

Bronisław SZYMAŃSKI

## Dolny ordowik północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

### WSTĘP

Kompleks skalny dolnego ordowiku północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego stanowił przedmiot kilkuletnich studiów autora. Zostały one ostatnio zakończone obszernym monograficznym opracowaniem, w którym dokonano rekapitulacji wyników geologiczno-regionalnych, paleontologiczno-stratygraficznych i petrograficzno-sedymentacyjnych (B. Szymański — praca w przygotowaniu do druku).

W artykule podano aktualny pogląd na stratygrafię i sedymentację dolnego ordowiku oraz zestawienie wniosków będących podsumowaniem całości wykonanych badań. Ich szybkie udostępnienie, z uwagi na znaczenie paleogeograficzne, wydaje się być celowe i uzasadnione.

Doc. drowi J. Znosce serdecznie dziękuję za przejrzenie pracy i wyrażone na jej temat uwagi krytyczne.

### STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

W północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego na zielonych łupkach warstw bałtyckich z fauną holmiową leżą kruche, jasne, drobnoziarniste piaskowce warstw skupowskich, które w stropowej partii powszechnie wykształcone są jako cienki pakiet seledynowych łupków ilastych i ilasto-piaszczystych (= łupki stropowe).

Pomiędzy utworami warstw bałtyckich dolnego kambru a piaskowcami warstw skupowskich zaznacza się przerwa sedymentacyjna.

Hiatus ten wyrażony jest rozmyciem, zwiertzeniem oraz silnym niejednokrotnie zażelazieniem i zaczerwienieniem stropowej partii zielonych łupków dolnego kambru; na których leży transgresywna, cienka warstewka różnorodnie wykształconego zlepieńca o miąższości 0,1÷0,4 m.

Przerwa sedymentacyjna pomiędzy zielonymi łupkami a piaskowcami, brak fauny w piaskowcach skupowskich oraz ich ciągle przejście sedymentacyjne w utwory tremadoku, z którymi stanowią one pełny cykl sedymentacyjny, spowodowały, że warstwy skupowskie zaliczono do górnego kambru (J. Znosko, 1964, 1965).

Jest oczywiste, iż przyjęte stanowisko, które zostało oparte na przesłankach sedymentacyjnych i relatywnej pozycji stratygraficznej warstw skupowskich pomiędzy datowanymi paleontologicznie osadami dolnego kambriu i dolnego tremadoku, ma tymczasowy charakter. Ostateczne rozwikłanie problemu pozycji stratygraficznej, którą reprezentują piaskowce warstw skupowskich — zwłaszcza w ich dolnej części — wymagać będzie w przyszłości zdobycia jednoznacznej dokumentacji faunistycznej<sup>1</sup>.



Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

Location sketch of bore holes in the north-eastern part of the Podlasie depression

1 — otwory wiertnicze stwierdzające osady dolnego ordowiku; 2 — otwory wiertnicze pozbawione osadów dolnego ordowiku; 3 — północna granica zasługu osadów dolnego ordowiku; 4 — obszar wyniesienia mazursko-suwańskiego

1 — bore holes that prove the presence of the Lower Ordovician deposits; 2 — bore holes that show the absence of the Lower Ordovician deposits; 3 — northern boundary of the Lower Ordovician deposits; 4 — area of the Mazury-Suwałki elevation

## TREMADOK

### WARSTWY KRZYŻAŃSKIE

Piaszczysto-ilaste utwory tremadoku północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego, reprezentujące końcowe ogniwo klastycznego cyklu sedymentacyjnego górnokambryjsko-tremadockiego, dzielą się w sposób naturalny na piaskowce obolusowe dolne, łupki dzielące, piaskowce obolusowe górne oraz łupki dictyonemowe i bryograptusowe. Wymienione ogniwa litostratygraficzne określone zostały regionalną nazwą warstw krzyżańskich (J. Znosko, 1964).

### Piaskowce obolusowe dolne

Na stropowych łupkach ilastych i ilasto-piaszczystych górnego kambriu leży zgodnie kątowo kompleks piaskowcowy dość jednolicie i monotonicznie wykształcony.

Przejęcie stropowych łupków kambriu w piaskowce jest stopniowe i odbywa się skutkiem szybko, choć nierównomiernie wzrastającej ilości wkładek i przerostów piaskowcowych w górnej części pakietu łupków.

<sup>1</sup> W chwili obecnej należy jedynie odnotować, iż brak dokumentacji paleontologicznej nasuwa przypuszczenie, że dolna część piaskowców skupowskich może być ekwiwalentem środkowego kambriu lub — co jest bardziej prawdopodobne — jego górnej części.

W określonej partii profilu wkładki piaskowcowe są już tak liczne i grube, że dominujący poprzednio pakiet łupków ilastych i ilasto-piaszczystych reprezentowany jest już tylko przez cienkie, podrzędne i szybko zanikające ku górze wkładki i przerosty ilaste w kompleksie piaskowcowym.

Powszechność stopniowego przejścia łupków stropowych kambru w piaskowce obolusowe oraz zespół ich cech litologicznych i litofacjalnych świadczą wymownie o ciągłości sedymentacyjnej obu tych ogniw.

Kompleks piaskowców obolusowych dolnych wykształcony jest jako piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, często mułowcowe, niekiedy — zresztą wyjątkowo — średnio- i różnoziarniste ze zmienną na ogół domieszką frakcji mułkowej. Skały piaskowcowe są najczęściej słabo cementowane, kruche, porowate. Barwa ich w większości przypadków jest biała, a czasem brunatna, szarżółta lub szarozielona i wtedy plamista. Spoiwo piaskowców jest najczęściej ilaste lub ilasto-kaolinitowe, choć częste są także partie czystego piaskowca kwarcowego. Piaskowce o spoiwie ilastym lub ilasto-kaolinitowym zawierają z reguły obfitą ilość drobnych blaszek muskowitu. W skałach piaskowcowych zdarzają się również różnej intensywności brunatne bądź czerwónobrunatne nacieki i skupienia drobnych okruchów, rzadziej kongrecji, wodorotlenków i tlenków żelaza. Warstwowanie piaskowców jest równoległe, niekiedy skośne.

Piaskowce są na ogół bezwapniste, ale dość często występują partie piaskowców dolomitycznych o charakterystycznym i swoistym pokroju gruzełkowym. W piaskowcach zdarzają się nieliczne, cienkie, wkładki piaskowca z glaukonitem o miąższości do 0,5 m; częściej natomiast przewarstwiają go wkładki i przerosty łupku, rzadziej łożupku ilastego lub ilasto-piaszczystego, seledynowego bądź seledynowo-brunatnego, często plamistego. Łupkom i łożupkom towarzyszą niekiedy cienkie warstewki mułowców. Dość pospolite są również nieregularne, kilkucentymetrowe przemazy łożowca seledynowego lub wiśniowo-brunatnego.

Miąższość wkładek i przerostów skał ilastych i ilasto-piaszczystych waha się od 5 cm do 4 m, z reguły nie przekracza 1 m, a najczęściej wynosi około 20 cm.

W piaskowcach pospolite są płaskie toczne ilaste, toczne i grudki spiaszczonego kaolinu oraz piryty, zmarszczki fałowania, ślady pełzań i zerowania robaków, spękania, pogrąży i pseudohieroglify najrozmaitszego kształtu i nie wyjaśnionego pochodzenia. Sporadycznie stwierdza się cienkie żyły i spękania wypełnione kalcytem.

Piaskowce obolusowe dolne zawierają w nielicznych punktach profilu przewodnią faunę ramienionogów. Całych dwuskorupowych muszli brak niemal zupełnie; również całe, dobrze zachowane skorupki — w większości wentralne — nie są częste. Wśród materiału paleontologicznego oznaczono: *Obolus apollinis* Eichw., *Obolus* cf. *apollinis* Eichw., *Obolus* cf. *elegans* Mickw., *Obolus* (*Schmidtites*) *obtusus* Mickw., *Obolus* sp., *Acrotreta* sp., *Lingulella* sp. sp.

