

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROLOGICZNYCH

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W zlokalizowanych w rejonie Narola otworach wiertniczych Narol IG 1 i Narol PIG 2 nie przewiercono utworów kambru. W nawierconych odcinkach profili kambr jest reprezentowany przez furong (kambr górny). W otworze Narol IG 1 utwory furongu występują według pomiarów geofizycznych na głęb. 3269,0–3404,0 m (miąższość 135,0 m, nieprzewiercone), a według rdzenia – od głęb. 3269,1 m (miąższość 134,9 m, nieprzewiercone).

W otworze Narol PIG 2 nawiercono według rdzenia 659,0 m utworów furongu w interwale głęb. 2991,0–3650,0 m. Według pomiarów geofizycznych były to utwory o miąższości 660,0 m w interwale głęb. 2990,0–3650,0 m.

W profilu Narol IG 1 utwory furongu leżą pod zdefiniowanymi biostratygraficznie utworami tremadoku (Z. Modliński, ten tom), poniżej spągu liczącej 2,0 cm miąższości warstwy zlepieńca, rozpoczynającego transgresywną sukcesję tremadoku. Granica między ordowikiem a kambrem ma charakter umowny, gdyż pierwsze trylobity kambryjskie znaleziono 9 m poniżej wspomnianej warstwy zlepieńca (Lendzion, 1990).

W profilu Narol IG 1 sukcesja kambru składa się z dwóch kompleksów litologicznych. Górny kompleks budują czarne iłowce z nieregularnymi wkładkami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych. W iłowcach występują liczne konkracje piryty o nieregularnych kształtach oraz liczne zlustrowania tektoniczne. Liczba przewarstwień piaskowców wzrasta ku spągowi kompleksu. Czarne iłowce przykrywają cienką, 10-centymetrową warstwę zlepieńca, który jest silnie spirytyzowany i składa się z okruchów czarnego iłowca i piaszczystego mułowca. Poniżej warstwy zlepieńca do spągu nawierconego interwału występuje pakiet heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. Iłowce są ciemoszare lub czarne, zwięzłe, z licznymi łustrami tektonicznymi. Mułowce są ciemoszare i zawierają bardzo liczne blaszki łyszczyków oraz konkracje piryty, które stwierdzono również w iłowcach. Jasnoszare piaskowce drobnoziarniste tworzą warstwy o miąższości od 10,0 do 40,0 cm, z widocznym poziomym lub przekątnym warstwo-

waniem. Obecne są też liczne pograży piaskowców w iłowcach i mułowcach. Skały są spękane, a szczeliny są wypełnione kalcytem. Upad warstw nie przekracza 5°.

W nawierconym górnym kompleksie ilastym stwierdzono trylobity i ramienionogi oraz akritarchy. Lendzion (1990) opisała liczne ramienionogi z rodzajów *Obolus*, *Lingulella* i *Acrothele* oraz trylobita *Peltura* cf. *transiens* (Brögger), który wskazuje, że utwory, w których występuje, należą do furońskiego poziomu biostratygraficznego *Acerocare*. Obecne w cienkiej warstwie zlepieńca, który oddziela pakiet iłowcowy od pakietu heterolitowego, ramienionogi i małżoraczki mogą wskazywać z przybliżeniem na obecność poziomu ?*Parabolina scarabeoides*. W pakiecie heterolitowym występują dość liczne ramienionogi z rodzajów *Lingulella* oraz *Orusia*, a także trylobit *Parabolina*, który wraz z ramienionogiem *Orusia* może świadczyć o poziomie ?*Parabolina spinulosa* (Lendzion, 1990). Wspomniana autorka zakłada również, że podobnie jak w furońskich profilach obniżenia bałtyckiego, w nawierconym profilu furongu otworu Narol IG 1 zaznacza się luka stratygraficzna obejmująca poziomy *Peltura minor*, *Protopeltura praecursor* i *Leptoplastus*. Badania akritarch nie potwierdziły tej tezy. Zespoły akritarchowe znad i spod warstwy zlepieńca oddzielającego dwa różne kompleksy litologiczne nie wykazują różnic w składzie taksonomicznym i są do siebie bardzo podobne. Wskazuje to na ciągłość stratygraficzną profilu furongu i być może na istnienie niewielkiej luki sedymentacyjnej (Z. Szczepanik, ten tom).

Uzyskane na podstawie analizy zespołów akritarch dane biostratygraficzne pozwalają stwierdzić, że profil furongu nawiercony w otworze Narol IG 1 odpowiada tylko górnej części profilu furongu z profilu otworu Narol PIG 2. Interesującym faktem, stwierdzonym na podstawie obecności charakterystycznego dla tremadoku zespołu akritarch, jest prawdopodobna obecność utworów najniższego tremadoku w zaliczanej do furongu najwyższej, ilastej części profilu otworu Narol IG 1 (Z. Szczepanik, ten tom).

