

Zespoły *Chitinozoa* serii ordowickiej otworu Proniewicze IG 1 (NE Polska)

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

Chitinozoan biozonation of the Ordovician succession in the borehole Proniewicze IG 1 (NE Poland). *Prz. Geol.*, 50: 64–71.

Su m m a r y. The Ordovician carbonate sequence in the Proniewicze IG 1 borehole (depth. 601.7–647.9 m) contains diversified, abundant Chitinozoa assemblage. 79 taxons were identified which document 6 standard zones of regional Baltoscandian scale (*cucumis*, *regnelli*, *striata*, *stentor*, *fungiformis*, *bergstroemi*). 6 subzones were established within the *striata*, *stentor* and *fungiformis* zones. In the *striata* — the *sebyensis*, *clavaherculi* and *tuberculata* subzones. In the two latter ones — respectively in the *stentor* — the *rehnana* subzone and in the second one — the *angusta* and *reticulifera* subzones (ryc. 4). 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 Proniewicze IG 1 borehole with the isochronous profiles in the adjacent Polish areas (Kętrzyn IG 1 borehole), in Estonia (Rapla 1), Tartu (453), Taga-Roostoja (25A) borehole, and in western Volhynia, Ukraine (Kowel 1; no 5415) borehole.

Key words: Chitinozoa, Ordovician, biostratigraphy, Podlasie Depression, NE Poland

W ramach współpracy Państwowego Instytutu Geologicznego z *Institute of Geology at Tallinn Technical University* w latach 1999–2001 wykonano badania m.in. mikroszczałków *Chitinozoa* serii ordowickiej otworu wiertniczego Proniewicze IG 1 (głęb. 601,7–647,45 m), zlokalizowanego we wschodniej części obniżenia podlaskiego (ryc. 1). Zrealizowane prace prowadzono w ramach tematu „Biostratygraficzne badania porównawcze kambru 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. Koszty prac strony polskiej zostały sfinansowane ze środków KBN w ramach 20% dotacji statutowej pozostającej w gestii Departamentu Geologii (Modliński i in., 2001).

Zapis depozycyjny ordowiku opracowanego profilu jest reprezentowany przez urozmaicony litologicznie kompleks skał osadowych o nieznacznej miąższości. Zdecydowana ich większość to skały węglanowe o charakterze kalcyklastyków i kalcysilikoklastyków (ok. 81,0%): wapienie, wapienie dolomityczne, wapienie margliste i margle. Zupełnie podrzędny udział przypada skałom niewęglanowym: terygenicznym o różnej kategorii wielkościowej ziarn (ok. 18,0%) — ilastym, ilasto-mułowcowym i piaskowcom; chemogenicznym — glaukonityty (ok. 1,0%) oraz epizodycznie pojawiającym się cienkim przewarstwieniom skał kerogenowych (kukersyty). Stwierdzona pełna miąższość serii osadów ordowickich według interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej (PG, PNG, PO) wynosi 57,1 m (ryc. 2).

Zespół skalny ordowiku jest ułożony niezgodnie sedymentacyjnie na osadach silikoklastycznych kambru środkowego (?), a przykryty w stropie osadami węglanowymi i marglistymi syluru (landower). Zapis stratygraficzny serii tworzą udokumentowane paleontologicznie osady: tremadoku, arenigu, lanwimu *sensu* Fortey i in. (1995), karadoku i aszgilu (ryc. 2).

Zakresem badań objęto serię skał węglanowych środkowego i górnego ordowiku z interwału 601,7–647,9 m

(46,2 m) oraz marglisto-ilastych najniższego syluru (głęb. 600,0–601,7 m). Z analizowanego odcinka zgłębnionego pełnordzeniowo dysponowano w sumie 46,0 mb. skalnego materiału rdzeniowego, z którego pobrano i poddano standardowej technice preparacji łącznie 54 próbki o wadze od ok. 0,15 do 0,4 kg, przeciętnie — 0,25 kg. Szczątki *Chitinozoa* stwierdzono w maceratach 50 próbek (ok. 92%), cztery próbki okazały się negatywne: trzy (nr 054, 053, 052) z pogranicza ordowiku i syluru (głęb. 600,0–601,7 m) oraz jedna (nr 006) — z osadów piętra aseri (głęb. 642,7 m). Rozmieszczenie próbek, ich głębokość, charakter litologiczny i pozycję stratygraficzną przedstawia ryc. 4.

Jako podstawą przy klasyfikacji i nazewnictwie wapieni posłużono się nomenklaturą Dunhama (1962) i Chilingara i in. (1967), a skał klastycznych — nomenklaturą R.L. Dotta w modyfikacji Pettijohna i in. (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* autorstwa Ryki i Maliszewskiej (1982), podstawy klasyfikacji oraz polskie nazwy struktur sedymentacyjnych — na podręczniku Gradzińskiego i in. (1986), a interpretacje stratygraficzne — na regionalnym podziale bałtoskańskim zestawionym przez Nõlvaka (1999a).

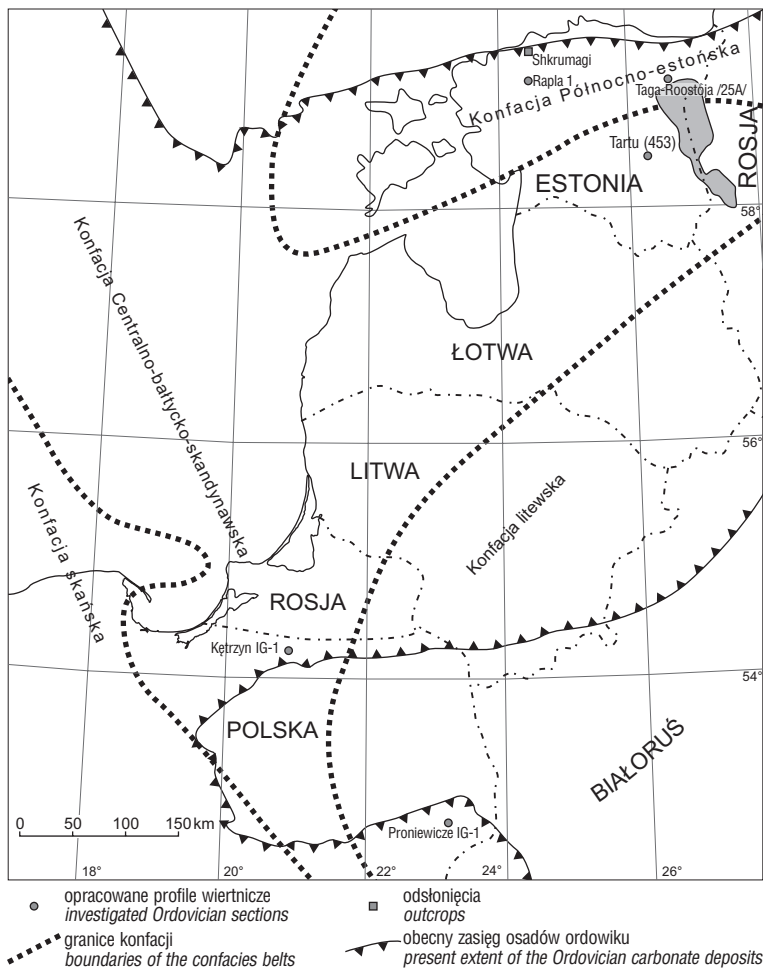
Zasadnicze dane dotyczące rozwoju badań oraz litologii, stratygrafii i facji ordowiku obniżenia podlaskiego są zamieszczone w publikacjach i materiałach archiwalnych m.in. takich autorów, jak: Tomczykowa (1962, 1964), Turnau-Morawska (1963), Znosko (1964), Bednarczyk (1966), Langier-Kuźniarowa (1967, 1971, 1974), Łącka (1986, 1990), Łącka & Wiewióra (1979), Nehring-Lefeld (1985), Modliński (1973, 1982, 1990), Podhalańska (1992), Szymański (1968, 1971, 1978, 1984, 1985).