W całym kompleksie piaskowców, zwłaszcza zaś w przewarstwiających je skałach ilastych, oprócz ramienionogów częste są robaki. Stan ich zachowania nie pozwala jednak na oznaczenie.

Przytoczona fauna ramienionogów pozwala jednoznacznie określić wiek kompleksu dolnych piaskowców obolusowych jako tremadok dolny (parkerort).

Miąszość kompleksu piaskowców obolusowych dolnych jest dość regularna i waha się od 15,0 do 26,0 m.

#### Łupki dzielące

Piaskowce obolusowe dolne przechodzą ku górze profilu stopniowo, ale mimo to bardzo szybko w kompleks łupków dzielących.

Pakiet łupków dzielących o stałej, choć nieznacznej miąższości — monotony i jednolity — zbudowany jest z bezwapniowych łupków i iłołupków ilastych i ilasto-piaszczystych, mułowcowych, rzadziej piaszczysto-mułowcowych, które często mają charakter przekładańca ilasto-mułowcowego.

Pokrój łupkowy skał jest nie zawsze wyraźny, często brak go zupełnie lub jest w różnym stopniu zaburzony. Łupki i iłołupki są niekiedy laminowane równolegle, poziomo.

Barwa łupków i iłołupków jest najczęściej pstra, ale dominują często odcienie barwy zielonej jak: szarzielona, ciemnozielona lub seledynowa. Podrzednie obserwuje się także barwę szarą i popielatą.

Łupki i iłołupki powszechnie zawierają drobne, bezładnie rozproszone blaszki muskowitu, grudki i skupienia brunatnych tlenków i wodorotlenków żelaza, wreszcie piryt i przemaży iłowca hematytowego lub ziemistego hematytu.

Jednolicie wykształcony kompleks łupków i iłołupków przewarstwiony jest przez cienkie wkładki i przerosty drobnoziarnistego piaskowca o spoiwie ilastym i ilasto-kaolinitowym, sporadycznie zawierającego glaukonit. Piaskowce są bezwapniste, na ogół słabo zwięzłe, kruche, często mułowcowe bądź dolomityczne o charakterystycznym pokroju gruzełkowym. Barwy skał piaskowcowych są jasnoszare i brunatnawe; uwarstwienie równoległe i skośne. Grubość wkładek i przerostów piaskowców waha się od 5 do 20 cm, osiągając maksymalnie 0,40 m.

W pewnej części profilów określone partie łupków i iłołupków ilastych — głównie odmiany barwy seledynowej — zawierają brunatnożółte lub brunatne sferulity syderytu. Sferulity rozmieszczone są w skale bezładnie, często tworzą nieregularne skupienia, a niekiedy są pozrastane i pozazębiane z sobą. Średnica sferulitów waha się od 0,1 do 1,0 mm.

Na powierzchniach uławień łupków dzielących często obserwuje się ślady spękań, pogrąży, ślady pełzań i żerowania robaków oraz robaki. Liczne są także pseudohieroglify. Makrofauny w łupkach dzielących nie stwierdzono.

Miąszość kompleksu łupków dzielących jest dość regularna i pomiędzy skrajnymi punktami ich poznania waha się od 2,5 do 6,0 m.

#### Piaskowce obolusowe górne

Na łupkach dzielących leży kompleks piaskowców obolusowych górnych. Przejście pomiędzy łupkami a wyżej leżącymi piaskowcami następuje na ogół stopniowo, ale szybko. Granica obu kompleksów ma zawsze taki charakter, który świadczy wymownie o ciągłości procesu sedymentacji.

Kompleks piaskowców obolusowych górnych zbudowany jest głównie z piaskowców kwarcowych średnioziarnistych, czasem tylko — szcze-

gólnie w partii przystropowej — są one różno- lub niekiedy gruboziarniste z pojedynczymi detrytycznymi kwarcami. Część dolna profilu reprezentowana jest głównie przez piaskowce drobnoziarniste, często mułowcowe.

Piaskowce są słabo scementowane, porowate, kruche, niekiedy rozsypliwe. Spoiwo piaskowców ma charakter ilasty, ilasto-kaolinitowy bądź węglanowy lub węglanowo-ilasty. Sporadycznie rolę spoiwa spełniają także czerwono-brunatne nacieki i skupienia wodorotlenków i tlenków żelaza. Barwa piaskowców jest monotonna — biała i jasnoszara; warstwowanie natomiast najczęściej poziome, choć nierzadko spotyka się również skośne.

Piaskowce są powszechnie w różnym stopniu wapniste, zwłaszcza w górnej części kompleksu. W pewnych partiach profilu skały piaskowcowe zawierają również przewarstwienia piaskowców gruzełkowych o spoiwie dolomitycznym. Sporadycznie w piaskowcach występują żyłki i spękania wypełnione kalcytem. Dość często natomiast stwierdza się w nich muskowitz, niekiedy drobne, bezładnie rozmieszczone skupienia i pojedyncze ziarna glaukonitu, ziemistego pirytu oraz grudki piaszczystego kaolinu i limonitu, a także różnej intensywności czerwono-brunatne nacieki wodorotlenków i tlenków żelaza.

Kompleks piaskowców obolusowych górnych — głównie jednak jego dolną część — przewarstwiają niezbyt liczne cienkie wkładki i przerosty łupków i iłolupków ilastych i ilasto-piaszczystych. Zdarzają się również przewarstwienia mułowców oraz seledynowych lub wiśniowych iłów. Grubość wkładek i przerostów waha się od kilku centymetrów do 0,30 m.

Część przystropowa piaskowców obolusowych wyrażona jest z reguły przez kilkucentymetrową warstewkę różnorodnie wykształconego zlepieńca lub różnoziarnistego, zlepieńcowatego piaskowca. Zespół cech litofacyjnych warstewki zlepieńcowej oraz stanowisko, jakie zajmuje ona w profilu, są bezspornie wyrazem jej regresywnego charakteru.

W piaskowcach, zwłaszcza w ich dolnej części, pospolite są ślady pełzań i żerowania robaków, zmarszczki falowania, różnorodne pseudohieroglify oraz mniej liczne spękania i pogrąży.

W całym kompleksie piaskowców, głównie jednak w ich górnej partii, bardzo liczna jest makrofauna reprezentowana przez detrytus i skorupki ramienionogów. Skorupki pochodzą od osobników różnego wieku, często są zniszczone i pokruszone.

Wśród fauny piaskowców obolusowych górnych oznaczono: *Obolus apollinis* Eichw., *Obolus* cf. *apollinis* Eichw., *Obolus* cf. *elegans* Mickw., *Obolus* (*Schmidtites*) *obtusus* Mickw., *Obolus* (*Schmidtites*) *celatus* (Volb.), *Obolus* (*Schmidtites*) *acuminatus* (Mickw.), *Obolus* (*Schmidtites*) cf. *acuminatus* (Mickw.), *Obolus* sp. sp., *Lingulella* sp. sp., *Obolus* ?*schmidti* Mickw.

Fauna ramienionogów pozwala jednoznacznie określić wiek piaskowców obolusowych górnych jako tremadok dolny (pakerort).

Miąższość piaskowców obolusowych górnych nie ulega dużym wahaniom i w tych profilach, gdzie nie ma wątpliwości, że mają one nie zerodowaną część stropową, wynosi 7,0÷13,0 m.

Miąższość całego kompleksu dolnych i górnych piaskowców obolusowych wraz z pakietem łupków dzielących waha się od około 30 do 40 m.

## Łupki dictyonemowe i bryograptusowe

Na cienkiej warstewce zlepieńca piaskowców obolusowych — przystosowując się do jego nierównej, rozżartej powierzchni — leży nieznacznej, ale stałej miąższości pakiet ciemnych, ilastych łupków dictyonemowych i bryograptusowych. Tworzą one jednorodne ogniwo litologiczne tremadoku.