Nawiercona sukcesja furongu w profilu otworu Narol PIG 2 wykazuje wyraźną trójdzielność profilu litologicznego. Stropową część sukcesji tworzą czarne iłowce z licznymi, bardzo cienkimi wkładkami jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego. W piaskowcach są obecne bardzo liczne blaszki łyszczyków i drobne, nieregularne konkrety piritu. W iłowcach częste są powierzchnie złustrowań. Poniżej iłowców występuje pakiet czarnych mułowców z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, silnie zaburzonych tektonicznie. Skały są zafałdowane pod kątem 30°, niekiedy z powierzchniami złustrowań nachylonych pod kątem 70°.

Na głęb. 3179,0–3305,0 m w profilu furongu otworu Narol PIG 2 występują jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, rzadko przewarstwiające się z cienkimi wkładkami ciemnoszarych lub czarnych iłowców lub mułowców. Piaskowce są spękane, zawierają bardzo liczne blaszki łyszczyków, są użylone węglanami. Niekiedy są zafałdowane. Poniżej pakietu piaskowcowego aż do końca nawierconego odcinka profilu furongu stwierdzono ciemnoszare mułowce przewarstwiające się nieregularnie z piaskowcami drobnoziarnistymi. Miąższość warstw piaskowców i mułowców jest zmienna i waha się od kilkudziesięciu centymetrów do 4 m.

W utworach furongu stwierdzono dość liczną, ale źle zachowane trylobity. Większość okazów trylobitów znaleziono w najwyższym pakiecie iłowcowo-mułowcowym. Wśród tych okazów stwierdzono: *Leptoblastides* sp., *Parabolina* sp., *Protopeltura* sp., *Westergaardiana* sp. (cf. *We-*

stergaardiana scanica) i *Pelturina* sp. Niestety bardzo zły stan zachowania trylobitów nie pozwolił Lendzion (1990) jednoznacznie określić wieku tych utworów i oznaczyć znalezionych trylobitów do gatunku. Wymienione rodzaje trylobitów mogą wskazywać na przynależność tych utworów do poziomu ?*Peltura scarabeoides* (część wyższa profilu) oraz poziomu *Acerocare*, a może nawet najniższego tremadoku. Problem ten zostałby rozwiązany, gdyby było możliwe oznaczenie okazów trylobitów do gatunku.

Znalezienie trylobitów *Homagnostus obes* i *Olenus* w najniższej części nawierconej sukcesji kambru, na głęb. 3649,0 m (Jendryka-Fuglewicz, 1995), zadecydowało o jej zaliczeniu w całości do furongu.

Podobnie jak w kambryjskim profilu otworu Narol IG 1, tak i w omawianym profilu występuje bardzo bogata mikroflora akritarchowa, która potwierdza obecność utworów furongu w całym nawierconym tutaj odcinku sukcesji kambryjskiej. Stwierdzone tutaj zespoły akritarchowe są porównywalne z zespołami akritarchowymi z furongu regionu łysogórskiego i kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Z. Szczepanik, ten tom).

Obok trylobitów i mikroflory akritarchowej w utworach furongu są obecne liczne, chociaż nieurozmaicone pod względem taksonomicznym ramienionogi. Ich rozmieszczenie i zasięgi stratygraficzne są porównywalne między innymi z ramienionogami rejonu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich (B. Jendryka-Fuglewicz, ten tom).

Zbigniew SZCZEPANIK

STRATYGRAFIA UTWORÓW FURONGU NA PODSTAWIE MIKROFLORY AKRITARCHOWEJ

W skałach kambryjskich nawierconych w otworach Narol IG 1 oraz Narol PIG 2 rozpoznano liczną, zróżnicowaną taksonomicznie i przydatną do badań stratygraficznych mikroflorę akritarchową (fig. 5). Frekwencja znajdowanych tu palinomorf jest bardzo zróżnicowana. W niektórych odcinkach profili akritarchy występują sporadycznie, a niekiedy nie ma ich wcale – dotyczy to szczególnie piaskowcowo-mułowcowych odcinków profilu otworu Narol PIG 2. W innych częściach profilu akritarchy są bardzo liczne, a w iłowcach najwyższego furongu obydwu otworów pojawiają się w ogromnych ilościach. Zróżnicowany jest także stan zachowania znajdowanych mikroskamieniałości. Zaobserwować można korelację pomiędzy liczebnością znajdowanej palinoflory i jej stanem zachowania – im liczniejsze zespoły, tym mniejszy stopień degradacji znajdowanych tam form. Stopień dojrzałości termicznej znajdowanych form jest stosunkowo wysoki, osiągający stadia 5 + –6 w skali TAI wg AMOCO (Engelhardt i in., 1992), czyli stadia generacji kondensatu i gazu ziemnego.

