

Krzysztof JAWOROWSKI, Zdzisław MODLIŃSKI

Dolnosylurskie wapienie gruzłowe w północno-wschodniej Polsce

WSTĘP

Skąły złożone z brył wapiennych tkwiących w wapiennym lub marglistym tle skalnym, które różni się od nich m.in. zwięzłością i barwą, określa się zwykle nazwą „wapienie bulaste” bądź „wapienie gruzłowe”. Tę drugą nazwę przyjmujemy w niniejszej pracy, aby podkreślić, że w omawianych wapieniach przeważają bryły o kształcie nieregularnym¹. W anglosaskiej literaturze geologicznej wapienie gruzłowe (bulaste) opisywane są jako *nodular limestones*. Francuskim odpowiednikiem tej nazwy są *calcaires noduleux*; niemieckim — *Knollenkalken*, a rosyjskim *komkowatyje izwiestniaki*.

Dolnosylurskie wapienie tego rodzaju stwierdzono w NE Polsce w obrzeżeniu wymiesienia mazursko-suwańskiego. Występują one w wierceniach Pasiek IG-1, Olsztyn IG-2, Kętrzyn IG-1 i Bartoszyce IG-1 (fig. 1 i 2). Dokładna pozycja stratygraficzna omawianych wapieni nie jest jeszcze zupełnie wyjaśniona. Aby lepiej naświetlić tę sprawę, podajemy niżej krótką charakterystykę pogranicza ordowiku i syluru w polskiej części syneklizy perybałtyckiej.

Kończąc uwagi wstępne dziękujemy doktorowi J. Calikowskiemu i magistrowi R. Wagnerowi za przedyskutowanie niektórych zagadnień związanych z treścią naszej pracy.

POGRANICZE ORDOWIKU I SYLURU W NE POLSCE

Charakterystykę pogranicza ordowiku i syluru na omawianym obszarze zacniemy od aszgilu górnego (fig. 2). Osady tego wieku na terenie Polski w synklizie perybałtyckiej stwierdzono we wszystkich wspomnianych poprzednio wierceniach. Są to margle szarozielone z cienkimi wkładkami szarych, drobnokrystalicznych wapieni. W niektórych wierceniach w stropie margli, bezpośrednio przy kontakcie z wapieniami

¹ W Słowniku Języka Polskiego (PAN, wyd. Wiedza Powszechna, t. I, Warszawa, 1958; t. II, Warszawa, 1960) rozróżnianie pojęć „bula” i „gruzel” jest następujące: bula — „okrągła bryła, zgrublenie; gruzel — „bryłka, grudka” oraz „nieforemne zgrublenie, narośl”.

dolnego landoweru, występuje wkładka wapienia oolitowego, piaszczy-
stego, z cienkimi laminami piaskowców kwarcowych z glaukonitem.
W marglu nagromadzone są bardzo liczne szczątki fauny, z której ozna-
czono: *Dalmanitina mucronata* (Brogn.), *Brogniartella platymota*
(Dalm.), „*Calymene*” sp., *Eostropheodonta hirnantensis* (M'Co y),
Platymena? polonica Temple, *Raphinesquina* sp., *Schizoramma* sp.,
Strophomena sp., *Plectatrypa* sp. i inne. Obecność trylobitów *Dalmani-*
tina mucronata (Brogn.) i *Brogniartella platymota* (Dalm.) wska-
zuje, że są to osady najwyższego aszgilu, równowiekowe z warstwami
dalmanitinowymi Gór Świętokrzyskich i Szwecji.

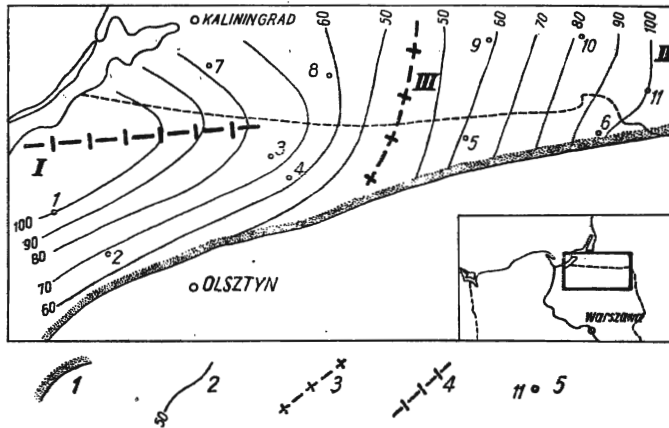


Fig. 1. Szkic miąższości ordowiku w NE Polsce

Sketch of thickness of Ordovician deposits in NE Poland

1 — zasięg występowania osadów ordowiku; 2 — izopachyty osadów ordowiku; 3 — oś wyniesienia; 4 — oś obniżenia; 5 — otwory wiertnicze; I — obniżenie kaszubsko-warmińskie; II — obniżenie środkowolitewskie; III — wyniesienie Kętrzyn — Stoniszki; otwory wiertnicze: 1 — Pasztek IG-1, 2 — Olsztyn IG-2, 3 — Bartoszyce IG-1, 4 — Kętrzyn IG-1, 5 — Gołdap IG-1, 6 — Jezłoro Okrągłe 1, 7 — Niwińsk, 8 — Prawdińsk; 9 — Gusiew; 10 — Virbalis; 11 — Kalwaria

1 — extent of Ordovician deposits; 2 — isopachytes of Ordovician deposits; 3 — axis of elevation; 4 — axis of depression; 5 — bore holes; I — Kaszuby-Warmia depression; II — Middle-Lithuanian depression; III — Kętrzyn — Stoniszki elevation; bore holes: 1 — Pasztek IG-1; 2 — Olsztyn IG-2; 3 — Bartoszyce IG-1; 4 — Kętrzyn IG-1; 5 — Gołdap IG-1; 6 — Jezłoro Okrągłe 1; 7 — Niwińsk, 8 — Prawdińsk; 9 — Gusiew; 10 — Virbalis; 11 — Kalwaria

Utwory górnego aszgilu wyklinowują się między wierceniami Gołdap IG-1 i Kętrzyn IG-1. W otworze Gołdap IG-1 bezpośrednio na utworach dolnego aszgilu leżą osady ilaste landoweru, rozpoczynające się poziomem *Demirastrites triangulatus* (H. Tomczyk, 1964). Dalej ku wschodowi górny aszgil udokumentowano dopiero z terenu Litwy (I. Paszkewiczjus, 1963), gdzie występują wapienie gruzłowe z fauną *Holorhynchus* cf. *giganteus* Kiaer.

Przedstawione tu wykształcenie górnego aszgilu potwierdza spostrzeżenie R. M. Männila (1965), że na terenie nadbałtyckim można wyróżnić

szereg biofacji. Według tego autora na terenie Litwy rozprzestrzeniła się facja drobnych mułów wapiennych z fauną *Holorhynchus*, natomiast na Łotwie i w północnej Polsce występowały bardziej głębokowodne osady wapienno-iłaste z fauną *Dalmanitina*.