Zdeponowano zbiory źródłowych materiałów dokumentacyjnych: kolekcję okazów *Chitinozoa* — w Instytucie Geologii Technicznego Uniwersytetu w Tallinie; próbki litologiczne i płytki cienkie — w Zakładzie Geologii Regionalnej i Naftowej PIG w Warszawie.

Litologia

Zapis depozycyjny członu węglanowego serii ordowickiej analizowanego profilu składa się — najogólniej biorąc

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; zmod@pgi.waw.pl; bszy@pgi.waw.pl
**Instytut of Geology, Tallinn Technical University, 4 Estonia Ave., 10143 Tallinn, Estonia; nolvak@gi.ee



Ryc. 1. Mapa rozkładu konfacji w ordowickim paleobasenie bałtyckim według V. Jaanusson, 1976

Fig. 1. Map of the Baltic Ordovician confacies belts after V. Jaanusson, 1976

— z sześciu podstawowych odmian litologicznych skał, różniących się zawartością i rodzajem składników ziarnowych, uziarniem i stopniem ich wysortowania, wzajemnymi relacjami ilościowymi między nimi, wreszcie składem i charakterem spoiwa. Są to: wapień organodetrytyczne z glaukonitem, wapień organodetrytyczne, wapień organodetrytyczne z ooidami żelazistymi oraz wapień z okruciami fauny, wapień margliste i margle. Ich rozmieszczenie i następstwo pionowe, wzajemne relacje miąższościowe, charakter teksturalny oraz zasięg stratygraficzny przedstawiono na ryc. 2.

Zespół skał pierwszych trzech wyróżnionych odmian jest przyporządkowany dolnej części sekwencji ordowickiej — odpowiednio: wapień organodetrytyczne z glaukonitem o charakterze teksturalnym pakstonów i greinstonów bioklastycznych (trylobitowo-ramienionogowych i trylobitowych) — volkhovovi (głęb. 647,45–647,9 m); wapień organodetrytyczne i wapień organodetrytyczne z ooidami żelazistymi typu greinstonów bioklastycznych i bioklastyczno-ooidowych — dolnemu i środkowemu lanwirnowi (głęb. 642,7–647,45 m); a wapień organodetrytyczne wykształcone jako pakstony bioklastyczne (krynowidowo-mszywiolowe, mszywiolowo-ostrakodowe, mszywiolowe) — górnemu lanwirnowi (głęb. 637,8–642,7 m) i dolnemu karadokowi (kukruse; głęb. 622,9–637,8 m). Z pozostałych trzech odmian wapień margliste i margle o

cechach wakstonów i pakstonów bioklastycznych z podrzędnym udziałem zailonych madstonów budują górnokaradocki (oandu-rakvere) — dolnoaszgilski (pirgu) odcinek profilu (głęb. 603,9–622,9 m), natomiast wapień z okruciami fauny i wapień organodetrytyczne typu pakstonów i wakstonów bioklastycznych — aszgilski (głęb. 601,7–603,9 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 drobno-okrucowym. Skały grupy kalcyliolitów są reprezentowane miąższościowo podrzędnie. Ich wystąpienia koncentrują się w dwu różnowiekowych segmentach profilu: dolnym — dolnokaradockim (kukruse) i górnym — karadocko-aszgilskim (ryc. 2).