Otwór wiertniczy Narol IG 1

Najstarszy zespół akritarchowy rozpoznano w spągu badanej sekwencji skalnej na głęb. 3404 m (fig. 6; 7: 1–28). Występuje tutaj umiarkowanie liczna asocjacja palinomorf, w której najczęściej można znaleźć akritarchy z rodzajów: *Vulcanisphaera* z gatunków *V. africana* (fig. 7: 25, 26) i *V. turbata* (fig. 7: 21, 22) oraz formy przejściowe pomiędzy tymi taksonami (fig. 7: 23, 24). Liczne są tutaj także „galeate”, spośród których rozpoznano *Cymatiogalea* cf. *velifera* (fig. 7: 14, 15), *C. fimbriata* (fig. 7: 17), ?*Caldariola* sp. (fig. 7: 18), a także formy z rodzaju *Timofeovia*: *T. phosphoritica* (fig. 7: 6, 7) oraz *T. pentagonalis* (fig. 7: 8, 9). W obecnym tu zespole powszechne są także zróżnicowane morfologicznie *Multiplicisphaeridium* (fig. 7: 10–12), których nie oznaczano na poziomie gatunkowym. Wymienionym formom często towarzyszą akritarchy z rodzajów *Cristallinium* i *Retisphaeridium* (fig. 7: 2–5). Ważnym, choć stosunkowo nielicznym elementem tej asocjacji mi-

kroflorystycznej są formy z rodzaju *Leiofusa* (fig. 7: 27). Skład taksonomiczny rozpoznanej palinoflory wskazuje na jej podobieństwo do zespołów, które w profilu otworu Narol PIG 2 znaleziono w przedziale głębokości ok. 3300–3490 m. Liczne *V. africana*, przy stosunkowo nieznacznym udziale *V. turbata* i braku form *V. spinulifera*, mogą sugerować, że jest to wyższa część poziomu M VI *Vulcanisphaera africana*–*L. stoumonensis* (fig. 5) (Szczepanik, 2009), którą można korelować z poziomem trylobitowym *Parabolina spinulosa*.

Powyżej w profilu, który wydaje się być ciągły, aż do głęb. 3337 m występuje luka w obserwacjach palinologicznych, wynikająca z niedostatecznego opróbowania otworu. Znaleziona w próbce z głęb. 3336,0 m niezbyt liczna mikroflora jest już zupełnie inna. Pojawiają się tutaj pierwsze, jeszcze niezbyt liczne formy o symetrii diakriodjalnej z rodzaju *Actinotodissus* (fig. 7: 39, 40) oraz pojedyncze z rodzaju *Ninadiacrodium* (fig. 7: 29). Z innych typów morfologicznych akritarch liczne są tu zróżnicowane morfologicznie *Solisphaeridium* (fig. 7: 31) i *Polygonium* (fig. 7: 33, 35, 36), można także znaleźć nieliczne *Trunculumarium revinium* (fig. 7: 30). Taki skład zespołu wskazuje na obecność charakterystycznego zespołu palinomorf, analogicznego do rozpoznanego w profilu otworu Narol PIG 2 na głęb. 3115 m. Zespół ten reprezentuje poziom M VIII *T. revinium*–*A. achrasii* (fig. 5, 7), korelowany ze środkową częścią furongu (wyższa część poziomu *Parabolina spinulosa*–?poziom *leptoplastus*).

Kolejna próbka, z głęb. 3322,0 m (fig. 6, 7), zawiera zespół, który od wcześniej opisanego różni się obecnością znacznie bardziej zróżnicowanego zespołu akritarch o symetrii diakriodjalnej (fig. 7: 41–45). Pojawiają się tutaj także charakterystyczne formy: *Lustia* sp. (fig. 7: 37, 38) i *Ladogella rommelaerei* (fig. 7: 42). W porównaniu z wcześniej opisanym interwałem znacznie liczniejsze są tu akritarchy *N. caudatum* (fig. 7: 29) oraz formy z rodzaju *Stelliferidium* (fig. 7: 46–47). Tego typu zespół nie został rozpoznany w profilu otworu Narol PIG 2, chociaż pewne jego elementy mogą być zauważone w próbce 5248 z głęb. 3115,0 m. Jest bardzo prawdopodobne, że ten zespół mógłby być odnaleziony w nierozdzienionym odcinku profilu Narol PIG 2 w przedziale głęb. 3021,0–3114,0 m. Podobny zespół mikroflorystyczny rozpoznano w Górach Świętokrzyskich, gdzie uznano go za odpowiednik poziomu M IX *Dasydiacrodium obsonum*–*Lusatia* sp. (fig. 5, 7), chociaż w profilu otworu Narol IG 1 brak pewnych skamieniałości typowych dla tej asocjacji, np. indeksowej *Dasydiacrodium obsonum*. Poziom ten może być korelowany z poziomem trylobitowym *Protopeltura praecursor* (fig. 5).