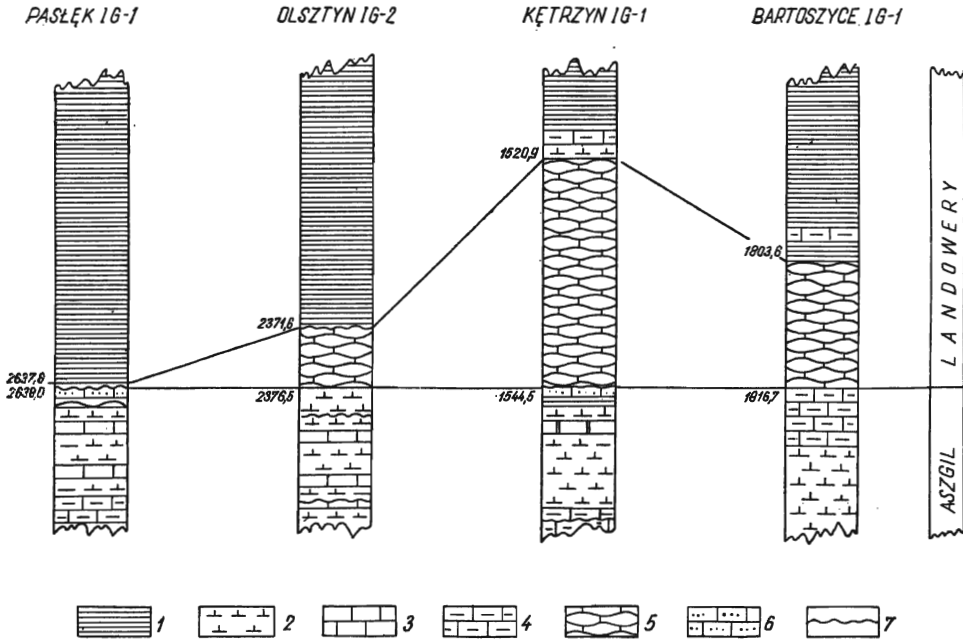


Fig. 2. Zestawienie profili litologicznych pogranicza ordowiku i syluru z niektórych otworów wiertniczych w NE Polsce

Comparison of lithological sections at the Ordovician-Silurian boundary from certain bore holes in the north-eastern area of Poland

- 1 — ilowce; 2 — margle; 3 — wapienie margliste; 5 — wapienie gruzłowe; 6 — wapienie piaszczyste; 7 — powierzchnie rozmyć
 1 — claystones; 2 — marls; 3 — limestones; 4 — marly limestones; 5 — nodular limestones; 6 — arenaceous limestones; 7 — outwash planes

Nad utworami górnego aszgilu pojawiają się wapienie gruzłowe stanowiące przedmiot niniejszej pracy. Dokładny opis tych skał przedstawiony jest dalej. Omawiane wapienie zaliczane są do dolnego landoweru (H. Tomczyk, 1964—1965; Z. Modliński, 1966). Zawierają one bardzo nieliczną i źle zachowaną faunę. Oznaczalne szczątki trylobitów znaleziono jedynie w wierceniu Kętrzyn IG-1. Stwierdzono tu *Encrinurus* ex gr. *kiltsiensis* Rosenst. (tabl. III, fig. 11) i *Leonaspis* cf. *olini* Troeds. Ta pierwsza forma nie była dotąd znana na obszarze Polski. Z tego względu w zakończeniu pracy podajemy jej szczegółowy opis.

Fauna trylobitowa stwierdzona w wapieniach gruzłowych z wiercenia Kętrzyn IG-1 nie pozwala na sformułowania jednoznacznych wniosków stratygraficznych. *Encrinurus* ex gr. *kiltsiensis* Rosenst. spotykany jest w landowerze Estonii (R. M. Männil, 1958), natomiast *Leonaspis olini* Troeds. dotychczas znany był z górnego aszgilu Szwecji i Gór Świętokrzyskich (Z. Kielan, 1959). Godny uwagi jest fakt, że na

Litwie w analogicznej serii wapieni gruzłowych I. Paszkewiczus (1963) stwierdził *Plectatrypa ex gr. imbricata* (Sow.) i inną faunę wskazującą na sylurski wiek tych osadów.

Na wapieniach gruzłowych w wierceniach Kętrzyn IG-1 i Bartoszyce IG-1 leżą iłowce szare i zielonkawe z fauną graptolitów. Według H. Tomczyka (1964—1965) osady ilaste rozpoczynają się poziomem *Pristiograptus cyphus*. W profilu wiercenia Pasłek IG-1 sytuacja jest mniej jasna, ponieważ na kontakcie ordowiku i syluru obserwuje się wiele poślizgów i luster. Być może, istnieje tu kontakt o charakterze tektonicznym (H. Tomczyk, 1964). Bezpośrednio nad wapieniami gruzłowymi występują tu graptolity wskazujące na obecność poziomu *Pristiograptus gregarius*. Z powyższego wynika, że wapienie gruzłowe w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej mogą wiekowo odpowiadać poziomom graptolitowym od *Glyptograptus persculptus* po *Orthograptus vesiculosus*.

Mięszość dolnosylurskich wapieni gruzłowych w NE Polsce zmienia się w granicach od 0,2 m do 23,6 m. Minimalne mięszości zaobserwowano w osiowej części obniżenia kaszubsko-warmińskiego w wierceniach Pasłek IG-1. Ku partiom peryferycznym mięszość ta rośnie, osiągając maksimum na skłonie wyniesienia Kętrzyn—Stoniszki (fig. 2) w wierceniach Kętrzyn IG-1 i Bartoszyce IG-1.

MAKROSKOPOWY² OPIS DOLNOSYLURSKICH WAPIENI GRUZŁOWYCH W PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSCE

Wielkość brył wapiennych tworzących opisywane skały jest przeważnie niewielka. Rozmiary ich zarówno na bocznych powierzchniach rdzeni, jak i na przekrojach prostopadłych do ich osi nie przekraczają zazwyczaj 2÷5 cm. Barwa gruzłów jest jasna, brązowawa lub żółtawa, dzięki czemu łatwo je odróżnić od marglistego tła, które z reguły jest ciemniejsze i odznacza się kolorem brunatnoszarym. Granice gruzłów są ostre, wyraziste, choć niekiedy zdarza się, że pomiędzy substancją gruzłów i tła obserwuje się stopniowe przejścia (tabl. I, fig. 3, tabl. II, fig. 7). Nawet gruzły odznaczające się ostrą granicą miejscami nie są wyraźnie oddzielone od tła. Kształt gruzłów jest bardzo urozmaicony, a ich ułożenie najczęściej zupełnie bezładne.

Na podkreślenie zasługuje fakt wzajemnego dopasowania kształtów stykających się ze sobą gruzłów. Ich wypukłości i wklęsłości odpowiadają sobie wzajemnie i są ściśle dostosowane rozmiarami. Dzieje się tak nawet wtedy, gdy przedziela je cienkie pasmo marglistej substancji tła skalnego (tabl. II, fig. 6). Innymi słowy, nieregularne kształty sąsiadujących ze sobą gruzłów zająłają się. Należy podkreślić, że nie stwier-

² W niniejszej pracy poprzestajemy na makroskopowych cechach dolnosylurskich wapieni gruzłowych z NE Polski. Postępujemy tak z dwóch powodów. 1. Intencją naszą jest wyjaśnienie genezy tych skał na podstawie ich cech strukturalnych i teksturalnych, które można zaobserwować bezpośrednio w trakcie prac polowych bez konieczności uciekania się do wykonywania szlifów i spostrzeżeń mikroskopowych. W ten sposób na skromnym odcinku pragniemy przyczynić się do wypracowania metodyki umożliwiającej stosunkowo szybko uzyskiwanie wstępnych przesłanek natury facjalnej i paleogeograficznej. 2. Szczegółowe badania petrograficzne wymagałyby specjalnego studium, znacznie przekraczającego rozmiary naszej pracy.

dzono gruzłów o ostrych krawędziach, wręcz przeciwnie — z reguły są one zaokrąglone (tabl. I, fig. 3, 4, 5).

Peryferyczne partie niektórych gruzłów bywają nieco jaśniejsze. Na okazach wytrawionych kwasem solnym tworzą one charakterystyczne, cienkie (do 2—3 mm) zagłębienia ciągnące się wokół gruzłów (tabl. I, fig. 5). Wewnętrzne części gruzłów, bardziej odporne na działanie kwasu, zawierają zapewne więcej domieszek dolomitycznych. Z analiz kilku próbek pobranych z wiercenia Kętrzyn IG-1, które wykonała A. Kuźniarowa (1965) wynika, że opisywane wapienie gruzłowe są wyraźnie dolomityczne. Procentowa zawartość występującego w nich dolomitu waha się zwykle od 8,7% do 13,73%. W jednym przypadku A. Kuźniarowa stwierdziła nawet aż 33,86% dolomitu. Być może, zewnętrzne partie niektórych gruzłów uległy wtórnej dedolomityzacji. Przypuszczenie to wymaga potwierdzenia odpowiednimi badaniami petrograficznymi.

