niektóre ziarna, przeważnie duże, mają formy wielopłatkowe i są niewątpliwie autochtoniczne (pl. 1, fig. 1). Liczne są ziarna elipsoidalne, które zapewne dostały się do osadu w stanie jeszcze plastycznym i uległy spłaszczeniu. Wśród ziarn drobnych dużo jest jednak ostrokrawędzistych o charakterze allochtonicznym (pl. 1, fig. 2). Niektóre bardzo wydłużone, pałeczkowate lub maczugowate nasuwają przypuszczenie, że są to pseudomorfozy po szczątkach organicznych. Niekiedy ziarno glaukonitu tkwi wewnątrz skorupki, która jest najczęściej impregnowana pirytem. Zdarzają się też ziarna glaukonitu tworzące ośrodek agregatu pirytu. Szczególny przypadek stanowią ziarna całkowicie wyblakłe, zdradzające jedynie charakterystyczną dla glaukonitu dwójłomność i agregatową polaryzację. Interesujące są różnego rodzaju otoczki występujące dokoła mniejszych ziarn glaukonitu. Otoczki te są najczęściej zbudowane z brunatnych izotropowych fosforanów, a niekiedy z pirytu. Oba te minerały zdają się wypierać i zastępować substancję glaukonitową. Niektóre ziarna glaukonitu mają otoczki zbudowane z koncentrycznie ułożonych minerałów blaszkowatych o cechach optycznych chlorytu żelazistego. Podobne otoczki interpretowane jako wynik przejścia facji glaukonitowej w szamozytową były obserwowane w glaukonitytach ordowiku z otworu Krzyże (Turnau-Morawska 1963). W obrazie mikroskopowym płytki cienkiej niekiedy obserwuje się glaukonitowe obwódki regeneracyjne dokoła ostrokrawędzistych ziarn glaukonitu (pl. 1, fig. 3). Granica między ziarnem detrytycznym a obwódką zaznacza się intensywniej zieloną barwą obwódki lub jej blaszkowatą budową, a niekiedy cienką smugą fosforanu lub pirytu.

Kalcyt masy wypełniającej rzadko wnika do wnętrza ziarn glaukonitu, ale niektóre z nich ujawniają się jedynie w postaci zielonego pigmentu. Węglan tej masy jest według oznaczeń K. Łydki czystym kalcytem, drobno- i równoziarnistym o ziarnach izometrycznych. Obserwując

te agregaty przy jednym nikolu zauważyć można czasem niewyraźne zarysy drobnych otwornic. Barwą tła węglanowego jest jasnobrunatnożółta i rozproszone są w niej drobne ziarna siarczków żelaza.

Ziarna kwarcu pod względem kształtu i wielkości (0,08—0,5 mm średnicy) są również bardzo zróżnicowane. Spotyka się zarówno ostrokrawędziste jak półobtoczone i obtoczone. Prawie zawsze posiadają one (pl. 1, fig. 4) ciemne, czerwobrunatne lub prawie czarne obwódki zbudowane z wodorotlenków lub siarczków żelaza lub też z fosforanów. W niektórych przypadkach obwódkę stanowi wyblakły glaukonit lub kalcyt. Ten ostatni wnika w głąb ziarna kwarcu. Często obwódki zbudowane są w sposób nieciągły z kilku różnych minerałów, na przykład częściowo z fosforanów, lub z glaukonitu. Sporadycznie pojawiają się w płytce cienkiej ziarna skalenia potasowego otoczone ciemną obwódką.

Fosforany są najczęściej bezbarwne, izotropowe lub o szarych barwach interferencyjnych. Często wypełniają one rozproszone w płytce cienkiej fragmenty organiczne. Poza tym minerały te występują w ostrokrawędzistych lub półobtoczonych okruchach, często poprzerastanych glaukonitem lub też otoczone są nieciągłą obwódką glaukonitu.

Kształty siarczków żelaza są nieregularne, postrzępione, niekiedy maczugowate. Charakterystyczne jest w płytce cienkiej gniazdo siarczku żelaza o średnicy około 1 mm zawierające obtoczone ziarna glaukonitu. Zdarzają się agregaty siarczków żelaza, glaukonitu i fosforanów impregnujące szczątki organiczne.