W przedziale głęb. 3286,5–3295,0 m jest obecna kolejna asocjacja akritarchowa różniąca się znacznie od wcześniej przedstawionych zespołów. Pojawiają się tutaj *Ladogella rotundiformis* (fig. 8: 1–2), ?*L. cf. intermedia* (fig. 8: 4–5), *Veryhachium mutabile* (fig. 8: 7–8), *Acanthodiadrodium snookense* (fig. 8: 9–10) oraz *Dasydiacrodium cf. obsonum* (fig. 8: 11). Bardzo liczne są tu także palinomorfy z rodza-

jów *Solisphaeridium* (fig. 8: 13–14), *Polygonium* (fig. 8: 15–17) oraz „galeate”, z rodzajów *Stelliferidium* i *Cymatiogalea* (fig. 8: 18–21). Tego typu zespół bardzo dobrze odpowiada charakterystyce poziomu M XI *Ladogella rotundiformis* (fig. 7, 8), znanego z Gór Świętokrzyskich, który na podstawie występujących tam trylobitów może być korelowany z poziomem *Peltura scarabeoides* furongu górnego.

Wyraźnie inny i znacznie liczniejszy zespół mikroskamieniałości z grupy *Acritarcha* rozpoznano w kompleksie łożcowym ze stropu sekwencji kambryjskiej badanego profilu (3269,1–3286,4 m). Występuje tu bardzo liczna i wysoce zróżnicowana taksonomicznie mikroflora o składzie charakterystycznym dla pogranicza kambru i ordowiku wielu rejonów świata. Bardzo podobny zespół stwierdzono w stropie sekwencji kambryjskiej profilu otworu Narol PIG 2. Na podstawie znajdowanych palinomorf można tu rozpoznać typowy zespół poziomu M XII *Arbusculidium destombesii* (fig. 5, 7), znanego także z Gór Świętokrzyskich. Występujące tu akritarchy reprezentują najczęściej rodzaje znane z głębszych części profilu otworu Narol IG 1: *Polygonium*, *Solisphaeridium*, *Actinotodissus*, *Acanthodiadrodium*, *Ladogella*, *Dasydiacrodium*, *Ninadiacrodium*, *Vulcanisphaera*, *Stelliferidium*, *Cymatiogalea*, oraz wyraźnie mniej liczne *Cristallinium* i *Timofeevia* (fig. 7). Pojawia się tutaj jednak szereg nowych taksonów, z których część ma duże znaczenie stratygraficzne. Rozpoznano tu między innymi: *Arbusculidium destombesii* (fig. 8: 22–23), *Athabascella playfordii* (fig. 8: 25), *Athabascella* sp. (fig. 8: 26–27), *Baltisphaeridium capillatum* (fig. 8: 28), *Vogtlandia* (fig. 8: 29), *Vulcanisphaera brittanica* (fig. 8: 30), *Izhoria angulata* (fig. 8: 31), *Cymatiogalea cristata* (fig. 8: 32), *C. membranispina* (fig. 8: 33), *C. bellicosa* (fig. 8: 34), *Dasydiacrodium palmatilobum* (fig. 8: 39), *Acanthodiadrodium angustum* (fig. 8: 37), *A. golubii* (fig. 8: 38). Chociaż zespół ma cechy typowe dla ścisłego pogranicza furongu i tremadoku, to jednak obecność form z rodzajów *Athabascella* i *Ruvalia* (fig. 8: 36), *Cymatiogalea cuvillieri* (fig. 8: 36) czy *Actinotodissus formosus* (fig. 8: 45) wskazuje na przynależność skał już do tremadoku dolnego.

Otwór wiertniczy Narol PIG 2

W spągu omawianego profilu w przedziale głęb. 3545,0–3650,0 m rozpoznano liczny zespół dobrze zachowanych palinomorf (fig. 9, 10: 1–32). Jest on zdominowany przez akritarchy z rodzaju *Timofeevia* z przewagą gatunku *T. phosphoritica* (fig. 10: 6, 7), ale także często z obecną *T. lancarae* (fig. 10: 8) oraz mniej liczną *T. pentagonalis* (fig. 10: 11–12). Nieco rzadziej występują formy z rodzaju *Vulcanisphaera*: *V. spinulifera* (fig. 10: 13–14), akritarchy o cechach przejściowych pomiędzy *V. spinulifera* i *V. turbata* (fig. 10: 15–16), a ponadto zróżnicowane morfologicznie *Multiplicisphaeridium* (fig. 10: 17–20). W zespole liczne są także „galeate”, z najliczniejszymi *Cymatiogalea velifera* (fig. 10: 27–28), *C. cf. C. cristata* (fig. 10: 25–26) oraz

