

## Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Kętrzyn IG 1 (NE Polska)

Zdzisław Modliński\*, Jaak Nõlvak\*\*, Bronisław Szymański\*

**Chitinozoan biozonation of the Ordovician succession in the borehole Kętrzyn IG 1 (NE Poland).** *Prz. Geol.*, 50: 1149–1158.

*Summary.* The Ordovician carbonate sequence in the Kętrzyn IG 1 borehole (depth 1544,5–1612,7 m) contains diversified, abundant Chitinozoa assemblage. 48 taxons were identified which document 6 standard zones of regional Baltoscandian scale: *stentor*, *hirsuta*, *barbata*, *fungiformis*, *bergstroemi*, *fragilis*. In the two zones *fungiformis* and *bergstroemi* were identified: in the *fungiformis* — the *angusta* subzone and in the *bergstroemi* — the *cervicornis* subzone (fig. 3). Definition of extent and boundaries as well as position in the profile of the distinguished zones and subzones enables precise correlation of the Ordovician carbonate sequence of the Kętrzyn IG 1 borehole with the isochronous profiles in the adjacent Polish areas (Proniewicze IG 1, Klewno 1, Sokolica 1 borehole), in Estonia (Rapla 1, Tartu (453), Taga–Roostoja (25A) (borehole, and in western Volhynia, Ukraine) Kowel 1 (no 5415) borehole.

**Key words:** NE Poland, Baltic Depression, Ordovician, biostratigraphy, Chitinozoa

W ramach współpracy Państwowego Instytutu Geologicznego z *Institute of Geology at Tallinn Technical University* w latach 1999–2001 wykonano badania mikroszczałków Chitinozoa serii ordowickiej z polskich otworów wiertniczych Proniewicze IG 1 (głęb. 601,7–647,45 m) i Kętrzyn IG 1 (głęb. 1544,5–1612,7 m). Pierwszy z nich zlokalizowany był w części wschodniej obniżenia podlaskiego, drugi — w środkowej części obniżenia bałtyckiego (ryc. 1). Zasadnicze rezultaty badań stratygraficzno-paleontologicznych pierwszego profilu autorzy przedstawili we wcześniejszej publikacji (Modliński i in., 2002), drugiego — stanowią przedmiot niniejszej publikacji. Koszty prac strony polskiej zostały sfinansowane ze środków KBN (Modliński i in., 2001).

Zapis depozycyjny ordowiku profilu Kętrzyn IG 1 (głęb. 1544,5–1612,7 m) tworzy urozmaicony litologicznie kompleks skał osadowych o nieznacznej miąższości (68,5 m). Zdecydowana ich większość to skały węglanowe o charakterze kalcyklastyków i kalcylikoklastyków (ok. 83,0%): wapienie, wapienie dolomityczne, wapienie z ooidami żelazistymi oraz wapienie piaszczyste, wapienie margliste i margle. Zupełnie podrzędny udział mają skały niewęglanowe: terygeniczne o różnej kategorii wielkościowej ziarn (ok. 16,5%) — ilaste i ilasto-mułowcowe oraz chemogeniczne — glaukonity (ok. 0,5%). Miąższość serii osadów ordowickich wynosi: według danych wiertniczych 68,5 m, natomiast według interpretacji pomiarów geofizyki otworowej (PG, PNG, PO) — 66,5 m (ryc. 2).

Zespół skalny ordowiku ułożony jest niezgodnie sedymentacyjnie na osadach silikoklastycznych poziomu *Paradoxides paradoxissimus* kambru środkowego (Lendzion, 1983), a przykryty jest w stropie osadami węglanowo-marglistymi syluru dolnego (landower). Zapis stratygraficzny serii tworzą udokumentowane paleontologicznie osady: arenigu, lanwirnu *sensu* Fortey i in. (1995), karadoku i aszgilu (ryc. 2).

Zakresem badań objęto serię skał węglanowych środkowego i górnego ordowiku z interwału 1544,5–1612,7 m (68,2 m) oraz wapienno-marglistych najniższego syluru (głęb. 1535,0–1544,5 m). Z analizowanego odcinka

zgłębnego pełnordzeniowo dysponowano w sumie 75,0 m skalnego materiału rdzeniowego, z którego pobrano i poddano standardowej technice preparacji łącznie 46 próbek o wadze od ok. 0,15 do 0,4 kg, przeciętnie — 0,25 kg. Szczałki Chitinozoa stwierdzono w maceratach 33 próbek (ok. 71%), pozostałe próbki okazały się negatywne (29%): cztery (nr 824, 822, 821, 815) z pogranicza ordowiku i syluru (głęb. 1543,0–1554,9 m) oraz dziewięć (nr 790–781) — z osadów piętr lasnamägi, aseri, kunda i volkhov (głęb. 1585,0–1612,0 m). Rozmieszczenie próbek, ich głębokość, charakter litologiczny i pozycję stratygraficzną przedstawia ryc. 3.

Jako podstawą przy klasyfikacji i nazewnictwie wapieni posłużono się nomenklaturą Dunhama (1962) i Chilingara i in. (1967), a skał klastycznych — nomenklaturą Dotta w modyfikacji Pettijohna, Pottera i Sievera (1972). Za górną granicę wielkości ziarn dla mikrytu przyjęto 0,004 mm, tj. wartość 8,0 w skali phi. Zgodnie z tym, matrix w opisanych skałach oznacza głównie spoiwo mikrytowe (Folk, 1959, 1968).

Zasady terminologii petrograficznej wzorowano na *Słowniku Petrograficznym* (Ryka & Maliszewska, 1982), podstawy klasyfikacji oraz polskie nazwy struktur sedymentacyjnych — na podręczniku *Zarys sedymentologii* (Gradziński i in., 1986), a interpretacje stratygraficzne — na regionalnym podziale bałtoskańskim zestawionym przez Nõlvaka & Grahna (1993) oraz Nõlvaka (1999a).

Zasadnicze dane dotyczące rozwoju badań oraz litologii, stratygrafii i facji ordowiku obniżenia bałtyckiego znaleźć można w publikacjach i materiałach archiwalnych m.in. następujących autorów: Tomczykowa (1962, 1964), Turnau-Morawska (1971), Bednarczyk (1968, 1996, 1998a, b), Langier-Kuźniarowa (1967, 1971, 1974), Jaworowski & Modliński (1972), Łacka (1986, 1990), Nehring-Lefeld (1969), Modliński (1966, 1982), Modliński & Pokorski (1969), Modliński & Szymański (1972, 1997), Podhalańska (1980), Szymański (1984, 1999), Szczepanik (2000).

Fotograficzna dokumentacja wybranych form Chitinozoa z otworu Kętrzyn IG 1 jest przedstawiona w pracy F. Parisa i Nõlvaka (1999). Zbiory źródłowych materiałów dokumentacyjnych zdeponowano: kolekcję okazów Chitinozoa — w Instytucie Geologii Technicznego Uniwersytetu w Tallinie; próby litologiczne i płytki cienkie — w Zakładzie Geologii Regionalnej i Naftowej PIG w Warszawie.

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; zmod@pgi.waw.pl; bszy@pgi.waw.pl

\*\*Instytut of Geology, Tallinn Technical University, 7 Estonia Ave., 10143 Tallinn, Estonia; nolvak@gi.ee

Zrealizowane prace prowadzono w ramach tematu „Biostratygraficzne badania porównawcze kambriu i ordowiku polskiej i estońskiej części platformy wschodnioeuropejskiej” (poz. pl. 6.22.1204.00.0), zatwierdzonego na podstawie Umowy i Programu Współpracy między Ministrem OŚZNiL Rzeczypospolitej Polskiej i Ministrem Ochrony Środowiska Republiki Estonii.

