

Zdzisław MODLIŃSKI

## Rozwój osadów ordowiku na Pomorzu i przyległym akwenu Bałtyku

Przedstawiono niektóre wyniki badań stratygraficznych osadów ordowiku w otworach wiertniczych wykonanych przez WOPN Petrobaltic w polskiej strefie Bałtyku, w nawiązaniu do rezultatów z obszaru lądowego zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Rozpoznano podstawowe prawidłowości rozwoju tych osadów oraz wykreślono szkice rozmieszczenia litofacji i miąższości na Południowym Bałtyku i przyległych obszarach lądowych.

### WSTĘP

W artykule przedstawiono charakterystykę stratygraficzną i facjalno-miąższościową osadów ordowiku Pomorza i przyległego akwenu Bałtyku. Ordowik obszaru lądowego był przedmiotem stosunkowo licznych publikacji (W. Bednarczyk, 1979; Z. Modliński, 1973, 1976; T. Podhalańska, 1980; B. Szymański, 1974; E. Tomczykowa, 1964 i in.), główną uwagę zwrócono więc na nowe dane z badań prowadzonych na morzu. W ostatnich latach WOPN Petrobaltic wykonał w polskiej strefie Bałtyku szereg otworów wiertniczych, które dostarczyły bardzo ważnych informacji o wykształceniu ordowiku. Zawarte są one częściowo w niniejszym artykule, a wcześniej były referowane na Konferencji Naukowo-Technicznej zorganizowanej z okazji X-lecia powstania WOPN Petrobaltic, która odbyła się w dniach 28 i 29 listopada 1985 r. w Gdańsku.

Pragnę w tym miejscu złożyć serdeczne podziękowania Dyrekcji i geologom WOPN Petrobaltic w Gdańsku za udostępnienie do badań próbek rdzeniowych oraz materiałów geofizycznych z wykonanych otworów.

### STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Rozpoziomowanie stratygraficzne morskich profilów ordowiku zostało wykonane na podstawie badań próbek rdzeniowych i okrucowych oraz korelacji

geofizycznej z pełnordzeniowanymi profilami z Pomorza Gdańskiego, a zwłaszcza z wzorcowym profilem otworu Żarnowiec IG 1 (Z. Modliński, T. Topulos, 1974). W większości wypadków, mimo niewielkiego stopnia rdzeniowania profili, stratygrafia została ustalona w sposób dość pewny. Jedynie w profilach wysuniętych najdalej ku zachodowi, w strefie między Łebą a Bornholmem, jest ona hipotetyczna, z uwagi na odmienne wykształcenie i znaczne oddalenie od profili re-perowych.

#### TREMADOK

Osady tremadoku mają mniejsze rozprzestrzenienie niż utwory młodszych ogniw ordowiku. Ich występowanie ograniczone jest do płatów ukształtowanych w wyniku wczesnoepigenetycznej erozji na pograniczu tremadoku i arenigu. Doprowadziła ona do usunięcia osadów tremadoku z rozległego obszaru zachodniej części syneklizy perybałtyckiej, tak iż w żadnym z lądowych profili, usytuowanych na zachód od Wisły, utworów tego wieku nie stwierdzono (B. Szymański, 1974; Z. Modliński, 1976). Tremadok znany jest dopiero z rejonu otworów wiertniczych Gdańsk IG 1 i Młynary 1. Występują tam znikomej miąższości (0,05–0,1 m) osady zlepieńcowo-piaszczyste, odgraniczone od kambru górnego i arenigu dolnego wyraźnymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych. Zaliczane są one do tremadoku dolnego, odpowiadającego nadbałtyckiemu piętru pakerort. Za taką przynależnością przemawia obecność bezzawiasowych ramienionogów *Obolus apollinis* Eichwald, stwierdzonych w analogicznych utworach w rejonie Lidzbarku Warmińskiego oraz innych obszarach syneklizy perybałtyckiej (Z. Modliński, B. Szymański, 1972; R.M. Mannil, 1966).

Na akwenu Bałtyku utwory tremadoku zidentyfikowane zostały w większości wykonanych profili, brak ich jedynie w otworach usytuowanych na NE od Mierzei Helskiej. Ich wykształcenie jest jednak zupełnie odmienne od poznanego z obszaru lądowego. Są to ilowce czarne, smoliste, miejscami drobnolaminowane ilowcem ciemnoszarzym, wapnistym. W ilowcach występuje liczny piryt w postaci drobnych skupień i cienkich soczewek. W niektórych profilach spotyka się ponadto laminy i soczewki czarnych wapieni marglistych. Osady te występują w ciągłości stratygraficznej i sedymentacyjnej z identycznie wykształconymi utworami kambru górnego. Miąższość tremadoku w profilach z akwenu zmienia się w granicach od 0 do 8,5 m.

W osadach tych zidentyfikowano następujący zespół fauny: *Dictyonema flabelliforme flabelliforme* (Eichwald), *D. flabelliforme norvegicum* (Kjerulf), *D. flabelliforme rossicum* Obut, *D. flabelliforme s. l.*, *Clonograptus tenellus* (Linnarsson), *Clonograptus* sp., *Anisograptus cf. norvegicus* Bulman, *Anisograptus* sp., *Bryograptus kjerulfi* Lapworth, *Bryograptus* sp., *Broggeria salteri* (Holl), *Lingulella lepis* (Salter), *Obolus cf. apollinis* Eichwald, *Obolus* sp., *Acrotreta* sp., skorupiaki *Phyllocarida* oraz konodonty z rodzajów *Oneotodus* i *Cordylodus*. Przytoczony zespół jednoznacznie dokumentuje obecność dolnego tremadoku, a dokładniej jego wyższej części, obejmującej poziomy *Adelograptus hunnebergensis* i *Dictyonema flabelliforme norvegicum* (J.E. Hede, 1951; J. Bergström, 1982). Ponieważ między najwyższym kambrem górnym a osadami tremadoku istnieje ciągłe przejście bez śladów jakichkolwiek rozmyć, można przyjąć, iż dolna część kompleksu ilowców odpowiada niższemu dolnemu tremadokowi, obejmującemu poziomy od *Dictyonema flabelliforme desmograptoides* po *D. flabelliforme flabelliforme*.