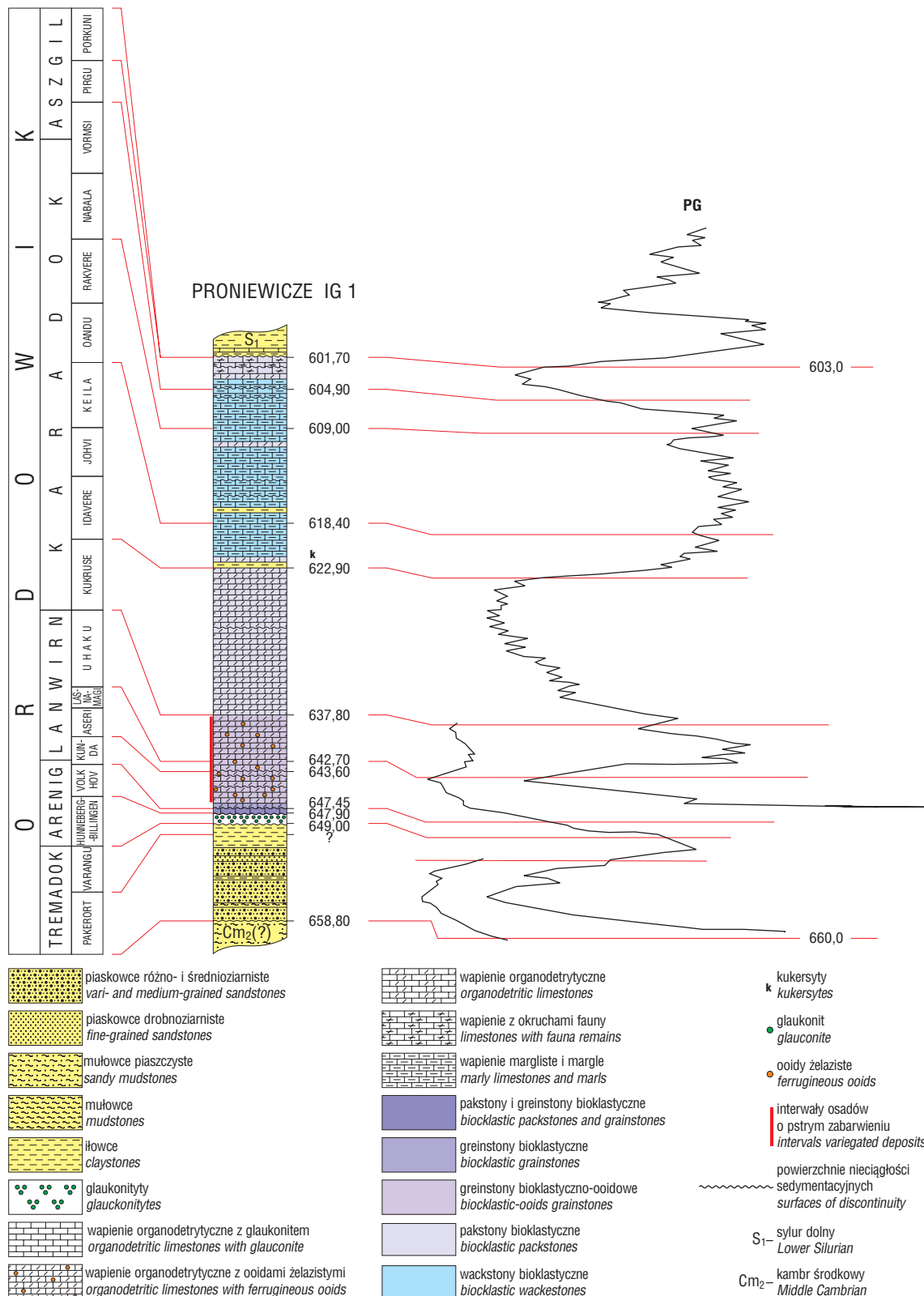
Ilościowe relacje poszczególnych odmian litologicznych skał węglanowych kształtują się następująco. Zasadniczy komponent litologiczny profilu tworzą dwie odmiany skał węglanowych typu kalcyklastyków: szare i szarozielone wapień organodetrytyczne o charakterze pakstonów bioklastycznych (ok. 39%), które wyróżnia relatywnie wysoka zawartość (30–40%) w składzie ziarnowego materiału biogenicznego szczątków szkieletowych epifauny bentosu sesylnego (krynowidy, mszywioly) oraz szarobrunatne, partiami pstre plamiste wapień organodetrytyczne z ooidami żelazistymi typu greinstonów bioklastycznych i bioklastyczno-ooidowych, stanowiące ilościowo ok. 15% miąższości serii. Zdecydowanie niższy udział przypada skałom grupy kalcyliklastyków reprezentowanym przez szarozielone wapień margliste, wapień margliste z detytusem fauny i margle (ok. 41%).

Z zasięgów pionowych i relacji miąższościowych głównych odmian skał węglanowych wynika, że ich sekwencja wykazuje wyraźnie dwudzielny charakter litologiczny. Część dolna profilu (głęb. 622,9–647,9 m) jest zbudowana głównie z skał grupy kalcyklastyków: wapieni organodetrytycznych z glaukonitem, wapieni organodetrytycznych z ooidami i wapieni organodetrytycznych; natomiast górna (głęb. 601,7–622,9 m) — z kalcyliklastyków typu wapieni marglistych i margli (ryc. 2). Zespoły skalne dwu tych wyraźnie wyodrębniających się segmentów profilu rozdziela dobrze czytelna powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej w stropie pakietu szarozielonych wapieni organodetrytycznych typu pakstonów bioklastycznych piętra keila (głęb. ok. 622,9 m).

Zespół skał serii węglanowej zawiera bogate spektrum struktur sedymentacyjnych i deformacyjnych. Ich zbiór tworzą: liczne — zwłaszcza w górnokaradocko-lanwirńskim odcinku profilu (głęb. 637,8–647,9 m) — nierówne, szorstkie i gładkie powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych o genzie subakwalnej, śród- i międzywarstwowe rozmoczenia erozyjne, ślady działalności życiowej organizmów oraz nieliczne mikrostylolity o różnej genezie. Z powierzchniami nieciągłości górnokaradocko-lanwirńskiego

odcinka profilu nierzadko współwystępują urozmaiczone morfologicznie formy stromatolitów pochodzenia biogenicznego, cienkie powłoki skondensowanych osadów rezydualnych (*lags deposits*) oraz produkty mineralizacji żelazistej (goetyt) i fosforanowej (frankolit), zawierające miejscami formy indukowane przez czynniki biogeniczne (endobionty).

Jako podrzędne przewarstwienia w sekwencji węglanowej epizodycznie pojawiają się izolowane wkładki i przerosty skał niewęglanowych dwojakiego rodzaju: szarzielonych laminowanych iłowców wapnistych z skąpym detrytusem fauny (głęb. 615,0–622,9 m) oraz szarobrunatnych skał bitumicznych typu kukersytów (głęb. 622,0–622,9 m). Z dwu tych typów skał pierwsze tworzą



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

cienkie ławice o miąższości 0,1–0,6 m, drugie — nieregularne, nieostro wyodrębnione przerosty i wtrącenia o miąższości 0,5–10,0 cm.

Z litologicznego punktu widzenia ilościowe relacje poszczególnych odmian skał węglanowych analizowanego profilu są najbardziej zbliżone do sekwencji strefy konfacji litewskiej, reprezentującej zewnętrzne segmenty ordowickiego paleobasenu bałtyckiego (ryc. 1).

Rozmieszczenie *Chitinozoa* w profilu

Zasadnicze elementy rozmieszczenia *Chitinozoa* oparto na studium występowania ich szczątków w 54 próbkach (nr 001–054), pochodzących z osadów środkowego i górnego ordowiku (głęb. 601,7–647,9 m; 46,2 m) oraz najniższego syluru (głęb. 600,0–601,7 m; ryc. 4). Sposób rozmieszczenia i rozmiar analizowanych próbek są na ogół zgodne z ogólnie przyjętymi standardami: ich odległość zmienia się w przedziale 0,5–1,0 m, najczęściej wynosi 0,6 m, natomiast ciężar waha się w granicach 0,15–0,45 kg, przeciętnie wynosi ok. 0,25 kg. Z maceratów 50 próbek, tj. 92% ogólnej ich liczby uzyskano szczątki *Chitinozoa*, cztery próbki okazały się negatywne: trzy (nr 054, 053, 052) z najniższego syluru oraz jedna (nr 006) z osadów piętra aseri (?). Stan zachowania mikroszczątków *Chitinozoa* jest wyraźnie zróżnicowany: znacznie przeciętnie lepszy w wapieniach arenigu — najniższego karadoku (próbki 001–026), wyraźnie gorszy — w osadach marglisto-ilastych pięter oandru — rakvere (próbki 027–044). Z osadów pierwszego interwału okazy w większości są trójwymiarowe; z drugiego — prawie całkowicie — za wyjątkiem najwyższej części profilu (głęb. 602,0–605,9 m) — spłaszczony. Zidentyfikowano łącznie 79 taksonów *Chitinozoa*, w tym 46 form z osadów dolnej części sekwencji (głęb. 622,9–647,9 m) oraz 23 formy z osadów części górnej (głęb. 601,7–422,9 m). Interwał występowania okazów pozostałych 10 taksonów okazał się być wspólny dla osadów zarówno dolnej, jak i górnej części sekwencji. Zestawienie oznaczonych form oraz ich zasięgi stratygraficzne przedstawia ryc. 4.