KAMBR / CAMBRIAN	furong / Furongian	Peltura s.l.	tremadok Tremadocian	ORDOWIK ORDOVICIAN	Góry Świętokrzyskie + blok Biłgoraj–Narol Holy Cross Mts. + Biłgoraj–Narol Block	↑			
							Acerocare	Acerocare ecorne	M XII Arbusculidium destombesii
								Westergaardia	
								Peltura costata	
								Peltura transiens	
							Peltura scarabaeoides	Peltura paradoxa	Arbusculidium cf. A. polypus
								Parabolina lobata	M XIb
								Ctenopyge linnarssoni	M XI Ladogella rotundiformis
								Ctenopyge bisulcata	M XIa Acanthodiacrodium snookense
							Peltura minor	Ctenopyge affinis	M X Polygonium sp. 1–Veryhachium mutabile
								Ctenopyge tumida	
								Ctenopyge spectabilis	
								Ctenopyge similis	
							Protopeltura praecursor	Ctenopyge flagellifera	M IX Dasydiacrodium obsonum–Lusatia sp.
								Ctenopyge postcurrens	
								Leptoplastus neglectus	
							Leptoplastus		? ↑ ↓
							Parabolina spinulosa	Parabolina spinulosa	M VIII T. revinium–A. achrasii
								Parabolina brevispina	M VII D. caudatum–V. dumontii
							Olenus	Homagnostus obesus	M VI V. africana–L. stoumonensis
									M V Vulcanisphaera turbata–Timofeevia phosphoritica
									M IV Vulcanisphaera spinulifera–Timofeevia lancarae
							Olenus dentatus		
							Olenus attenuatus		
							Glyptagnostus reticulatus	Olenus wahlenbergi	
								Olenus truncatus	
								Olenus gibbosus	

Fig. 5. Lokalne poziomy akritarchowe na tle podziału chrono- i biostratygraficznego

Local acritarch zonation on the background of the bio- and chronostratigraphical subdivision schemes

formy przypisane warunkowo do rodzaju *Caldariola* (fig. 10: 23–24). Powszechnie występują tu także akritarchy z rodzaju *Cristallinium* (fig. 10: 1–2), *Retisphaeridium* (fig. 10: 3–4), *Cymatiosphaera* i *Dictyotidium* (fig. 10: 5). Znajdowano tu również akritarchy z rodzajów *Trichosphaeridium* (fig. 10: 31) i *Impluviculus* (fig. 10: 29). Omówiony zespół jest typową asocjacją poziomu M IV *Vulcanisphaera spinulifera*–*Timofeevia lancarae* (fig. 5, 9). Bardzo istotne z punktu widzenia potencjału biostratygraficznego znalezionej zespołu jest jego datowanie w profilu otworu Narol PIG 2 przy pomocy trylobitów. Na głęb. 3649,0 m znaleziono gatunki *Homagnostus obesus* i *Olenus* (Jendry-

ka-Fuglewicz, 1995), dowodzące obecności najniższych poziomów biostratygraficznych furongu. Bardzo podobne zespoły akritarchowe są obecne także w Górach Świętokrzyskich.

Kolejny zespół akritarchowy w profilu otworu Narol PIG 2 znaleziono w przedziale głęb. 3490,00–3544,00 m. Jest on bardzo podobny do zespołu opisywanego wcześniej. Zawiera również liczne i podobnie zachowane akritarchy z dużym udziałem *Timofeevia phosphoritica* (fig. 10: 35–36). Jednak *T. lancarae* (fig. 10: 37) występują już bardzo rzadko i tylko w niższych warstwach podanego interwału. Pośród akritarch z rodzaju *Vulcanisphaera* po raz pierwszy

pojawia się gatunek *V. turbata* (fig. 10: 40–42) oraz formy przejściowe pomiędzy *V. turbata* (fig. 10: 43) i jeszcze nieliczne *V. africana* (fig. 10: 45). W porównaniu z wcześniej opisywaną palinoflorą ze spągowych partii profilu grupa „galeate” jest wzbogacona o formy z gatunku *Cymatiogalea bellicosa* (fig. 10: 46). W zespole nadal stosunkowo liczne są akritarchy z rodzajów *Cristallinium* i *Retisphaeridium*, wśród których po raz pierwszy rozpoznano *Cristallinium randomense* (fig. 10: 33–34). Znalezione w omawianym interwale palinomorfy reprezentują poziom M V *Vulcanisphaera turbata*–*Timofeevia phosphoritica* (fig. 5, 9) przyjętego schematu biostratygraficznego. Zespół taki jest znany z centralnych partii kamieniołomu Wiśniówka Wielka w Górach Świętokrzyskich.