Szczególnie charakterystyczną cechą brył wapiennych składających się na dolnosylurskie wapienie gruzłowe NE Polski są obserwowane w nich krótkie (do 2 cm) i cienkie (maksimum 2 mm) żyłki kalcytowe (tabl. I, fig. 3, 4; tabl. II, fig. 6, 7, 8). Obserwowane w wielu gruzłach nigdy nie ciągną się one dalej w tle skalnym. Żyłki te występują przede wszystkim w przypowierzchniowych partiach gruzłów zwięzając się i zanikając w kierunku ich partii środkowych. Najczęściej biegną one w przybliżeniu prostopadle do nieregularnych powierzchni gruzłów wykazując orientację, ogólnie rzecz biorąc, pionową. Niekiedy żyłki są zmineralizowane pirytem. Drobne agregaty i ziarna pirytu spotyka się ponadto zarówno w tle skalnym, jak i w samych gruzłach (znacznie rzadziej).

Objętościowy stosunek gruzłów do tła skalnego bywa rozmaity. Jeśli są one nieliczne, wówczas zdarza się, że tkwią w skale oddzielnie, gdy jest ich dużo, stykają się ze sobą. W przypadku krańcowym niemal zupełnie wypełniają przestrzeń skalną. W przekrojach prostopadłych do powierzchni warstwowania tło skalne ma wtedy postać cienkich pasm przedzielających ciasno upakowane soczewkowe bryły wapienne.

W obrębie tła obserwuje się często struktury fluidalne. Ma to miejsce najczęściej wtedy, gdy kształty gruzłów są szczególnie urozmaicone. Fluidalna struktura tła skalnego podkreślona jest ułożeniem cienkich, podłużnych, niemal czarnych pasemek substancji bitumicznej (tabl. II, fig. 6; 8). Ich rozmiary widoczne na bocznych powierzchniach rdzeni wiertniczych wynoszą zwykle 8×2 mm.

Należy dodać, że wśród typowych wapieni gruzłowych obserwuje się także nieco inaczej wykształcone utwory składające się z ciągłych (o ile można to stwierdzić w rdzeniach wiertniczych) ławiczek wapiennych o miąższości 2—4 cm występujących w odstępach tego samego rzędu i poprzedzielanych substancją marglistą. Niektóre ławiczki wykazują przy tym szereg charakterystycznych soczewkowych zgrubień. W miejscach przewężeń dzielących zgrubienia granice między ławiczkami wapiennymi i marglistymi bywają zatarte. Czasem między dwiema ciągłymi ławiczkami wapiennymi obserwuje się poziomy odosobnionych soczewek wapiennych (tabl. III, fig. 10). Omawiane utwory występują rzadko i, sądząc z dotychczasowych spostrzeżeń, pojawiają się głównie w spągowych i stropowych partiach kompleksu wapieni gruzłowych.

NIEKTÓRE POGLĄDY NA GENEZĘ WAPIENI GRUZŁOWYCH

Znaczna różnorodność zapatrywań na genezę wapieni gruzłowych wynika z faktu, że niezwykle zbliżone, na pozór wręcz identyczne skały tego rodzaju mogą powstać w wyniku zupełnie odmiennych procesów. Z genetycznego punktu widzenia wapienie gruzłowe można podzielić na te, w których powstawaniu decydującą rolę odegrały procesy chemiczne, oraz te w których powstawaniu rola ta przypadła procesom mechanicznym.

Do pierwszej grupy należą wapienie, w których występują gruzły będące kongrecjami (M. Kilian, 1895) lub powstałe dzięki lokalnemu rozpuszczaniu pierwotnie ciągłych ławiczek wapiennych. Zgodnie z poglądami R. Hollmanna (1962), K. Birkenmajera (in M. Szulczewski, 1965) i M. Szulczewskiego (1965) rozpuszczanie to spowodowane było chemicznym oddziaływaniem wód zbiornika sedymentacji. Rozpuszczająco działać mogły powolne, przydenne prądy niezdolne do przemieszczenia fragmentów rozpuszczonych ławiczek.

Ogólnie rzecz biorąc, wapienie gruzłowe o genezie chemicznej pozbawione są jakichkolwiek przejawów redepozycji brył wapiennych, które w nich występują. Gdy warunek ten jest spełniony, pochodzenie kongrecyjne przypisać można tym gruzłom, które odznaczają się dużą różnorodnością kształtów i tkwią w skale bezładnie. Zawarte w nich skamieniałości powinny odznaczać się bardzo dobrym stanem zachowania (M. Kilian, 1895). Gruzły powstałe dzięki rozpuszczaniu ławiczek wapiennych także mogą mieć bardzo urozmaicone kształty. Są jednak zazwyczaj wydłużone, a ponadto cechuje je znikoma miąższość oraz dość uporządkowane ułożenie. Występując w niewielkich odstępach tworzą one szereg poziomów rozmieszczonych w skale równolegle do warstwowania. Na zwróconych ku górze powierzchniach towarzyszących im skamieniałości (np. skorupy mięczaków, brachiopodów) obserwuje się zazwyczaj ślady korozji (M. Szulczewski, 1965).

Do drugiej grupy należą wapienie złożone z gruzłów stanowiących wynik rozdrobnienia ciągłych początkowo ławiczek wapiennych na drodze mechanicznej. W niektórych przypadkach, zdaniem M. Goguela (1944) proces ten polega na mechanicznym przerobieniu osadu wapiennego na miejscu bez dalekiej redepozycji brył powstałych z rozerwania ciągłości ławiczek. Genezę tego rodzaju można przypisać wapieniom gruzłowym, jeśli odznaczają się one znacznym podobieństwem litologicznym gruzłów do tła skalnego i jeśli istnieją dane (np. stan zachowania skamieniałości) skłaniające do odrzucenia możliwości ich chemicznego pochodzenia. Przerobienie osadu na miejscu związane być mogło z silnym zaburzeniem dennych wód zbiornika sedymentacji na skutek przejścia tsunami lub gwałtownego (np. sejsmicznej natury) ruchu dna (M. Goguel, 1944).

Rozdrobnienie pierwotnie ciągłych ławiczek wapiennych w wielu przypadkach stanowi rezultat mechanicznej, rozmywającej działalności silnych prądów dennych zdolnych do znacznego przemieszczenia powstałych w ten sposób brył (M. Szulczewski, 1965). W utworzonych wówczas wapieniach występują one zupełnie bezładnie odznaczając się bardzo zróżnicowanymi, często ostrokrawędzistymi kształtami. Należy zwrócić uwagę, że w tym przypadku tło skalne wyraźnie różni się od tkwiących w nim brył wapiennych. Różnice dotyczą przede wszystkim ilości i cha-

rakteru domieszek terygeniczych, zawartości detrytu fauny, tlenków żelaza itp. Opisywane wapienie są w gruncie rzeczy zlepioncami lub brekcjami śródwarstwowymi (por. Z. Kotański, 1955), choć na pierwszy rzut oka wykazują wielkie podobieństwo do tych wapieni gruzłowych, które powstały bez mechanicznego udziału prądów dennych.

Rozerwanie ciągłych ławiczek wapiennych może się bowiem niekiedy dokonać w zupełnie inny sposób, a mianowicie w wyniku budinażu sedymentacyjnego. Powstanie niektórych wapieni gruzłowych na tej drodze postulował R. G. McCrossan (1958). Autor ten oparł się na wynikach eksperymentalnych prac H. Ramberga (1955).