Sposób rozmieszczenia oraz częstość występowania mikroszczątków *Chitinozoa* w profilu wykazuje wyraźnie dwudzielny charakter. Część dolna sekwencji (arenig–karadok dolny/kukruse) 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 56 taksonów stwierdzonych w osadach dolnej części sekwencji jedynie 10 form, tj. ok. 32%, pojawia się w osadach części górnej. Zróżnicowanie zespołu *Chitinozoa* w osadach dolnego i górnego odcinka profilu wiąże się tzw. zdarzeniem wymierania oandru (Kaljo i in., 1996), które zaznaczyło się bardzo wyraźnie w wielu profilach znanych ze strefy konfacji północno-estońskiej (ryc. 1). W profilu Proniewiczze IG 1 jest ono dodatkowo podkreślone istnieniem znacznej luki stratygraficznej w stropie sekwencji wapiennej (Modliński i in., 2001).

Najniższa próbka (nr 001) pochodzi z szarozielonych wapieni organodetrytycznych z glaukonitem (głęb. 647,45 m) wykształconych jako pakstony-greinstony bioklastyczne (trylobitowe i trylobitowo-ramienionogowe). Zawiera m.in. okazy *Conochitina cucumis* Grahn, taksonu indeksowego dla środkowej i górnej części piętra volkhov w regio-

nalnej skali nadbałtyckiej (Nölvak & Grahn, 1993). Zasięg poziomu zamyka się w przedziale głębokości 647,45–647,9 m (ok. 0,5 m). Jako granice poziomu przyjęto odpowiednio: w dole — umownie strop niżej leżącego pakietu szarozielonych wapieni marglistych z glaukonitem typu wakstonów bioklastycznych (ramienionogowych) (głęb. ok. 647,9 m); w górze — wyraźną powierzchnię nieciągłości sedymentacyjnej w stropie serii szarozielonych wapieni organodetrytycznych z glaukonitem (głęb. 647,45 m). Zdefiniowanie zasięgu poziomu *cucumis* wyznacza precyzyjnie w opracowanym profilu początek globalnego piętra darriwilian (Paris, 1992, Webby, 1998; Nölvak, 1999a), którego osady sięgają ku górze do dolnej granicy kukruse (głęb. ok. 634–635 m). Za stratotyp poziomu *cucumis* przyjmuje się profil wapieni z glaukonitem (fm. Toila) odsłonięcia Shkrumagi w Tallinie (Północna Estonia; J. Nölvak, 1990).

Na granicy osadów pięter volkhov i kunda (głęb. 647,45 m) następuje zmiana w litologii, wyrażona pojawieniem się szarobrunatnych wapieni organodetrytycznych z ooidami żelazistymi (ryc. 2). Jednocześnie obserwuje się tu wyraźne zmiany w zespole *Chitinozoa*, polegające na pojawieniu się wielu nowych taksonów (ryc. 4). Zidentyfikowany zespół (nr 002–005) wykazuje duże zróżnicowanie taksonomiczne, m.in. stwierdzono tu *Cyathochitina regnelli* Eisenack. Jest to takson wskaźnikowy dla standardowego poziomu w osadach piętra kunda i najniższego aseri strefy konfacji północno-estońskiej. W profilu Proniewiczze IG 1 zasięg poziomu *regnelli* odpowiada jedynie piętru kunda, ponieważ *Cyathochitina regnelli* Eisenack współwystępuje tu z *Linochitina sp.* (Nölvak & Grahn, 1993 — pl. VI, ryc. C) znanym głównie z warstw tego wieku. Na szczególną uwagę zasługuje obecność *Cyathochitina hunderumensis* Grahn, Nölvak i Paris, którego okazy stwierdzono jedynie w próbce 002. Gatunek ten został opisany po raz pierwszy z krateru utworzonego przez najstarszy ordowicki impact w Południowej Szwecji (Grahn i in., 1996), a następnie stwierdzony w osadach podpiętra hunderumian (najniższa część piętra kunda) otworu wiertniczego Taga–Roostoja (25A) w Estonii (Nölvak, 1999b). Z uwagi na wąski zasięg pionowy forma *Cyathochitina regnelli* Eisenack doskonale nadaje się dla precyzyjnej korelacji.

Z wyżej występujących brunatnoczerwonych wapieni organodetrytycznych próbki są płonne (nr 006) i tym samym precyzyjne ustalenie wieku osadów z interwału 642,7–643,6 m (0,9 m) pozostaje problemem otwartym. W wapieniach obserwuje się tu liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych oraz między- i śródwarstwowe rozmycia erozyjne, wskazujące na występowanie przerw w depozycji osadów i zmieniające pionowe rozprzestrzenienie *Chitinozoa* (ryc. 4).

Zespół zidentyfikowany w próbkach 007 i 008 zawiera *Belonechitina pelfifera* (Eisenack) i *B. crinita* (Grahn) oraz pojedyncze okazy *Cyathochitina sebyensis* Grahn. Zespół tych taksonów jednoznacznie wskazuje na obecność osadów piętra aseri. Zdecydowanie niską frekwencję taksonów w tej skondensowanej części sekwencji można wyjaśnić niedostatecznym opróbowaniem i niewielką wielkością próbek. Górną granicę podpoziomu wyznacza gatunek *Tanuchitina tallinnensis* Grahn, który nigdy nie