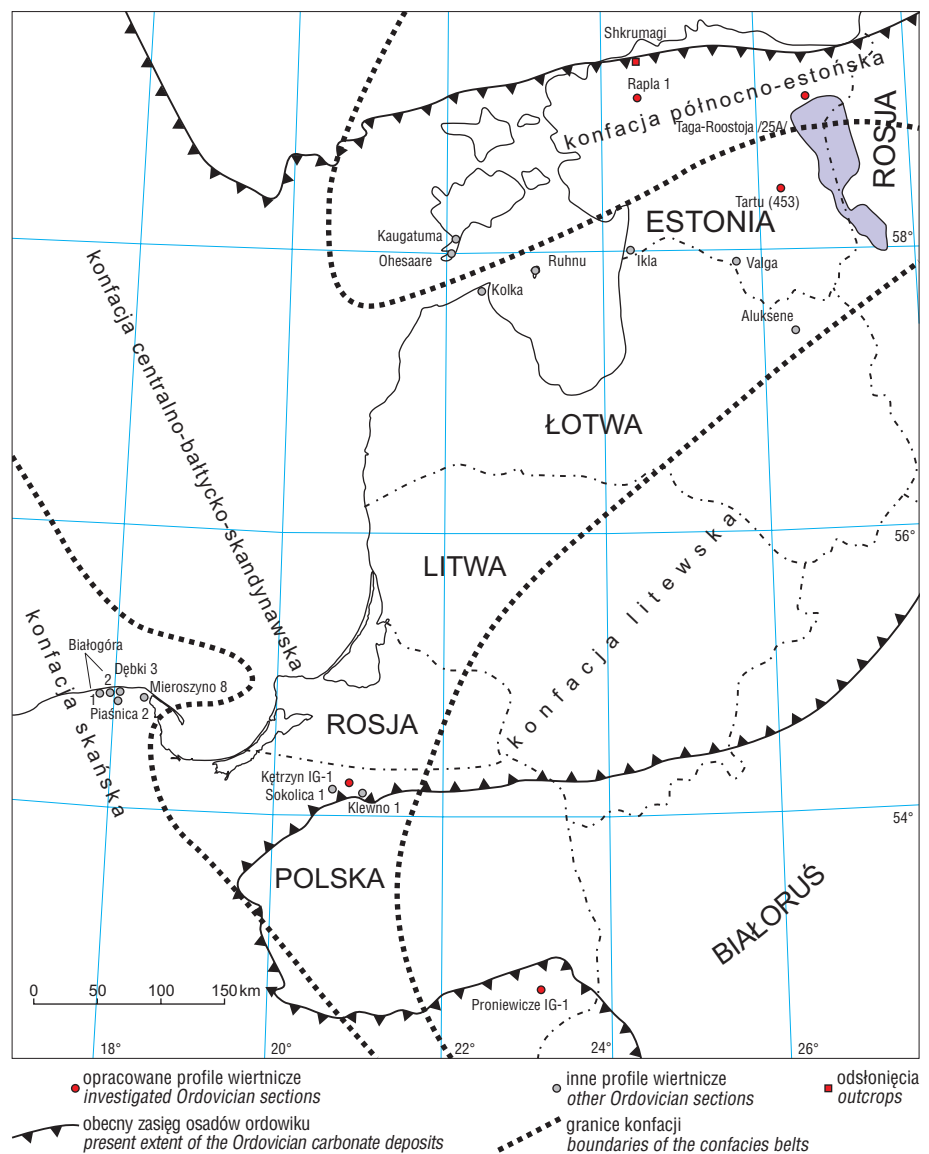
### Litologia

Zapis depozycyjny członu węglanowego ordowicku analizowanego profilu składa się — najogólniej biorąc — z sześciu podstawowych odmian litologicznych skał, różniących się zawartością i rodzajem składników ziarnowych, uziarnieniem i stopniem ich wysortowania, wzajemnymi relacjami ilościowymi między nimi, wreszcie składem i charakterem spoiwa. Są to: wapień organodetrytyczne z glaukonitem, wapień organodetrytyczne, wapień z okruchami fauny, wapień organodetrytyczne z ooidami żelazystymi, wapień piaszczyste oraz wapień margliste i margle. Ich rozmieszczenie i zgeneralizowane nastęstwo pionowe, wzajemne relacje miąższościowe, charakter teksturalny oraz zasięg stratygraficzny przedstawiono na ryc. 2.

Zasięg skał pierwszych trzech wyróżnionych odmian jest przyporządkowany dolnej części sekwencji ordowickiej odpowiednio (ryc. 2): wapień organodetrytyczne z glaukonitem i wapień organodetrytyczne w części zdolomityzowane o charakterze teksturalnym pakstonów i wakstonów bioklastycznych (trylobitowo-ramienionogowych i trylobitowych) — arenigowi (głęb. 1598,3–1612,7 m); wapień organodetrytyczne typu greinstonów bioklastycznych i pakstonów bioklastycznych lanwirnowi i dolnej części kukruse (głęb. 1576,9–1598,3 m), a wapień organodetrytyczne z ooidami żelazystymi i wapień z okruchami fauny typu greinstonów bioklastycznych i bioklastyczno-ooidowych — górnej części kukruse i dolnej części idave-rejohvi-keila (głęb. 1571,7–1576,9 m). Z pozostałych trzech odmian wapień margliste i margle o cechach wakstonów i pakstonów bioklastycznych z podrzędnym udziałem zailonych madstonów budują górnokaradocko (oandu-rakvere)–aszgilski odcinek profilu (głęb. 1546,5–1571,7 m, natomiast wapień piaszczyste typu pakstonów bioklastycznych — część przystopową aszgilu) głęb. 1544,5–1545,2 m (ryc. 2).

Skład granulometryczny i stopień wysortowania materiału ziarnowego większości badanych skał węglanowych odpowiada kalkarenitom w rozumieniu Chilingara i in. (1967) — najczęściej średnio-, rzadziej drobnookruchowym. Skały grupy kalcsylitów są reprezentowane miąższościowo podrzędnie. Ich wystąpienia koncentrują się w dwu różnowiekowych segmentach profilu: dolnym — arenidzkim (volkhov) i górnym — górnokaradocko-aszgilskim (ryc. 2).

Ilościowe relacje poszczególnych odmian litologicznych skał węglanowych kształtują się następująco. Zasadniczy komponent litologiczny profilu tworzą dwie odmiany skał węglanowych typu kalcsylitoklastyków (61,0%): czerwono-brunatne wapień organodetrytyczne i wapień margliste o charakterze pakstonów–wakstonów bioklastycznych (ok. 21%) oraz szare i szarozielone wapień piaszczyste, wapień margliste i margle typu wakstonów bioklastycznych, stanowiące ilościowo łącznie ok. 40,0% miąższości serii. Zdecydowanie niższy udział mają skały grupy kalcyklastyków reprezentowane przez pstre, plamiste wapień organodetrytyczne, wapień z okruchami fauny i wapień organodetrytyczne z ooidami żelazystymi.



Ryc. 1. Mapa rozkładu konfacji w ordowickim paleobasenie bałtyckim (wg Jaanusson, 1976)  
Fig. 1. Map of the Baltic Ordovician confacies belts (after Jaanusson, 1976)

mi typu greinstonów bioklastycznych i bioklastyczno-oidowych oraz pakstonów bioklastycznych (39,0%). Ich wyróżnikiem jest relatywnie wysoka zawartość (30–40%) w składzie ziarnowego materiału biogenicznego szczątków szkieletowych epifauny bentosu sesylnego (szkarłupnie, mszywioly).

Z zasięgów pionowych i relacji miąższościowych głównych odmian skał węglanowych wynika, że ich sekwencja ma wyraźnie trójdzielny charakter litologiczny. Część dolna (głęb. 1598,3–1612,7 m) i górna (głęb. 1544,5–1558,6 m) profilu jest zbudowana głównie z skał grupy kalcsylikoklastyków typu wapieni organodetrytycznych, wapieni piaszczystych, wapieni marglistych i margli (ryc. 2), natomiast środkowa z kalcyklastyków (głęb. 1571,3–1598,3 m): wapieni organodetrytycznych, wapieni organodetrytycznych z ooidami i wapieni z okruciami fauny. Zespoły skalne tych trzech jakościowo różnych segmentów profilu są rozdzielane dobrze czytelnymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych: dolna i środkowa — w stropie serii pakstonów-wakstonów bioklastycznych arenigu (głęb. 1598,3 m) oraz środkowa i górna — w stropie pakietu szarych i szarozielonych wapieni organodetrytycznych typu pakstonów bioklastycznych piętra keila (głęb. ok. 1576,9 m).

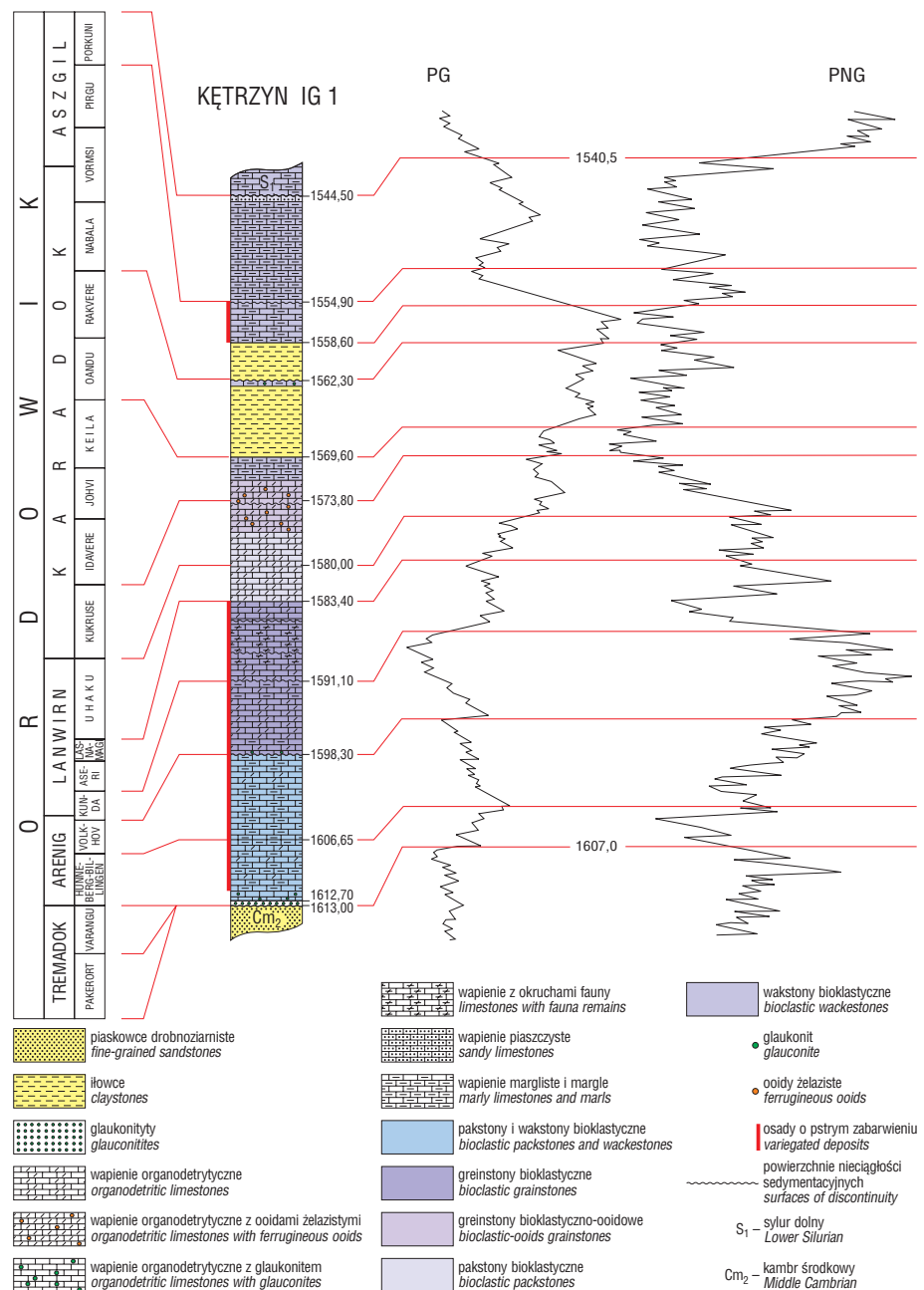
Zespół skał serii węglanowej zawiera bogate spektrum struktur sedimentacyjnych i deformacyjnych. Ich zbiór tworzą: liczne — zwłaszcza w volkhovsko-lanwirńskim odcinku profilu (głęb. 1580,0–1612,7 m) — nierówne, szorstkie i gładkie powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych o genezie subakwalnej, śród- i międzywarstwowe rozmycia erozyjne, ślady działalności życiowej organizmów oraz liczne mikrostylolity o różnej genezie. Z powierzchniami nieciągłości volkhovsko-lanwirńskiego odcinka profilu nierzadko współwystępują laminarne formy stromatolitów pochodzenia biogenicznego, cienkie powłoki skondensowanych osadów rezydualnych (*lag deposits*) oraz produkty mineralizacji żelazistej (goetyt) i fosforanowej (apatyt), zawierające miejscami formy indukowane przez czynniki biogeniczne (endobionty).