Odmienny problem stanowi występowanie i rozprzestrzenienie tremadoku górnego, odpowiadającego nadbałtyckiemu piętru ceratopyge. W większości

poznanych profilów osadów tego wieku brak, lecz trudno jednoznacznie rozstrzygnąć czy jest on wtórny, czy też pierwotny. Obecności tremadoku górnego należy oczekiwać w obszarze położonym na zachód od linii Łeba–Bornholm.

Omówione osady tremadoku pod względem wykształcenia litofacjalnego i miąższości są bardzo zbliżone do tremadoku Skanii (J.E. Hede, 1951; J. Bergström, 1982).

#### ARENIG

Osady arenigu zarówno na obszarze lądowym, jak i morskim mają znacznie szersze rozprzestrzenienie niż utwory tremadoku. Rozpoczynają się one cienką warstwą transgresywną zlepieńcowo-glaukonitową leżącą na różnych ogniwach kambru środkowego i górnego albo tremadoku.

Najpełniejszy profil dolnego arenigu–latorpu – został poznany we wschodniej części wyniesienia Łeby w rejonie otworów Żarnowiec IG 1 – Hel IG 1. Powyżej warstwy transgresywnej występuje tam kilkunastometrowej miąższości kompleks iłowców szarych i szarzielonych laminowanych iłowcem czarnym (Z. Modliński, 1982). W niektórych profilach w obrębie tego kompleksu pojawiają się wkładki lub soczewki wapieni marglistych stanowiących relikty tzw. wapienia planilimbatowego, znanego ze środkowej Szwecji, który w szczątkowej formie obserwowany jest również w Skanii jako soczewki i wkładki węglanowe w obrębie iłowców latorpu (T. Tjernvik, 1960).

W iłowcach tych występują liczne i doskonale zachowane graptolity, na których podstawie we wschodniej części wyniesienia Łeby wyróżniono (Z. Modliński, 1973; W. Bednarczyk, 1979) cztery poziomy graptolitowe (od dołu): *Tetragraptus phyllograptoides*, *Didymograptus balticus*, *Phyllograptus densus* i *P. angustifolius elongatus*. W innych rejonach syneklizy perybałtyckiej, np. w okolicach Gdańska czy Kościerzyny, profile są często zredukowane i brak w nich najniższego poziomu *Tetragraptus phyllograptoides*.

Podobnie wykształcony jest latorp w profilach morskich, przy czym tylko w nielicznych z nich uzyskano próbki rdzeniowe. Zidentyfikowano tu następujący zespół fauny: *Phyllograptus angustifolius* Hall, *P. angustifolius tenuis* Mosen, *P. anna* (Hall) oraz skorupiaki *Phyllocarida*. Z analizy materiału paleontologicznego i danych geofizyki wiertniczej wynika, że w niektórych profilach obserwuje się tu jeszcze silniejszą redukcję niższego latorpu niż na obszarze lądowym, gdyż brak nie tylko osadów poziomu *Tetragraptus phyllograptoides*, lecz i *Didymograptus balticus*. Wskazuje to na obecność zróżnicowanego paleoreliefu, na który wkraczała transgresja dolnoarenidzka.

Arenig górny – wołchow – na całym obszarze lądowym i morskim zachodniej części syneklizy perybałtyckiej, aż po linię Łeba–Bornholm, wykształcony jest jednolicie. Są to wapień i wapień margliste szare, szarobrunatne, a miejscami brunatnoczerwone z cienkimi wkładkami ilastymi. W osadach tych obserwuje się liczne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych. W profilach lądowych stwierdzono (Z. Modliński, 1976) zespół przewodnich trylobitów, m.in. *Megistaspis limbata* (Boeck), *Symphysurus dorsatus* Poulsen, *S. palpebrosus* (Dalman), oraz konodontów (W. Bednarczyk, 1979). W profilach morskich przewodniej fauny w osadach arenigu górnego dotychczas nie napotkano.

Osady tego wieku występujące na zachód od linii Łeba–Bornholm wykazują odmienne wykształcenie, gdyż cały profil reprezentowany jest wyłącznie przez osady ilaste.

Ogólna miąższość osadów arenigu na lądzie zmienia się w granicach od około

7,5 do 25 m, a na akwencie wynosi 13,5–26,5 m; jedynie w profilu zlokalizowanym na zachód od linii Łeba–Bornholm wzrasta do około 45 m (?).

#### LANWIRN

Osady lanwirnu we wszystkich profilach zlokalizowanych w nadmorskiej części syneklizy perybałtyckiej, jak również w większości profilów morskich, reprezentowane są przez litofację węglanową. Są to na wschodzie wapienie i wapienie z detrytusem fauny, a na zachodzie głównie wapienie margliste. Na wyniesieniu Łeby dominują osady barwy szarej z odcieniem zielonkawym, natomiast na północ i wschód od tego obszaru wapienie barwy brunatnoszarej i brunatnoczerwonej. W profilach lądowych w osadach lanwirnu zidentyfikowano przewodnie trylobity, m.in. *Asaphus raniceps* Dalman i *Neoasaphus* cf. *platyurus latisegmentatus* (Nieszkowski), dokumentujące dolny i górny lanwirn. W profilach morskich napotkano dotychczas jedynie słabo zachowane szczątki trylobitów z rodzaju *Asaphus*, nie pozwalające na wyciągnięcie dokładniejszych wniosków stratygraficznych.