Przyspągowa część pakietu łupków jest zawsze nieco mułowcowa, rzadziej piaszczysta, odbarwiona — najczęściej popielata, pstra lub plamista. Łupki w tej części pakietu przewarstwione są lokalnie przez nieregularne, cienkie (5÷15 cm) przerosty zwięzłego, partiami zlewnego piaskowca kwarcowego o spoiwie dolomitycznym, który często jest silnie spirytyzowany. Miąższość przyspągowej strefy odbarwienia ciemnych łupków jest niestała i waha się od 0,1 do 0,3 m; niekiedy — zupełnie jednak wyjątkowo — brak jej jest całkowicie (otwór Mielnik).

Ciemne łupki ilaste, budujące wyższe partie pakietu, charakteryzują się na ogół doskonałą łupliwością tafelkową, którą podkreśla często wyraźna, delikatna laminacja i mikrolaminacja. Łupki mają barwę brunatną, brunatnoczarną, a nawet czarną, są bezwapniste, zwięzłe, przy uderzeniu wydają charakterystyczny drewniany odgłos. Powszechnie zawierają one piryty, znaczną domieszkę substancji organicznej i są w różnym stopniu bitumiczne. Jedynie sporadycznie łupki są wtórnie zmienione, mają barwę ceglastą z nieregularnymi, jaśniejszymi plamami, odznaczają się ponadto niewyraźną laminacją oraz słabo wyrażoną łupliwością.

W ciemnych łupkach ilastych — szczególnie jednak w określonych ich partiach — bardzo obficie występuje drobno rozkruszony detrytus graptolitów, rzadziej i w mniejszej ilości brachiopodów. W stropowej i środkowej części profilu łupków nagromadzenie detrytusu graptolitowego jest niekiedy tak znaczne, iż odgrywa on niemal rolę skałotwórczą, tworząc swego rodzaju „graptolityt”. Ku spągowi pakietu następuje z reguły stopniowy zanik detrytusu graptolitowego; skała staje się prawie czarna o wyjątkowo drobnym pelitycznym ziarnie.

W dolnej części pakietu łupków stwierdzono: *Dictyonema flabelliforme graptolithinum* K j e r., *Dictyonema flabelliforme flabelliforme* (E i c h w.), *Dictyonema flabelliforme* aff. *flabelliforme* (E i c h w.), *Dictyonema flabelliforme multithecatum* B u l m., *Dictyonema flabelliforme anglicum* B u l m., *Dictyonema flabelliforme* cf. *bryograptoides* B u l m., *Dictyonema* sp. sp., *Anisograptus grandis* B u l m., *Anisograptus* cf. *isolatus* B u l m., *Anisograptus* sp., ?*Clonograptus* sp., *Obolus apollinis* E i c h w., *Obolus* cf. *apollinis* E i c h w., *Obolus* sp. sp., *Obolus* (*Schmidtites*) cf. *acuminatus* M i c k w., *Lingulella* sp. sp.

W górnej części pakietu ciemnych łupków fauna jest nieco mniej liczna. Dotychczas zidentyfikowano tu: *Bryograptus ramosus* (B r ö g g.), *Kiaerograptus kiaeri* (M o n s e n), *Kiaerograptus* sp., „*Didymograptus*” ex gr. *primigenius* B u l m., *Dictyonema* sp., *Obolus* sp. sp., *Lingulella* sp. sp.

Stratygraficzna analiza materiału paleontologicznego — zwłaszcza sukcesja fauny graptolitów — ciemnych łupków pozwala stwierdzić, co następuje:

Po pierwsze — dolna część pakietu, w której reprezentowane są poziomy graptolitowe (poczynając od najstarszego)

pod poziom *Dictyonema flabelliforme graptolithinum*  
 pod poziom *Dictyonema flabelliforme flabelliforme*  
 pod poziom *Dictyonema flabelliforme bryograptoides*

— odpowiada górnej części poziomu *Dictyonema tremadoku* dolnego (pakerort). Dla dolnej części pakietu ciemnych łupków z fauną *Dictyonema* proponuję zachowanie określenia „łupki dictyonemowe”, które do polskiego nazewnictwa stratygraficznego wprowadził J. Znosko (1964).

Po drugie — górna część pakietu łupków reprezentuje utwory poziomu *Bryograptus*, który jest ekwiwalentem tremadoku górnego (ceratopyge). Uważam, że jest celowe — zwłaszcza z biostratygraficznego punktu widzenia — wprowadzenie dla ciemnych łupków reprezentujących górny tremadok nazwy odrębnej. Wydaje się, że najtrafniejszym określeniem będzie nazwa „łupki bryograptusowe”.

Podścielające łupki dictyonemowe utwory piaskowcowo-ilaste z fauną obolusów, w których brak jest graptolitów, a które z racji ciągłości sedymentacyjnej<sup>2</sup> reprezentują bezsprzecznie najniższy tremadok dolny, uznać należy za odpowiedniki wiekowe dwóch najstarszych podpoziomów dictyonemowych Skandynawii, tj. podpoziomu *Dictyonema flabelliforme desmograptoides* i podpoziomu *Dictyonema flabelliforme sociale* (T. Tjernvik, 1958). Ekwiwalentem podpoziomu pierwszego, który reprezentuje najstarsze utwory tremadoku, są, jak sędzę, piaskowce obolusowe dolne i łupki dzielące (cykl I-2); podpoziomu drugiego — piaskowce obolusowe górne<sup>3</sup> (górne ogniwo cyklu I-3).

Mięszość ciemnych łupków dictyonemowych i bryograptusowych jest dość stała i w tych profilach, w których nie uległy one silniejszemu zniszczeniu, wynosi odpowiednio 2,0 m (łupki dictyonemowe) i nieco poniżej 2,0 m (łupki bryograptusowe). Jedynie w Mielniku stwierdzono w rdzeniu 1 cm ciemnych łupków (łupki dictyonemowe), a w otworze wiertniczym Krzyże 4 brak ich jest całkowicie.

Brak ciemnych łupków w Krzyżach oraz ich nieznaczna mięszość w Mielniku ma charakter wtórny — erozyjny. Erozja ciemnych łupków miała miejsce po okresie sedymentacji utworów poziomu *Bryograptus*, a zatem jej wiek sprecyzować można jako postgórnotremadocki.

Sumaryczna mięszość osadów krzyżańskich tremadoku, tj. piaskowców obolusowych dolnych, łupków dzielących, piaskowców obolusowych górnych oraz łupków dictyonemowych i bryograptusowych wynosi od 34,0 do 43,0 m.

#### ARENIG

#### WARSTWY BIAŁOWIESKIE

Utwory glaukonitowo-węglanowe arenigu, które rozpoczynają nowy cykl sedymentacyjny, dzielą się w sposób naturalny na glaukonityt z lo-

<sup>2</sup> Jest chyba zrozumiałe, iż najbardziej ważki jest tu fakt ciągłości z niżej leżącymi utworami kambru.

<sup>3</sup> Nie mogę oprzeć się wrażeniu, że powyższe rozwiązanie, aczkolwiek umowne, jest chyba najbardziej poprawne ze wszystkich możliwych. *In statu praesenti* jest ono mimo to dyskusyjne i takiego charakteru mu nie odmawiam.

kalnie występującą w jego stropie warstewką iłołupków plamistych oraz na dolomity i wapienie glaukonitowe. Wyróżnione ogniwa litostratygraficzne określone zostały regionalną nazwą warstw białowieskich (E. Tomczykowa, 1964; J. Znosko, 1964).

### Glaukonityt

Na ciemnych łupkach ilastych tremadoku leży zgodnie kątowo, ale kontrastowo z nimi granicząc, pakiet skały glaukonitowej — glaukonitytu. Jedyne w profilu otworu wiertniczego Krzyże 4, w którym luka na granicy tremadok-arenig jest dość poważna i wyrażona całkowitym, wtórnym brakiem łupków dictyonemowych i bryograptusowych, glaukonityt spoczywa bezpośrednio na cienkiej warstewce zlepieńca piaskowców obolusowych górnych.