Zespół skał węglanowych z górnej części sekwencji uzupełnia pakiet skał niewęglano-

wych o nieznacznej miąższości (głęb. 1558,6–1569,6 m). Są to szare i szarozielonkawe iłowce w części laminowane, partiami w różnym stopniu wapniste ze skąpym detrytusem fauny (fm. iłowców z Sasina) A<sub>3</sub> (*sensu* Modliński & Szymański 1997).

Zapis depozycyjny serii węglanowej wyróżnia relatywnie wysoki udział skał węglanowych o pstrym, czerwono-brunatnym zabarwieniu (ok. 48%). Interwały ich występowania przyporządkowane są dwu różnym wiekom fragmentom profilu: dolnemu — z przedziału arenig-lasnamägi (głęb. 1583,4–1612,7 m) oraz górnemu — obejmującemu piętro pirgu (głęb. 1554,9–1558,6 m).

Zróżnicowanie składu litologicznego serii węglanów ordowickich profilu Kętrzyn IG 1 prowadzi do wniosku o niejednorodnym charakterze facjalnym ich sekwencji. Część dolna profilu z interwału volkho-vlasnamägi reprezentuje osady konfacji centralno-bałtycko-skandynawskiej



Ryc. 2. Profil litologiczno-petrograficzny serii ordowickiej otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1  
Fig. 2. Lithologic and petrographic sections of the Ordovician in the Kętrzyn IG 1 borehole

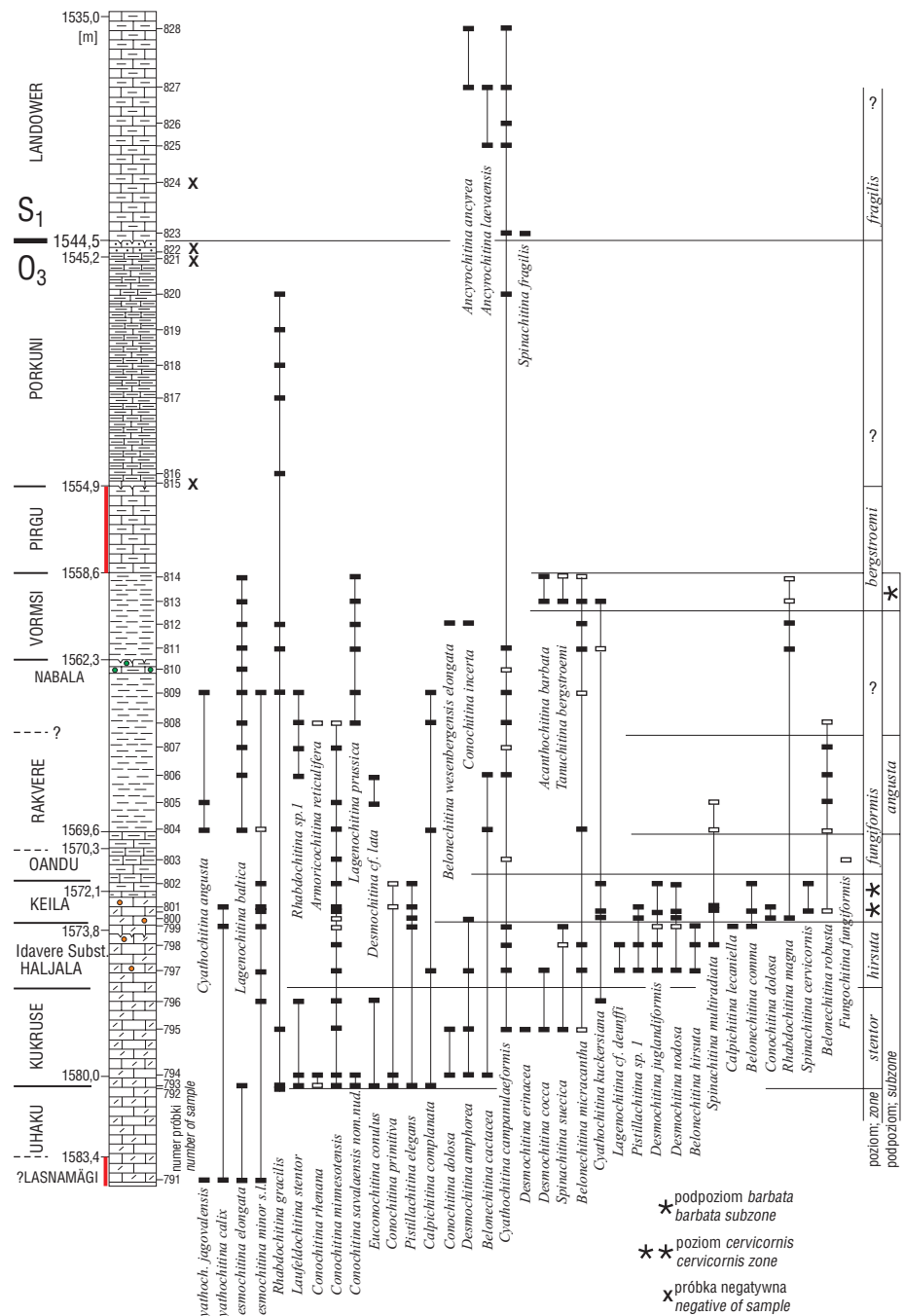
(=facja szwedzko-łotewska *sensu* Männil, 1966), odpowiadającej wewnętrznym partiom ordowickiego paleobasenu bałtyckiego (Jaanusson, 1976, 1995), górna natomiast odpowiednio: w przedziale uhaku–keila i nabala–porkuni — konfacji litewskiej, a w przedziale oandu–rakvere — strefie przejściowej między konfacją litewską i centralno-bałtycko-skandynawską (Plma, 1973, 1982).

**Rozmieszczenie Chitinozoa w profilu**

Zasadnicze elementy rozmieszczenia i składu taksonomicznego Chitinozoa oparto na studium występowania ich szczątków w 46 próbkach (nr 828–781), pochodzących z osadów środkowego i górnego ordowiku (głęb. 1544,5–1612,7 m; 68,2 m) oraz najniższego syluru (głęb. 1535,0–1544,5 m; ryc. 3). Schemat rozmieszczenia i rozmiar analizowanych próbek są zgodne z powszechnie przyjętymi standardami: ich odległość zmienia się w przedziale 0,5–3,7 m, najczęściej wynosi ok. 1,5 m, natomiast ciężar waha się w granicach 0,15–0,45 kg, przeciętnie wynosi ok. 0,25 kg. Z maceratów 33 próbek, tj. 71% ogólnej ich liczby, uzyskano szczątki Chitinozoa, pozostałe próbki okazały się negatywne: cztery (nr 824, 822, 821, 815) z najniższego syluru oraz dziewięć (nr 790–781) z osadów pięter volkhov, kunda, aseri i lasnamägi (ryc. 3). Zbiór ostatniej grupy próbek pochodzi z czerwono-brunatnych węglanów częściowo zrekrystalizowanych i zdolomityzowanych (Langier-Kuźniarowa, 1971, 1974). Stan zachowania mikroszczątków Chitinozoa jest wyraźnie zróżnicowany: przeciętnie lepszy w wapieniach lanwirmu–najniższego karadoku (próbki nr 791–803), wyraźnie gorszy — w osadach marglisto-łłastych pięter oandu–rakvere (próbki nr 814–820). Z osadów pierwszego interwału okazy w większości są trójwymiarowe; z osadów drugiego — spłaszczone, często pokruszone i niekompletne. Zidentyfikowano łącznie 48 taksonów Chitinozoa, w tym: 25 form z osadów dolnej części sekwencji (głęb. 1572,1–1585,5 m) oraz 13 form z osadów części górnej (głęb. 1544,5–1572,1 m). Interwał występowania okazał się być wspólny dla osadów zarówno dolnego, jak i górnego

odcinka sekwencji. Zestawienie oznaczonych form oraz stwierdzenie ich zasięgi stratygraficzne przedstawia ryc. 3.

Sposób rozmieszczenia oraz częstość występowania mikroszczątków Chitinozoa w profilu wykazuje wyraźnie dwudzielny rozkład. Część dolna sekwencji lanwirmu górny (uhaku)–karadok dolny (keila) zawiera materiał relatywnie bardziej urozmaicony taksonomicznie i ilościowo obfity, natomiast górna (karadok górny–aszgil) — wyraźnie mniej zróżnicowany taksonomicznie i uboższy ilościowo (ryc. 3). Z łącznej liczby 35 taksonów, stwierdzonych w osadach dolnej części sekwencji, jedynie 10 form, tj. ok. 40%, pojawia się w osadach części górnej. Zróżnicowanie zespołu Chitinozoa w osadach dolnego i górnego odcinka profilu wiąże



**Ryc. 3.** Stratygrafia serii węglanowej ordowiku w profilu otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1. Objaśnienia na ryc. 2

**Fig. 3.** Stratigraphy of the Ordovician carbonate deposits in the Kętrzyn IG 1 borehole. Explanations as in Figure 2

się z tzw. zdarzeniem wymierania (kryzysu) w oand (Kaljo i in., 1995, 1996), które zaznaczyło się bardzo wyraźnie w wielu profilach głównych stref facyjnych paleobasenu bałtyckiego (ryc. 1). W profilu Kętrzyn IG 1 zdarzenie to podkreśla dodatkowo kontrastowa zmiana na przełomie keila/oandu jakościowego charakteru sedymentacji z wapienno-marglistej na ilastą (Modliński i in., 2001).