Umieszczając warstewkę plasteliny lub sera między dwiema warstewkami kitu H. Ramberg (1955) poddawał je następnie naciskom skierowanym prostopadle do „uwarstwienia” tego układu. W tych prostych doświadczeniach kit pozorował substancję skalną zdolną do odkształceń plastycznych, natomiast plastelina lub ser były odpowiednikiem nieplastycznej, kruchej substancji skalnej. W wyniku nacisku pionowego warstewki plastyczne rozplływały się na boki ulegając odkształceniom ciągłym w płaszczyźnie poziomej. Naprężenia poziome pojawiały się również w warstewce kruchej, która niezdolna do odkształceń plastycznych ulegała rozerwaniu na szereg fragmentów. Jeśli była ona nieco plastyczna, to przy pewnych wartościach nacisku pionowego zamiast przerwania jej ciągłości, w niektórych miejscach następowało jedynie silne przewężenie warstewki. W pierwszym z opisywanych przypadków tworzyły się odosobnione bryły warstewki kruchej tkwiące w tle złożonym z substancji warstewek plastycznych; w przypadku drugim pomiędzy warstewkami plastycznymi występowała ciągła warstewka krucha wykazująca szereg przewężeń. Jak z tego wynika, H. Ramberg (1955) otrzymał eksperymentalnie struktury uderzająco podobne do struktur budinażu oraz „pinch-and-swell structures”, które od dawna znano ze skał magmowych.

Według R. G. McCrossana (1958) przedstawiony wyżej mechanizm przerwania ciągłości warstw mógł w pewnych warunkach zaistnieć w obrębie występujących na przemian nie skonsolidowanych warstewek wapiennych i marglistych. Na skutek nacisku pionowego bardziej plastyczne warstewki margliste rozplływały się na boki, natomiast warstewki wapienne w wielu miejscach ulegały przewężeniu lub rozerwaniu. W ten sposób mogły powstać gruzły wapienne.

Przyczyn nacisku pionowego szuka R. G. McCrossan (1958) w procesach kompaktacji zwracając uwagę, że przedstawiona przez niego hipoteza pociąga za sobą konieczność przyjęcia, iż dno zbiornika, w którym zachodziły wspomniane procesy było nierówne lub, że w obrębie osadu istniały poziome różnice gęstościowe. Zgodnie z poglądem tego autora do poziomego rozplływania się warstewek plastycznych dojść mogło tylko w przypadku spełniania co najmniej jednego z tych warunków.

MECHANIZM POWSTAWANIA DOLNOSYLURSKICH WAPIENI GRUZŁOWYCH W PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSCE

Istotne znaczenie dla ustalania mechanizmu powstawania dolnosylurskich wapieni gruzłowych w NE Polsce mają opisane poprzednio krótkie żyłki kalcytowe występujące w gruzłach składających się na te skały.

Kształt i sposób występowania żyłek świadczą, że powstały one dzięki wtórnemu wypełnieniu klacytem pęknięć wywołanych działaniem poziomym naprężeń rozrywających. Przyczyn pojawiania się tych naprężeń upatrywać można w nacisku pionowym gromadzących się osadów. Nacisk ten doprowadził zapewne do budinażu sedymentacyjnego. Kolejność wydarzeń powodujących powstawanie wapieni gruzłowych w wyniku tego procesu jest następująca (R. G. McCrossan, 1958).

W miarę gromadzenia się osadu i wzrostu nacisku pionowego w ławiczkach wapiennych występujących na przemian z marglistymi pojawiają się najpierw miejscowe przewężenia. Gdy ławiczki wapienne są odpowiednio kruche na skutek działania sił rozrywających, zaczyna się tworzenie szczelin pionowych, w które wnika plastyczna substancja marglista. Jednocześnie między ławiczkami zachodzi rozplływanie się na boki tej substancji. Dalszy wzrost nacisku pionowego powoduje, że szczeliny tensyjne szybko się rozszerzają, a w miejscach ich powstania dochodzi na koniec do przerwania ławiczek i utworzenia gruzłów. Wraz z nieustannym gromadzeniem się osadu ciśnienie wywierane na rozerwane już ławiczki wapienne ciągle wzrasta. Może ono wówczas osiągnąć wartość wystarczającą dużą, aby substancja marglista, która je przedzielała, ulegała miejscami zupełnemu wyciśnięciu. Gruzły wapienne pochodzące z różnych ławiczek zetkną się wówczas ze sobą. Jeśli będą one odpowiednio miękkie, dojść może do wzajemnego dopasowania ich nieregularnych kształtów. Stopień zaawansowania omawianych procesów w chwili ostatecznej konsolidacji osadu zależy od wielu czynników. Obok tempa sedymentacji utworów nadległych warunkującego wielkość i prędkość wzmaganie się nacisku pionowego trzeba tu wymienić stosunek miąższościowy ławiczek wapiennych do marglistych oraz rozpiętość różnic dzielących ich własności plastyczne. Należy zwrócić uwagę, że wypełnione substancją marglistą szczeliny mogły się zachować jedynie w tych miejscach, gdzie ławiczki wapienne nie zostały całkowicie rozerwane, a tylko „naddarte” (tabl. II, fig. 8; tabl. III, fig. 9). W ostatecznej strukturze skały znacznie częściej obserwuje się wspomniane na wstępie drobne szczeliny tensyjne wypełnione kalcytem (tabl. I, fig. 3; 4, tabl. II, fig. 7 i 8). Są one zjawiskiem późnokompakcyjnym, powstały w chwili, gdy zarówno marglista, jak i wapienna substancja skalna były już w znacznym stopniu zestalone.

Gruzły tworzące wapienie opisywane w niniejszej pracy pod względem genetycznym nie mogą być porównywane z okruchami skalnymi składającymi się na subakwalne brekcje osadowe (*vide* Z. Kotański, 1955) lub zlepieńce. Okruchy te nie wykazują wzajemnego dopasowania kształtów. Natomiast w przypadku miękkich brył skalnych powstałych na skutek budinażu sedymentacyjnego, a następnie wciśniętych między siebie wspomniane dopasowanie kształtów jest zjawiskiem powszechnym (R. G. McCrossan, 1958). W brekcjach osadowych lub zlepieńcach może dojść niekiedy do podobnego zjawiska w wyniku procesów wciskowych (*vide* A. Radwański, 1965). W dolnosylurskich wapieniach gruzłowych NE Polski procesów wciskowych nie zaobserwowaliśmy. Przypomnimy jeszcze, że gruzły występujące w tych wapieniach odznaczają się niekiedy stopniowym przejściem do tła skalnego, co także przemawia za tym, że nie są utworami klastycznymi.

Należy jednak dodać, że w zasadzie istnieje możliwość powstawania nagromadzeń miękkich otoczków stanowiących wynik rozmycia nie skonsolidowanych ławiczek wapiennych. Dzięki przemianom kompacyjnym mogłyby powstać wówczas skały złożone z gruzłów o dopasowanych wzajemnie kształtach. Rozpatrywana możliwość znajduje oparcie w obserwacji M. Szulczewskiego (1965), który w jurze tatrzańskiej znalazł bryły wapienne powstałe z rozmycia niezupełnie stwardniałej ławiczki wapiennej, oraz w rozważaniach K. Radlicza (1966, str. 373). Autor ten charakteryzując występujące w wapieniach powierzchniowo sutropodobne pisze: „Pomiędzy ilastymi powłokami trafiają się również dyskoidalne fragmenty wapieni..., które dostały się do osadu zapewne w stanie plastycznym na wpół zdiagenezowanym. Pod naciskiem skał nadległych uległy one częściowemu sprasowaniu, a nawet porozrywaniu.” W powstałych w ten sposób i przetworzonych kompacyjnie bryłach wapiennych szczeliny tensyjne byłyby niewielkie i nieliczne. W skałach złożonych z gruzłów tego rodzaju nie obserwowaloby się ponadto ciągłych ławiczek wapiennych wykazujących przewężenia stanowiące przejaw naprężeń poziomych, którym ławiczki te były poddane. W dolnosylurskich wapieniach gruzłowych NE Polski ławiczki tego typu, a zwłaszcza wspomniane szczeliny tensyjne obserwuje się często. Z tych względów przyjmujemy, że gruzły wapienne tworzące te skały należy wiązać przede wszystkim, jeśli nie wyłącznie z budinażem sedymentacyjnym.