Granica pomiędzy glaukonitytem a podścielającymi go utworami tremadoku jest zawsze bardzo wyraźna i ostra, o lekko nierównej, falistej powierzchni. Swym ukształtowaniem świadczy ona wymownie o erozyjnym charakterze stropu ciemnych łupków.

Pakiet glaukonitytu wykształcony jest powszechnie jako skała niemal monomineralna. Jedyne w części przyspągowej glaukonityt zawiera zawsze zmienną domieszkę materiału piaszczysto-ilastego, który nadaje mu charakter skały glaukonitowo-piaszczystej lub glaukonitowego mułowca piaszczysto-ilastego.

Glaukonityt jest skałą słabo scementowaną, najczęściej miękką, kruchą, często porowatą i rozsypliwą. Barwa skały jest intensywnie trawiastozielona, ciemnozielona, czasem przyciemniona lub rozjaśniona w zależności od rodzaju i ilości domieszek oraz charakteru mineralnego glaukonitu. Struktura glaukonitytu jest drobno- i średnioziarnista, tekstura najczęściej beładna.

Glaukonityt często i w różnym stopniu jest wapnisty; sporadycznie występują w nim zdolomityzowane przerosty lub konkrecyjne skupienia marglisto-węglanowe. W skale powszechnie spotyka się także kalcytowe i skalcytyzowane szczątki fauny — głównie ramienionogów, przekrystalizowany detryt węglanowy pochodzenia organicznego, smugi i nieregularne skupienia pstrej i seledynowej substancji ilastej, niekiedy również toczne ilaste. Ponadto w glaukonitycie konstatuje się obecność krystalicznego, rzadziej ziemistego pirytu oraz drobnych skupień brunatnych fosforanów i wodorotlenków żelaza. Skład skały dopełniają nieliczne, cienkie żyłki białego, krystalicznego kalcytu.

Spoiwo glaukonitytu jest skałe, rozmieszczone nierównomiernie, często brak go jest zupełnie. Przeważa spoiwo węglanowo-ilaste, ilaste bądź węglanowe, które powszechnie dominuje w górnej części pakietu. Sporadycznie pewne partie skały glaukonitowej mają spoiwo krzemionkowe, ilasto-fosforanowe lub ilasto-żelaziste.

Pakiet glaukonitytu, głównie jego górną i przystropową część, powszechnie przewarstwiają przerosty i cienkie wkładki ilaste bądź ilasto-margliste z glaukonitem o barwach seledynowych, czerwonobrunatnych, rzadziej pstrych lub wiśniowych. Grubość przewarstwień jest zmienna i waha się od kilku do kilkunastu centymetrów, najczęściej wynosi 2-4 cm. Jedyne lokalnie (otwory Krzyże 4 i Ryboły) przewarstwienia tworzą



w stropie glaukonitytu cienką warstewkę wapnistego łożupku ilastego o miąższości 0,1 m. łożupek jest plamisty, pstry i partiami przepelniony detrytusem fauny i fauną graptolitów i ramienionogów.

W glaukonitycie obserwuje się czasem ślady pełzań i żerowania robaków oraz różnorodne problematyki. Równie nieliczne są znaleziska makrofauny reprezentowane przez drobny, choć niekiedy obfity detrytus, rzadziej przez pojedyncze, źle zachowane skorupki ramienionogów. Sporadyczne są stanowiska graptolitów, które stwierdzono w przerostach i wkładkach ilastych.

W materiale paleontologicznym glaukonitytu zidentyfikowano: *Lingulella* cf. *lepis* (Salter), *Lingulella* sp., *Acrothele ceratopygarum* (Brögg.), *Acrothele* sp., *Crania* sp., *Plectella* cf. *uncinata* (P and.), *Didymograptus* sp., *Dichograptidae* gen. indet. oraz w części przystropowej *Nanorthis* cf. *christianiae* (Kjerulf) i *Nanorthis* sp. W plamistym łożupku ilastym (otwory Krzyże 4 i Ryboły) stwierdzono obecność *Didymograptus* cf. *extensus* (Hall), *Didymograptus* sp.<sup>4</sup> oraz *Nanorthis christianiae* (Kjerulf) i *Nanorthis* sp.

Fauna glaukonitytu i łożupku plamistego, co prawda nieliczna i najczęściej źle zachowana, wskazuje jednoznacznie na dolny arenig (Iatorp). Z transgresywnego ułożenia glaukonitytu na skałach tremadoku można jednak wnosić, że brak w nim najniższego arenigu. W sposób pośredni świadczą o tym najnowsze znaleziska graptolitów w zachodniej części obniżenia podlaskiego (Z. Modliński, 1968), z których analizy wynika, że w glaukonitycie brak jest przypuszczalnie najniższego arenigu reprezentowanego w Skandynawii przez utwory poziomu *Tetragraptus phyllograptoides* (T. Tjernvik, 1956).

Miąższość warstwy glaukonitytu jest nieznaczna i waha się od 0,7 do 2,0 m.

#### Dolomity i wapienie glaukonitowe

Na glaukonitycie lub na cienkiej warstewce plamistych łożupków ilastych leży zgodnie i z wyraźną ciągłością sedymentacyjną kompleks wapieni w różnym stopniu dolomitycznych i dolomitów glaukonitowych. Przejście pomiędzy glaukonitytem i łożupkami a wyżej leżącymi wapieniami i dolomitami następuje zawsze stopniowo, ale mimo to bardzo szybko.

Przyspągowa część skał węglanowych jest z reguły marglista; niekiedy są one przewarstwione cienkimi przerostami i smugami ilastymi i ilasto-marglistymi. Marglistość i przewarstwienia ilaste szybko zanikają ku górze i wapienie, wapienie dolomityczne oraz dolomity glaukonitowe przechodzą w monotennie wykształcone skały węglanowe drobno- i średniokrystaliczne, które w pewnych partiach — głównie jednak w części przystropowej — są organodetrytyczne i miejscami w różnym stopniu zrekrystalizowane. Tekstura opisywanych skał jest bezładna; są one zwarte i odznaczają się dość znaczną twardością.

Barwa wapieni i dolomitów glaukonitowych najczęściej jest stalowoszara lub szara z odcieniem zielonkawym bądź brunatnym. Jedynie ło-

<sup>4</sup> Wypada odnotować, że po raz pierwszy *Didymograptus* cf. *extensus* (Hall) i *Didymograptus* sp. zidentyfikował w łożupkach z otworu Krzyże 4 H. Tomczyk (vide E. Tomczykowa, 1964; J. Znosko, 1964).

kalnie są one plamiste, szare i wiśniowo-brunatne. Wśród wapieni i dolomitów można niekiedy zaobserwować pstre, cienkie przerosty i przemazy oraz nieregularne skupienia łożka czerwonego, czerwono-fioletowego lub seledynowego. Równie nieliczne są drobne skupienia i konkretne brunatnej substancji fosforanowej, wodorotlenków żelaza oraz pojedyncze kryształy i skupienia pirytu. Wapienie i dolomity glaukonitowe często są przepełnione detrytusem fauny i nie zawsze dobrze zachowaną fauną ramienionogów, trylobitów i głowonogów.

Z materiału paleontologicznego, który uzyskano z wapieni i dolomitów glaukonitowych, oznaczono: *Orthis callactis* Dalm., *Paurorthis parva* (Pander), *Paurorthis* sp., *Ranorthis* sp., *Skenidioides* sp., *Climambonites* sp., *Antigonambonites* cf. *planus* Opik, *Antigonambonites* sp. sp., *Hemipronites* cf. *tumida* (Pander), *Lingulella* sp., *Megistaspis limbata* (Boeck), *Megistaspis* sp., *Niobe* aff. *incerta* Tjernvik, *Niobe* sp., *Cybele bellatula* (Dalm.), *Ptychopyge* sp., *Megalaspides* sp., ?*Asaphus* (*Neosaphus*) sp. i *Endoceras* sp. sp.