Series globales Global Series	Piętra globales Global Stages	Series brytyjskie British Series	Series regionalne Regional Series	Wschodniobałtyckie piętra i podpiętra East Baltic stages and substages	Skandynawskie poziomy graptolitowe Scandinavian graptolite zones	Północnoatlantyckie poziomy i podpoziomy konodontowe North Atlantic conodont zones and subzones	Bałtyckie poziomy i podpoziomy chitinozoa Baltoscandian chitinozoan zones & subzones					
UPPER ORDOVICIAN	ASHGILL	HARJU	CARADOC	PORKUNI	<i>Persculptus</i> <i>extraordinarius</i>	<i>ordovicicus</i>	<i>scabra</i>					
				PIRGU	<i>anceps</i>		<i>taugourdeau</i>					
				VORMSI	<i>complanatus</i>		<i>gamachiana</i>					
				NABALA	<i>linearis</i>		<i>rugata</i>					
				RAKVERE			<i>bergstroemi</i>					
				OANDU	<i>clingani</i>		<i>barbata</i>					
				KEILA			<i>fungiformis</i>					
				JÖHVI	<i>multidens</i>		<i>reticulifera</i>					
				HALJALA IDAVEERE			<i>angusta</i>					
				KUKRUSE	<i>gracilis</i>		<i>Ancyrochitina n.sp.1</i>					
				UHAKU	<i>teretiusculus</i>		<i>cervicornis</i>					
				LASNAMÄGI	<i>murchisoni</i>		<i>multiplex</i>					
				ASERI			<i>alobatus</i>					
				MIDDLE ORDOVICIAN	DARRIWILLIAN		LLANVIRN	ARENIG	KUNDA	<i>artus</i>	<i>anserinus</i>	<i>dalbyensis</i>
									ALUOJA VALASTE	<i>austrudentatus</i>	<i>lindstroemi</i> <i>robustus</i>	<i>hirsuta</i>
									HUNDERUM LANGEVOJA	<i>hirundo</i>	<i>reclinatus</i> <i>foliaceus</i>	<i>curvata</i>
									VOLKHOV VÄÄNA SAKA	<i>elongatus + densus</i> <i>+ balticus</i> <i>+ phyllograptoides</i> <i>+ cupiosus</i> <i>+ murrayi</i>	<i>variabilis</i>	<i>granulifera</i>
									BILLINGEN		<i>flabellum parva</i>	<i>rhenana</i>
HUNNEBERG	<i>supremus</i>	<i>navis + triangularis</i>	<i>stentor</i>									
VARANGU		<i>evae</i>	<i>tuberculata</i>									
PAKERORT	<i>humbergensis</i>	<i>elegans</i>	<i>striata</i>									
LOWER ORD.	TREMAD.	OELAND	ARENIG			<i>socialis-flabelliformis</i> <i>desmograptoides</i>			<i>deltifer</i>	<i>primitiva</i>	<i>clavaherculi</i>	
						<i>sebyensis</i>			<i>angulatus</i>	<i>regnelli</i>		
						<i>no chitinozoans</i>			<i>lindstroemi</i>	<i>cucumis</i>		

Ryc. 3. Stratygrafia ordowiku regionu bałtyckiego według Nölvaka (1999a)

Fig. 3. Ordovician chitinozoan biozonation of Baltoscandia after Nölvak (1999a)

przechodzi do sukcesywnie młodszych osadów piętra lasnamägi (Grahn, 1984 — ryc. 3).

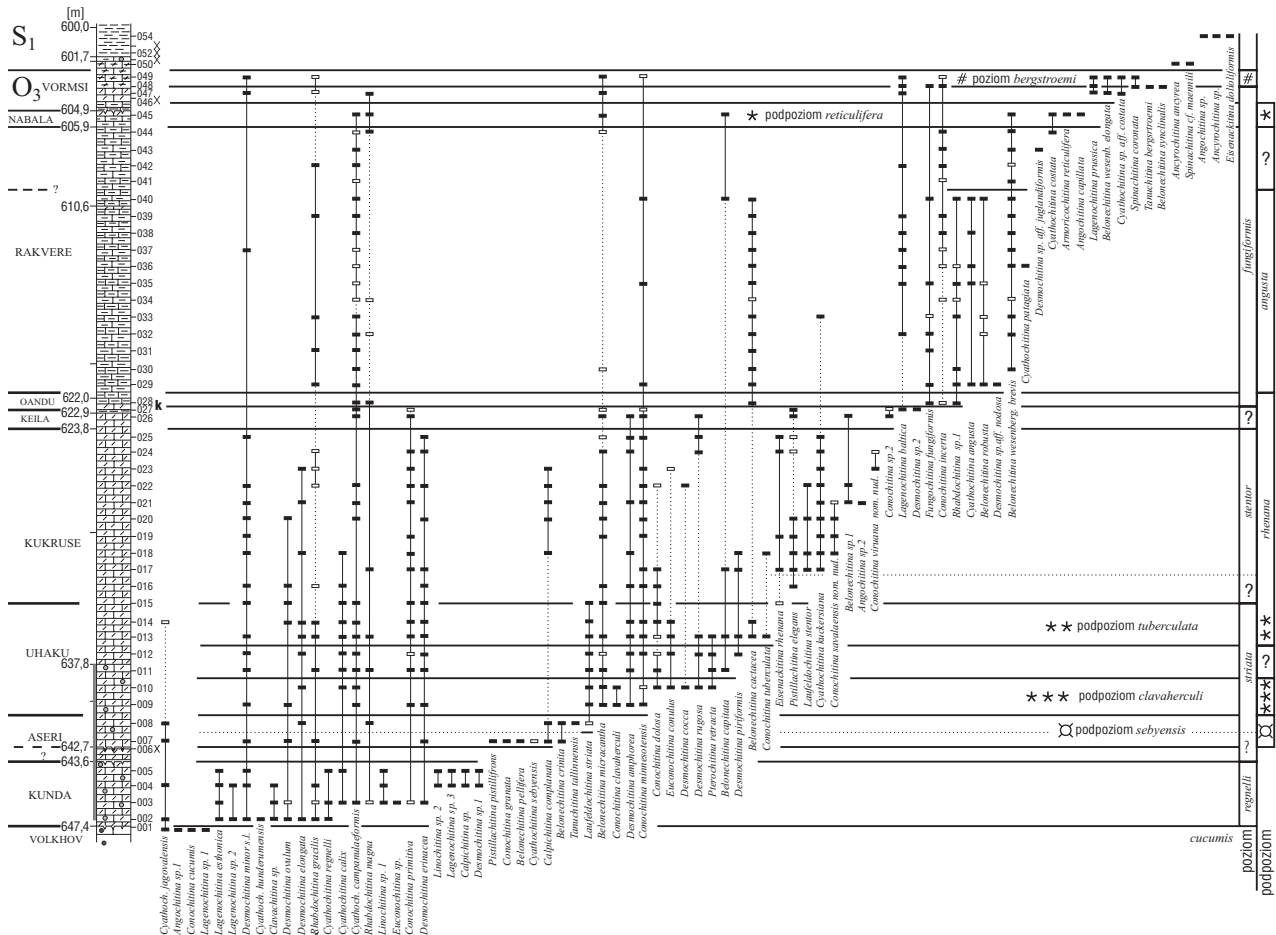
Z trzech kolejnych próbek (nr 009, 010, 011) nie używano form *Chitinozoa* charakterystycznych dla piętra lasnamägi, takich jak: *Lagenochitina tumidia* s.l. Umnova, *Belonechitina pellifera* (Eisenack) i *Sagenochitina* sp. (J. Nölvak, Y. Grahn, 1993 — pl. V, ryc. A.,B; *Baltochitina nolvaki* Paris & Grahn). Zgodnie z tym przyjmuje się, że brak tu osadów piętra lasnamägi i podpoziom *clavaherculi* reprezentuje — odmiennie niż ma to miejsce w profilach stratotypowych (Nölvak, 1999b) — tylko niższą część piętra uhaku (ryc. 4). Za prezentowaną interpretacją przemawiają pośrednio dwa następujące fakty: po pierwsze — rezultaty wcześniejszych badań makrofaunistycznych stwierdzające brak skamieniałości wskazujących na występowanie osadów piętra lasnamägi (Modliński, 1990, s. 589); po drugie — w profilach wielu obszarów Baltoskandii osady piętra lasnamägi bądź są silnie skondensowane m.in. we wschodniej Estonii (otw. Taga–Roostoja 25A — Nölvak, 1999b) i w Västergötland w Szwecji (otw. Kinnekulle — V. Jaanusson, 1982), bądź brak ich całkowicie m.in. w zachodniej części Wołynia na Ukrainie (otw. Kowel — J. Nölvak — dane niepublikowane; Saadre i in., 2001). Jako równie prawdopodobne należy jednak nadal traktować wcześniejsze interpretacje przyjmujące, iż wiekowe ekwiwalenty piętra lasnamägi w analizowanym profilu są reprezentowane przez osady ekstremalnie skondensowane, których miąższość wynosi ok. 0,2–0,3 m (Szymański, 1984, 1985). Znikoma ich miąższość jest rezultatem występowania licznych powierzchni subakwalnych nieciągłości