Próbka skalna z głębokości 1586,6 m reprezentująca arenig wykazuje w płytce cienkiej pewne podobieństwo do opisanej tremadockiej z tym, że glaukonit zanika, a szczątki organiczne są liczniejsze i bardziej urozmaicone. Są one na ogół gęsto ułożone, a ich wymiary dochodzą do 2 mm średnicy. Tło węglanowe z nierównomiernie rozmieszczonym pyłem żelazistym i miejscami rozdzielone na nie powiązane strukturalnie fragmenty — wskazuje na przeróbkę osadu. Płytką cienką przeciętą jest połamowaną żyłką zbudowaną z wodorotlenków żelaza.

W drugiej płytce cienkiej z tej samej próbki tło węglanowe jest bardziej drobnoziarniste i zanieczyszczone łem żelazistym. Szczątki organiczne są gęsto ułożone i częściowo pokruszone na drobną sieczkę (pl. 2, fig. 1). Zwraca uwagę okruch o formie zaostrej maczugi wypełniony czerwobrunatnymi agregatami wodorotlenków żelaza, przerośniętymi na brzegach plamście rozmieszczonym glaukonitem. Tu i ówdzie widać rozproszone agregaty kuleczek zbudowanych z wodorotlenków żelaza. Okruch jasnobrunatny, elipsoidalny, izotropowy o średnicy 2,5 mm, przetkany kalcytowymi szczątkami igieł gąbek, należy przypuszczalnie do fosforytu. Płytką cienką przeciętą jest mikrostylolitem zbudowanym z wodorotlenków żelaza.

Charakterystyczną cechą obrazu mikroskopowego płytki cienkiej z głębokości 1566,5—1586,8 m, należącej do lanwirnu, jest obfitość szczątk-

ków organicznych, częściowo, a czasem całkowicie impregnowanych wodorotlenkami, a niekiedy siarczkami żelaza (pl. 2, fig. 2 i 3). Obserwować jednak można także szczątki zbudowane z czystego kalcytu. Tło węglanowe zbudowane jest z kalcytu przerośniętego iłem żelazistym.

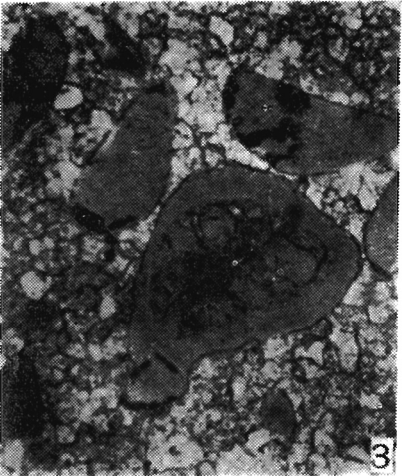
W płycie cienkiej wykonanej z innej części okazu tło węglanowe jest jaśniejsze, pozbawione pyłu wodorotlenków żelaza. Natomiast piryty intensywnie impregnuje szczątki organiczne i jest tylko nieznacznie utleniony (pl. 2, fig. 4).

Szereg płytek cienkich wykonano ze skał zaliczonych do landeilu z głębokości 1558,8—1566,5 m; wszystkie one są interesujące i pozwalają wysnuć niektóre wnioski odnoszące się do powstania osadu. Skała jest wapieniem zoogenicznym z gęsto ułożonymi szczątkami organicznymi i gorzej lub lepiej wykształconymi oolitami żelazistymi. W jednej z płytek obserwować można różne etapy tworzenia się tych oolitów. Proces ten jest tu uzależniony od obecności szczątków organicznych. Z reguły w rdzeniu gromadzą się blaszkowate skupienia bladozielonego chlorytu żelazistego (szamozyt?), w bardziej zewnętrznych częściach chloryt jest zastąpiony przez wodorotlenki żelaza. Otoczka trochita jest zbudowana z kilku ziarn kalcytu, a najbardziej zewnętrzna warstewka jest barwy zielono-brunatnej, nisko dwójłonna i ma charakter częściowo utlenionego chlorytu. W innej płycie cienkiej zobaczyć można silnie zdeformowane oolity żelaziste (spastolity), podobne do opisanych z wezulu Łęczycy (Turnau-Morawska 1961). Niekiedy deformacja doprowadza do ich rozciągania w formy wrzecionowate, a często szereg takich utworów pozlepianych jest w łańcuszki. Interesująca w obrazie mikroskopowym jest obecność pryzmatycznych ziarn węglanów obrastających oolity żelaziste, przy czym dłuższą osią są one ustawione prostopadle do powierzchni oolitu. Przekrój oolitów niezdeformowanych jest elipsoidalny, o wymiarach 0,7 i 0,4 mm.