W wapieniach i dolomitach glaukonitowych znane są ponadto konodonty, które w próbkach z otworu wiertniczego Krzyże 4 i Podborowisko 1 oznaczył W. Bednarczyk (1966). Są to: *Acontiodus rectus* Lindstr., *Acontiodus arcuatus* Lindstr., *Drepanodus homocurvatus* Lindstr., *Drepanodus* cf. *planus* Lindstr., *Drepanodus* sp. 14 Lindstr., 1960, *Falodus simplex* Sergeeva, *Oistodus basiovalis* Sergeeva, *Oistodus excelsus* Stauffer, *Oistodus forceps* Lindstr., *Oistodus* cf. *linguatus extenuatus* Lindstr., *Paracordylodus* sp., *Prioniodus* cf. *alatus* Hdg., *Tetraprioniodus* sp., *Trichonodella* sp.

Lista przytoczonych skamieniałości jednoznacznie wskazuje na to, że wapienie i dolomity glaukonitowe należą do górnego arenigu (volkhov; J. Znosko, 1964; W. Bednarczyk, 1966; B. Szymański, 1966, 1968).

Mięszość kompleksu wapieni i dolomitów glaukonitowych, mimo „rozżarcia” i prawdopodobnie niewielkiego niekiedy zerodowania w części przystropowej, jest dość stała i wynosi regularnie od 0,6 do 1,6 m.

Łączna mięszość glaukonitytu z lokalnie wykształconą warstwą plamistych łożupków ilastych oraz wapieni i dolomitów glaukonitowych, określonych jako warstwy białowieskie arenigu, waha się od 1,5 do 3,1 m.

## LANWIRN

### WARSTWY POMORSKIE DOLNE

Wapienie z oolitami żelazistymi lanwirnu, które są kontynuacją zapoczątkowanego w arenigu cyklu sedymentacji węglanowej, tworzą w opisywanym profilu jednorodny kompleks litostratygraficzny, zdefiniowany regionalną nazwą warstw pomorskich dolnych (E. Tomczykowa, 1964).

#### Wapienie z oolitami żelazistymi

Na nierównej, rozmytej i często „rozżartej” powierzchni stropowej wapieni i dolomitów glaukonitowych arenigu leżą, kontrastowo z nimi granicząc, wapienie z oolitami żelazistymi, które w części przyspągowej

wyrażone są przez cienką warstewkę transgresywnego zlepieńca. Granica pomiędzy dolomitami i wapieniami glaukonitowymi a zlepieńcem jest zawsze wyraźna i ostra, pozbawiona śladów ciągłego przejścia sedymentacyjnego.

Wapienie są średnio- i drobnokrystaliczne, często w różnym stopniu organodetrytyczne, zrekrystalizowane, partiami nieco margliste. Powszecchnie zawierają one oolity i pseudo-oolity żelaziste oraz detrytus fauny impregnowanej związkami żelaza. Wapienie są ciemno- i jasnoszare lub brunatne, rzadziej — wiśniowe i brunatnoszare z jaśniejszymi plamami. W wapieniach występują drobne, często konkrecyjne skupienia substancji fosforanowej, kryształki i nagromadzenia pirytu oraz pigment i gruzelki wodorotlenków bądź tlenków żelaza (hematyt), wreszcie akcesoryczny glaukonit.

Kompleks wapieni dość gęsto, choć nierównomiernie przewarstwiają wiśniowe, brunatne i zielonawe przerosty i nieregularne, faliste przemaży ilowców wapnistych, które powodują charakterystyczną gruzłowatą skałę. Miąższość przewarstwień jest nieznaczna i waha się od kilku do kilkunastu centymetrów, rzadko przekraczając 0,1 m.

Wapienie przepełnione są detrytusem fauny i najczęściej źle zachowaną fauną ramienionogów, trylobitów, głowonogów, mszywioków, małży, liliowców i konodontów. Spośród materiału paleontologicznego wapieni oznaczono dotychczas: *Orthis callactis* Dalm.<sup>5</sup>, *Orthambonites calligrammus* (Dalm.), *Skenidioides* sp., *Ladogiella* cf. *imbricata* Öpik, *Clitambonites* sp., *Antigonambonites planus* (Pand.), *Antigonambonites* sp. sp., *Progonambonites inflexus* (Pand.), *Cyclendoceras cancellatum* (Eichw.), *Endoceras duplex* (Wahl), *Endoceras* cf. *incognitum* Bal., *Endoceras* sp. sp., *Orthoceras* sp., *Niobe* sp., *Asaphus* (*Neosaphus*) cf. *kowalewskii* (Lawr.), *Asaphus* (*Neosaphus*) sp., *Megistaspidella* sp., *Ptychopyge* sp., *Crinoidea* f. indet., *Bryozoa* f. indet.

W wapieniach z otworu wiertniczego Krzyże 4 i Podborowisko 1 W. Bednarczyk (1966) oznaczył ponadto następujące konodonty: *Acontiodus rectus* Lindstr., *Acontiodus* sp. nr 1, *Acontiodus* sp. nr 2, *Ambalodus* sp. n. 4 Lindstr. 1960, *Distacodus peracutus* Lindstr., *Drepanodus homocurvatus* Lindstr., *Drepanodus* cf. *planus* Lindstr., *Drepanodus* cf. *subarcuatus* Lindstr., *Drepanodus suberectus* (Branson et Mehl), *Drepanodus* sp. 14 Lindstr., 1960, *Gothodus* cf. n. sp. 7 Lindstr., *Oistodus excelsus* Stauffer, *Oistodus* cf. *linguatus extenuatus* Lindstr., *Oneotodus* sp., *Paracordylodus* sp., *Prioniodus* cf. *alatus* Hdg., *Prioniodus* sp. nr 1, *Prioniodus* sp. nr 2, *Scolopodus* sp., *Tetraprioniodus* sp., *Trichonodella* sp.

Z przytoczonej listy skamieniałości wynika, że wapienie z oolitami żelazistymi bez wątplenia należą do piętra lanwirn (J. Znosko, 1964; E. Tomczykowa, 1964; W. Bednarczyk, 1966; B. Szymański, 1968). Skąpa dokumentacja faunistyczna wapieni uniemożliwia w chwili obecnej rozczłonkowanie lanwirnu na dolny — będący odpowiednikiem estońskiego horyzontu *kunda* oraz górny — odpowiadający horyzontom *aseri* i *lasnämäe*. W tym stanie rzeczy brak podstaw, tak jak w profilu estońskim,

<sup>5</sup> Przedstawiciele tego gatunku występują jedynie w dolnej części kompleksu wapieni z oolitami żelazistymi.