W przedziale głęb. 3298,00–3490,00 m rozpoznano kolejny zespół mikroflorystyczny odpowiadający poziomowi M VI *V. africana*–*L. stoumonensis* (fig. 5, 9), w którym szczególną rolę odgrywa licznie tu występująca *Vulcanisphaera africana* (fig. 10: 44). Formie tej towarzyszą po raz pierwszy pojawiające się tu w profilu oraz *Leiofusa* cf. *stoumonensis* (fig. 10: 49). Nieco wyżej w profilu omawianego poziomu pojawia się już typowa *L. stoumonensis* (fig. 10: 50) oraz akritarchy reprezentujące gatunek *Cristallinium randomense* (fig. 10: 33, 34). Obecne są tutaj także pojedyncze okazy form oznaczonych jako ?*Lusatia* sp. (fig. 10: 51, 52). Trzeba jednak zaznaczyć, że wspomniane formy w profilu przedstawianego wydzielenia występują bardzo nielicznie. Wciąż dominują liczebnie *V. turbata*, rzadsze są formy przejściowe pomiędzy (*V. turbata*–*V. spinulifera*). W zespole nadal bardzo liczne są *Timofeevia phosphoritica* oraz „galeate”.

W przedziale głęb. 3159,00–3298,60 m profil otworu Narol PIG 2 jest zdominowany przez mało przydatne do badań palinologicznych piaskowce i piaszczyste mułowce. Pobrane ze wskazanego interwału próbki skalne zwykle nie zawierają żadnych mikroskamieniałości organicznych, czasami tylko można znaleźć w nich ubogie zespoły silnie zdegradowanych palinomorf. Pomimo złej jakości materiału jakim dysponowano udało się tu zidentyfikować kilka ważnych z punktu widzenia biostratygrafii mikroskamieniałości pojawiających się w prawidłowej, charakterystycznej dla innych obszarów występowania skał furongu dolnego sekwencji.

Pojawienie się na głęb. 3298,00 m akritarchy *Ninadiacrodium caudatum* (fig. 10: 53–56) definiuje spąg poziomu M VII *N. caudatum*–*N. dumontii* (fig. 5, 9). Forma ta tworzy zespół mikroflorystyczny o małej liczebności, zdominowany przez sferomorfy z rodzaju *Leiosphaeridia*, z dużym udziałem „galeate”, zróżnicowanych taksonomicznie *Vulcanisphaera*, *T. phosphoritica* oraz pojedynczych akritarch reprezentujących rodzaje *Leiofusa* i *Poikilofusa*.

Wyżej w profilu sukcesji kambryjskiej (głęb. 3263,0 m) pojawia się drugi z gatunków definiujących omawiany poziom – *Ninadiacrodium* cf. *dumontii* (fig. 10: 56). Charakterystyka składu taksonomicznego zespołu mikroflory nie różni się tu zbytnio od starszych asocjacji mikroflorystycznych. Wciąż relatywnie liczne są *Timofeevia phosphoritica*, *V. turbata* i formy przejściowe pomiędzy *V. turbata* i *V.*

africana, a także *Cristallinium cambriense*. Formy: *V. africana*, *L. stoumonensis*, *C. randomense*, *N. caudatum* i *N. dumontii* występują jedynie sporadycznie. W asocjacji można za to zauważyć znaczący wzrost udziału sferomorf z rodzaju *Leiosphaeridia*. Wydaje się, że zubożenie zespołu mikroflory M VII jest uwarunkowane paleoekologiczne, bądź ma charakter wtórny, wynikający z silnej degradacji w procesie diagenety osadu.

Kolejny z wydzielonych w profilu otworu Narol PIG 2 poziomów, M VIII *T. revinium*–*A. achraisi* (fig. 5, 9) (głęb. 3159,00–3106,0 m), zdefiniowano przez pierwsze pojawienie się w profilu typowych form o symetrii diakriodальной z rodzajów *Actinotodissus* i *Acanthodiacrodium* (fig. 10: 24) na głęb. 3159,00 m, wraz z charakterystycznymi formami reprezentującymi gatunek *Trunculumarium revinium* (fig. 11: 18). Obecny jest tu także *N. caudatum* (fig. 11: 13–15). W drugiej z próbek z poziomu M VIII, pobranej z głęb. 3114,00 m, rozpoznano liczną i zróżnicowaną palinoflorę, wśród której masowo występuje gatunek *T. revinium* (fig. 11: 19–20), stanowiący ponad 25% populacji wszystkich *Akritarcha*. Akme rozwojowe tej formy może być wykorzystane jako kryterium pomocnicze, definiujące wydzielony poziom. Formie *T. revinium* towarzyszą liczne i zróżnicowane morfologicznie *Polygonium* (fig. 11: 6–9), *Solisphaeridium* (fig. 11: 10–11), akritarchy z rodzajów *Actinotodissus* i *Acanthodiacrodium* (fig. 11: 25–27) oraz liczne, lecz mało zróżnicowane taksonomicznie „galeate” (fig. 11: 21–23). Formy z rodzaju *Vulcanisphaera* są reprezentowane głównie przez *V. africana* (fig. 11: 4) i mniej liczne *V. turbata* (fig. 11: 3). Inwentarz taksonomiczny dopełniają liczne *Cristallinium cambriense* (fig. 11: 1–2). Po raz pierwszy w rozpoznanej sekwencji zespołów mikroflorystycznych zaznacza się wyraźne zmniejszenie frekwencji akritarch z rodzaju *Timofeevia*, bardzo charakterystycznych dla starszych horyzontów wiekowych furongu. Bardzo mało jest także sferomorf *Leiosphaeridia* sp.