Tło węglanowe opisywanych skał zbudowane jest z bardzo drobnoziarnistego kalcytu. Zdarzają się jednak żółtawe ziarna węglanów o pokroju romboedrycznym, co mogłoby wskazywać na zaczątki procesu dolomitacji. W niektórych płytkach cienkich stosunkowo obficie występują fosforany barwy kanarkowożółtej, izotropowe, impregnujące szczątki organiczne i tworzące także gniazda w masie węglanowej.

Charakterystyczną cechą opisanych skał jest obecność wtrąceń ilastych zbudowanych z bezbarwnych minerałów blaszkowatych i pelitu kwarcowego. Wtrącenia te są bardzo cienkie, wcisnięte między zespoły ziarn kalcytu i zwykle lekko pofałdowane. Można przypuszczać, że jednym z warunków tworzenia się chlorytu żelazistego jest między innymi dopływ terrygenicznego materiału ilasto-mułkowego.

Na głębokości 1552,3—1558,8 m występuje skała ilasta (Bednarczyk, 1968, zalicza ją do karadoku i określa jako iłowiec marglisto-wapienny), pelitowa, o wielkości ziarna nie przekraczającej 0,01 mm średnicy. Agre-



- 1 — Glaukonit w kalcytowej masie wypełniającej. Tremadok. Wiercenie Łankiejmy 2, głębokość 1592,2 m. Autochtoniczne ziarno glaukonitu w centrum obrazu. $\times 80$, bez analizatora.

Glaucouite in a calcareous matrix. Tremadoc. Borehole Łankiejmy 2, depth 1592.2 m. Autochthonous grain in the middle of the picture. $\times 80$, without analyser.

- 2 — Allochtoniczne ostrokrawędziste ziarna glaukonitu. Ibidem, $\times 90$, bez analizatora.

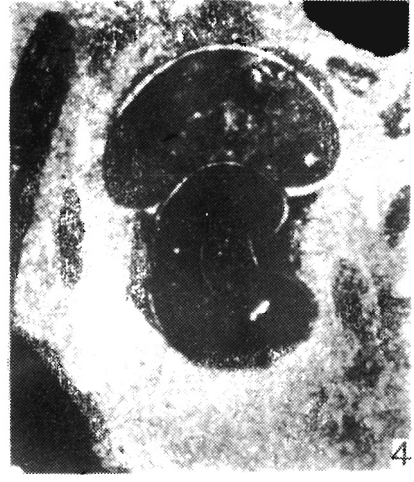
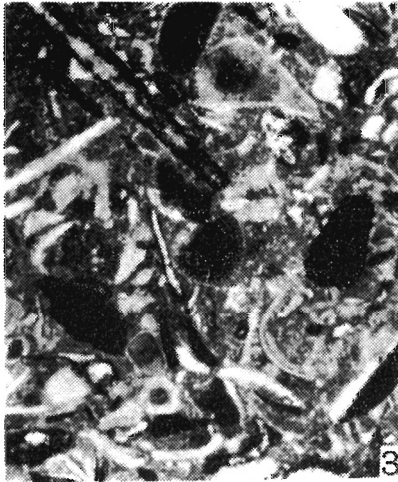
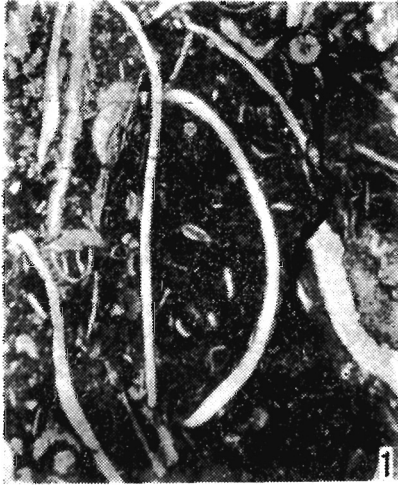
Allochthonous glauconite. Ibidem. $\times 90$, without analyser.

- 3 — Obwódka regeneracyjna na detrytycznym ziarnie glaukonitu. Ibidem, $\times 80$, bez analizatora.

Outgrowth on a detrital grain of glauconite. Ibidem, $\times 80$, without analyser.

- 4 — Kwarc i glaukonit w kalcytowej masie wypełniającej. Ibidem. Dokoła ziarn kwarcu widoczne obwódki zbudowane z wodorotlenków żelaza, pirytu lub fosforanów. $\times 75$, bez analizatora.