sedymentacyjnych z różnorodnymi formami mineralizacji żelazistej i fosforanowej indukowanymi aktywnością czynników biogenicznych (endobionty), między- i śródwarstwowych rozmyć erozyjnych oraz towarzyszących im struktur stromatolitów pochodzenia biogenicznego, które łącznie wskazują ogólnie na względnie powolne tempo depozycji materiału węglanowego. Za takim rozwiązaniem przemawiają również wyniki badań konodontowych Podhalańskiej (1992, p. 29), która w kilku sąsiednich profilach regionu stwierdziła okazy *Eoplacognatus reclinatus* (Fähræus), taksonu indeksowego dla osadów górnej części piętra lasnamägi w schemacie podziału konodontowego. Sugerowany badaniami *Chitinozoa* domniemany brak osadów lasnamägi może być jednak rezultatem tylko czynników natury technicznej, tj. wynika z niedostatecznej liczby badanych próbek lub zbyt małych ich rozmiarów (niskie frekwencje). Jednoznaczne sformułowanie rozstrzygających wniosków jest

jednak w chwili obecnej niemożliwe i wymaga dalszych, bardziej szczegółowych badań interpretowanego fragmentu profilu.

Dolną granicę piętra kukruse można przyjąć wstępnie w miejscu pojawienia się *Eisenackitina rhenana* (Eisenack) i zaniku *Laufeldochitina striata* (Eisenack), tj. na głębokości 634,2 m (próbka nr 015) lub nieco wyżej (ok. 1,0–2,0 m). W stratotypowych profilach północnoestońskich granica między poziomami *striata* i *stentor* przypada na najwyższą część piętra uhaku (Männil, 1986 — ryc. 2.1.1; Nölvak & Grahn, 1993).

Z wapieni górnego uhaku i kukruse uzyskano bogaty i silnie zróżnicowany zespół *Chitinozoa* analogicznie jak ma to miejsce w profilach północnej Estonii (Kaljo i in., 1996 — ryc. 5). Zespoły z dwu tych obszarów są bardzo podobne, niejednokrotnie nawet w drugorzędnych szczegółach (Nölvak, 1999b — Appendix 6). Stwierdzono tu w tej samej kolejności m.in. formy o wąskim zasięgu, jak np. *Conochitina savalaensis* nom. nud. i *C. viruana* nom. nud. (w otw. Taga–Roostoja/25A) oznaczone jako *Conochitina* sp. 1 i *C. sp. 2*. Jedynie niewielkie różnice obserwuje się w najwyższej części interpretowanego odcinka (próbki nr 023–025), w którego osadach stwierdzono *E. rhenana* (Eisenack) razem z akritarchami *Leiosphaeridia baltica* Eisenack. Ich współwystępowanie wskazuje na możliwość, że warstwy te reprezentują młodszą część kukruse niż w stratotypowym obszarze estońskim, gdzie dobrze wyrażona jest przerwa w sedymentacji. Sekwencja bardziej kompletna stratygraficznie występuje w profilach bardziej południowej części Estonii, bliższych centralnej



Ryc. 4. Stratygrafia serii węglanowej ordowiku w profilu otworu wiertniczego Proniewicze IG 1

Fig. 4. Stratigraphy of the Ordovician carbonate deposits in the Proniewicze IG 1 borehole. Explanations as in Fig. 2

partii basenu. Identyczna asocjacja znana jest też w kilku profilach tzw. „języka łotewskiego” w strefie konfacji centralno-bałtycko-skandynawskiej (Hints i in., 1995). W profilu Proniewicze IG1 górna granica osadów piętra kukruse została wstępnie poprowadzona w miejscu zaniku *E. rhenana* (Eisenack) na głębokości 623,8 m. Zespół *Chitinozoa* powyżej tej głębokości (próbki nr 026 i 027 — głęb. 622,7 m) nie zawiera taksonów wskaźnikowych dla poziomów i na ich podstawie nie można wnioskować o dokładnym wieku osadów. Dla precyzyjnego ich datowania byłoby uzasadnione przeprowadzenie bardziej szczegółowych badań. Za prawdopodobne uważa się, iż osady te należą do piętra keila ponieważ zanikają tu: *Pistillachitina elegans* (Eisenack), *Euconochitina primitiva* (Eisenack) (specyficzna forma zakrzywiona), *Desmochitina rugosa* Eisenack i *D. amphorea* Eisenack. Są to formy nie spotykane dotychczas wyżej niż w najwyższym keila. W tym samym czasie pojawiają się zwiększając zróżnicowanie zespołu — przynajmniej dwa nowe taksony *Conochitina sp. 2* i *Desmochitina sp. 2*. Stanowisko w górnej próbce (nr 27) *Lagenochitina baltica* Eisenack wydaje się być nienaturalne i stratygraficznie niepewne. Jest to charakterystyczny takson znany z osadów haljala (*idavere* i *jõthvi*), który w osadach piętra keila nie został dotychczas stwierdzony (Nõlvak, 1999b).