Jak wynika z analizy danych geofizyki wiertniczej, w obszarze akwenu Bałtyku na zachód od linii Łeba–Bornholm zmienia się wykształcenie lanwirnu i wapienie zastąpione są przez osady ilaste z wkładką wapienną w dole. Ilowce te stanowią zapewne ekwiwalent tzw. górnych łupków didymograptusowych, znanych ze Skanii (J.E. Hede, 1951).

Mięszość osadów lanwirnu na lądzie (2,5–13,5 m), jak i akwencie Bałtyku (5,5–13,5 m) jest tego samego rzędu.

#### LANDEIL

W otworach wiertniczych, zlokalizowanych w obszarze nadmorskim na zachód od Wisły, oraz w profilach z zachodniej części polskiej strefy akwenu Bałtyku landeil wykształcony jest w postaci osadów ilastych. Są to ilowce ciemnoszare i czarne przewarstwione marglami. W niektórych profilach w części przystropowej pojawiają się wkładki i soczewki wapieni organodetrytycznych. Osady te występują na wyraźnie rozmytej i spirytyzowanej powierzchni wapieni lanwirnu. W profilach lądowych stwierdzono liczne graptolity poziome *Glyptograptus teretiusculus* oraz przewodnie trylobity gatunku *Botrioides ? bronni* (Sars et Boeck). W profilach morskich z osadów landeilu nie uzyskano próbek rdzeniowych.

We wschodniej części polskiej strefy akwenu Bałtyku oraz w profilach położonych na wschód od Wisły (np. Gdańsk IG 1, Krynica Morska 2) landeil reprezentowany jest przez wapienie margliste, rzadziej organodetrytyczne, szare i szarozielone. W wapieniach występują cienkie przerosty ilaste. W reperowym profilu Gdańsk IG 1 w osadach tych stwierdzono następujący zespół fauny: *Botrioides ? sp.*, *B. ? cf. bronni* (Sars et Boeck), *Nileus sp.*, *N. armadillo* (Dalman), *Lonchodomas rostratus* (Sars), *Ogigiocaris sp.*, *Pseudoclimacograptus scharenbergi stenostoma* (Bulman) i *Amplexograptus sp.*, natomiast w profilach morskich: *Botrioides ? sp.*, *Lonchodomas sp.*, *L. rostratus* (Sars), *Nileus armadillo* (Dalman), *Ogmasaphus ? sp.* i *Hisingerella nitens* (Hisinger).

Mięszość landeilu w profilach lądowych zmienia się od 0 do 19 m, a w morskich od 1,5 do około 10 m.

## KARADOK

Na całym rozległym obszarze nadmorskim od profilu Gdańsk IG 1 aż po Słupsk IG 1 w karadoku dominują osady ilaste, czarne, ciemnoszare, a miejscami szarozielone (Z. Modliński, 1976; T. Podhalańska, 1980). Występujące w nich liczne graptolity stanowią podstawę wyróżniania następujących poziomów biostratygraficznych (od dołu): *Nemagraptus gracilis*, *Diplograptus molestus*, *Climacograptus wilsoni*, *Dicranograptus clingani* i *Climacograptus styloideus*. Wśród iłowców występują liczne wkładki bentonitów, z których najgrubsze dochodzą do 1 m miąższości i mają duże znaczenie dla korelacji profilów (Z. Modliński, 1978).

Identycznie wykształcony jest karadok w morskich profilach wykonanych w bezpośrednim sąsiedztwie wyniesienia Łeby i na zachód od niego. W osadach zaliczonych do poziomu *Nemagraptus gracilis* stwierdzono tam następujący zespół fauny: *Dicellograptus sextans exilis* Elles et Wood, *Climacograptus* sp., *C. antiquus* Lapworth, *C. cf. antiquus* Lapworth, *Amplexograptus* sp., *A. arctus* Elles et Wood, *Glyptograptus* sp., *Leptobolus kiaeri* Hadding, *Hisingerella nitens* (Hisinger) i *Paterula portlocki* (Geinitz).

W osadach poziomu *Diplograptus molestus* – *Climacograptus wilsoni* zidentyfikowano m.in. *Diplograptus molestus* Thorslund, *Glyptograptus teretiusculus* Hisinger, *Pseudoclimacograptus scharenbergi* Lapworth, *Climacograptus bicornis* (Hall), *Dicellograptus* sp., *Paterula bohemia* Barrande, *P. cf. portlocki* (Geinitz) i *Oniella* sp.,

Poziom *Dicranograptus clingani* dokumentują graptolity *Dicranograptus clingani* Carruthers, *Amplexograptus vaseae* Tullberg, a ponadto stwierdzono tu *Orthograptus* sp., *Dicellograptus* sp., *Hisingerella nitens* (Hisinger), *Paterula portlocki* (Geinitz) i *P. cf. bohemia* Barrande.

Z osadów poziomu *Climacograptus styloideus* w obszarze tym nie pobrano próbek rdzeniowych.

Nieco inaczej wykształcony jest karadok w północno-wschodniej części polskiej strefy akwenu Bałtyku. Niższa jego część reprezentowana jest przez wapienie margliste i margle ciemnoszare z wkładkami i laminami iłowców i bentonitów. W osadach tych występuje następująca fauna: *Neoasaphus ludibundus* Tornquist, *Ogmasaphus* sp., *Atractopyge* sp., *Trinucleus* sp., *Echinosphaerites* sp., „*Orthoceras*” sp., *Sericoida* sp., *Paterula bohemia* Barrande, *Lingula* sp., *Amplexograptus* sp. i *Pseudoclimacograptus* sp.