Quartz and glauconite in a calcareous matrix. Ibidem. Around quartz grains one may observe rims composed of iron hydroxides, pyrite or phosphates. $\times 75$, without analyser.



1 — Gęsto ułożone, częściowo pokruszone szczątki organiczne wśród drobnoziarnistej masy węglanowej zanieczyszczonej ilm żelazistym. Arenig. Łankiejmy 2, 1586,6 m, $\times 20$, bez analizatora.

Accumulation of partly crushed organic remains in a fine-grained calcareous matrix with admixed ferruginous clay. Arenig. Łankiejmy 2, 1586.6 m, $\times 20$, without analyser.

2—3 — Zespół szczątków organicznych bogatych w fragmenty liliowców w masie węglanowej przerośniętej ilm żelazistym. Lanwirn. Łankiejmy 2, 1566,5—1586,8 m, $\times 30$. 2 — bez analizatora, 3 — mikole skrzyżowane.

Organic fragments rich in crinoidal remains in a matrix of carbonates with admixture of ferruginous clay. Lanwirn. Łankiejmy 2, 1566.5—1586.8 m, $\times 30$. 2 — without analyser, 3 — crossed nicols.

4 — Szczątki ślimaków impregnowanych wodorotlenkami żelaza w masie węglanowej. Ibidem, $\times 70$, bez analizatora.

Remains of gastropods impregnated with iron hydroxides in a matrix of carbonates. Ibidem, $\times 70$, without analyser.

gaty minerałów ilastych są barwy bladozielonej o cechach optycznych chlorytu. Tworzą one tło skalne, na którym wyodrębniają się ostrokrawędziste ziarna kwarcu nie przekraczające 0,03 mm średnicy oraz drobne okruchy węglanów w ziarnach osiągających 0,1 mm średnicy, niekiedy o zarysach regularnych przekrojów romboedrów. Zdarzają się jasnoczerwono-brunatne izotropowe okruchy fosforytów. Brak jest wyraźnie wykształconych szczątków organicznych, lecz niektóre formy agregatów kalcytu przypominają zarysy ślimaków. Urozmaicone są tu kształty sporadycznie występujących skupień siarczków żelaza. Tworzą one kuleczki często skupione w zwarte agregaty lub też łańcuszki przecinające płytkę cienką w różnych kierunkach. Zdarzają się w płytce próźnie obrzeżone agregatem siarczkowych kuleczek. Zauważono też agregat kalcytu otoczony podobnym skupieniem siarczków żelaza. Forma elipsoidalna tego utworu nasuwa przypuszczenie, że jest to zmieniony strukturalnie i pod względem składu mineralnego relikwit oolitu. Obfitość siarczków żelaza w próbce skalnej, obserwowanej mikroskopowo, wskazuje na redukcyjne środowisko sedymentacji.

Skała z głębokości 1546,3—1552,3 m w mikroskopie podobna jest do wyżej opisanej, lecz cechuje ją bogatsza ilość wodorotlenków i siarczków żelaza, a także obecne są mocno pokruszone szczątki organiczne. W innej płytce cienkiej wykonanej z tej samej próbki ukazuje się iłowiec wapnisty lub też brekcja iłowcowa, w której widać przerosty części bezżelazistych i części bogatych w rozproszone wodorotlenki żelaza.

Odmienne obraz mikroskopowy przedstawia płytka cienka wykonana z innego fragmentu próbki pochodzącej z tej samej głębokości. Ukazuje się tu skała węglanowa z glaukonitem i licznymi fragmentami organicznymi. Ziarna glaukonitu są zwykle bladozielone, o średnicy 0,09—0,2 mm, niekiedy o kształtach ostrokrawędzistych, często nieregularnie zaokrąglonych. Minerale ten tkwi czasem w jądrach niektórych węglanowych szczątków organicznych, lub wypełnia skorupy ślimaków. Siarczki żelaza rozproszone są w drobnych gruzełkach. Bladożółte izotropowe fosforany tworzą gniazda o zarysach elipsoidalnych.