Z najniższej usytuowanej pozytywnej próbki (nr 791) nie uzyskano okazów form wskaźnikowych dla poziomu. Za podstawę zaszeregowania biostratygraficznego osadów tego fragmentu profilu do piętra lasnamägi posłużył fakt identyfikacji okazów *Cyathochitina jagovalensis* Schallreuter, która nie jest znana z osadów młodszych. W osadach wyższego odcinka sekwencji (głęb. 1580,0–1583,4 m) nie stwierdzono dostatecznej liczby dobrze zachowanych okazów, umożliwiających ich pewną diagnozę stratygraficzną (próbka nr 792). Zapewne należą one — jak wskazują dane makrofaunistyczne (Modliński i in., 2001) — do piętra uhaku (ryc. 3).

Podstawę piętra kukruse wyznacza obecność podpoziomu *rhenana*, tj. poziomu *stentor* (Nölvak & Grahn, 1993; Nölvak, 1999a). Ich obecność dokumentuje występowanie w próbce nr 793 dwu taksonów wskaźnikowych *Conochitina rhenana* Eisenack i *Laufeldochitina stentor* (Eisenack) oraz formy *Conochitina savalaensis* nom. nuda (ryc. 3). Zasięg ostatniego gatunku w stratotypowych profilach Północnej Estonii jest charakterystyczny dla warstw piętra kukruse zawierających kukersyt (Männil, 1986 — ryc. 2.1.1). Z obszaru zachodniej części polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego osady poziomu *stentor* zostały również udokumentowane w trzech profilach wiertniczych na wyniesieniu Łeby, gdzie ich miąższość wynosi od 1,0 do 3,2 m (Podhalańska, 1979).

Granica między osadami pięter kukruse i haljala przypada w miejscu pojawienia się pierwszych okazów *Belonechitina hirsuta* (Laufeld), tj. poniżej próbki nr 797. W profilach stref konfacji północno-estońskiej i centralno-bałtycko-skandynawskiej poziom *hirsuta* wyznacza niższą część podpiętra idavere (Nölvak i in., 1999). Wyróżnienie dolnej części tego podpiętra w profilu Kętrzyn IG 1 wymagałoby, ze względu na bardzo mały zazwyczaj zasięg pionowy poziomu, bardziej szczegółowego opróbowania. Intensywnie skondensowane osady poziomu *hirsuta* (do kilkudziesięciu centymetrów) znane są m.in. z obszaru Północnej Estonii oraz profilu Fjäckka w Szwecji (Nölvak, 1972 — ryc. 2; Nölvak i in., 1999 — ryc. 2).

Interwał współwystępowania *Spinachitina cervicornis* (Eisenack) i specyficznych zakrzywionych form *Euconochitina primitiva* (Eisenack) wyznacza w profilu obecność warstw piętra keila. Sytuacja taka stwierdzona została m.in. w północno-estońskim profilu Rapla 1 (Kaljo i in., 1995, 1996), gdzie zidentyfikowano ponadto liczne akriktarchy *Leiosphaeridia baltica* (Eisenack) oraz Chitinozoa określane jako *Belonechitina* sp. 1. (Hints & Nölvak, 1999 — fig. 4). Z sąsiedztwa poziomu *cervicornis* pobrana została próbka nr 802 pochodząca z soczewki(?) wapiennej wśród iłowców zaliczanych do pięter oandu-rakvere, której głębokość określono jako 1571,8 m. Jest prawdopodobne, że próbka nr 802 ma nieprawidłowo wyznaczoną

głębokość i być może pochodzi z kalkarenitów piętra keila, występujących poniżej głębokości 1572,1 m (ryc. 3).

Stwierdzenie okazów indeksowego taksonu *Fungochitina fungiformis* Eisenack w próbce nr 803 dokumentuje z dużym prawdopodobieństwem podstawę piętra oandu (ryc. 3). Zasięg pionowy poziomu *fungiformis* jest jednak trudny do precyzyjnego określenia, ponieważ w analizowanym interwale mikroszczątki są bardzo rzadkie. Jest to związane z tzw. wymieraniem (kryzysem) oandu, wyrażającym się niską frekwencją Chitinozoa i wyraźną zmianą w składzie ich zespołów (Kaljo i in., 1996). Zdarzenie wymierania oandu w profilu Kętrzyn IG 1 jest relatywnie słabiej zaznaczone niż w profilu Proniewicze IG 1 z wschodniej części obniżenia podlaskiego (Modliński i in., 2002). Z osadów piętra keila do osadów oandu w pierwszym z tych profili przechodzi ok. 52% gatunków, w drugim — 30%.

Zagadnienie wyznaczenia granic osadów piętra rakvere na obszarze całej Bałtoskandii jest problemem trudnym i dotychczas nie rozstrzygniętym definitywnie. Związane jest to z brakiem jednoznacznych kryteriów biostratygraficznych dla definicji dolnej granicy piętra rakvere w profilach dwu głównych konfacji, tj. północno-estońskiej i centralno-bałtycko-skandynawskiej. W profilach pierwszej z tych stref sytuuje się ona w obrębie, w drugiej — w osadach ilastych formacji Mossen (Jaanusson, 1982). Korelacja profili konfacji północno-estońskiej, znanych z centralnej i południowej Estonii (Nölvak & Y. Grahn, 1993 — ryc. 5; Nölvak i in., 1997 — tab. 7) z formacją Mossen konfacji centralno-bałtycko-skandynawskiej stanowi nadal problem otwarty. Zaklasyfikowanie chronostratygraficzne osadów ilastych, występujących w profilu Kętrzyn IG 1 na głębokości 1562,3–1570,3 m należy tym samym traktować jako wstępne. Część dolna ich sekwencji jest litologicznie bardzo podobna do skał formacji Mossen (mułowce, iłowce). Na podstawie obecności *Cyathochitina angusta* Nölvak & Grahn większą część tej serii ilastej można korelować z piętrem idavere (próbki nr 804–807). Podpoziom *angusta* stanowi jedynie część poziomu *fungiformis* (Nölvak & Grahn, 1993; Nölvak, 1999a), którego zasięg jest ograniczony ku górze do pierwszego wystąpienia *Armoricochitina reticulifera* (Grahn). Czasem obserwuje się współwystępowanie obu taksonów i wówczas *Cyathochitina angusta* Nölvak & Grahn nie wyznacza granicy pięter rakvere i nabala. Ma to miejsce w próbce nr 809. Obecność *Armoricochitina reticulifera* (Grahn) dokumentuje na rozległych obszarach Bałtoskandii podstawę piętra nabala (Nölvak, 1988). W profilu Kętrzyn IG 1 podpoziom *reticulifera* nie zaznacza się, ponieważ w próbce 808 stwierdzono tu tylko jeden egzemplarz *Armoricochitina cf. reticulifera* (Grahn); (ryc. 3).

Zdecydowanie niedostateczne są dane biostratygraficzne dla precyzyjnego wyznaczenia podstawy silnie skondensowanych osadów piętra nabala. Zasadniczo jałowa próbka nr 810 pochodzi z marglistych wapieni z glaukonitem, których charakter litologiczny jest bardzo podobny do utworów formacji Mõntu (Nölvak i in., 1997) z dolnej części piętra nabala strefy konfacji północno-estońskiej i litewskiej (np. otw. Kaugatuma na wyspie Saaremaa). Część górna piętra nabala stratotypu północno-estońskiego jest reprezentowana przez bardzo charakterystyczne kalcylutyty formacji Saunja (Nölvak i in., 1997). Ich ekwiwalentów litologicznych w profilu Kętrzyn IG 1 nie stwierdzono.

Dolna granica piętra vormsi dobrze zaznacza się w litologii i jest wyrażona pojawieniem się szarych i szarozielonych iłowców (głęb. 1562,3 m). Zespół oznaczonych Chitinozoa poziomu *bergstremi* i podpoziomu *barbata* odpowiada górnej części tego piętra. Zasadnicze znaczenie odgrywa tu podpoziom *barbata*, charakteryzujący się szerokim rozprzestrzenieniem i najbardziej precyzyjnym potencjałem korelacyjnym na całym obszarze Bałtoskandii (Paris, 1992; Paris & Nölvak, 1999). Zaznaczyć jednak wypada, że okaz z otworu wiertniczego Klewno 1 przedstawiony w publikacji Bednarczyka (1999 — ryc. 5; 5) jako *Acanthochitina barbata* Eisenack został błędnie oznaczony i nie należy do tego taksonu. Jako niewłaściwe uznać zatem należy interpretacje i wnioski, dotyczące się rozprzestrzenienia i pozycji stratygraficznej *Acanthochitina barbata* Eisenack w osadach ogniwa Kielno *sensu* Bednarczyk (1996, 1999).