Powyżej omówionego odcinka profilu otworu Narol PIG 2, w przedziale głęb. 3021,0–3114,0 m, nie pobrano rdzenia wiertniczego, więc nie można było przeprowadzić badań mikroflory. Najprawdopodobniej interwał ten obejmuje skały odpowiadające poziomom M IX i M X, rozpoznany w Górach Świętokrzyskich i w profilu otworu Narol IG 1 (M IX). Jednak nie można mieć pewności co do obecności tych poziomów w profilu otworu Narol PIG 2. Wątpliwości te są tym większe, że w obrębie nierdzeniowanej części profilu, na głęb. 3034,00 m, przy pomocy pomiarów geofizyki otworowej zaobserwowano wyraźną granicę kontrastu litologicznego (Modliński i in., 1992), która może być związana z jakąś nieciągłością w obrębie profilu. Powyżej odcinka nierdzeniowanego, w próbce z głęb. 3015,00 m, znaleziono już formy charakterystyczne dla poziomu M XI *Ladogella rotundiformis* (fig. 5, 9), wśród nich gatunek indeksowy poziomu *L. rotundiformis* (fig. 12: 43) oraz *Ooidium* cf. *rossicum* (fig. 11: 39; 12: 40); pojawiają się tu także pierwsze akritarchy z rodzaju *Arbusculidium*. Obecność taksonu *A. cf. A. polypus* (fig. 12: 50) może wskazywać na występowanie tutaj młodszego podpoziomu tego wydzielenia M XIb *Arbusculidium* cf. *A. polypus* (fig. 5, 9).