W płytce cienkiej z głębokości 1539,7—1546,3 m ukazuje się skała węglanowa bogata w pokruszone szczątki organiczne. Tło węglanowe jest barwy czerwono-brunatnej z drobnymi, bezbarwnymi fragmentami organicznymi, w których ułożeniu zaznacza się tekstura warstewkowana. Może to świadczyć o przemieszczeniu tych fragmentów w warunki bardziej utleniające. W niektórych warstewkach nagromadził się pelit kwarcowy. W drugiej płytce cienkiej z tej głębokości pelit kwarcowy jest obfitszy i nieco bardziej gruboziarnisty. W masie węglanowej rozsiane są obok kalcytu większe żółtawe ziarna o pokroju romboedrycznym. Być może w nieznanym stopniu zaznacza się proces dolomityzacji. Sporadycznie ukazują się okruchy śródformacyjne o wymiarach $0,7 \times 0,4$ mm zbudowane z węglanów, pelitu kwarcowego i wodorotlenków żelaza.

W płytce cienkiej z głębokości 1534,5—1539,7 m należącej do aszgilu ukazuje się łąwiec wapnisty z rozproszonym pyłem siarczków żelaza i okruchami fosforytów. Materiał ilasty zbudowany jest z bladezielonych nisko dwójłomnych minerałów blaszkowatych o wymiarach blaszek poniżej 0,01 mm średnicy oraz pelitu kwarcowego. Na tym tle rozproszony jest pył kalcytowy oraz czarne nieprzezroczyste grudki siarczków żelaza niekiedy tworzące gniazda. Okruchy fosforytów są ostrokrawędziste, bladeżółte, izotropowe, o średnicy 0,1—0,2 mm. Tekstura skały jest warstwowana, co wraz z obfitością siarczków wskazuje na spokojne i redukcyjne środowisko sedymentacyjne.

W innej płytce cienkiej, wykonanej z tej samej głębokości, pelit kwarcowy jest nieco grubszy, wielkość ziarna dochodzi do 0,05 mm średnicy. Zdarzają się zbliżnione ziarna plagioklaz, co może świadczyć o wzmożonym dopływie materiału z pobliskiego łądu. Wskutek zaczątków procesu dolomityzacji objawiającego się występowaniem charakterystycznych ziarn węglanów o zarysach przekrojów romboedrów — kontury relików organicznych są miejscami zatarte. Zauważono w masie węglanów zanieczyszczonych siarczkami żelaza okruch zawierający szczątki organiczne.

Próbkę skały z głębokości 1529,9—1534,5 m określono mikroskopowo jako wapień ilasty, drobnokrystaliczny, prawie afanitowy z domieszką siarczków żelaza i pelitu kwarcowego. Szczątki organiczne są skąpe i trudne do rozpoznania. Pojawianie się ziarn węglanów o zarysach romboedrycznych może świadczyć o zaczątkach procesu dolomityzacji. Tekstura warstwowana skały zaznacza się ułożeniem wydłużonych, często cienkich skupień siarczków żelaza oraz naprzemianległym ułożeniem warstewek bogatszych i uboższych w kwarc rozproszony w masie węglanowej.

SPOSTRZEŻENIA DOTYCZĄCE PRZEBIEGU SEDYMENTACJI OSADÓW ORDOWIKU W REJONIE KĘTRZYNA

Przebieg sedymentacji osadów ordowiku rejonu Kętrzyna jest obszernie przedstawiony w pracy W. Bednarczyka (1968), który wnioski swe oparł na materiale z kilku wierceń. Ponieważ jednak materiał z wiercenia Łankiejmy 2 został przeanalizowany mikroskopowo w płytkach cienkich — niektóre wnioski oparte na tych studiach uzupełniają spostrzeżenia wymienionego autora.

Nagromadzenie ziarn glaukonitu, w dużej mierze autochtonicznych, w osadach tremadoku można zgodnie z poglądami I. Hesslanda (1949) interpretować jako wynik transgresji morskiej na zwietrzały łąd. Do basenu sedymentacyjnego nanoszona była zwietrzelina bogata w potas — jeden z zasadniczych składników glaukonitu. Studia mikroskopowe osadów tremadoku z otworu Łankiejmy 2 nie wskazują, by zachodził tu