Tabela 1

Tabela stratygraficzna

Stratygrafia			F a u n a	
O R D O W I K	Lanwin	w. pomorskie dolne	<i>Orthis callactis</i> , <i>Orthambonites calligrammus</i> , <i>Skenidioides</i> sp., <i>Ladogiella</i> cf. <i>imbricata</i> , <i>Clitambonites</i> sp., <i>Antigonambonites planus</i> , <i>Antigonambonites</i> sp. sp., <i>Progonambonites inflexus</i> , <i>Cyclendoceras cancellatum</i> , <i>Endoceras duplex</i> , <i>Endoceras</i> cf. <i>incognitum</i> , <i>Endoceras</i> sp. sp., <i>Orithoceras</i> sp., <i>Niobe</i> sp., <i>Asaphus</i> ( <i>Neosaphus</i> ) cf. <i>kowalewskii</i> , <i>Asaphus</i> ( <i>Neosaphus</i> ) sp., <i>Megistaspidella</i> sp., <i>Ptychopyge</i> sp., <i>Crinoidea</i> f. indet., <i>Bryozoa</i> f. indet., <i>Conodonts</i> .	
		wapienie z oolitami żelazistymi		
	Arenig	górny	dolomity i wapienie glaukonit.	<i>Orthis callactis</i> , <i>Paurorthis parva</i> , <i>Paurorthis</i> sp., <i>Ranorthis</i> sp., <i>Skenidioides</i> sp., <i>Clitambonites</i> sp., <i>Antigonambonites</i> cf. <i>planus costatus</i> , <i>Antigonambonites</i> sp. sp., <i>Hemipronites</i> cf. <i>tumida</i> , <i>Lingulella</i> sp., <i>Megistaspis limbata</i> , <i>Megistaspis</i> sp., <i>Niobe</i> aff. <i>incerta</i> , <i>Niobe</i> sp., <i>Cybele bellarula</i> , <i>Ptychopyge</i> sp., <i>Megalaspides</i> sp., <i>Asaphus</i> ( <i>Neosaphus</i> ) sp., <i>Endoceras</i> sp. sp., <i>Conodonts</i> .
		dolny	glaukonityt	<i>Lingulella</i> cf. <i>lepis</i> , <i>Lingulella</i> sp., <i>Acrothele ceratopygarum</i> , <i>Acrothele</i> sp., <i>Crania</i> sp., <i>Plectella</i> cf. <i>uncinata</i> , <i>Didymograptus</i> sp., <i>Didymograptus</i> cf. <i>extensus</i> , <i>Dichograptidae</i> gen. indet., <i>Nanorthis christianiae</i> , <i>Nanorthis</i> cf. <i>christianiae</i> , <i>Nanorthis</i> sp.
	Tremadok	górny	bryograptyt	<i>Bryograptus ramosus</i> , <i>Kiaerograptus kiaeri</i> , <i>Kiaerograptus</i> sp., „ <i>Didymograptus</i> ” ex gr. <i>primigenius</i> , <i>Dictyonema</i> sp., <i>Obolus</i> sp. sp., <i>Lingulella</i> sp. sp.
			lupki	<i>Dictyonema flabelliforme graptolithinum</i> , <i>Dictyonema flabelliforme flabelliforme</i> , <i>Dictyonema flabelliforme</i> aff. <i>flabelliforme</i> , <i>Dictyonema flabelliforme multithecatum</i> , <i>Dictyonema flabelliforme anglicum</i> , <i>Dictyonema flabelliforme</i> cf. <i>bryograptoides</i> , <i>Dictyonema</i> sp. sp., <i>Anisograptus grandis</i> , <i>Anisograptus</i> cf. <i>isolatus</i> , <i>Anisograptus</i> sp., <i>Clonograptus</i> sp., <i>Obolus apollinis</i> , <i>Obolus</i> cf. <i>apollinis</i> , <i>Obolus</i> sp. sp., <i>Obolus</i> ( <i>Schmidtites</i> ) cf. <i>acuminatus</i> , <i>Lingulella</i> sp. sp.
		dolny	warstwy krzyżankie	<i>Obolus apollinis</i> , <i>Obolus</i> cf. <i>apollinis</i> , <i>Obolus</i> cf. <i>elegans</i> , <i>Obolus</i> ( <i>Schmidtites</i> ) <i>obtusus</i> , <i>Obolus</i> ( <i>Schmidtites</i> ) <i>celatus</i> , <i>Obolus</i> ( <i>Schmidtites</i> ) <i>acuminatus</i> , <i>Obolus</i> ( <i>Schmidtites</i> ) cf. <i>acuminatus</i> , <i>Obolus</i> sp. sp., <i>Lingulella</i> sp. sp., <i>Obolus?</i> <i>schmidtii</i> .
			lupki dzielące	brak fauny
		piaskowce obolusowe dolne	<i>Obolus apollinis</i> , <i>Obolus</i> cf. <i>apollinis</i> , <i>Obolus</i> cf. <i>elegans</i> , <i>Obolus</i> ( <i>Schmidtites</i> ) <i>obtusus</i> , <i>Obolus</i> sp., <i>Acrotreta</i> sp., <i>Lingulella</i> sp. sp.	

dla jednoznacznego sprecyzowania granicy pomiędzy dolnym i środkowym ordowikiem.

Mięszość kompleksu wapieni z oolitami żelazistymi jest dość stała i wynosi nieco ponad 5,0 m.

### SEDYMENTACJA

Przy śledzeniu procesów, które doprowadziły do nagromadzenia osadów, przyjęto jednolite kryteria dla wydzielenia podstawowych jednostek rytmu sedymentacji. W obrębie kompleksu górnego kambru i dolnego ordowiku wyróżniono siedem takich jednostek. Są one zasadniczymi fazami depozycji, którym odpowiada w profilu siedem następujących głównych typów litologicznych:

1. Faza psefitowa (zlepieńce, piaskowce zlepieńcowe).
2. Faza psamitowa średnioziarnista (piaskowce średnioziarniste).
3. Faza psamitowa drobnoziarnista (piaskowce drobnoziarniste).
4. Faza psamitowo-pelitowa (piaskowce drobnoziarniste z przerostami ilastymi i ilasto-piaszczystymi, przekładańce, mułowce).
5. Faza pelitowa (iły, iłolupki, łupki ilaste i ilasto-piaszczyste).
6. Faza glaukonitowa (glaukonityt).
7. Faza węglanowa (wapienie, wapienie dolomityczne, dolomity, wapienie z oolitami).

Poszczególne fazy ugrupowano w dwudzielne (najczęściej) podcykle, zespoły zaś tych ostatnich wydzielono jako jednostki wyższego rzędu — cykle sedymentacyjne.

Osady wyróżnionych cykli można z kolei połączyć w dwa diametralnie odmienne zespoły skalne, reprezentujące dwie naturalne jednostki najwyższego rzędu. Odpowiadają one bardzo długiemu etapowi sedymentacji, a z początkiem każdego z nich zaznacza się transgresja i drastyczna zmiana w charakterze depozycji. Cykle najwyższego rzędu oznaczono cyframi rzymskimi i w dalszym ciągu będą nazywane makrocyklami.

### MAKROCYKL I KLASTYCZNY

Makrocykl ten, o układzie trójdzielnym, wyrażony jest przez ciągły sedymentacyjnie kompleks osadów klastycznych kambru górnego — tremadoku. W skład makrocyklu wchodzi cykl I-1, I-2 i I-3, które odzwierciedlają konsekwentny, trzykrotnie powtarzający się rozwój procesu akumulacji od utworów piaszczystych do ilastych.

#### CYKL I-1

##### Kambr górny — warstwy skupowskie

Cykl I-1 reprezentuje kompleks warstw skupowskich kambru górnego. Wykształcony jest on jako skały piaskowcowo-ilaste z cienką warstwą zlepieńca w spągu (J. Znosko, 1965).

Układ faz piaszczystych i ilastych cyklu górnokambryjskiego upoważnia do rozczłonkowania tej jednostki na dwa ogniwa: ogniwo dolne —

piaskowcowe — wyrażone przez piaskowce skupowskie oraz ogniwo górne — ilaste — reprezentowane przez łupki stropowe. Cykl I-1 ma charakter transgresywny.

#### CYKL I-2

##### Tremadok — dolna część warstw krzyżańskich

Cykl I-2 jest odpowiednikiem osadów dolnej części warstw krzyżańskich. W skład osadów cyklu wchodzi skały piaskowcowo-ilaste — piaskowce drobnoziarniste, mułowce, łupki ilaste i ilasto-piaszczyste oraz iłowce.

Układ faz piaszczystych i ilastych cyklu I-2 jest dwudzielny. Skutkiem ponownego ożywienia rytmu depozycji kompleks dolnej części warstw krzyżańskich w sposób naturalny dzieli się na dwa ogniwa. Ogniwo dolne, tj. piaskowcowe — reprezentowane jest przez piaskowce obolusowe dolne, natomiast ogniwo górne — ilaste — odpowiada łupkom dzielącym.

#### CYKL I-3

##### Tremadok — górna część warstw krzyżańskich

Cykl I-3 wyrażony jest przez utwory górnej części warstw krzyżańskich tremadoku. Wykształcone są one jako piaskowce z warstewką zlepieńca w stropie oraz ciemne, laminowane łupki ilaste.

Układ faz piaszczystych i ilastych cyklu jest dwudzielny, podkreślony diametralnie odmiennym charakterem litologicznym obu zespołów skalnych. Rozbieżność w warunkach sedymentacji umożliwia rozczłonkowanie cyklu na dwa ogniwa. Ogniwo dolne — piaskowcowe — reprezentują piaskowce obolusowe górne, natomiast ogniwo górne — ilaste — łupki dictyonemowe i bryograpthusowe. Cykl I-3 ma charakter regresywny.