W interwale 1554,9–1558, 6 m profilu Kętrzyn IG 1 występują wapienie margliste barwy czerwono-brunatnej, w których nie stwierdzono mikroszczałków o ściankach zbudowanych z substancji organicznej (ryc. 3). Zapewne reprezentują one ekwiwalenty litologiczne niższej części piętra pirgu. Osady piętra porkuni zostały udokumentowane na podstawie makrofauny (Modliński i in., 2001). W próbce nr 817 M. Rubel (inf. ustna) oznaczył ponadto *Eostropheodonta hiranantensis* (M. Coy), gatunek typowy dla tak zwanej „fauny *Hirnantia*”, dokumentujący środkową i górną część piętra porkuni. Stwierdzone w osadach piętra porkuni Chitinozoa są bardzo specyficzne. Ich asocjacja nie zawiera jednak okazów jakichkolwiek taksonów wskaźnikowych dla poziomów. Z wyjątkiem próbki nr 815 we wszystkich pozostałych napotkano m.in. okazy *Rhabdochitina gracilis* Eisenack. Z innych form oznaczono *Spinachitina taugourdeaui* (Eisenack) i *Conochitina scabra* nom. nud. (ryc. 3). W podobnych litologicznie profilach estońskich, m.in. otw. Ruhnu (Nölvak, 2003) *Rhabdochitina gracilis* zanika w środkowej części osadów formacji Kuldiga (Nölvak i in., 1997). Zgodnie z tym można przypuszczać, iż w profilu Kętrzyn IG 1 istnieje luka stratygraficzna obejmująca górną część osadów piętra pirgu i najniższą część piętra porkuni.

Zespół skał ordowickich otworu Kętrzyn IG 1 wieńczy pakiet szarych gruboziarnistych wapieni piaszczystych o miąższości ok. 0,7 m (głęb. 1544,5–1545,2 m), których charakter litologiczny jest bardzo podobny do osadów formacji Saldus (Nölvak i in., 1997). Z maceratów wapieni piaszczystych nie pozyskano szczałków Chitinozoa. Ich brak tłumaczyć można zbyt dużą przypuszczalnie turbulencją wód w trakcie sedymentacji, która doprowadziła do dezintegracji ścianek delikatnych struktur szkieletowych zbudowanych z materii organicznej (Paris & Nölvak, 1999).

Z analizy porównawczej wynika, że warstwy najniższego syluru w profilu Kętrzyn IG 1 są generalnie podobne litologicznie do znanych na obszarze Estonii i Łotwy ze strefy przejściowej między konfaccjami północno-estońską i centralno-bałtycko-skandynawską (ryc. 1). Ich sekwencje rozpoznano m.in. w wierceniach Ruhnu, Ikla, Kolka, Ohe-saare, Tartu, Valga i Aluksne (ryc. 1), w których najniższy sylur jest reprezentowany przez nieznacznej miąższości margle z wapieniami gruzłowymi określonymi przez Nestora (1990) jako „domeryty”. Zespoły Chitinozoa mar-

gli i wapieni gruzłowych najniższego syluru z estońskich i łotewskich otworów wiertniczych nie były dotychczas przedmiotem szczegółowych badań. Ze względu na podobieństwa litologiczne do wymienionych profili, osady najniższego syluru wiercenia Kętrzyn IG 1 z głębokości 1535,0–1944,5 m można korelować z ogniwem Puikule formacji Öhne regionalnego piętra juuru Estonii (Nestor, 1997).

Część górną najniższego syluru z interwału 1521,0–1535,0 m budują wapienie gruzłowe, zawierające nieoznaczalne szczałki graptolitów i zespół Chitinozoa szeroko rozprzestrzeniony w profilach Estonii i Łotwy. Ich sekwencję — nie zilustrowaną na ryc. 3 — należy korelować z ogniwem Ruja formacji Öhne (Nestor, 1997). W najniższej próbce nr 823 oprócz innych form zidentyfikowano *Spinachitina fragilis* (Nestor) takson wskaźnikowy dla poziomu o znaczeniu globalnym (Verniers i in., 1995). Asocjacja Chitinozoa przy górnej granicy serii wapieni gruzłowych najniższego syluru jest podobna. Z występujących tu kalcytutów oznaczono m.in. charakterystyczne *Ancyrochitina sp.*, które mają bardzo delikatną kruchą mikrostrukturę i rzadko dobrze zachowują się w próbkach.

### Implikacje stratygraficzne i paleogeograficzne

Sekwencje skalne ordowiku polskiego fragmentu obniżeń podlaskiego (otw. Proniewicze IG 1) i bałtyckiego (otw. Kętrzyn IG 1) reprezentują osady zewnętrznych partii rozległego paleobasenu perykratonicznego, rozciągającego się wzdłuż zachodnich peryferii wschodnioeuropejskiego kratonu prekambryjskiego (prewendyjskiego). Zewnętrzne ramy zbiornika, określanego jako basen bałtycki (Männil, 1966), tworzą: w części północnej — lineament Trollford–Timan (Erdtman & Paalits, 1994), na wschodzie — wydźwignięte obszary Laurusji (Fennoskandia, Sarmatia) — łądy fiński, białoruski i ukraiński, a na południu — hipotetyczny łąd Prakarpacki. Zachodnią granicę akwenu umownie wyznacza przebieg strefy szwu transeuropejskiego (TESZ). Założenie basenu wiąże się z dwoma głównymi epizodami transgresywnymi systemu — wczesnotremadockim oraz z przełomu tremadok/arenig (Fortey, 1984).

Zestawione dotychczas modele paleobasenu bałtyckiego przyjmują istnienie pięciu najogólniej biorąc elementów paleogeograficznych o jakościowo różnym charakterze, określanych mianem bądź stref facjalnych w schemacie Männila (1966), bądź terminem konfaccji według nazewnictwa Jaanussona (1976). Za kryterium wyróżnienia stref facjalnych *sensu* Männil (1966) uznano szeroko rozumiany kontekst litologiczny osadów, natomiast konfaccji Jaanussona (1976) — łącznie ich aspekt lito- i biofacjalny.

Zespół wyróżnionych przez Jaanussona (1976) jednostek facjalnych tworzy pięć następujących konfaccji: północno-estońska, litewska, centralno-bałtycko-skandynawska (=szwedzko-łotewska), skańska i rejonu Oslo (ryc. 1). Z konfaccji tych pierwsze dwie obejmują zasięgiem zewnętrzne, marginalnomorskie partie zbiornika; trzecia — partie centralne o charakterze przejściowym, a dwie pozostałe — wewnętrzne zdominowane przez relatywnie głęboko-

wodne — głównie ilaste i ilasto-margliste — osady basenowych systemów depozycyjnych.

Jakościowy charakter sekwencji skalnych ordowiku środkowej i wschodniej części obniżeń podlaskiego (otw. Proniewicze IG 1) i bałtyckiego (otw. Kętrzyn IG 1) wskazuje, iż noszą one liczne cechy właściwe osadom zewnętrznych (proksymalnych) partii paleobasenu bałtyckiego odpowiednio: profil Proniewicze IG 1 — konfacji litewskiej; profil Kętrzyn IG 1 — strefy przejścia konfacji litewskiej i centralno-bałtycko-skandynawskiej (=szwedzko-łotewskiej) (ryc. 1). Zasadniczym komponentem sekwencji litologicznych dwu tych konfacji są ziarnowe węglany typu kalcyklastyków i kalcsilikoklastyków, stanowiące łącznie od 80 do 85% miąższości serii. Ziarnowe węglany pierwszej grupy są wykształcone jako wapienie, wapienie dolomityczne, wapienie z glaukonitem, wapienie z ooidami żelazistymi, wapienie organodetrytyczne i wapienie z okruchami fauny; drugiej — jako wapienie piaszczyste, wapienie margliste i margle. Ich wspólnym wyróżnikiem jest relatywnie wysoki względny udział w składzie członu ziarnowego znacznych ilości okruchowego materiału biogenicznego (Modliński i in., 2001, 2002). Skałom niewęglanowym przypada rola podrzędna, zarówno pod względem objętościowym (miąższościowym), jak i stratygraficznym. Ich spektrum litologiczne tworzą silikoklastyki o różnej kategorii wielkościowej ziarn — piaszkowce, mułowce, iłowce i iłowce bitumiczne typu *black shale*, skały chemogeniczne — glaukonityty oraz lokalnie skały piroklastyczne (bentonity, tufity) i kerogenowe — kukersyty (otw. Proniewicze IG 1).

1. Terminy transgresja i regresja są rozumiane jako względne obniżenie bądź podwyższenie poziomu morza w zbiorniku sedymentacyjnym lub jego części, bez uwzględniania implikacji genetycznych, tj. domniemanych przyczyn zmian głębokości zbiornika.

Zasadnicze cechy różniące osady stref konfacji litewskiej i centralno-bałtycko-skandynawskiej (=szwedzko-łotewskiej), tzn. względny udział odpowiednio: w pierwszej — szarych węglanów z obfitym materiałem szczątków szkieletowych organizmów bentosu sesylnego (mszywoły, krynoidy, cystoidy), w drugiej — pstrych węglanów o pokroju gruzłowym i podwyższonej zawartości drobnodispersyjnego pigmentu wodorotlenków i tlenków żelaza (femikryt).

Ze względu na zróżnicowanie litologii i złożoność układu facjalnego w sekwencjach ordowiku polskiego fragmentu paleobasenu bałtyckiego są stosowane tradycyjnie — na prawach równorzędności — dwa schematy podziału chronostratygraficznego i biozonacji (Modliński, 1973). Są to: klasyczny podział brytyjski wyprowadzony z sukcesji form graptolitów planktonicznych (Williams i in., 1972; Fortey i in., 1995; Webby, 1998) oraz regionalny podział bałtoskański oparty w wersji klasycznej o następstwo taksonów trylobitów i ramienionogów w profilach środkowej Szwecji i Estonii (Kaljo i in., 1958; Männil, 1966; Jaanusson, 1982). Z podziałów tych, pierwszy o charakterze ortostratygraficznym jest uznawany dziś powszechnie za standard globalny, służący jako wzorcowy test synchroniczności osadów systemu.

W profilach zdominowanych przez osady ilaste zachodniej części obniżeń bałtyckiego i podlaskiego (konfacja skańska) jest wykorzystywany klasyczny podział

brytyjski, natomiast w profilach o przewadze osadów węglanowych części centralnej (konfacja centralno-bałtycko-skandynawska (=szwedzko-łotewska) i wschodniej obu jednostek (konfacja litewska) — regionalny podział bałtoskański o charakterze parastratygraficznym (Modliński & Szymański, 1997, 2000).