proces glaukonityzacji minerałów bogatych w potas, takich jak skalenie potasowe i lyszczyki. Można zatem przypuszczać, że glaukonit tworzył się tu z żelu krzemionkowo-żelazistego, który to proces K. Smulikowski (1954) opisuje jako najbardziej charakterystyczny dla kształtowania się glaukonitu. Basen sedymentacyjny rejonu Kętrzyna w tremadoku był niewątpliwie płytkowodny, ale o dnie urozmaiconym morfologicznie. Istniały w nim zapewne miejsca bardziej zaciszne, gdzie powstawał typowy autochtoniczny glaukonit i zachodziły procesy kształtowania się obwódok dokoła tego minerału. Inne części basenu sedymentacyjnego charakteryzowały się silniejszym falowaniem i jeśli nagromadził się tam uprzednio stężały już glaukonit, to był on kruszony i znoszony w strefy spokojniejsze. Tam tworzyły się obwódki regeneracyjne dokoła ziarn detrytycznych. Obecność pirytu w badanym osadzie mogłaby świadczyć o istnieniu warunków redukcyjnych. Jednak proces tworzenia się pirytu mógł zachodzić już w czasie diagenety osadu, a glaukonit tworzący się zasadniczo na granicy strefy utleniającej i redukcyjnej jest niewątpliwie trwały także przy spadku potencjału oksydacyjno-redukcyjnego.

Zgodnie z wnioskami W. Bednarczyka (1968), autorka niniejszego sądzi, że w arenigu basen sedymentacyjny był bardziej ruchliwy, o czym świadczyć może charakter okruchów obserwowanych w osadzie oraz nierównomierne rozmieszczenie pyłu żelazistego w masie węglanowej, która zdradza miejscami również okruchowy charakter. Glaukonit zasadniczo zanika, ale jeszcze spostrzega się jego ślady w niektórych okruchach wypełnionych wodorotlenkami żelaza. Potencjał oksydacyjno-redukcyjny wzrasta, co nie sprzyja zachowaniu się glaukonitu. Bogatszy staje się również udział szczątków organicznych w osadzie.

Zmienne warunki sedymentacji panowały także w lanwirnie. Przemawia za tym zarówno charakter okruchów pochodzących z przeróbki osadu jak też szczątków organicznych często intensywnie zlimonityzowanych, lub spirytyzowanych, a niekiedy czysto kalcytowych. W profilu otworu Łankiejmy 2, w osadach lanwirnu nie zaobserwowano jeszcze obecności oolitów, o których wspomina W. Bednarczyk (1968). Natomiast nagromadzanie się i rozwój oolitów żelazistych, jak też ich przekształcanie się i deformacje dają się dobrze śledzić w osadach landeilu. Z obserwacji licznych płytek cienkich wynika, że tworzenie się oolitów żelazistych jest z jednej strony uwarunkowane dopływem materiału terrygenicznego, a z drugiej — obecnością szczątków organicznych (prawdopodobnie trochitów), które ulegają stopniowemu przekształceniu w utwory o budowie oolitowej. Pogląd o związku genetycznym oolitów żelazistych doggeru Alp Szwajcarskich z obecnością trochitów jest wysuwany przez L. Déverin (1945), który nie twierdzi jednak, by było to warunkiem koniecznym, ale sądzi, że sprzyja powstawaniu takich utworów. Nie ulega jednak wątpliwości, że oolity żelaziste mogą tworzyć się także bez udziału

szczątków organicznych. W osadach, w których dominuje kwarc, jądra oolitów tworzy z reguły ten minerał.

Na labilność zbiornika w czasie tworzenia się osadów landeilu rejonu Kętrzyna wskazują między innymi także intensywne deformacje kształtów oolitów. Potwierdzenie tego wyniku również z zaobserwowanych zmian powodujących przejścia chlorytu żelazistego w wodorotlenki żelaza i na odwrót, ujawniających się w zmiennym składzie mineralnym kolejnych warstewek oolitu.

Na obszarze alimentacji, z którego dostarczany był materiał terrygeniczny w okresie od tremadoku do landeilu, musiały zachodzić zmiany w miarę postępującej erozji. W czasie tremadoku z ładu dostarczana była zwietrzelina bogata w potas, co sprzyjało tworzeniu się glaukonitu. Później zwietrzelina stawała się coraz uboższa w minerały zawierające potas i tworzyły się glinokrzemiany ubogie w alkalia a bogatsze w żelazo, a zatem chloryty żelaziste. Tu i ówdzie zachodzące procesy laterytyzacji dostarczały pylastych wodorotlenków żelaza nadających osadom charakterystyczną czerwonobrunatną barwę. Przepuszczalnie w czasie landeilu wzrastała temperatura wody morskiej i powstały warunki sprzyjające tworzeniu się oolitów.