Zasadnicza zmiana zespołu *Chitinozoa* w profilu otworu Proniewicze IG1 dobrze koresponduje ze zmianą litolo-

giczną i ma miejsce w stropie kalcyklastycznej części sekwencji na głębokości 622,7 m. Jedynie 32% taksonów znanych z kukruse występuje w osadach ponad tą granicą. Jest to związane ze znacznym hiatusem stratygraficznym w dolnym karadoku — brak tu osadów haljala (*idavere* i *jõthvi*) oraz większej części utworów piętra keila. Z biostratygraficznego punktu widzenia brakuje tu kilku poziomów — od *granulifera* po *cervicornis* — znanych z innych regionów obszaru bałtoskańskiego (ryc. 3).

Bezpośrednio powyżej głębokości 622,7 m pojawia się nowy, względnie zróżnicowany, zespół *Chitinozoa*, zawierający m.in. taksony wskaźnikowe *Fungochitina fungiformis* (Eisenack) razem z *Rhabdochitina sp. 1*. W stratotypowych profilach północnoestońskich formy te występują w górnej części piętra oandu. Jednocześnie przemawia to za identycznym wiekiem osadów tej części profilu (próbka nr 028) w otworze Proniewicze IG 1.

Zidentyfikowany kolejny podpoziom *angusta* zawiera bardzo stały zespół *Chitinozoa* charakterystyczny dla piętra rakvere. Litologia osadów badanego fragmentu profilu w porównaniu do obszaru stratotypowego jest zasadniczo różna. Zamiast znanych z profiliw estońskich kalcyklastytów w profilu Proniewicze IG 1 występują osady marglisto-ilaste o charakterze kalcylikoklastyków, zawierające stosunkowo słabo zachowane *Chitinozoa*. Dolna granica piętra rakvere zaznacza się jako poziom pojawienia się *Cyathochitina angusta* Nõlvak & Grahn. Dokładny wiek

partii osadów powyżej podpoziomu *angusta* (próbki nr 041–044) budzi wiele wątpliwości ponieważ brak jest tu taksonów wskaźnikowych, które często występują w obrębie wyższej części podpoziomu *reticulifera* (Nölvak & Grahn, 1993). Jednak nie można wykluczyć, iż warstwy te należą do piętra nabala.

Dolna granica piętra nabala w profilu Proniewicze IG 1 została wyznaczona w miejscu pojawienia się *Cythochitina reticulifera* Grahn (próbka nr 045). Jest to takson stratygraficznie bardzo użyteczny i dobrze wyznacza standardowy poziom w wielu profilach całej Baltoskandii (Nölvak, 1988). W górze wapieni marglistych wieku nabala występuje kilka powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych, wskazujących na przerwy w sedimentacji. Ich obecność dobrze wyjaśnia redukcję miąższości osadów piętra do ok. 1,0 m. Skały stwierdzone w następnej próbce (nr 046) nie znajdują się na właściwym miejscu i nie były brane pod uwagę.

Wapienie reprezentowane w próbkach nr 047–049 odpowiadają dolnej części piętra vormsi, ponieważ stwierdzono w nich *Spinachitina coronata* (Eisenack), *Tanuchitina bergstroemi* Laufeld i cały zespół form charakterystycznych potwierdzający ten wiek. Zespół warstw dolnej części piętra vormsi stanowi najmłodszą część ordowiku w badanym profilu. Jak można przyjąć, brak jest tu prawdopodobnie całej górnej części piętra vormsi. Zdaje się na to wskazywać opuszczenie podpoziomu *barbata* szeroko rozprzestrzenionego w Baltoskandii (Nölvak, 1980 — ryc. 2). Jednoznacznie nie wyjaśniono czy brak najmłodszych osadów systemu ordowickiego jest tu wywołany śródordowicką niedepozycją czy erozją pre-sylurską. Jednak na podstawie rozprzestrzenienia *Chitinozoa* granicę ordowik/sylur można wyznaczyć między próbkami nr 049 (głębokość 602,9 m) i nr 050 (głębokość 602,2 m). W interwale tym występuje kilka powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych, z których najniższa na głębokości 602,8 m jest najbardziej wyrazista i można umownie przyjąć, iż stanowi ona granicę między osadami obu systemów.

Występujące wyżej w profilu szarozielonkawe i szare iłowce wapniste są podobne litologicznie do osadów formacji Velise (piętro adavere) stratotypowych profilów estońskich i reprezentują górny landower. Warstwy z *Eisenackitina dolioliformis* Umnova taksonem wskaźnikowym dla poziomu o charakterze globalnym (Verniers i in., 1995) można korelować z częścią piętra telychian (sylur dolny).

Podsumowanie

Z analizy stratygraficzno-paleontologicznej zespołu *Chitinozoa* serii węglanowej ordowiku (arenig–aszgil) profilu Proniewicze IG 1 wynika co następuje:

1. W pozyskanym materiale paleontologicznym zidentyfikowano okazy 79 taksonów, dokumentujących ekwiwalenty następujących 6 standardowych poziomów skali podziału bałtoskańskiego: *cucumis*, *regnelli*, *striata*, *stentor*, *fungiformis*, *bergstroemi*. W obrębie trzech poziomów *striata*, *stentor* i *fungiformis* wyróżniono łącznie 6 podpoziomów: w pierwszym — podpoziomy *sebyensis*, *clavaherculi* i *tuberculata*, w dwu pozostałych odpowiednio: w pierwszym — podpoziomy *rhenana*, w drugim — podpoziomy *angusta* i *reticulifera* (ryc. 4).

2. Zdefiniowane poziomy i podpoziomy pozwalają na precyzyjne określenie w opracowanym profilu zasięgu

osadów globalnego piętra darriwilian (Webby, 1998; Nölvak, 1999a). Interwał stratygraficzny piętra zamyka się w przedziale środkowy i górny volkhov–uhaku (ryc. 4). Jego dolną granicę wyznacza spąg osadów poziomu *cucumis* (głęb. ok. 647,9 m), górną — strop osadów podpoziomu *tuberculata* (głęb. ok. 634–635 m; ryc. 4).

3. Z pięciu niewielkich, rzędu 0,8–2,5 m, odcinków profilu między granicami niektórych poziomów (*regnelli/striata*, *striata/stentor*, *stentor/fungiformis*) i podpoziomów (*clavaherculi/tuberculata*, *angusta/reticulifera*) 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. 4).

4. Stan zachowania mikroszczątków *Chitinozoa* jest wyraźnie zróżnicowany: znacznie lepszy w wapieniach arenigu — najniższego karadoku (próbki 001–026), wyraźnie słabszy — w osadach marglisto-ilastych pięter oand–rakvere (próbki 027–044). Formy z osadów pierwszego interwału w większości są trójwymiarowe; z drugiego — prawie całkowicie — za wyjątkiem najwyższej części profilu (głęb. 602,0–605,9 m) spłaszczone.