W powstawaniu wapieni gruzłowych uczestniczyć może szereg różnych jednocześnie zachodzących procesów. Trudno więc *a priori* wykluczyć ewentualny udział mechanicznej działalności wód dennych (prądy, falowania) w tworzeniu się wapieni stanowiących przedmiot naszej pracy. W tym przypadku wspomniana działalność wód, o ile istotnie miała miejsce, w porównaniu z procesami budinażu musiała odegrać rolę podrzędną. Gruzły składające się na dolnosylurskie wapienie z NE Polski nie wykazują bowiem cech, które można by poczytać za oczywisty dowód prądowej (lub wywołanej falowaniem) dezintegracji ławiczek wapiennych. Znacznie bardziej prawdopodobna jest wynikająca z poglądów R. Hollmanna (1962) możliwość powstawania tych gruzłów wskutek rozpuszczającej działalności wód zbiornika sedymentacji. Powolne prądy denne mogły bowiem lokalnie rozpuszczać ciągle, nie stwardniałe ławiczki powodując w ten sposób powstanie odosobnionych, miękkich brył wapiennych.

Trudno jednak znaleźć bezpośrednie potwierdzenie tego przypuszczenia. Wydaje się więc, że zarówno sam fakt istnienia gruzłów w omawianych skałach, jak i obecność szczelin tensyjnych oraz dopasowanie kształtów gruzłów najprościej objaśnić można wiążąc te zjawiska przede wszystkim z budinażem sedymentacyjnym (kompacyjnym), a nie z mechaniczną lub chemiczną akcją przydennych wód zbiornika sedymentacji.

Zakładając głównie kompacyjną genezę ostatecznej struktury dolnosylurskich wapieni gruzłowych należy uwzględnić jeszcze jedną możliwość. Nie wykluczone, że w niektórych przypadkach punktem wyjścia w procesie tworzenia się gruzłów były odosobnione soczewki wapienne, a nie ciągle ławiczki. Podczas kompacji soczewki te tkwiąc w margli-

stym osadzie mogły następnie ulec przemianom, które R. G. McCrossan (1958) przyjmował w odniesieniu do brył powstałych wskutek rozzerwania ciągłych ławiczek wapiennych.

Godny uwagi jest fakt, że wapienie gruzłowe są czasem bardzo podobne do niektórych skał piaszczysto-ilastych, odznaczających się warstwowaniem zaburzonym („*disturbed bedding*” sensu P. E. Potter, H. D. Glass, 1958). Skały tego rodzaju, niezależnie od przemian kompakcyjnych, mogą powstać w wyniku procesów osuwiskowych lub dzięki działalności organizmów osadożernych (P. G. Moore, P. C. Scruton, 1957; P. E. Potter, H. D. Glass, 1958). Tę ostatnią możliwość w przypadku dolnosylurskich wapieni gruzłowych NE Polski można odrzucić, ponieważ nie wykazują one żadnych przejawów działalności organizmów. Natomiast udział procesów osuwiskowych w powstawaniu ostatecznej struktury omawianych wapieni jest bardzo prawdopodobny. Zarówno drobne szczeliny tensyjne obserwowane w gruzłach, jak i miejscowe przewężenia ławiczek wapiennych można bowiem traktować jako rezultat naprężeń poziomych, które występują w osuwających się płatach osadu. Istnienie tych naprężeń oraz związanego z nimi budinażu ujawnia się szczególnie w osuwiskach odznaczających się nieznacznym przemieszczeniem osadu (S. Dżułyński, A. Radomski, 1957, tabl. XXV, fig. 1; M. Książkiewicz, 1958, fig. 24).

UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

Dolnosylurskie wapienie gruzłowe NE Polski występujące w północnym obrzeżeniu wyniesienia mazursko-suwalskiego świadczą o płytszym środowisku sedymentacji niż współczesne im osady ilaste znane z obszaru położonego na zachód od tego wyniesienia (wiercenie Lębork IG-1). Bliższe określenie głębokości tworzenia się omawianych wapieni jest jednak niemożliwe.

Choć na pierwszy rzut oka przypominają one brekcję lub zlepienie śródwarstwowe, to jednak udział mechanicznej akcji prądów dennych lub falowania w kształtowaniu ostatecznej struktury tych skał jest mało prawdopodobny. Z omówionych poprzednio spostrzeżeń można wnioskować, że składające się na nie gruzły powstały w wyniku budinażu sedymentacyjnego. Niewykluczone, że proces ten był predysponowany rozpuszczającą działalnością powolnych prądów dennych. Proponowane ujęcie pozwala wyjaśnić pozorną sprzeczność między „zlepieńcowym” wyglądem wapieni gruzłowych a redukcyjnymi warunkami środowiska sedymentacji. Według J. Calikowskiego (informacja ustna) wyniki dotychczasowych badań geochemicznych omawianych skał zdają się bowiem wskazywać, że powstały one raczej w warunkach redukcyjnych. Według wszelkiego prawdopodobieństwa ciągle ławiczki lub soczewki wapienne oraz margle, poddane następnie przemianom prowadzącym do powstania wapieni gruzłowych, osadzały się w środowisku położonym poniżej podstawy falowania, choć zapewne na niewielkich głębokościach.

Zgodnie z tym poglądem dolnosylurskie wapienie gruzłowe NE Polski nie mogą być uważane za osad litoralny. Fakt, że w północnym obrzeżeniu wyniesienia mazursko-suwalskiego występują one blisko obecnej granicy rozprzestrzeniania syluru, jest więc jednym z dowodów na to, że granica ta ma charakter erozyjny.

Przypuszczenia, że omawiane wapienie gruzłowe tworzyły się w wodach stosunkowo płytkich (choć poniżej podstawy falowania) pozostaje w zgodzie z dotychczasowymi poglądami dotyczącymi paleogeografii i paleotektoniki obszaru nadbałtyckiego na przełomie ordowiku i syluru. Przy końcu ordowiku na rozległym terenie — od Estonii po Szwecję i Polskę — obserwuje się nasilenie pionowych ruchów dna morskiego. Ruchy te osiągają maksimum na pograniczu dolnego i górnego aszgilu oraz aszgilu i landoweru (N. Spjeldnaes, 1957 *fide* A. K. Rõõmusoks, R. M. Männil, 1960). W stropie ordowiku na terenie NE Polski następuje spłylenie morza i zmniejszenie jego zasięgu. W górnoordowickich osadach z wierceń Pasłek IG-1 i Kętrzyn IG-1 pojawia się materiał piaszczysty, a w wierceniach Gołdap IG-1 osady tego wieku nie występują.

W paleotektonicznym planie omawianego terenu zaznaczają się wówczas dwa obniżenia: kaszubsko-warمیńskie (W. Pożaryski, 1963) i środkowoliteńskie (R. M. Männil, 1965) przedzielone niewielkim wyniesieniem dna zbiornika sedymentacji. Wyniesienie to ciągnęło się od okolic Kętrzyna w kierunku na Stoniszki (ZSRR). Obecność wyniesienia zaznacza się szczególnie wyraziście w rozkładzie miąższości osadów ordowickich podścielających wapienie gruzłowe (fig. 1). Opisywany plan paleotektoniczny istniał jedynie do landoweru włącznie. Później następuje intensywne obniżenie całego obszaru syneklizy perybałtyckiej i rozpręstrzenie w niej osadów ilastych.

Na tle wspomnianych elementów paleotektonicznych bardzo znamienne rysuje się poziomy zasięg dolnosylurskich wapieni gruzłowych. Sądząc z dotychczasowych danych wiertniczych wapienie te osiągają największą miąższość na zboczu wyniesienia Kętrzyn—Stoniszki. Występowanie wapieni gruzłowych na zboczu tego wyniesienia staje się zrozumiałe, jeśli przyjąć, że ostateczna struktura tych skał powstała głównie w wyniku budinażu sedymentacyjnego. Proces ten może zachodzić zarówno dzięki kompaktacji, jak i w czasie osuwiskowego ruchu osadu. W obu przypadkach potrzebne jest choćby minimalne pochylenie dna zbiornika. Warunek ten był spełniony na zboczu wyniesienia Kętrzyn — Stoniszki. Na skutek tego, dzięki cyklicznej sedymentacji wapienno-marglistej, mogły tu powstać wapienie gruzłowe.