Osady karadoku rejonu Kętrzyna uważane są przez W. Bednarczyka (1968) za odpowiadające głębszemu zbiornikowi. Obserwacje mikroskopowe płytek cienkich dostarczają mniej wskazówek umożliwiających wy prowadzanie wniosków odnoszących się do środowiska sedymentacyjnego, aniżeli ma to miejsce w przypadku bardzo charakterystycznych pod względem petrograficznym osadów landeilu. Brak oolitów oraz tekstura warstewkowana iłowców może wskazywać na pogłębienie się zbiornika, a obfitość siarczków w niektórych próbkach — na środowisko redukcyjne. Zastanawia jednak obecność w niektórych próbkach skał tego wieku glaukonitu częściowo niewątpliwie autochtonicznego. Te obserwacje wskazują raczej na bliskość ładu jak i na płytszy basen.

Obserwacje i wnioski W. Bednarczyka (1968) dotyczące aszgilu są na ogół zgodne z wynikami badań petrograficznych. Autor ten przypuszcza, że nastąpiło w tym okresie spłylenie, a nawet wynurzenie. W płytkach cienkich daje się zaobserwować wzrost ilości, a miejscami i wielkości pelitu kwarcowego zmieszanego z materiałem ilastym, a także pojawiają się zbliźniaczone ziarna plagioklazu nie obserwowane w starszych osadach analizowanego profilu Łankiejmy 2. Należy więc przypuszczać, że nastąpił intensywniejszy dopływ materiału terrygenicznego w wyniku wynurzającego się ładu. Obfitość siarczków żelaza i tekstura warstewkowana skał wskazują jednak, że miejscami sedymentacja była spokojna i odbywała się w środowisku redukcyjnym. Natomiast w niektórych częściach basenu, gdzie dają się obserwować okruchy w osadzie, warunki były bardziej zmienne.

WNIOSKI

Analiza płytek cienkich profilu ordowiku z otworu Łankiejmy 2 dostarczyła niektórych uzupełnień odnoszących się do przebiegu sedymentacji w obrębie basenu ordowickiego rejonu Kętrzyna. Uzupełnienia autorki niniejszego dotyczą zwłaszcza procesu tworzenia się glaukonitu w osadach tremadoku, oraz oolitów żelazistych w landeilu. Nagromadzenie się glaukonitu, jak i kształtowanie się oolitów żelazistych, było warunkowane bliskością ładu dostarczającego materiału terrygenicznego do basenu sedymentacyjnego. Powstawaniu glaukonitu sprzyjał dopływ do tremadockiego basenu minerałów lub agregatów koloidalnych bogatych w potas. W landeilu materiał nanoszony do zbiornika był już tak bardzo zubożały w alkalia, że mogły się tworzyć tylko chloryty żelaziste oraz wodorotlenki żelaza. Prawdopodobnie w okresie od tremadoku do landeilu nastąpiło stopniowe złagodzenie klimatu, co spowodowało nieznaczny wzrost temperatury wody morskiej, a to z kolei sprzyjało tworzeniu się oolitów. Obserwacja obrazów mikroskopowych płytek cienkich z osadów landeilu skłania także do wniosku, że kształtowanie się oolitów było związane z obecnością trochitów, które ulegały stopniowemu przekształceniu w utwory o budowie oolitowej. Jeśli chodzi o analogie petrograficzne analizowanych osadów ordowiku z otworu Łankiejmy 2, zawierających glaukonit i oolity żelaziste, to najwyraźniejsze podobieństwo nasuwa się z równowiekowymi skałami stwierdzonymi w otworach Podborowisko i Krzyże (Turnau-Morawska 1963) w północno-wschodniej Polsce.

*Institut Geochemii, Mineralogii i Petrografii
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warszawa, w lutym 1971 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BEDNARCZYK W. 1968. Ordowik rejonu Kętrzyna, NE Polska (The Ordovician in the region of Kętrzyn, NE Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 18, no. 4. Warszawa.
- DÉVERJIN L. 1945. Les minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes Suisses. — *Mat. Carte Géol. Suisse, sér. géotechnique, livre 13*. Zürich.
- HESSLAND I. 1949. Investigation of the Senonian District, S. Sweden. Sedimentology and lithogenesis of Ahus Series. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, nr 34. Uppsala.
- SMULIKOWSKI K. 1954. The problem of glauconite (Zagadnienie glaukonitu). — *Arch. Miner.*, t. 18. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1961. Charakterystyka petrograficzna utworów rudonośnych wezulu łączycyckiego (Petrographic character of the ironstone of the Vesulian in the Łęczycza region). — *Biul. Inst. Geol.* 172. Warszawa.