#### MAKROCYKL GLAUKONITOWO-WĘGLANOWY

Makrocykl glaukonitowo-węglanowy reprezentowany jest przez utwory arenigu, lanwirnu i landeilu. Dwudzielność makrocyklu — doskonale korespondująca z podziałem stratygraficznym — umożliwia rozbięcie go na dwa cykle niższego rzędu.

#### CYKL II-4

##### Arenig — warstwy białowieskie

Cykl II-4 wyrażony jest przez ciągły sedymentacyjnie kompleks utworów glaukonitowo-węglanowych warstw białowieskich arenigu. W ich skład wchodzi glaukonityt, lokalnie wykształcona warstewka plamistych iłolupków ilastych oraz wapienie i dolomity glaukonitowe. Kontrastowa zmiana w natężeniu rytmu precypitacji glaukonitu jest podstawą, na której oparto podział cyklu na dwa ogniwa.

Ogniwo dolne, tj. glaukonitowe, reprezentuje pakiet glaukonitytu, natomiast ogniwo górne — wapienno-dolomityczne z glaukonitem — odpowiada wapieniom i dolomitom glaukonitowym. Cykl II-4 ma charakter transgresywny.

#### CYKL II-5

#### Lanwirn i landeill — warstwy pomorskie dolne i środkowe

Cykl II-5 reprezentowany jest przez ciągły sedymentacyjnie kompleks warstw pomorskich dolnych i środkowych lanwirnu-landeilu. Wykształcone są one jako cienka warstewka zlepieńca, gruzłowate wapienie z oolitami żelazistymi oraz gruzłowate wapienie szare. Zmiany w natężeniu procesu precypitacji oolitów żelazistych stanowią przesłankę, na której opiera się rozczłonkowanie cyklu na dwa ogniwa.

Ogniwo dolne wyrażone jest przez warstewkę zlepieńca i wapienie z oolitami żelazistymi, ogniwo górne natomiast reprezentują wapienie szare. Cykl II-5 ma charakter transgresywny.

#### WNIOSKI

Rekapitułując wyniki badań nad utworami dolnego ordowiku północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego można stwierdzić, co następuje:

1. Dzięki bezpośredniemu datowaniu faunistycznemu stało się możliwe rozpozniowanie utworów dolnego ordowiku na dolny i górny tremadok, dolny i górny arenig oraz lanwirn.

2. Do tremadoku dolnego należą: piaskowce obolusowe dolne, łupki dzielące, piaskowce obolusowe górne oraz łupki dictyonemowe; do górnego tremadoku zaliczono łupki bryograptusowe. Arenig dolny reprezentuje glaukonityt; arenig górny — dolomity i wapienie glaukonitowe. Wreszcie do lanwirnu zaliczono wapienie z oolitami żelazistymi.

3. Utwory piaskowcowo-ilaste z fauną obolusów — pozbawione graptolitów, a reprezentujące najniższy tremadok dolny — włączono do dwóch najstarszych podpoziomów dictyonemowych Skandynawii. Piaskowce obolusowe dolne i łupki dzielące — cykl I-2 — zaliczono umownie do podpoziomu *Dictyonema flabelliforme desmograptoides*, a wyżej leżące piaskowce obolusowe górne, tj. ogniwo dolne cyklu I-3, do młodszego podpoziomu *Dictyonema flabelliforme sociale*.

4. Na podstawie przewodniej fauny graptolitów w łupkach dictyonemowych tremadoku dolnego ustalono obecność trzech podpoziomów (poczynając od najstarszego): podpoziomu *Dictyonema flabelliforme graptolithinum*, podpoziomu *Dictyonema flabelliforme flabelliforme*, podpoziomu *Dictyonema flabelliforme bryograptoides*.

5. Dla górnej części ciemnych łupków tremadoku z fauną *Kiaerograptus kiaeri*, *Bryograptus ramosus* i „*Didymograptus*” ex gr. *primigenius*, które reprezentują tremadok górny, zaproponowano nową nazwę regionalną — łupki bryograptusowe.

6. Nowe znaleziska faunistyczne w glaukonitycie, luka sedymentacyjna na granicy tremadok-arenig oraz obecność udokumentowanego pa-

leontologicznie tremadoku górnego powodują, że glaukonityt i jego wiekowe ekwiwalenty należy włączyć do dolnego arenigu.

7. Stwierdzono transgresywny charakter dolnoarenidzkiego glaukonitytu w stosunku do podścielających go łupków bryograptusowych górnego tremadoku.

8. Stwierdzono transgresywne ułożenie kompleksu wapieni z oolitami żelazistymi z cienką warstwą zlepieńca podstawowego w spagu w stosunku do wapieni i dolomitów glaukonitowych górnego arenigu.

9. Profil dolnego ordowiku północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego ma wyraźnie datowane luki sedymentacyjne, które w profilach sąsiednich regionów platformy są trudne do ustalenia.

a) Pierwsza luka zaznacza się pomiędzy łupkami bryograptusowymi górnego tremadoku a transgresywnie na nich ułożonym glaukonitytem, który reprezentuje dolny arenig.

b) Druga luka zaznacza się wyraźnie pomiędzy wapieniami i dolomitami glaukonitowymi górnego arenigu a przykrywającymi je wapieniami z oolitami żelazistymi lanwirnu.

10. Pomiedzy piaskowcami obolusowymi dolnymi najniższego tremadoku a niżej leżącymi łupkami stropowymi warstw skupowskich istnieje ciągłość sedymentacyjna.

11. Brak horyzontalnego zróżnicowania lito -i biofacjalnego w obrębie utworów dolnego ordowiku północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego pozwala sądzić, że obecnie wydzwignięty element tektoniczny platformy, tj. wyniesienie mazursko-suwalskie — pokryty był wodami zbiornika dolnoordowickiego (J. Dalinkevičius, 1960).

12. Jest prawdopodobne, że obszarem alimentacyjnym dla osadów dolnego ordowiku północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego mógł być wyniesiony w tym czasie na północnym wschodzie łąd białoruski.

13. Różny stopień zniszczenia ciemnych łupków tremadoku w profilach północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego — w jednym wypadku nawet całkowity ich brak (otw. Krzyże 4) — ma charakter wtórny, gdyż jest efektem arenickiej erozji.

14. W ciemnych łupkach dictyonemowych i bryograptusowych tremadoku ujawniono interesujący zespół fauny dictyonemowo-anisograptidowej; świadczy on o bliskich w tym czasie związkach paleozoogeograficznych ze strefą Oslo regionu skandynawskiego, podczas gdy fauna piaskowców obolusowych tremadoku, glaukonitytu oraz dolomitów i wapieni glaukonitowych arenigu wskazuje na powiązania ze strefą estońsko-litewską regionu nadbałtyckiego (R. M. Männil, 1966).

15. Dzięki doskonałemu datowaniu faunistycznemu utwory tremadoku i arenigu północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego korelują jednoznacznie z równowiekowymi osadami obszarów sąsiednich: Polski północno-wschodniej, Estonii, Szwecji, Norwegii i Gór Świętokrzyskich (B. Szymański, praca w przygotowaniu do druku).