Zasadnicze elementy bałtoskańskiego schematu chronostratygraficznego tworzą trzy jednostki o randze oddziałów (epok), określanych terminem: dolny-oeland, środkowy-viru i górny-harju. Interwały wyróżnionych oddziałów dzielone są obecnie łącznie na 28 jednostek regionalnych rangi piętra i podpiętra (Nölvak i in., 1997; Paškevičius, 1997). Są to: w oelandzie-pakerort ( $A_{II}$ ), varangu ( $A_{III}$ ), latorp ( $B_I$ ), hunneberg ( $B_{Ia}$ ), billingen ( $B_{Ib}$ ), volkhov ( $B_{II}$ ), z podpiętrami sakä, vääna, langevoja oraz kunda, ( $B_{III}$ ) z podpiętrami hunderum, valaste i aluoja; w viru-aseri ( $C_{Ia}$ ), lasnamägi ( $C_{Ib}$ ), uhaku ( $C_{Ic}$ ), kukruse ( $C_{II}$ ), haljala *sensu* V. Jaanusson (1995) z dwoma podpiętrami-idavere ( $C_{III}$ ) i jöhvi, ( $D_I$ ) oraz keila ( $D_{II}$ ), oandu ( $D_{III}$ ) i rakvere (E), w harju-nabala ( $F_{Ia}$ ), vormsi ( $F_{Ib}$ ), pürgu ( $F_{Ic}$ ), i porkuni ( $F_{II}$ ). Za holostratotypy bałtoskańskich jednostek chronostratygraficznych przyjęto profile odsłoneń naturalnych odpowiednio: dla oelandu — Środkowej Szwecji (Siljan, Västergötland, wyspa Öland) i Północnej Estonii, dla dwu pozostałych oddziałów (epok) — obszaru Północnej Estonii. Zasięgi i granice wszystkich kategorii chronostratygraficznych schematu zdefiniowane są na podstawie następstwa indeksowych form trylobitów i ramienionogów, tj. skamieniałości dwu grup organizmów bentonicznych z wszystkimi ujemnymi tego następstwami. Jakość i rozdzielczość bałtoskańskiego podziału parastratygraficznego, a także potencjał korelacyjny są tym samym — ze zrozumiałych względów — niższe niż standardowego schematu brytyjskiego opartego na graptolitach.

Zasadnicze niedostatki i ograniczenia klasycznego podziału bałtoskańskiego są rezultatem sumowania się efektów m.in. następujących czynników: niskiej frekwencji i nieciągłości zapisu paleontologicznego części form wskaźnikowych, ograniczonego ich rozprzestrzenienia w obrębie basenu zależnego od facji (środowiska sedymentacji), wreszcie intensywnie manifestującego się zjawiska endemizmu bądź prowincjonalizmu. Zespół przytoczonych czynników sprawia, iż schemat bałtoskański częstokroć nastęrcza liczne trudności, np. przy korelacjach profiliów z poszczególnych fragmentów basenu, jak i w skali międzyregionalnej. W szczególności dotyczy to porównań z sekwencjami ilastymi i ilasto-marglistymi o biozonacji wyprowadzonej z sukcesji taksonów graptolitów. Istotnym mankamentem jest zarazem relatywnie niska rozdzielczość schematu, która niejednokrotnie generuje zbyt duży margines błędu bądź uniemożliwia rozpoznanie i datowanie krótkotrwałych hiatusów stratygraficznych i erozyjnych, nieciągłości sedymentacyjnych, interwałów kondensacji, zasięgów i granic cykli sedymentacyjnych w różnych strefach facjalnych (batymetrycznych) basenu oraz identyfikację osadów jednostek chronostratygraficznych o nieznacznej miąższości.

Zestawienie korelacyjne głównych kategorii stratygraficznych standardowego podziału brytyjskiego i regionalnego podziału bałtoskańskiego prezentuje ryc. 2.

Stopień zgodności dwu tych konstrukcji zależy w sposób oczywisty od kompletności i dokładności skali biostra-

tygraficznej: większej ze zrozumiałych względów w schemacie brytyjskim, a relatywnie mniejszej — w schemacie bałtoskańskim. Z zasadniczych elementów różniących formalnie oba schematy należy wskazać: po pierwsze — schemat brytyjski dzielony jest na pięć jednostek rangi oddziału (epoki), natomiast bałtoskański — na 3 oddziały (epoki); po drugie — w zrewidowanym ostatnio przez Forteya i in. (1995) schemacie brytyjskim wyróżnia się łącznie 24 jednostki rangi piętra i podpiętra, w tym 15 pięter i 9 podpięter. Są to piętra: w tremadoku — cressagian i migneintian; w arenigu — morolunian, whitelandian i fennian; w lanwirnie — aberiddian i landeilian; w karadoku — aurelucian z podpiętrami velfreyan i costonian; burrellian z podpiętrami harnagian, soudleyan, longvillian; cheneyan z podpiętrami woodstonian, marshbrookian oraz stredfordian z podpiętrami atonian i onnian; w aszgilu — pusgillian, cautleyan, rawtheyan i hirnantian. Jako granice oddziałów (epok) bałtoskańskich przyjmuje się kolejno: oelandu — strop piętra kunda, tj. strop poziomu graptolitowego *artus* lub spąg poziomu *murchisoni*; viru — strop piętra rakvere, tj. strop poziomu *clingani* lub spąg poziomu *linearis*; harju — strop poziomu porkuni, tj. strop poziomu *persculptus*. Innymi słowy, granice oddziałów (epok) bałtoskańskich sytuują się kolejno w obrębie następujących oddziałów *sensu brytanico*: górna granica oelandu — w dolnej części lanvirnu, a viru — w górnej części karadoku. Identyczne rozbieżności i niesynchroniczność w usytuowaniu granic są udziałem jednostek rangi piętra i podpiętra oraz wielu biopoziomów obu schematów (por. ryc. 1 — Löfgren, 2000).

Zestawione niezgodności standardu brytyjskiego i skali bałtoskańskiej rodzą liczne rozbieżności przy próbach korelacji poszczególnych profilów. Ich konsekwencją są m.in. różnego charakteru niejasności i dwuznaczności, duży margines błędu oraz braki obniżające wiarygodność interpretacji stratygraficznych i tym samym szczegółowość i poprawność rekonstrukcji paleogeograficznych.

Zainteresowanie precyzyjnym podziałem chronologicznym sekwencji osadów zewnętrznych, tj. proksymalnych partii basenu wynika m.in. z faktu ich wysokiej skłonności do rejestracji efektów szerokiej gamy zdarzeń geologicznych. Zakres i skala ich zapisu w poszczególnych strefach facjalno-batymetrycznych basenu jest różny: na ogół większy i bardziej pełny w partiach zewnętrznych, tj. relatywnie płytkowodnych, a zdecydowanie mniejszy i tym samym selektywny i uboższy w partiach bardziej wewnętrznych, tj. głębszych. Jest to następstwem faktu, że już nieznaczne wahania w poziomie wód lub niewielkie ruchy tektoniczne dna w strefach płytkowodnych pociągają za sobą relatywnie znaczne konsekwencje środowiskowe i fizykochemiczne, nawet w przypadku ich krótkotrwałości w skali czasu geologicznego. Innymi słowy, w strefach tych mamy z reguły bardziej kompletny i urozmaicony jakościowo i ilościowo zapis zdarzeń geologicznych niż ma to zazwyczaj miejsce w osadach profilów stref głębszych, np. basenowych zdominowanych przez sedymentację ilastą i ilasto-marglistą. Zgodnie z tym, możliwe jest tu odwzorowanie i rejestracja efektów zmienności wielu czynników, które wychodząc z partii basenowych nie pozostawiły widomych znaków

wpływu na sedymentację, tj. pozbawione są trwałego zapisu w profilach.

Zasadnicze niedogodności tradycyjnego schematu bałtoskańskiego w szerokim zakresie eliminuje skala biochronologiczna wyprowadzona z sukcesji mikroszczałków Chitinozoa (Nölvak & Grahn, 1993). Zaletami tej grupy skamieniałości jako podstawy zonacji są m.in.: szerokie ich rozprzestrzenienie geograficzne, umiarkowany prowincjonalizm, obecność wielu form o krótkotrwałym zasięgu czasowym (stratygraficznym), wysoka na ogół frekwencja w osadach badanych profilów, wreszcie przywiązanie maksimum frekwencji niektórych gatunków do wybranych typów skał wskazujące, iż preferują one określone środowiska depozycyjne (Grahn, 1984). Ich spektra wykazują przy tym nierównomierne zróżnicowanie, generalnie są słabiej urozmaicone i ilościowo uboższe w osadach facji ilastych — zwłaszcza typu łupków graptolitowych — niż w osadach facji wapiennych z fauną skorupową. Stopień niezależności Chitinozoa od litologii jest jednak powszechnie na tyle znaczny, iż indeks ich taksonów wskaźnikowych dla większości wyróżnianych poziomów biostratygraficznych jest wspólny dla całego obszaru Bałtoskandii (Nölvak & Grahn, 1993).

Z ważniejszych ograniczeń biozonacji opartej na sukcesji mikroszczałków Chitinozoa należy wymienić m.in. niskie frekwencje lub najczęściej całkowity ich brak w trzech grupach osadów: w czerwono-brunatnych węglanach poddanych procesom przeobrażeń w środowisku diagenetycznym o warunkach utleniających (Grahn, 1984) w skałach, które w swej historii geologicznej przeszły stadium silnego pogrążenia i oddziaływania paleotemperatur rzędu 200–250° w ziarnowych kalcyklastykach z środowisk depozycyjnych o wysokiej turbulencji wód.