5. Sposób rozmieszczenia szczątków *Chitinozoa* w profilu wykazuje wyraźnie dwudzielny charakter. Część dolna sekwencji (arenig–karadok dolny/kukruse) zawiera materiał bardziej urozmaicony taksonomicznie i ilościowo obfity, natomiast górna (karadok górny–aszgil) — wyraźnie mniej zróżnicowany taksonomicznie i uboższy ilościowo (ryc. 4).

6. Zróżnicowanie taksonomiczne i ilościowe zespołów *Chitinozoa* dolnej i górnej części profilu stanowi repons ponadregionalnego zdarzenia geologicznego o charakterze katastroficznym, określanego jako tzw. wymieranie oandu (Kaljo i in., 1996). Z rozpoznanej asocjacji form dolnej części profilu jedynie okazy 10 taksonów, tj. ok. 32% ich liczby, pojawia się w jego części górnej (ryc. 4).

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

Literatura

- BAUERT G. & BAUERT H. 1998 — List of *Chitinozoan* samples. [In:] Tartu 453 Drillcore, Appendix 14. Estonian Geol. Sec., Bull. 1.
- BEDNARCZYK W. 1966 — Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. Kwart. Geol., 10: 33–43.
- BEDNARCZYK W. 1998 — *Chitinozoa* bearing horizons in the Ordovician of Northern Poland. Comm. Intern. de Microfore du Paleozoique. Newsletter, 55: 26.
- BEDNARCZYK W. 1999 — *Chitinozoa* bearing Horizons in the Ordovician of Northern Poland in the light of Conodont Stratigraphy. Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci., 471: 1–13.

- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J. & FAIRBRIDGE R.W. 1967 — Carbonate rocks. Developments in Sedimentology 8. 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. Biull. Am. Ass. Petr. Geol., 43: 1–38.
- FOLK R. 1968 — Petrology of sedimentary rocks. The University of Texas. Austin.
- 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.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A. & UNRUG R. 1986 — Sedymentologia. 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., MEIDL T. & NÖLVAK J. 1995 — Ordovician sequences of the East European Platform. Geologija 1994. Academia, 17: 58–63.
- 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.—Paleont. Contr. Univ. Oslo 279: 1–10.
- 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 Niżu 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.
- ŁAĆKA B. 1986 — Poznanie krystalochemii i struktury krzemianów żelaza z osadów ordowiku NE Polski i Gór Świętokrzyskich. maszynopis. Arch. ING PAN.
- ŁAĆKA B. 1990 — Mineralogy of the Ordovician ferruginous Coated Grains the Holy Cross Mountains and Northern Poland. Arch. Miner., 45: 79–97.
- ŁAĆKA B. & WIEWIÓRA A. 1979 — Geneza glaukonitu z osadów arenigu obniżenia Podlaskiego. Cz. 1: Petrologia osadów z glaukonitem. Arch. Miner., 35: 57–86.
- MÄNNIL R.M. 1972b — The zonal distribution of Ordovician *Chitinozoans* in the eastern Baltic area. [In:] Geol. Congr. 24 Ses. Sect. 7: 569–571.
- MÄNNIL R. M. 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. 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. 1990 — Uwagi o biostratygrafii osadów ordowiku wschodniej części obniżenia podlaskiego. Kwart. Geol., 34: 585–610.
- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J. & SZYMAŃSKI B. 2001 — Biostratygraficzne badania porównawcze kambru i ordowiku polskiej i estońskiej części platformy prekambryjskiej. Zadanie — Biostratygraficzne badania *Chitinozoa* w profilach Polski i Estonii maszynopis. CAG.
- NEHRING-LEFELD M. 1985 — Konodonty ordowickie obniżenia podlaskiego. Kwart. Geol., 31: 279–322.
- NÖLVAK J. 1980 — Ordovician *Chitinozoans* in biostratigraphy of the northern East Baltic Ashgillian. A preliminary report. Acta Paleont. Pol., 25: 253–260.
- NÖLVAK J. 1988 — Upper Ordovician *Chitinozoans* of the Central-Lithuanian Depression. in Russian. Dep. VINITI, No 7811–B 88: 55. Moscow.
- NÖLVAK J. 1990 — Ordovician *Chitinozoans*. In: Field Meeting Estonia 1990 — An Excursion Guidebook. Inst. Geol. Estonian Acad. Sci.: 77–79. Tallin.
- NÖLVAK J. 1996 — High-resolution *Chitinozoan* biostratigraphy of some Ordovician events in Baltoscandia. In: The Thrid Baltic Stratigraphical Conference Abstracts, Field guide: 47. Tartu.
- 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. & GRAHN Y. 1993 — Ordovician *Chitinozoan* zones from Baltoscandia. Rev. Palaeobot. Palynol., 79: 245–269.
- PARIS F. 1992 — Application of *Chitinozoans* in long-distance Ordovician correlations. [In:] B. D. Webby and J. R. Laurie Edit.. 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.
- PETTIOHORN F.J., POTTER P. E. & SIEVER R. 1972 — Sand and Sandstone. Springer-Verag. Berlin-Heidelberg-New York.
- PODHALAŃSKA T. 1992 — Phosphatization of the Lower-Middle Ordovician sediments from the Podlasie Depression Eastern Poland. Arch. Miner., 48: 27–40.
- 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 Kovel-1 No 5415 Core, Western Volynia, Ukraine. Working Group on the Geology of Baltoscandia. WOGOGOB-2001. IGCP 410. 41–42. Copenhagen.
- SZYMAŃSKI B. 1968 — Wapienie z ooidami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. Kwart. Geol., 12: 1–11.
- SZYMAŃSKI B. 1971 — Dolny ordowik północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Kwart. Geol., 15: 528–545.
- SZYMAŃSKI B. 1973 — Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. Pr. Inst. Geol., 69.
- SZYMAŃSKI B. 1984 — Osady tremadoku i arenigu w północno-wschodniej Polsce. Pr. Inst. Geol., 118.
- SZYMAŃSKI B. 1984 — Mikrofacje osadów węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Kwart. Geol., 28: 221–250.
- SZYMAŃSKI B. 1985 — Stromatolity lanwiru górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Kwart. Geol., 29: 597–624.
- TOMCZYKOWA E. 1962 — Ordowik. [In:] Budowa geologiczna Niżu Polskiego. Pr. Inst. Geol.
- TOMCZYKOWA E. 1964 — Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. Kwart. Geol., 8: 491–504.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1963 — Zmiany facjalne skał żelazistych w ordowiku podłoża północno-wschodniej Polski. Kwart. Geol., 7: 26–36.
- 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. Newsl. Stratigr., 36: 1–33.
- ZNOSKO J. 1964 — Ordowik Białowieży i Mielnika. Kwart. Geol., 8: 60–72.