Wyższa część odpowiadająca poziomom *Dicranograptus clingani* i *Climacograptus styloideus* nie odbiega swym rozwojem od pozostałych obszarów i wykształcona jest w postaci osadów ilastych. W uzyskanych tu próbkach rdzeniowych stwierdzono *Climacograptus styloideus* Lapworth, *Orthograptus* sp. i *Hisingerella nitens* (Hisinger).

Ogólna miąższość osadów karadoku w profilach lądowych wynosi od 15 do 36 m, a w profilach morskich od około 30 m w części wschodniej do ponad 60 m w obszarze położonym na północny zachód od Łeby.

## ASZGIL

Aszgil dolny we wszystkich nadmorskich profilach od otworu Krynica Morska 2 na wschodzie po Smółdzino 1 na zachodzie reprezentowany jest przez iłowce mulaste ciemnoszare i czarne z wkładkami margli. Występujące w nich trylobity: *Nankinolithus granulata* (Wahlenberg), *Tretaspis seticornis* (Hisinger) i *Panderia megalophthalma* Linnarsson dobrze dokumentują wiek osadów.

Podobnie wykształcone są osady tego wieku w profilach morskich w północno-zachodniej części polskiej strefy akwenu Bałtyku, natomiast w części północno-wschodniej są to głównie margle i wapienie margliste z wkładkami ilowców oraz zlepów muszlowych. Stwierdzono w nich przewodnie trylobity *Panderia megalophthalma* (Linnarsson), a ponadto *Tretaspis* sp., *Illaeus* sp. i *Anisopleurella* sp.

Aszgil górny, któremu odpowiada nadbałtyckie piętro porkuni, zarówno w profilach lądowych, jak i morskich zbudowany jest z margli, margli ilastych i ilowców wapnistych, których udział zwiększa się ku zachodowi. W osadach tych występuje zespół przewodnich trylobitów poziomu *Mucronaspis mucronata*.

W osadach aszgilu dolnego i górnego w wielu profilach pojawia się domieszka gruboklastycznego materiału kwarcowego (Z. Modliński, 1982). Są to zazwyczaj ziarna kwarcu frakcji piaszczystej, a rzadziej zwirowej, rozproszone w osadzie ilastym lub marglistym. Jedynie w nielicznych wypadkach koncentracja ziaren kwarcu jest tak duża, iż można wyodrębnić wkładki lub soczewki piaszczowców ilastych.

Ogólna miąższość aszgilu w profilach lądowych zmienia się od 3 m w otworze Słupsk IG 1 do około 50 m w rejonie Elbląga, a w profilach morskich od 4 do 19,5 m.

## OGÓLNE PRAWIDŁOWOŚCI ROZMIESZCZENIA LITOFACJI I MIĄŻSZOŚCI OSADÓW ORDOWIKU

Osady ordowiku omawianego obszaru powstały w obrębie tzw. basenu bałtyckiego (R.M. Mannil, 1966), stanowiącego epikontynentalny zbiornik morski, utworzony w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Basen ten od zachodu i południowego zachodu graniczył z morzem geosynkliny kaledońskiej, a od północy i wschodu z lądem fennosarmackim. Podstawowy schemat rozmieszczenia stref facjalnych w tym basenie przedstawiony został przez R.M. Mannila w 1966 r. W latach następnych w miarę napływu nowych danych i postępu badań schemat ten był uzupełniany i modyfikowany (L. Polma, 1973; Z. Modliński, 1973, 1982; V. Jaanusson, 1973; A.A. Geodekian i in., 1976; T. Podhalańska, 1980), lecz w swoich głównych rysach zachował aktualność do dziś.

Posuwając się od części zewnętrznych ku wewnętrznym partiom basenu wyróżnia się następujące strefy facjalne:

- litewsko-estońską, w której dominują szare osady wapienne;
- szwedzko-łotewską, będącą strefą współwystępowania szarych i czerwonych osadów wapiennych oraz ciemnoszarych i czarnych osadów ilastych;
- skańską, w której dominują ciemnoszare i czarne bitumiczne osady ilaste.

Niniejsze opracowanie obejmuje jedynie fragment basenu bałtyckiego, a rozmieszczenie litofacji i miąższości w jego obrębie ilustrują szkice zamieszczone na fig. 1 i 2.

Osady strefy litewsko-estońskiej tworzyły się w najpłytszej i najbliższej brzegu położonej części zbiornika sedimentacyjnego. Stwierdzone zostały w południowo-wschodniej części omawianego obszaru (fig. 1). Reprezentowane są tam głównie przez wapienie, a ich ogólna miąższość wynosi zaledwie 40–60 m (fig. 2). W obszarze tym w ordowiku istniał ciąg wyniesień paleotektonicznych Stoniszek–Kętrzyna (Z. Modliński, 1982).

Posuwając się dalej ku zachodowi, już w strefie szwedzko-łotewskiej można wyróżnić następujące pola litofacjalne: wapienno-margliste, wapienno-marglisto-ilaste i wapienno-ilaste (fig. 1).