Zniszczenie *post mortem* materii organicznej mikrostruktur Chitinozoa w pierwszych dwu rodzajach skał należy wiązać z czynnikami natury chemicznej i termicznej, w trzecim — natury mechanicznej.

Zestawiona ostatnio przez Nölvaka (1999a) wersja skali biochronologicznej Chitinozoa obejmuje interwał serii ordowickiej od wyższego tremadoku po najwyższy aszgil, tj. odpowiada przedziałowi czasu geologicznego 490–443 mln lat (Gradstein & Ogg, 1996). Interwał ten zawiera łącznie 26 biozon, w tym: 15 rangi poziomu i 11 — rangi podpoziomu. Czas trwania poszczególnych poziomów wynosi według szacunków Nölvaka i Grahna (1993) od 1 (karadok) do ok. 5 mln lat (wyższy tremadok–arenig, średnio — 1,6 mln lat. Stopień rozdzielczości skali jest wyraźnie zróżnicowany: relatywnie mniejszy w dolnym odcinku profilu (wyższy tremadok–lanwirn), a znacząco większy w odcinku górnym (karadok–aszgil). Z porównań skali bałtoskańskiej z brytyjskim standardem graptolitycznym wynika, iż rozdzielczość skali bałtoskańskiej w przedziale wyższy tremadok–lanwirn jest niższa, niż standardu graptolitowego, w przedziale karadok–aszgil natomiast odpowiednio zbliżona, bądź większa.

Identyfikacja czasowych ekwiwalentów biopoziomów Chitinozoa schematu bałtoskańskiego w profilach Proniewicze IG 1 (obniżenie podlaskie) i Kętrzyn IG 1 (obniżenie bałtyckie) znacznie rozszerza stan dotychczasowej znajomości stratygrafii ordowickich sekwencji skalnych polskiego fragmentu proksymalnej partii basenu bałtyckiego. Istotne nowości to m.in.: możliwość precyzyjnego datowa-



nia w interwale volkhov–porkuni zasięgów i granic szeregu pięter i podpięter regionalnej skali bałtoskańskiej, udokumentowanie odcinków kondensacji lub przypuszczalnego braku osadów (nabala, lasnamägi), stwierdzenie hiatusu stratygraficznego w najwyższym aszgilu (porkuni), wreszcie precyzyjne określenie górnej granicy systemu w profilach pozbawionych dokumentacji graptolitowej oraz wyróżnienie i ustalenie zasięgu piętra darriwilian (poz. *U. austrodentatus* — poz. *N. gracilis*) o charakterze globalnego poziomu korelacyjnego (Modliński, i in., 2002). Zbiór przytoczonych faktów zwiększa w profilach polskich: po pierwsze — rozdzielczość stosowanych dotychczas podziałów stratygraficznych; po drugie — precyzyjne korelacji i wiarygodność rekonstrukcji paleogeograficznych. W szczególności dotyczy to porównań z sekwencjami opracowanymi według graptolitowej skali brytyjskiej.

### Podsumowanie

Z analizy stratygraficzno-paleontologicznej zespołu Chitinozoa serii węglanowej ordowiku (Iarnwirn–aszgil) profilu Kętrzyn IG1 wynika co następuje:

1. W pozyskanym materiale mikropaleontologicznym zidentyfikowano okazy 48 taksonów, dokumentujących ekwiwalenty następujących 6 standardowych poziomów regionalnej skali bałtoskańskiej (Nölvak & Grahn, 1993; Nölvak, 1999a): *stentor*, *hirsuta*, *cervicornis*, *fungiformis*, *bergstroemi* i *fragilis*. W obrębie dwóch poziomów *fungiformis* i *bergstroemi* wyróżniono łącznie 2 podpoziomy odpowiednio: w pierwszym — podpoziom *angusta*, w drugim — podpoziom *barbata* (ryc. 3).

2. Z dwu odcinków profilu rzędu 10,4 m (głęb. 1544,5–1554,9 m) i 4,5 m (głęb. 1560,5–1565,0 m) między granicami poziomów *fungiformis/bergstroemi* i *bergstroemi/fragilis* nie uzyskano — z racji nazbyt oszczędnego opróbowania — dostatecznej dokumentacji szczątków Chitinozoa, która pozwalałaby na wyznaczenie wiarygodnych zasięgów poszczególnych taksonów i tym samym umożliwiała jednoznaczne i bardziej szczegółowe rozdzielanie biostratygraficzne profilu. Celem detalizacji odcinki te powinny być poddane w przyszłości dokładnemu opróbowaniu typu warstwa po warstwie (ryc. 3).

3. Stan zachowania mikroszczątków Chitinozoa jest wyraźnie zróżnicowany: przeciętnie lepszy w wapieniach Iarnwirnu (uhaku) — najniższego karadoku (próbki nr 792–803), wyraźnie gorszy — w osadach marglisto-ila-tych pięter oandu–rakvere (próbki nr 814–820). Z osadów pierwszego interwału okazy w większości są trójwymiarowe; z drugiego — spłaszczone i często niekompletne.

4. Sposób rozmieszczenia szczątków Chitinozoa w profilu wykazuje — analogicznie jak w profilu Proniewicze IG 1 (Modliński i in., 2001) — wyraźnie dwudzielny charakter. Część dolna sekwencji (uhaku–keila) zawiera materiał bardziej urozmaicony taksonomicznie i ilościowo obfity, natomiast górna (karadok górny–aszgil) — wyraźnie mniej zróżnicowany taksonomicznie i uboższy ilościowo (ryc. 3).

5. Zróżnicowanie taksonomiczne i ilościowe zespołów Chitinozoa dolnej i górnej części profilu stanowi repons ponadregionalnego zdarzenia geologicznego o charakterze katastroficznym, określanego jako, tzw. wymieranie (kry-

zys) w oandu (Kaljo i in., 1996). Z rozpoznanej asocjacji form dolnej części profilu jedynie okazy 10 taksonów, tj. ok. 40% ich liczby, pojawia się w jego części górnej (ryc. 3).

6. Znaczny stopień rozdzielczości skali podziału biostratygraficznego wywiedzionego z sukcesji zespołów Chitinozoa pozwala na datowanie w opracowanej serii węglanowej ordowiku dwu istotnych zdarzeń: po pierwsze — hiatusów stratygraficznych obejmujących pogranicze pięter nabala i vormsi oraz górną część piętra pirgu i najniższą część piętra porkuni; po drugie — intensywnej kondensacji osadów niższej części podpiętra idavere (poziom *hirsuta*) oraz osadów piętra nabala.

7. Identyfikacja ekwiwalentów standardowych poziomów i podpoziomów skali regionalnego podziału bałtoskańskiego umożliwia jednoznaczne i precyzyjne korelacje sekwencji węglanowej ordowiku profilu Kętrzyn IG 1 z równowiekowymi sekwencjami obszarów sąsiednich: Polski (otw. Proniewicze IG 1, Klewno 1, Sokolica 1), Estonii (otw. Rapla 1 — Kaljo i in., 1995), Tartu (453 — Bauert & Bauert, 1998), Taga-Roostoja (25A — Nölvak, 1996, 1999b) i Zachodniego Wołynia na Ukrainie (otw. Kowel 1, nr 5415 — Saadre i in., 2201; ryc. 1).

Z rękopisem zapoznał się dr hab. M. Narkiewicz, któremu autorzy składają serdeczne podziękowania za dyskusję i wyrażone uwagi krytyczne.

### Literatura

- BAUERT G. & BAUERT H. 1998 — List of chitinozoan samples. [W:] Tartu (453) Drillcore, Appendix 14. Estonian Geological Sections, Bull. 1.
- BEDNARCZYK W. 1968 — The Ordovician in the region of Kętrzyn (NE Poland). Acta Geol. Pol., 18: 707–773.
- BEDNARCZYK W. 1996 — Ordovician conodont stratigraphy in the Polish part of the Baltic Syncline. [In:] The Third Baltic Stratigraphical Conference, p. 13. Tartu.
- BEDNARCZYK W. 1998a — Ordovician conodont biostratigraphy of the Polish part of the Baltic Syncline. Palaeont. Pol., 58: 107–121.
- BEDNARCZYK W.S. 1998b — Chitinozoa-bearing horizons in the Ordovician of Northern Poland. Comm. Intern. de Microflore du Palaeozoique. Newsletter, 55: 26.
- BEDNARCZYK W. S. 1999 — Chitinozoa-bearing Horizons in the Ordovician of Northern Poland in the light of Conodont Stratigraphy. Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci., 47: 1–13.
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J. & FAIRBRIDGE R.W. 1967 — Carbonate rocks. Developments in Sedimentology 9A. Elsevier, Amsterdam.
- DUNHAM R.J. 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. [In:] Classification of carbonate rocks (ed. W.E. Ham). Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 1: 108–121.
- FOLK R.L. 1959 — Practical petrographic classification of limestones. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 43: 1–38. Tulsa, Oklahoma.
- FOLK R. 1968 — Petrology of sedimentary rocks. The University of Texas. Austin.
- FORTEY R.A. 1984 — Global earlier Ordovician transgression and their biological implications. Bruton D. (ed.) — Aspects of the Ordovician System. Palaeontol. Contr. Univ. Oslo, 295: 37–50.
- FORTEY R.A., HARPER D.A.T., INGHAM J.K., OWEN A.W. & RUSHTON A.W.A. 1995 — A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. Geol. Mag., 132: 15–30. Cambridge University Press.
- GRADSTEIN F. M. & OGG J. 1996 — A Phanerozoic time scale. Episodes, 19.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A. & Unrug R. 1986 — Sedimentologia. Wyd. Geol.
- GRAHN Y. 1984 — Ordovician Chitinozoa from Tallin, Northern Estonia. Rev. Palaeobot. Palynol., 43: 5–31.
- GRAHN Y., NÖLVAK J. & PARIS F. 1996 — Precise chitinozoan dating of Ordovician impact events in Baltoscandia. J. Micropalaeont., 15: 21–35.