- 1963. Zmiany facjalne skał żelazistych w ordowiku podłoża północno-wschodniej Polski (Facies changes in ferriferous deposits in the Ordovician of North-East Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 7, nr 1. Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: Ordovician deposits from the borehole Łankiejmy 2 in the region of Kętrzyn were submitted to microscopic studies. A description of microscopic pictures of thin slides of the analysed rocks is given, mainly concerning the Tremadocian sediments rich in glauconite and those of the Llandeilan containing ferriferous oolites. Conclusions on the original condition of glauconite and ferriferous chlorite in the investigated borehole profile are presented.

The stratigraphy of the Ordovician deposits from the boreholes drilled in the region of Kętrzyn was lately given by Bednarczyk (1968).

Microscopic studies were performed on rock samples taken from the whole Ordovician profile of the borehole Łankiejmy 2. Detailed descriptions of thin sections are presented here, emphasizing the significance of mineral shapes, their transformation in changing environmental conditions, the association of authigenic and detrital minerals as well as the presence of organic remains recognized in thin section. The writer concludes that the accumulation of glauconite, mostly authigenic, in the Tremadoc may be interpreted similarly to the opinion of Hessland (1949) as resulting from marine transgression on a weathered land surface. The sedimentary basin was supplied with weathering products rich in potassium, one of the principal components of glauconite. Microscopic investigations of the Tremadocian deposits in the borehole Łankiejmy 2 did not show any glauconitization process of detrital potassium rich minerals such as potassium feldspars and micas. Glauconite was probably formed from an iron-silica gel which process Smulikowski (1954) describes as a most common way of glauconite formation. The sedimentary environment in the region of Kętrzyn was undoubtedly that of a shallow sea but with a changing character as regards the mobility of the floor. In more quiet parts of the basin autochthonous glauconite was formed and its grains were sometimes coated with rims of phosphate, chlorite or pyrite. In other regions of the shallow sea the action of waves was stronger, grains of glauconite were crushed and transferred to more quiet environments. Here some glauconite outgrowths were formed around detrital glauconite grains. The presence of pyrite in the investigated Tremadocian sediment might suggest of a reducing environment. One may suppose, however, that pyrite was formed during diagenesis and that glauconite, said to mark the boundary of the oxidizing and reducing condition was undoubtedly stable during decrease of E_h .

Microscopic studies of the Llandeilan sediments lead to interesting conclusions concerning the development, transformation and deformation of the oolites. The origin of ferriferous oolites is connected with the supply of terrigenous material and also with the presence of crinoidal remains. Microscopic pictures give evidence of a gradual transition of these remains into oolitic structures composed of a ferriferous chlorite (chamosite?) and iron hydroxide.

An opinion that ferriferous oolites may be formed in that way was first suggested by Déverin (1945) who does not, however, suppose that this is the only mode of their origin. Autochthonous ferriferous oolites are also present in arenaceous sediments without crinoid remains and their core is composed of quartz grains. However, in calcareous zoogenic rocks these oolites are often associated with crinoidal remains. In this aspect the opinion of the present writer resembles that of Déverin. The distortion of oolites observed in the Llandeilan sediments of the investigated region seems to be connected with a mobile environment prevailing at that time.

In the writer's opinion the accumulation of glauconite grains in the Tremadoc as well as the formation of ferriferous oolites during the Llandeilo resulted from the vicinity of land which provided a terrigenous supply to the Ordovician sea. But the land near to the Tremadocian basin, was, intensely weathered and continued to provide the sediment with minerals or colloids rich in potassium and favoured the formation of glauconite. During the Llandeilo the terrigenous supply was already impoverished in alkaline components and therefore ferriferous chlorites and iron hydroxides could originate. A change of climate probably occurred throughout the investigated Ordovician and during the Llandeilo it was warmer than in the Tremadoc. This condition produced a rise in temperature of the sea water which promoted the formation of oolites.

When considering some petrographic analogies between Ordovician sediments rich in glauconite and ferriferous oolites, known in Poland and investigated by the present writer, the most striking resemblances appear in comparing the region of Kętrzyn and that of north-east Poland in the region of Podborowisko and Krzyże (Turnau-Morawska 1963).

*Institute of Geochemistry, Mineralogy and Petrography
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, February 1971*