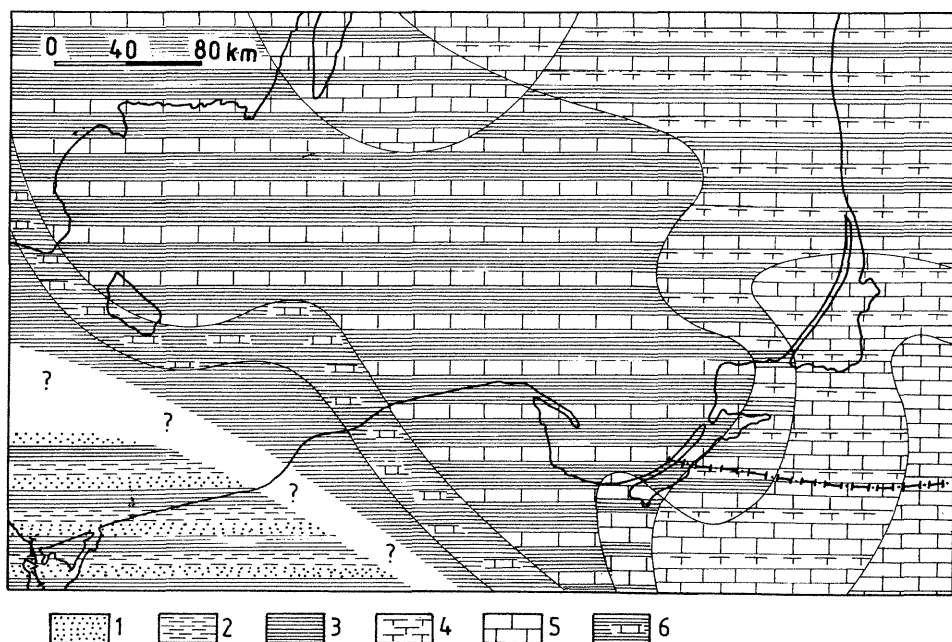


Fig. 1. Szkic rozmieszczenia litofacji osadów ordowiku na akwenie Południowego Bałtyku i obszarach przyległych

Location sketch of lithofacies of the Ordovician sediments in the southern Baltic Basin and adjacent areas

1 – osady szarogłazowo-piaszczyste; 2 – osady mułowcowe; 3 – osady ilaste; 4 – osady margliste; 5 – osady wapienne; 6 – osady ilaste z wkładkami wapiennymi

1 – greywacke-sandy sediments; 2 – siltstones; 3 – clayey sediments; 4 – marly sediments; 5 – limy sediments; 6 – clayey sediments with limy inserts

W obrębie wspomnianych dwu stref obserwuje się wyraźną zgodność zmian facjalnych i miąższościowych (fig. 1 i 2), polegającą na wzroście udziału węglanów w obszarach małych miąższości – na wyniesieniach paleotektonicznych – i wzroście udziału osadów ilastych i marglistych w obszarach zwiększonych miąższości – w obniżeniach paleotektonicznych.

Poza wspomnianym wyniesieniem Stoniszek – Kętrzyna z elementów pozytywnych zaznacza się wyniesienie gotlandzkie (R.M. Mannil, 1966), usytuowane na północy w rejonie wysp Gotland i Oland. Jego centralna część znajduje się poza obszarem niniejszego opracowania, a na zamieszczonych szkicach zarysowany jest jedynie jego południowy skłon, wyznaczony obecnością pola litofacji węglanowo-ilastej (fig. 1) oraz przebiegiem izopachyty 80 m (fig. 2).

Z elementów negatywnych można wymienić dwa obniżenia paleotektoniczne: jelgawskie na północnym wschodzie (w jego osiowej części miąższość osadów przekracza 180 m) oraz elbląskie (Z. Modliński, 1973, 1982) znane w literaturze radzieckiej pod nazwą natangskiego (E.M. Łaskow, 1968), w którym miąższości osadów przekraczają 120 m (fig. 1).

Zasadniczą część omawianego obszaru, aż po linię Słupsk – Bornholm – Skania na zachodzie, zajmują osady strefy skańskiej. W jej obrębie można wyróżnić następujące pola litofacjalne: ilasto-wapienne, ilaste z nielicznymi wkładkami wapiennymi oraz prawie wyłącznie ilaste (fig. 1). Wśród osadów tej strefy spotyka się liczne

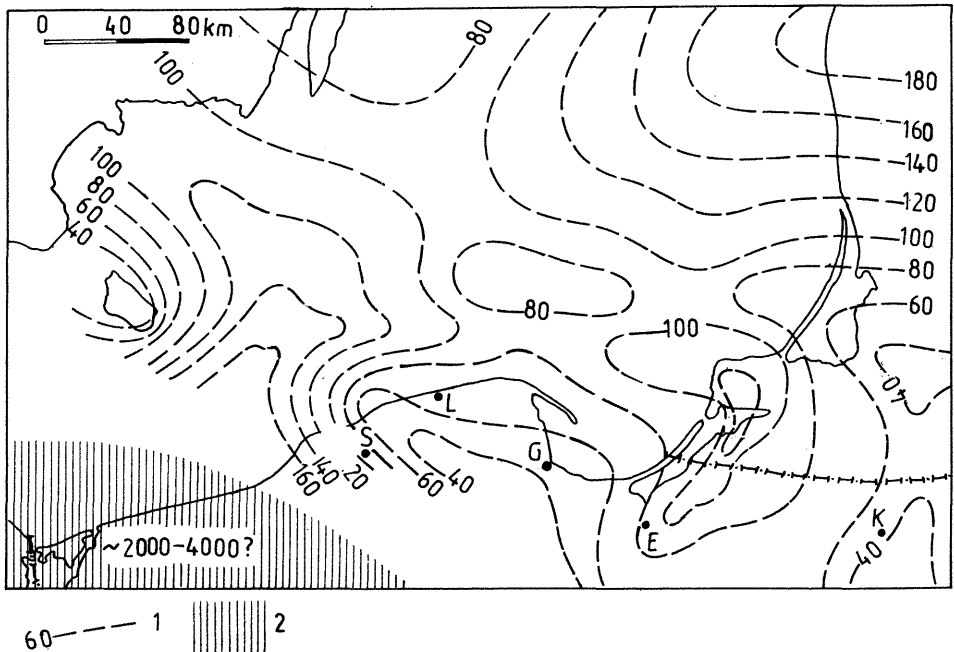


Fig. 2. Szkic rozmieszczenia miąższości osadów ordowiku na akwenu Południowego Bałtyku i obszarach przyległych