OPIS TRYLOBITA ZNALEZIONEGO W WAPIENIU GRUZŁOWYM W WIERCENIU KĘTRZYN IG-1

Rodzina: *Encrinuridae* Angelin, 1854

Rodzaj: *Encrinurus* Emmerich, 1844

Encrinurus ex gr. *kiltiensis* Rosenstein, 1941
(tabl. III, fig. 11)

1968. *Encrinurus kiltiensis* Rosenstein, Männil R. M.: Tr. Inst. Geol. AN Est. SSR. III, p. 198—200, tabl. VI, fig. 9, 10; tabl. VIII, fig. 5, 6.

Materiał: 1 częściowo uszkodzony okaz pochodzący z wiercenia Kętrzyn IG-1 z głębokości 1521 m.

Wymiary: długość całego okazu 8 mm, szerokość 5,2 mm, długość cefalonu ok. 3 mm.

Opis. Glabella umiarkowanie wypukła, trapezoidalna, z przodu zaokrąglona. Podstawa glabelli dość szeroka. Pierścień potyliczny oddzielony głęboką bruzdą. Cała powierzchnia cefalonu pokryta jest licznymi

guzkami, między którymi dostrzec można drobną granulację. Na bokach glabelli znajduje się trzy pary większych guzków, maksymalna ich średnica osiąga 0,4 mm.

Toraks składa się z 11 segmentów. Oś toraksu silnie wypukła, ograniczona głęboko wciętymi bruzdami. Pierścienie osi wypukłe, wyraźnie oddzielone od siebie bruzdami. Na pierścieniu 3, 5, 7 i 9 znajdują się niewielkie, lecz wysokie guzki. Pleury nieco odgięte do tyłu i zastrzone na końcu.

Pygidium trójkątnego kształtu z 8 żebrami pleuralnymi. Końce żeber zastrzone. Oś raczej dość wąska, dobrze zaznaczająca się na powierzchni pygidium. Liczby pierścieni osiowych nie można ustalić wskutek częściowego zasłonięcia. Wynosi ona zapewne ok. 20. Na niektórych pierścieniach występują niewielkie guzki.

Porównanie. Opisywany okaz charakterem ornamentacji glabelli i dość wąską osią pygidium odpowiada gatunkowi *Encrinurus kiltiensis* Rosens., natomiast liczba żeber pleuralnych zbliża go do *E. rumbaënsis* Rosens. Według R. M. Männila (1958) te dwa gatunki wraz z kilkoma innymi formami tworzą genetyczną grupę, którą można przeciwstawić grupom *E. multisegmentatus*, *E. punctatus* i *E. pilistveresis*.

Występowanie. Trylobity z grupy *Encrinurus kiltiensis-rumbaënsis* znane są z terenu Estonii, gdzie występują w landowerze w poziomach tamsańskim (G II) i adawerskim (H). Z terenu Polski gatunek ten nie był dotychczas znany.

Zakład Geologii Struktur Wgłębnych Niżu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 27 kwietnia 1967 r.

PIŚMIENNICTWO

- DZUŁYŃSKI S., RADOMSKI A. (1957) — Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych na tle sedimentacji fliszu karpackiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 26, p. 225—264, nr 3. Kraków.
- GOGUEL M. (1944) — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud — Est de la France. Bull. Serv. Carte Géol. France, 44, p. 457—518, nr 215. Paris — Liege.
- HOLLMANN R. (1962) — Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore in Monte Baldo (Malm; Norditalien). Neues Jb. Geol. Paläont., 4, p. 163—179. Stuttgart.
- KIELAN Z. (1959) — Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. Palaeont. Pol., 11. Warszawa.
- KILIAN M. (1895) — Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron et contribution à la connaissance des terrains secondaires du Sud — Est de la France. Bull. Soc. Géol. France, 3 série, 23, p. 659—803. Paris.
- KOTAŃSKI Z. (1955) — Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr. Roczn. Pol. Tow. Geol., 34, p. 63—116, nr 1. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1958) — Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim. Roczn. Pol. Geol., 28, p. 123—152, nr 2. Kraków.

- KUŹNIAROWA A. (1965) — Opracowanie petrograficzne ordowiku i syluru wiercenia Kętrzyn IG-1. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- McCROSSAN R. G. (1958) — Sedimentary "boudinage" structures in the Upper Devonian Ireton Formation of Alberta. Journ. Sed. Petrology, 28, p. 316—320, nr 3. Menasha.
- MODLIŃSKI Z. (1966) — Ordowik w wierceniu Kętrzyn IG-1. Prz. geol., 14, p. 136—137, nr 3. Warszawa.
- MOORE P. G., SCRUTON P. C. (1957) — Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41, p. 2723—2751, nr 12. Tulsa.
- POTTER P. E., GLASS H. D. (1958) — Petrology and sedimentation of the Pennsylvanian sediments in southern Illinois: a vertical profile. Ill. State Geol. Surv., Rep. Investigations, 204. Urbana.
- POŻARYSKI W. (1963) — Jednostki geologiczne Polski. Prz. geol., 11, p. 4—9, nr 1. Warszawa.
- RADLICZ K. (1966) — Tekstury stylolitowe. Kwart. geol., 10, p. 367—381, nr 2. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. (1965) — Procesy wciskowe w osadach klastycznych i oolitowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35, p. 179—210, nr 2. Kraków.
- RAMBERG H. (1955) — Natural and experimental boudinage and pinch — and — swell structures. Journ. Geol., 63, p. 512—526, nr 6. Chicago.
- SZULCZEWSKI M. (1965) — Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35, p. 243—261, nr 2. Kraków.
- ТОМЦЫК Н. (1964) — Стратиграфия сйлuru в рóвночно-всходней Polsce. Кwart. geol., 8, p. 506—520, nr 3. Warszawa.
- ТОМЦЫК Н. (1964—1965) — Стратиграфия сйлuru в отворач Кęтрзын IG-1, Бартошчыце IG-1 и Гóлдap IG-1. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- МЯННИЛЬ Р. М. (1958) — Трилобиты семейств *Cheiruridae* и *Encrinuridae* из Эстонии. Тр. Инст. Геол. А. Н. Эст. ССР, 3, стр. 165—205. Таллин.
- МЯННИЛЬ Р. М. (1965) — История развития балтийского бассейна в ордовике. Автореферат. Геол. Инст. А. Н. СССР. Москва-Таллин.
- ПАШКЕВИЧЮС И. Ю. (1963) — Стратиграфическая ревизия силурийских карбонатных отложений Южной Прибалтики. Вопросы Геологии Литвы, стр. 385—402. Вильнюс.
- РЫБИМУСОК А. К., МЯННИЛЬ Р. М. (1960) — К палеогеографии ордовика северо-западной части Русской Платформы. Тр. Инст. Геол. А. Н. Эст. ССР, 5, стр. 25—33. Таллин.

Кшиштоф ЯВОРОВСКИ, Здзислав МОДЛИŃСКИ

НИЖНЕСИЛУРИЙСКИЕ КОМКОВАТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ НА СЕВЕРОВОСТОКЕ ПОЛЬШИ

Резюме

На северо-востоке Польши в скважинах Пасленк ИГ-1, Ольштын ИГ-2, Кентшин ИГ-1 и Бартошице ИГ-1 на отложениях верхнего ашгиля залегает комплекс комковатых известняков. Немногочисленная обнаруженная фауна, положение в разрезе, а также сравнение с ана-

логичными образованиями на территории Литвы, позволяют отнести комковатые известняки к нижнему ландоверу. По возрасту они скорее всего соответствуют граптолитовым слоям от *Glyptograptus persculptus* — *Orthograptus vesiculosus*.

Нижнесилурийские комковатые известняки северо-востока Польши напоминают брекчию или внутрипластовый конгломерат. По мнению авторов участие механической деятельности донных течений или волновых движений в формировании окончательной структуры рассматриваемых известняков мало вероятно. Известковые комочки, составляющие эти отложения, скорее всего образовались в результате седиментационного будинажа (*Boudinage*) (Vide R.G. McCrossan, 1958), связанного с процессами уплотнения, либо с незначительными подводными оползнями. Возможно, что нарушению непрерывных мелких известковых пропластков в первую очередь способствовал процесс растворения их под влиянием медленных донных течений. Согласно этому, нижнесилурийские комковатые известняки образовались в мелководной среде, но ниже границы волнообразования.