## PIŚMIENICTWO

- BEDNARCZYK W. (1966) — Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. *Kwart. geol.*, 10, p. 33—36, nr 1. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1968) — O pozycji stratygraficznej ordowickich glaukonitytów w zapadlisku podlaskim. *Prz. geol.*, 10, p. 474—476, nr 10. Warszawa.
- SZYMAŃSKI B. (1966) — Lupki dictyonemowe warstw krzyżańskich w rejonie Białowieży. *Kwart. geol.*, 10, p. 44—55, nr 1. Warszawa.
- SZYMAŃSKI B. (1968) — Wapienie z oolitami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. *Kwart. geol.*, 12, p. 1—11, nr 1. Warszawa.
- SZYMAŃSKI B. (w przygotowaniu do druku) — Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. *Pr. Inst. Geol. Warszawa.*
- TJERNVIK T. (1956) — On the early Ordovician of Sweden. *Stratigraphy and fauna. Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 36, part 2/3, p. 107—284. Uppsala.
- TJERNVIK T. (1958) — The Tremadocian beds at Flagabro in South-Eastern Scania (Sweden). *Geol. För. Förh.*, [b], 80, nr 3, p. 259—276. Stockholm.
- TOMCZYKOWA E. (1964) — Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwart. geol.*, 8, p. 491—502, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1964) — Ordowik Białowieży i Mielnika. *Kwart. geol.*, 8, p. 60—72, nr 1. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1965) — Sinian i kambr północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, 9, p. 465—485, nr 3. Warszawa.
- ДАЛИНКЕВИЧЮС И. (1960) — О основе черты тектоники и тектонического развития Южной Прибалтики. *Ин-т Геол. и Геогр. АН Лит. ССР, Научн. Сообщения*, 12. Вильнюс.
- МЯНИЛЬ Р. М. (1966) — История развития балтийского бассейна в ордовике. *Ин-т Геол. АН ЭССР. Таллин.*

Бронислав ШИМАНЬСКИ

## НИЖНИЙ ОРДОВИК СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОДЛЯССКОЙ ВПАДИНЫ

## Резюме

Комплекс пород нижнего ордовика северо-западной части Подляской впадины (фиг. 1), согласно залегающий на подстилающих его сланцах кровельных скуповских пластов кембрия, выражен путем фаунистического означения отложений нижнего и верхнего тремадока, нижнего и верхнего аренига и ланвирина. К нижнему тремадоку (rakerort) относятся нижние оболосовые песчаники, граничные сланцы, верхние оболосовые песчаники и диктионемовые сланцы. Верхний тремадок (seratoruge) представлен бриограптусовыми сланцами. Нижний арениг (latogr) представлен глауконитом, верхний арениг (volkhov) — доломитом и глауконитовым известняком. Наконец, к ланвирину, заканчивающему разрез, относят известняки с железистыми оолитами.

Нижние оболосовые песчаники и граничные сланцы, в которых отсутствуют граптолиты и которые составляют самые низы нижнего тремадока, условно относят к подгоризонту *Dictyonema flabelliforme desmograptoides*, а выпелсжащие верхние оболосовые песчаники к младшему подгоризонту *Dictyonema flabelliforme sociale*.

В темных диктионемовых сланцах, перекрывающих песчаноглинистые отложения с оболосовой фауной, на основании последовательности фауны граптолитов установлено наличие трех подгоризонтов (начиная от самого старшего): подгоризонта *Dictyonema flabelliforme graptolithinum*; подгоризонта *Dictyonema flabelliforme flabelliforme*; подгоризонта *Dictyonema flabelliforme bryograptoides*.

Верхняя часть пакета темных сланцев тремадока, т. е. бриографтусовые сланцы, с фауной *Kiaerograptus kiaeri*, *Bryograptus ramosus* и „*Didymograptus*” ex gr. *primigenius* по возрасту соответствует верхнему тремадоку (ceratopyge).

В разрезе нижнего ордовика имеется два четко определенных по возрасту седиментационных перерыва, которые трудно установить в разрезах соседних регионов платформы. Первый перерыв отмечается между бриографтусовыми сланцами верхнего тремадока и трансгрессивно перекрывающим их глауконитом, который относится к нижнему аренигу. Второй перерыв четко отмечается между доломитами и глауконитовыми известняками верхнего аренига и перекрывающими их известняками ланвирна с железистыми оолитами.

Комплексы пород верхнего кембрия и нижней части ордовика проявляются в виде двух седиментационных макроциклов. Первый макроцикл — верхнекембрийский — тремадоковский носит клястический характер; второй — аренигско-ландейльский — представлен глауконитово-карбонатными породами.

Клястический макроцикл делится на три цикла. Первый — верхнекембрийский I—1 включает скуповские песчаники и кровельные сланцы; второй — нижнетремадоковский I—2 — нижние оболосовые песчаники и граничные сланцы. Третий цикл I—3, который следует отнести к младшему нижнему тремадоку и к верхнему тремадоку, представлен верхними оболосовыми песчаниками, а также диктионемовыми и бриографтусовыми сланцами.

Глауконитово-карбонатный макроцикл делится на два цикла. Первый — аренигский II—4 представлен глауконититами, доломитами и глауконитовыми известняками; второй — ланвирско-ландейльский II—5 — известняками с железистыми оолитами и серыми известняками.

Bronisław SZYMAŃSKI

## LOWER ORDOVICIAN IN THE NORTH-EASTERN PART OF THE PODLASIE DEPRESSION

### Summary

The rock complex of Lower Ordovician age found to occur in the north-eastern part of the Podlasie depression (Fig. 1), and conformably laid down on the underlying top schists of the Cambrian Skupowo Beds, is built of faunistically evidenced Lower and Upper Tremadocian, Lower and Upper Arenigian and Llanvirnian formations. The Lower Tremadocian (Pakerort) is represented by Lower Obolus Sandstones, Separating Shales, Upper Obolus Sandstones and *Dictyonema* Shales. The Upper Tremadocian (Ceratopyge) consists of *Bryograptus* Shales. The Lower Arenigian (Latorp) is represented by glauconitite. The Upper Arenigian (Volkhov) is built of dolomites and glauconite limestones, and Llanvirnian that terminates here the section — consists of limestones with ferruginous oolites.

Both the Lower Obolus Sandstones and the Separating Shales — which lack graptolites and which represent the lowermost Lower Tremadocian — are tentatively referred to the sub-zone *Dictyonema flabelliforme desmograptoides*, and

the overlying Upper Obolus Sandstones — to the younger sub-zone *Dictyonema flabelliforme sociale*.

On the basis of graptolite succession, three sub-zones may be distinguished in the dark *Dictyonema* Shales that overlie the sandstone-clay formations with the Obolus fauna: sub-zone *Dictyonema flabelliforme graptolithinum*, sub-zone *Dictyonema flabelliforme flabelliforme*, and sub-zone *Dictyonema flabelliforme bryograptoides*.

The upper part of the Tremadocian dark shales, i.e. bryograptus shales with *Kiaerograptus kiaeri*, *Bryograptus ramosus* and „*Didymograptus*” ex gr. *primigenius* corresponds in age to the Upper Tremadocian (Ceratopyge).

The Lower Ordovician profile is characterized by two distinctly dated sedimentary gaps which, in the adjacent regions of the platform, may hardly be evidenced:

— the first sedimentary gap is observed to occur between the Bryograptus shales of Upper Tremadocian age and the transgressive glauconitite series which represents the Lower Arenigian;

— the second sedimentary gap is distinctly visible between the dolomites and glauconite limestones of Upper Arenigian age, and the overlying limestones with ferruginous oolites of Llanvirnian age.

The rock complex of the Upper Cambrian and of the lower part of the Ordovician distinguishes itself by two sedimentary macrocycles. The first macrocycle of Upper Cambrian — Tremadocian age — is of clastic nature, the second macrocycle of Arenigian — Llandeilian age — is represented by glauconite-carbonate deposits.

The clastic macrocycle is subdivided into three cycles. The first, Upper Cambrian cycle I-1 comprises the Skupowo Sandstones and the Top Shales; the second, Lower Tremadocian cycle I-2 — the Lower Obolus Sandstones and the Separating Shales, and the third cycle I-3, which should be related to the younger Lower Tremadocian and the Upper Tremadocian, is represented by the Upper Obolus Sandstones, and by the *Dictyonema* and *Bryograptus* Shales.

The glauconite-carbonate macrocycle is subdivided into two cycles. The first, Arenigian cycle II-4, is represented by glauconitite, and by dolomites and glauconite limestones. The second, Llanvirnian-Llandeilian cycle II-5 — by limestones with ferruginous oolites and grey limestones.