Location sketch of thicknesses of the Ordovician sediments in the southern Baltic Basin and adjacent areas

1 – izopachyty osadów ordowiku; 2 – obszar geosynklinalny o dużych bliżej nieokreślonych miąższościach osadów ordowiku

1 – isopachs of the Ordovician sediments; 2 – geosynclinal area with considerable but not evaluated thicknesses of the Ordovician sediments

wkładki piroklastyczne, których liczba i grubość rośnie ku zachodowi, wskazując że źródło materiału piroklastycznego znajdowało się na zachodzie w obrębie geosynkliny kaledońskiej (Z. Modliński, 1978). Miąższość osadów strefy skańskiej miejscami (np. w rejonie Kościerzyny – Smołdzina czy na Bornholmie) jest silnie zredukowana i spada poniżej 50 m. Obszary te nie stanowiły jednak prawdopodobnie wyniesień paleotektonicznych, lecz były rejonami, w których subsydencja nie była kompensowana przez sedimentację na skutek utrudnionej dostawy materiału osadowego z oddalonych obszarów alimentacyjnych oraz erodującego działania prądów dennych.

Dalej ku zachodowi osady ordowickie poznane zostały dopiero w strefie geosynklinalnej Rugii – Koszalina – Chojnic (H. Jaeger, 1967; W. Bednarczyk, 1974; Z. Modliński, 1968). Reprezentowane są tam przez utwory ilasto-mulasto-szarogłazowe z licznymi wkładkami piroklastycznymi. Miąższości osadów tej strefy są wielokrotnie większe niż omówionych poprzednio osadów platformowych. Bliższe ich określenie jest na razie niemożliwe, gdyż utwory ordowiku nigdzie nie zostały przebite, a ponadto uzyskane fragmenty profilów są silnie zaburzone tektonicznie. Miąższość ich można jedynie szacować na kilka kilometrów.

Kontakt utworów platformowych i geosynklinalnych nie został zbadany. Jest to zapewne kontakt tektoniczny wzdłuż rozłamów strefy Teisseyre'a-Tornquista o bardzo starych założeniach (J. Znosko, 1962). Zakłada się tu istnienie



nasunięcia utworów geosynklinalnych na utwory platformowe (J. Znosko red., 1968; R. Dadlez, 1974). Nasunięcie spowodowało poziome przemieszczenie mas skalnych i skrócenie paleoprzestrzeni. Był to jeden z czynników powodujących ogromny kontrast w wykształceniu ordowiku w obu obszarach. Prawdopodobnie skrócenie paleoprzestrzeni jedynie spotęgowało ten kontrast, a różnice facjalne i miąższościowe spowodowane były czynnikami pierwotnymi, związanymi z długotrwałym rozwojem rozłamów wglębnych, wzdłuż których w ordowiku zachodziły głównie przemieszczenia pionowe. Rozłamy już w ordowiku rozdzielały zatem obszary charakteryzujące się różnymi reżimami tektonicznymi.

Inaczej do tego zagadnienia podchodzą W. Brochwicz-Lewiński i in. (1981), przyjmując że wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista zachodziły wielkoskalowe ruchy przesuwcze, a utwory starszego paleozoiku – znajdujące się po obu jej stronach – pierwotnie były oddalone o wieśset kilometrów i w tym należy szukać przyczyny ich odmiennego wykształcenia.

Bardzo istotnym problemem, który nie został dotychczas rozwiązany, jest zagadnienie czy w obrębie kilkudziesięciokilometrowego pasa nierozpoznanego otworami wiertniczymi (fig. 1 – oznaczone znakiem ?) istnieje strefa osadów ordowiku o miąższościach i wykształceniu przejściowym między wykształceniem platformowym a geosynklinalnym, np. tego typu, jaki znany jest z rowu Oslo, który znajduje się na przedpolu kaledonidów norweskich. Ordowik reprezentowany jest tam przez serię osadów ilasto-węglanowych o miąższości około 400 m, zawierającą w obrębie karadoku znacznej miąższości utwory rafowe. Za możliwością napotkania strefy o miąższościach pośrednich przemawiają udostępnione ostatnio dane z otworu Krapperup 1, wykonanego w najbardziej na zachód wysuniętej części Skanii (K. Lindholm, 1981), oraz wyniki otworu wierconego na akwenu Bałtyku między Łebą a Bornholmem.

Zakład Geologii Regionalnej  
Obszarów Platformowych  
Państwowego Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Nadesłano dnia 8 lutego 1988 r.

## PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W. (1974) – The Ordovician in the Koszalin – Chojnice region (Western Pomerania). *Acta Geol. Pol.*, **24**, p. 581 – 600, nr 4.
- BEDNARCZYK W. (1979) – Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of Łeba Elevation, SW Poland, and their stratigraphic significance. *Acta Geol. Pol.*, **29**, p. 409 – 442, nr 4.
- BERGSTRÖM J. (1982) – Scania. W: IV International Symposium on the Ordovician System. Field excursion guide. *Paleont. Contr. Univ. Oslo*, **279**, p. 184 – 191.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. (1981) – Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż NW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.*, **29**, p. 385 – 397, nr 8.
- DADLEZ R. (1974) – Tectonic position of Western Pomerania (North-Western Poland) prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 49 – 87.
- HEDE J.E. (1951) – Boring through Middle Ordovician – Upper Cambrian Strata in the Flågelång District, Scania (Sweden). *Lunds Univ. Arsskr. N.F. Avd.*, **2**, 46, nr 7.