Krzysztof JAWOROWSKI, Zdzisław MODLIŃSKI

LOWER SILURIAN NODULAR LIMESTONES IN NORTH-EAST POLAND

Summary

Bore holes Paślęk IG 1, Olsztyn IG 2, Kętrzyn IG 1 and Bartoszyce IG 1, located in the north-eastern area of Poland, show that a complex of nodular limestones overlies the Upper Ashgillian deposits. Scarce fauna ascertained in this area, its situation in the section, and the comparison with the analogous formations, known to occur in the area of Lithuania, allow us to refer the nodular limestones to the Lower Llandovery. As concerns their age, the nodular limestones correspond probably to the graptolite horizons, from *Glyptograptus persculptus* to *Orthograptus vesiculosus*.

The Lower Silurian nodular limestones of the north-eastern area of Poland resemble breccias or intraformational conglomerates. However, according to the present authors, the influence of mechanical activity of bottom currents, or of waves upon the formation of the final structure of the limestones here considered, seems to be little probable. The carbonate nodules building the rocks under discussion were formed rather as a result of sedimentary boudinage (vide R. G. McCrossan, 1958) related to compaction processes, or to slight submarine slumps. Maybe, the disintegration of the primarily continuous small calcareous banks was predisposed by the dissolving activity of the slow bottom currents. According to the scheme proposed in this paper, the Lower Silurian nodular limestones, found in the north-eastern area of Poland, were formed in the shallow-water environment, however, below the wave base.

TABLICA I

Fig. 3. Najczęstsza odmiana dolnosylurskich wapieni gruzłowych z NE Polski. Widoczne nieregularne gruzły wapienne (jaśniejsze) tkwiące w marglistym tle skalnym. W gruziach liczne pionowe szczeliny tensyjne wypełnione kalcytem. Dwie z nich wskazują strzałki. Na uwagę zasługują niewyraźne granice niektórych gruzłów. Rdzeń wiertniczy, otwór Kętrzyn IG-1, głębokość ok. 1542,9 m

The most frequently found variety of the Lower Silurian nodular limestones from the north-eastern area of Poland. Visible are irregular carbonate nodules (light in colour), sticking in marly matrix. Numerous vertical tension fissures in the nodules are filled in with calcite. Arrows point to two of them. Important are hardly legible boundaries of some nodules. Drill core, bore hole Kętrzyn IG-1, depth approximately 1542,9 m

Fig. 4. Wapień gruzłowy podobny do przedstawionego na fig. 3. Okaz trawiony w 10% HCl. Widoczne ciemne plamy i pasma substancji bitumicznej oraz liczne, drobne szczeliny tensyjne wypełnione kalcytem. Dwie z nich wskazują strzałki. Rdzeń wiertniczy, otwór Kętrzyn IG-1, głębokość ok. 1542,1 m

Nodular limestone similar to that presented in Fig. 3. Specimen treated with 10% HCl. Visible are dark spots and bands of bituminous substance, and numerous fine tensional fissures filled in with calcite. Arrows point to two of them. Drill core, bore hole Kętrzyn IG-1, depth approximately 1542,1 m

Fig. 5. Wapień gruzłowy podobny do przedstawionego na fig. 3 i 4. Okaz trawiony w 10% HCl. Wokół niektórych gruzłów widoczne jasne obwódki powstałe w wyniku wtórnego zubożenia domieszek dolomitycznych (?). Rdzeń wiertniczy, otwór Kętrzyn IG-1, głębokość ok. 1521,5 m

Nodular limestone similar to that presented in Figs. 3 and 4. Specimen treated with 10% HCl. Round about some nodules there are seen light rims formed due to the secondary impoverishment in dolomitic admixtures (?). Drill core, bore hole Kętrzyn IG-1, depth approximately 1521,5 m

Podziałka w milimetrach

Scale in millimetres

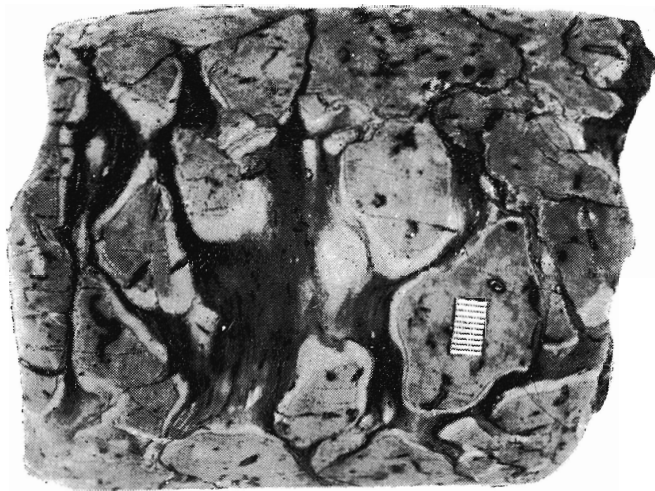


Fig. 5



Fig. 4

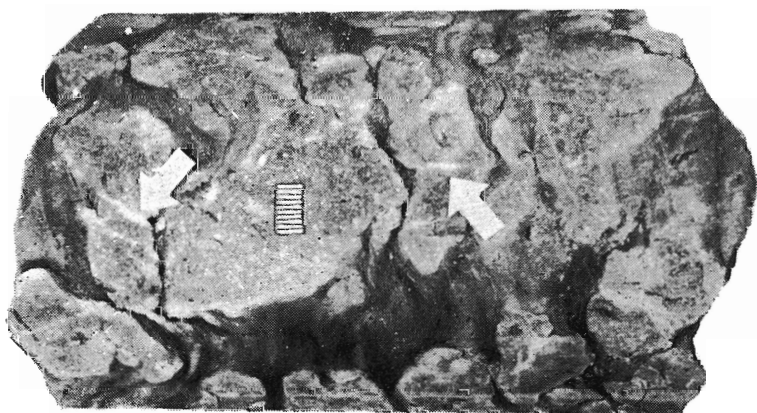


Fig. 3

TABLICA II

- Fig. 6. Rzadko występująca odmiana wapienia gruzłowego odznaczająca się nieznanym rozdrobnieniem dość grubych, nieregularnych ławiczek wapiennych, poprzedzielanych cienkimi pasmami marglistymi. Strzałka wskazuje gruzeł wapienny stanowiący fragment struktury typu „pinch-and-swell structure”. Rdzeń wiertniczy, otwór Kętrzyn IG-1, głębokość ok. 1531 m
Rare variety of nodular limestone characterized by a fairly fragmentation of thick irregular limestone banks interbedded with thin marly laminae. Arre points to a carbonate nodule which is a fragment of structure called “pinch-and-swell structure”. Drill core, bore hole Kętrzyn IG-1, depth approximately 1531 m
- Fig. 7. Wapień gruzłowy podobny do przedstawionego na fig. 6. Okaz trawiony w 10% HCl. Widoczne ciemne plamy substancji bitumicznej oraz szczeliny tensyjne wypełnione kalcytem. Dwie z nich wskazują strzałki. W środkowej części zdjęcia odosobniony gruzeł wapienny o niezbyt wyraźnych granicach. Rdzeń wiertniczy, otwór Kętrzyn IG-1, głębokość ok. 1536,5 m
Nodular limestone similar to that presented in Fig. 6. Speciment treated with 10% HCl. Visible are drak spots of bituminous substance and tensional fissures filled in with calcite. Arrows point to two of them. In the central part of the photograph there is seen a single carbonate nodule revealing feebly distinct boundaries. Drill core, bore hole Kętrzyn IG-1, depth approximately 1536,5 m
- Fig. 8. Wapień gruzłowy podobny do przedstawionego na fig. 6 i 7. Okaz trawiony w 10% HCl. Strzałka wskazuje jedną ze szczelin tensyjnych wypełnionych kalcytem. Rdzeń wiertniczy, otwór Kętrzyn IG-1, głębokość ok. 1532,8 m
Nodular limestone similar to that presented in Figs. 6 and 7. Specimen treated with 10% HCl. Arrow points to one of tensional fissures filled in with calcite. Drill core, bore hole Kętrzyn IG-1, depth approximately 1532,8 m