- HINTS L., MEIDLA T. & NÖLVAK J. 1995 — Ordovician sequences of the East European Platform. *Geologija*, 1994. Academia, 17: 58–63. Vilnius.
- HINTS O. & NÖLVAK J. 1999 — Proposal for the lower boundary-stratotype of the Keila Regional Stage (Upper Ordovician). *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 48: 158–169.
- JAANUSSON V. 1976 — Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Balto-Scandia. *The Ordovician system*. Univ. of Wales Press and National Mus. of Wales: 301–326.
- JAANUSSON V. 1982 — Introduction to the Ordovician of Sweden. [In:] Burton D. L., Williams S.M. (eds) — *Field excursion guide. IV Intern. Symposium on the Ordovician System*. Paleont. Contr. Univ. Oslo, 279: 1–10.
- JAANUSSON V. 1995 — Confacies differentiation and upper Middle Ordovician correlation in the Baltoscandian Basin. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 44: 73–86.
- JAWOROWSKI K. & MODLIŃSKI Z. 1972 — Discontinuity surfaces in the Ordovician limestones of the eastern part of the Pericaltic Syncline (NE Poland). (in Polish with English summary). *Acta Geol. Pol.*, 27: 711–733.
- KALJO D., RÖÖMUSOKS A. & MÄNNIL R. 1958 — On the series of the Baltic Ordovician and their significance. *Eesti NSV Teod Akad. Toimetised*. 7: 71–74. Tallinn.
- KALJO D., NÖLVAK J. & UUTELA A. 1995 — Ordovician diversity patterns in the Rapla section, Northern Estonia. In *Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh Inter. Symp. on the Ordovician System*. Book, 77: 415–418. Fullerton, California.
- KALJO D., NÖLVAK J. & UUTELA A. 1996 — More about Ordovician microfossil diversity patterns in the Rapla section, Northern Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 45: 131–148.
- LANGIER-KU NIAROWA A. 1967 — Petrografia ordowiku i syluru na Nizu Polskim. *Biul. Inst. Geol.*, 197: 115–327.
- LANGIER-KU NIAROWA A. 1971 — New data on petrography of the Ordovician and Silurian of the Polish Lowland (in Polish with English summary). *Biul. Inst. Geol.*, 245: 253–351.
- LANGIER-KU NIAROWA A. 1974 — Ordowik. [In:] *Skały platformy prekambryjskiej w Polsce*. Cz. 2 — Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, 74: 48–60.
- LENDZION K. 1983 — Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Pr. Inst. Geol.*, 105: 1–52.
- ŁĄCKA B. 1986 — Poznanie krystalochemii i struktury krzemianów żelaza z osadów ordowiku NE Polski i Gór Świętokrzyskich. *Arch. ING PAN*.
- ŁĄCKA B. 1990 — Mineralogy of the Ordovician ferruginous Coated Grains (the Holy Cross Mountains and Northern Poland). *Arch. Miner.*, 45: 79–97.
- LÖFGREN A. 2000 — Conodont biozonation in the upper Arenig of Sweden. *Geol. Mag.*, 137: 53–65.
- MÄNNIL R.M. 1966 — Evolution of the Baltic Basin during the Ordovician (in Russian with English summary). *Valgus*. Tallinn.
- MÄNNIL R. 1986 — Stratigraphy of kukersite-bearing deposits. [In:] V. Puura (ed.) — *Geology of the kukersite-bearing beds of the Baltic oil shale basin*: 12–24. *Valgus*. Tallinn.
- MODLIŃSKI Z. 1966 — Ordowik w wierceniu Kętrzyn IG 1. *Prz. Geol.*, 14: 136–137.
- MODLIŃSKI Z. 1973 — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 72.
- MODLIŃSKI Z. 1982 — The development of Ordovician lithofacies and palaeotectonics in the area of the precambrian platform in Poland. (in Polish with English summary). *Pr. Inst. Geol.*, 102.
- MODLIŃSKI Z. & POKORSKI J. 1969 — Stratygrafia ordowiku w wierceniu Jezioro Okragłe 1. *Kwart. Geol.*, 13: 777–793.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 1972 — The Lower Tremadocian in the region of Lidybark Warmiński. *Kwart. Geol.*, 16: 274–288.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 1997 — The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). *Geol. Quart.*, 41: 273–288.
- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J. & SZYMAŃSKI B. 2001 — Biostratigraficzne badania porównawcze kambru i ordowiku polskiej i estońskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Arch. CAG PIG*.
- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J. & SZYMAŃSKI B. 2002 — Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Proniewiczze IG 1 (NE Polska). *Prz. Geol.*, 50: 64–71.
- NEHRING-LEFELD M. 1969 — Konodonty ordowickie z otworu Kętrzyn. *Kwart. Geol.*, 13: 27–42.
- NESTOR H. 1990 — Some aspects of lithology of the Ordovician and Silurian rocks. [In:] D. Kaljo and H. Nestor (eds) — *Field meeting Estonia 1990. An Excursion Guidebook*: 27–32. Tallinn.
- NESTOR H. 1997 — Silurian. [In:] A. Raukas A. & A. Teedumäe (eds) — *Geology and Mineral Resources of Estonia*: 89–106. Estonian Academy Publishers. Tallinn.
- NÖLVAK J. 1972 — A characterization of the boundary beds of the Kukruse and Idavere stages in the Lipu boring (in Estonian with English summary). *Loodusuurijate Selti Aastaraamat*, 61: 39–59.
- NÖLVAK J. 1988 — Upper Ordovician chitinozoans of the Central-Lithuanian Depression. (in Russian). *Dep. VINITI*, No 7811–B88: 55. Moscow.
- NÖLVAK J. 1999a — Ordovician chitinozoan biozonation of Baltoscandia. *Acta Univ. Carolinae. Geologia*, 43: 287–291.
- NÖLVAK J. 1999b — Distribution of chitinozoans. [In:] *Estonian Geological Sections, Bull. 2, Taga-Roostoja (25A) drill core*. *Geol. Surv. Estonia, App. 6*, 10–12.
- NÖLVAK J. 2003 — Ordovician chitinozoans in the Ruhnu drillcore. *Estonian Geological Sections. Bulletin 5. Geol. Survey of Estonia*.
- NÖLVAK J. & GRAHN Y. 1993 — Ordovician chitinozoan zones from Baltoscandia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79: 245–269.
- NÖLVAK J., HEINSALU H., VIRRA V., HINTS L. & MEIDLA T. 1997 — Ordovician. [In:] A. Raukas, & A. Teedumäe (eds) — *Geology and Mineral Resources of Estonia*: 52–85. Estonian Academy Publishers. Tallinn.
- NÖLVAK J., GRAHN Y. & STURKELL E. F. F. 1999 — Chitinozoan biostratigraphy of the Middle Ordovician Dalby Limestone in the Fjäckå section, Siljan District, Sweden. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 48: 75–85.
- PARIS F. 1992 — Application of chitinozoans in long-distance Ordovician correlations. [In:] B. D. Webby & J. R. Laurie (eds). *Global Perspectives on Ordovician Geology*: 23–33. Balkema. Rotterdam.
- PARIS F. & NÖLVAK J. 1999 — Biological interpretation and paleobiodiversity of a cryptic fossil group: „chitinozoan animal”. *Geobios* 32: 315–324. Villeurbanne.
- PÄSKEVIČIUS J. 1997 — The Geology of the Baltic Republics. pp. 115. Vilnius.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. 1972 — *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York.
- PODHALAŃSKA T. 1979 — The correlative significance of the Chitinozoa-bearing horizon in the Caradocian profiles of the Leba region (NW Poland). *Acta Geol. Pol.*, 29: 443–448.
- PODHALAŃSKA T. 1980 — Stratigraphy and facial development of Middle and Upper Ordovician deposits in the Leba Elevation (NE Poland). *Acta Geol. Pol.*, 30: 327–390.
- PÖLMA L. 1973 — Osobiennosti struktarno-facjalnych zon Bałtyjsko-go Bassejna w ordowike. *Facji i geochimja karbonatnych otłozenij*. Leningrad-Tallin.
- PÖLMA L. 1982 — Srawnijelnaja litologia karbonatnych porod ordowika sredniej i sjewiernoj pribaltiki. Tallinn.
- RYKA W. & MALISZEWSKA A. 1982 — *Słownik Petrograficzny*. Wyd. Geol.
- SAADRE T., STOUGE S., NÖLVAK J. & EINASTO R. 2001 — Lower to Middle Ordovician stratigraphy of the Kowel-1 No 5415 Core, Western Volynia, Ukraine. [In:] D.A.T. Harper, S. Stouge (eds.) — *Working Group on the Ordovician Geology of Balto-scandia. Abstracts. IGCP 410*: 41–42. Copenhagen.
- SZCZEPANIK Z. 2000 — The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland — similarities and differences. *Geol. Quart.*, 44: 275–295.
- SZYMAŃSKI B. 1984 — Osady tremadoku i arenigu w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 118.
- SZYMAŃSKI B. 1999 — Charakterystyka petrograficzna skał węglanowych ordowiku z otworu Łopuchowo IG 1. [In:] Z. Modliński i in. — *Dolny paleozoik obszaru Suwałk (Stratygrafia i litologia)*: 35–51. CAG PIG.
- TOMCZYKOWA E. 1962 — Ordowik. [In:] *Budowa geologiczna Nizu Polskiego*. *Pr. Inst. Geol.*
- TOMCZYKOWA E. 1964 — Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, 8: 491–504.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1971 — Charakterystyka petrograficzna ordowiku z wiercenia Łankiejmy 2 (NE Polska). *Acta Geol. Pol.*, 21: 617–627.
- VERNIERS J., NESTOR V., PARIS F., DUFKA P., SUTHERLAND S. & VAN GROOTEL G. 1995 — A global Chitinozoa biozonation for the Silurian. *Geol. Mag.*, 132: 651–666.
- WEBBY B. D. 1998 — Steps toward a global standard for Ordovician stratigraphy. *News. Stratigr.*, 36: 1–33.