- JAANUSSON V. (1973) — Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia*, **6**, p. 11–34.
- JAEGER H. (1967) — Ordoviz auf Rügen. Datierung und Vergleich mit anderen Gebieten. *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. (Geol. Paläont.)*, **12**, p. 165–176, nr 1/2.
- LINDHOLM K. (1981) — A preliminary report on the uppermost Tremadocian — lower middle Arenigian stratigraphy of the Krappertup 1 drilling core, southern Sweden. Unpublished undergraduate project.
- MODLIŃSKI Z. (1968) — Ordowik na Pomorzu Zachodnim. *Kwart. Geol.*, **12**, p. 488–492, nr 3.
- MODLIŃSKI Z. (1973) — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **72**.
- MODLIŃSKI Z. (1976) — Stratygrafia i litofacja ordowiku zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **270**, p. 85–107.
- MODLIŃSKI Z. (1978) — Uwagi o rozprzestrzenieniu osadów piroklastycznych w ordowiku na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 49–58, nr 1.
- MODLIŃSKI Z. (1982) — Rozwój litofacyjny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **102**.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B. (1972) — Dolny tremadok w rejonie Lidzbarku Warmińskiego. *Kwart. Geol.*, **16**, p. 274–288, nr 2.
- MODLIŃSKI Z., TOPULOS T. (1974) — Wzorcowy profil geologiczno-geofizyczny ordowiku wschodniej części wyniesienia Łeby. *Kwart. Geol.*, **18**, p. 257–265, nr 2.
- PODHALAŃSKA T. (1980) — Stratigraphy and facial development of Middle and Upper Ordovician deposits in the Łeba Elevation (NW Poland). *Acta Geol. Pol.*, **30**, p. 327–390, nr 4.
- SZYMAŃSKI B. (1974) — Tremadok obniżenia perybałtyckiego. *Kwart. Geol.*, **18**, p. 223–242, nr 2.
- TJERNVIK T. (1960) — The Lower Didymograptus Shales of the Flagabro Drilling Core. *Geol. Fören. Förh.*, **82**, p. 203–217, nr 2.
- TOMCZYKOWA E. (1964) — Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 491–504, nr 3.
- ZNOSKO J. (1962) — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. *Kwart. Geol.*, **6**, p. 485–511, nr 3.
- ZNOSKO J. red. (1968) — Atlas geologiczny Polski 1:2 000 000. *Inst. Geol. Warszawa*.
- ГЕОДЕКЯН А.А. и др. (1976) — Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Центральной Балтики. *Изд. Наука*.
- ЛАШКОВ Э.М. (1968) — Литостратиграфические комплексы нижнего ордовика Южной Прибалтики. Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. *33 Сес. Межд. Геол. Конгр.*, стр. 139–154. *Изд. Минтис. Вильнюс*.
- МЯННИЛЬ Р.М. (1966) — История развития Балтийского Бассейна в ордовике. *Изд. Валгус. Таллин*.
- ПЫЛМА Л. (1973) — Особенности структурно-фациальных зон Балтийского Бассейна в ордовике. В: *Фации и геохимия карбонатных отложений. ВСЕГЕИ. Ленинград—Таллин*.

Здислав МОДЛИŃСКИ

## РАЗВИТИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА В ПОМОРЬЕ И НА СОПРЕДЕЛЬНОЙ АКВАТОРИИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

### Резюме

В статье представлена стратиграфия, фациальный состав и мощности отложений ордовика в Поморье и в сопредельной области Балтики. Ордовик на суше рассматривался в ранее опубли-

кованных статьях, поэтому здесь главное внимание обращено на новые данные по скважинам, пробуренным на море организацией "Петробалтик". В разрезах этих скважин из ордовика отбиралось немного образцов, и его расчленение основывалось прежде всего на корреляции геофизических данных с разрезами скважин в Гданьском Поморье, бурившихся с полным отбором керна. Стратиграфическая схема, разработанная по таким данным, может считаться достаточно точной только по разрезам, выдвинутым далеко на запад, в зоне между Лэбой и Борнхольмом, ввиду совершенно иного строения ордовика по сравнению с опорными разрезами ее можно принимать только как вероятную.

Самые низы ордовика — тремадок в разрезах морских скважин представлен черными аргиллитами, составляющими непосредственный (без перерывов) седиментационный и стратиграфический переход от верхнего кембрия. Возраст этих отложений определялся по фауне *Dictyonema flabelliforme* (Eichwald), *D.f. norvegicum* (Kjerulf), *D.f. rossicum* Obut, *Clonograptus tenellus* (Linnarsson), *Bryograptus kjerulfi* Lapworth и др. Мощность тремадока в этих разрезах составляет 0—8,5 м.

Отложения аренига начинаются с тонкого слоя, трансгрессивно залегающего на разновозрастных отложениях среднего и верхнего кембрия или тремадока. Выше, в нижнем арениге залегают серые и сероватозеленые аргиллиты, переслаиваемые черными аргиллитами с граптолитами. В разрезах морских скважин в частности обнаружены *Phyllograptus angustifolius* Hall, *P.a. tenuis* Mosen, *P. anna* (Hall).

Верхний арениг сложен известняками и серыми и буровишневыми мергелистыми известняками, и только в разрезе, расположенном на СЗ от Лэбы, отмечены глинистые отложения. Общая мощность аренига на акватории колеблется от 13,5 до 45 м. В лланвирне также преобладает карбонатная литофация, а именно серые и буро-красные известняки с трилобитами рода *Asaphus*. К западу от линии Лэба—Борнхольм известняки замещаются аргиллитами, являющимися эквивалентом т.н. верхних дидамограптусовых сланцев Скании.

На размытой поверхности лланвирновых отложений залегают редуцированные породы лландейля. В ЮЗ части описываемой области они представлены аргиллитами и мергелями, а на СВ — мергелистыми и органогенными известняками с *Botrioides?* sp., *Lonchodomas rostratus* (Sars) и др. Мощность лландейля в разрезах морских скважин составляет 1,5—10 м.