Podziałka w milimetrach
Scale in millimetres

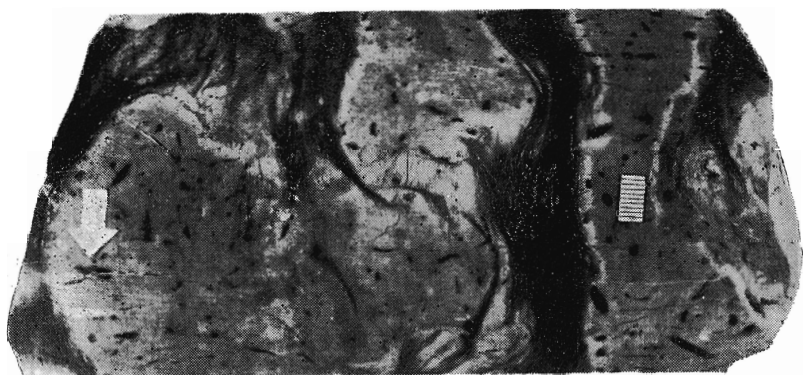


Fig. 8

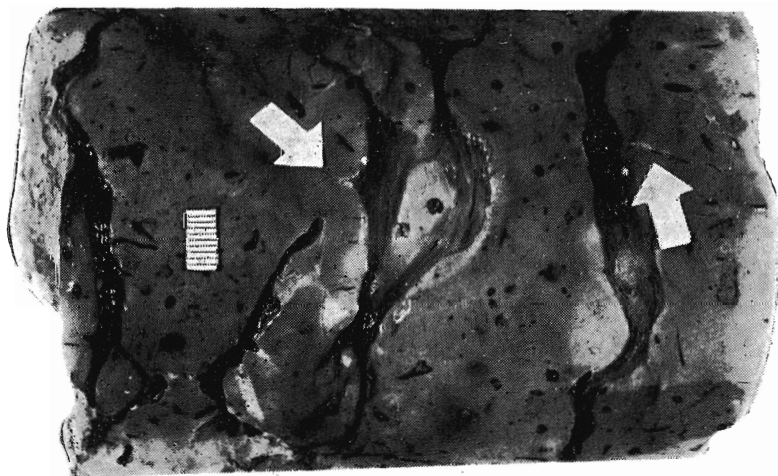


Fig. 7

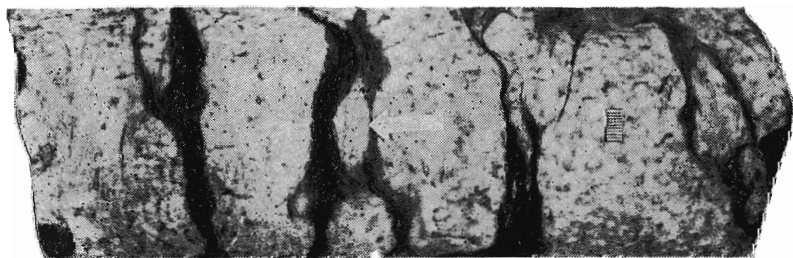


Fig. 6

TABLICA III

Fig. 9. Odosobniony gruzeł wapienny oraz nieregularne ławiczki wapienne tkwiące w marglistym tle skały (ciemne). Strzałka wskazuje szczelinę tensyjną wypełnioną substancją marglistą. Rdzeń wietrniczy, otwór Olsztyn IG-2, głębokość ok. 2375,8 m

Single carbonate nodule and irregular limestone banks sticking in marly matrix (dark in colour). Arrow points to a tensional fissure filled in with marly substance. Drill core, bore hole Olsztyn IG-2, depth approximately 2375,8 m

Fig. 10. Gruzły wapienne występujące w postaci charakterystycznego poziomego gruzłowego tkwiącego wśród naprzemianległych ławiczek wapiennych i marglistych. Rdzeń wietrniczy, otwór Kętrzyn IG-1, głębokość ok. 1521 m

Carbonate nodules occurring in the form of a characteristic nodular horizon sticking in alternating limestone and marly banks. Drill core, bore hole Kętrzyn IG-1, depth approximately 1521 m

Podziałka w milimetrach
Scale in millimetres

Fig. 11. *Encrinurus* ex gr. *kiltsiensis* Rosenstein oraz pygidium nie zidentyfikowanej formy. Powiększenie 10X, otwór Kętrzyn IG-1, głębokość ok. 1521 m

Encrinurus ex gr. *kiltsiensis* Rosenstein and pygidium of an undefined form. Enl. X10. Bore hole Kętrzyn IG-1, depth approximately 1521 m

Wszystkie zdjęcia wykonane w Pracowni Fotografii Naukowej IG

All the photographs made in the Scientific Photography Laboratory of the Geological Institute, Warsaw

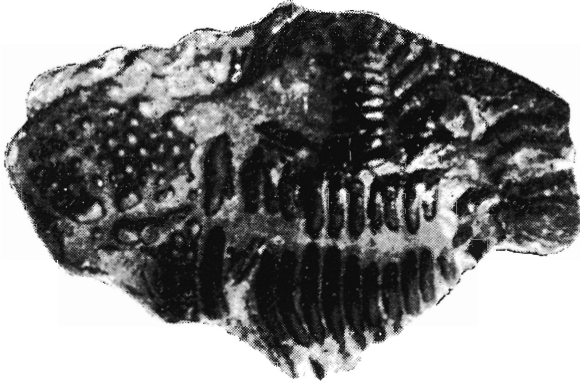


Fig. 11

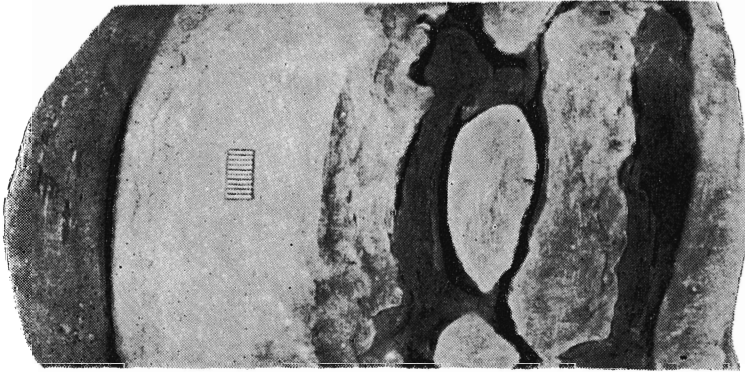


Fig. 10

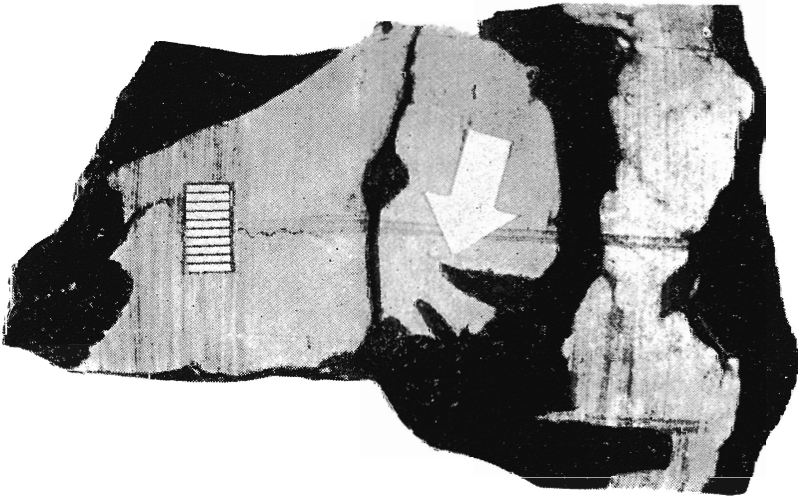


Fig. 9