Карадок на ЮЗ представлен темносерыми и черными аргиллитами с прослоями бентонитов. В этих отложениях присутствуют граптолиты, по которым разрез расчленяется на горизонты от *Nemagraptus gracilis* до *Climacograptus styloideus*. На СВ в низах карадока появляются известняки и мергели с трилобитами *Neosaphus ludibundus* Tornquist, *Ogmasaphus* sp. и др. Мощность карадока в разрезах морских скважин колеблется от 30 до 60 м.

Нижний ашгиль на юге территории представлен алевролитистыми аргиллитами с прослоями мергелей, которые в С направлении замещаются мергелями и известняками. Возраст пород определен по трилобитам *Pandera megalophthalma* (Linnarson), *Tretaspis* sp. и др. Верхний ашгиль состоит из мергелей и известковистых аргиллитов с руководящими трилобитами рода *Micronaspis*. Мощность его в морских разрезах составляет 4—19,5 м.

Распределение мощностей и литофаций ордовика показано на схемах (фиг. 1 и 2). На востоке данной области наблюдается согласованность изменений фаций и мощностей, состоящая в увеличении содержания известняков в районах малой мощности осадка, а именно в палеотектонических поднятиях.

На западе, в районе Косьежины—Смолдзина и на Борнхольме ордовикские породы подвержены сильной редукицией и там их мощность не превышает 50 м. Однако, эти районы скорее всего не были палеотектоническими поднятиями, а недостаток мощности здесь объясняется некомпенсированностью прогибания седиментацией.

Zdzisław MODLIŃSKI

## DEVELOPMENT OF ORDOVICIAN SEDIMENTS IN POMERANIA AND ADJACENT BALTIC BASIN

## Summary

The paper presents stratigraphic and facial-thickness description of Ordovician sediments in Pomerania and adjacent Baltic Basin. The Ordovician of the inland area was described in previous publications, the main attention was therefore paid to new data from boreholes in the sea, done by the enterprise „Petrobaltic”. Core samples from Ordovician sediments in these boreholes were only occasionally collected. The Ordovician was subdivided mainly on the basis of geophysical correlation with fully-cored sections from the Gdańsk Pomerania. A stratigraphy prepared in this way is quite unquestionable and only in the sections further to the west, between Łeba and Bornholm, it is hypothetical due to different sediments of the Ordovician than in the far-distant key sections.

The Lowest Ordovician (Tremadoc) occurs in marine sections in stratigraphic and sedimentary continuity with the Upper Cambrian and is represented by black claystones. Age of these sediments is documented by the fauna of *Dictyonema flabelliforme flabelliforme* (Eichwald), *D. f. norvegicum* (Kjerulf), *D. f. rossicum* Obut, *Clonograptus tenellus* (Linnarsson), *Bryograptus kjerulfi* Lapworth and others. Thickness of the Tremadoc sequence in marine sections is equal 0–8.5 m.

Sediments of the Arenigian start with a thin transgressive bed that overlies various members of the Middle Cambrian, Upper Cambrian and Tremadoc. Above, the Lower Arenigian is represented by grey and grey-green claystones laminated with black ones with graptolitic fauna. Marine sections contain among others *Phyllograptus angustifolius* Hall, *P. a. tenuis* Mosen, *P. anna* (Hall).

The Upper Arenigian is composed of grey and brown-cherryred limestones and marly limestones. Only in the section to the northwest-west of Łeba there are clayey sediments. Total thickness of the Arenigian sediments in sections from the Baltic reservoir is equal from 13.5 to about 45 m.

The Llanvirnian is also predominated by limestone lithofacies. The latter is composed of grey and brown-red limestones with trilobites of the genus *Asaphus*. To the west from the line Łeba–Bornholm limestones are replaced by claystones that constitute the equivalent of the so-called „upper didymograptus slates” of Scania.

Washed surface of the Llanvirnian sediments are covered by considerably reduced in thickness sediments of the Llandeilian. In the southwestern part of the area they are represented by claystones and marls, and in the northeast by marly and organodetritic limestones with *Botrioides?* sp., *Lonchodomas rostratus* (Sars) and others. Thickness of the Llandeilian in marine sections is equal 1.5–10 m.

The Caradoc in the southwest is represented by darkgrey and black claystones with inserts of benthonites. These sediments contain a graptolitic fauna that documents a presence of horizons from *Nemagraptus gracilis* to *Climacograptus styloideus*. In the northeastern part of the area the Lowest Caradoc is composed of limestones and marls with trilobites of *Neosaphus ludibundus* Törnquist, *Ogmasaphus* sp. and others. A thickness of the Caradoc in marine sections is equal 30–60 m.

The Lower Ashgillian in southern part of the area is represented by silty claystones with inserts of marls that pass northwards into marls and limestones. Age of sediments is defined by trilobite fauna with *Panderia megalophthalma* (Linnarsson), *Tretaspis* sp. and others. The Upper Ashgillian is composed of marls and limy claystones with key trilobites of the genus *Mucronaspis*. A thickness of the Ashgillian sequence in marine sections varies from 4 to 19.5 m.

Distribution of thickness and lithofacies of sediments of the Ordovician is illustrated by sketches in Figs. 1 and 2. In the eastern part of the area there is a distinct conformity of facial and thickness changes, expressed by increased content of limestones in areas with small thicknesses i.e. at paleotectonic elevations, and their lower content in areas with larger thicknesses i.e. paleotectonic elevations.

In the west in the Kościerzyna-Smoldzino region and in Bornholm the Ordovician sediments are strongly reduced and their thickness is below 50 m. These areas have not been probably the paleotectonic elevations but the ones, in which subsidence has not been compensated by sedimentation.