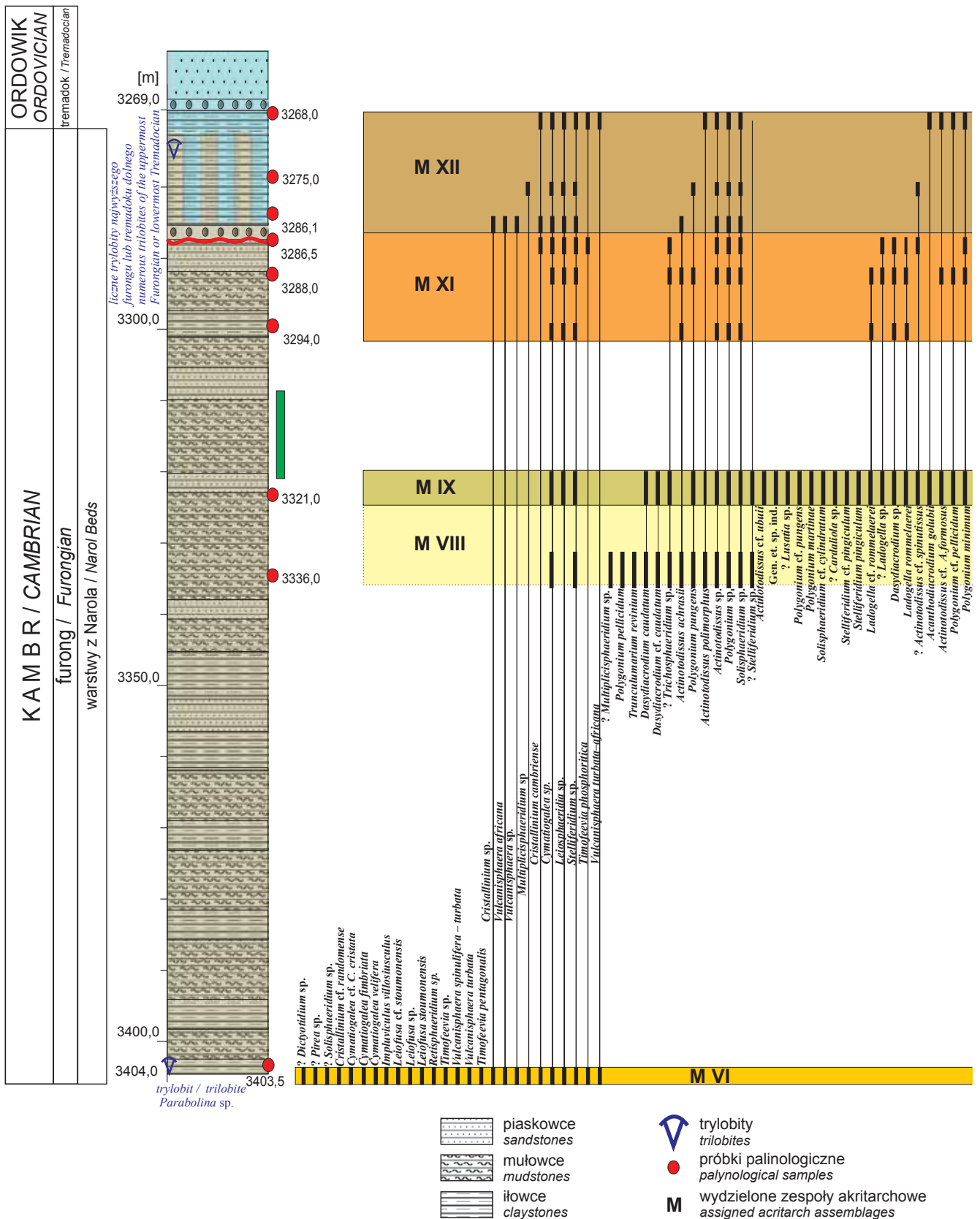
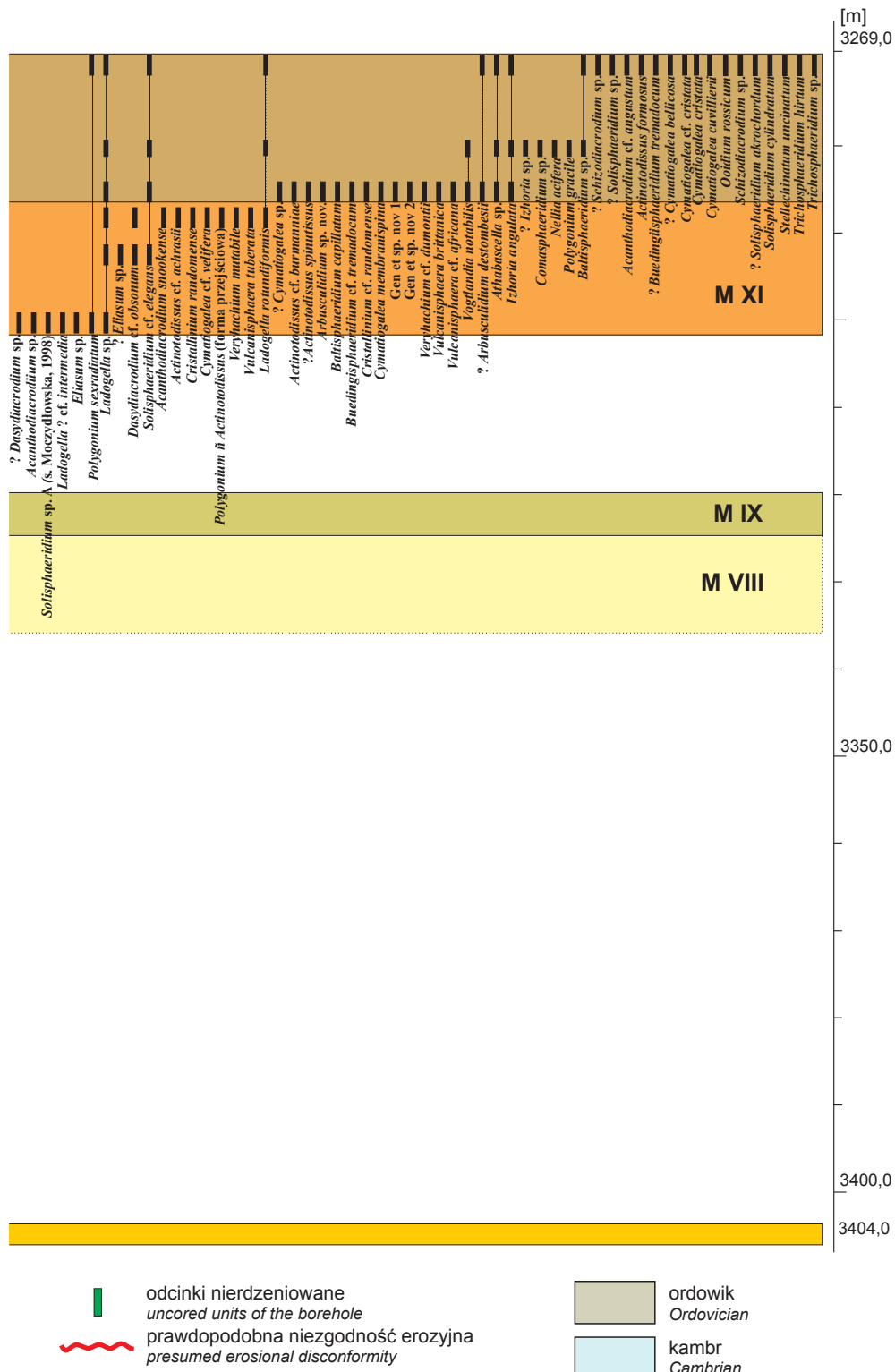


Fig. 6. Zasięgi wybranych Acritarcha w furongu

Ranges of selected acritarchs in the Furongian



w profilu otworu wiertniczego Narol IG 1

of the Narol IG 1 borehole section

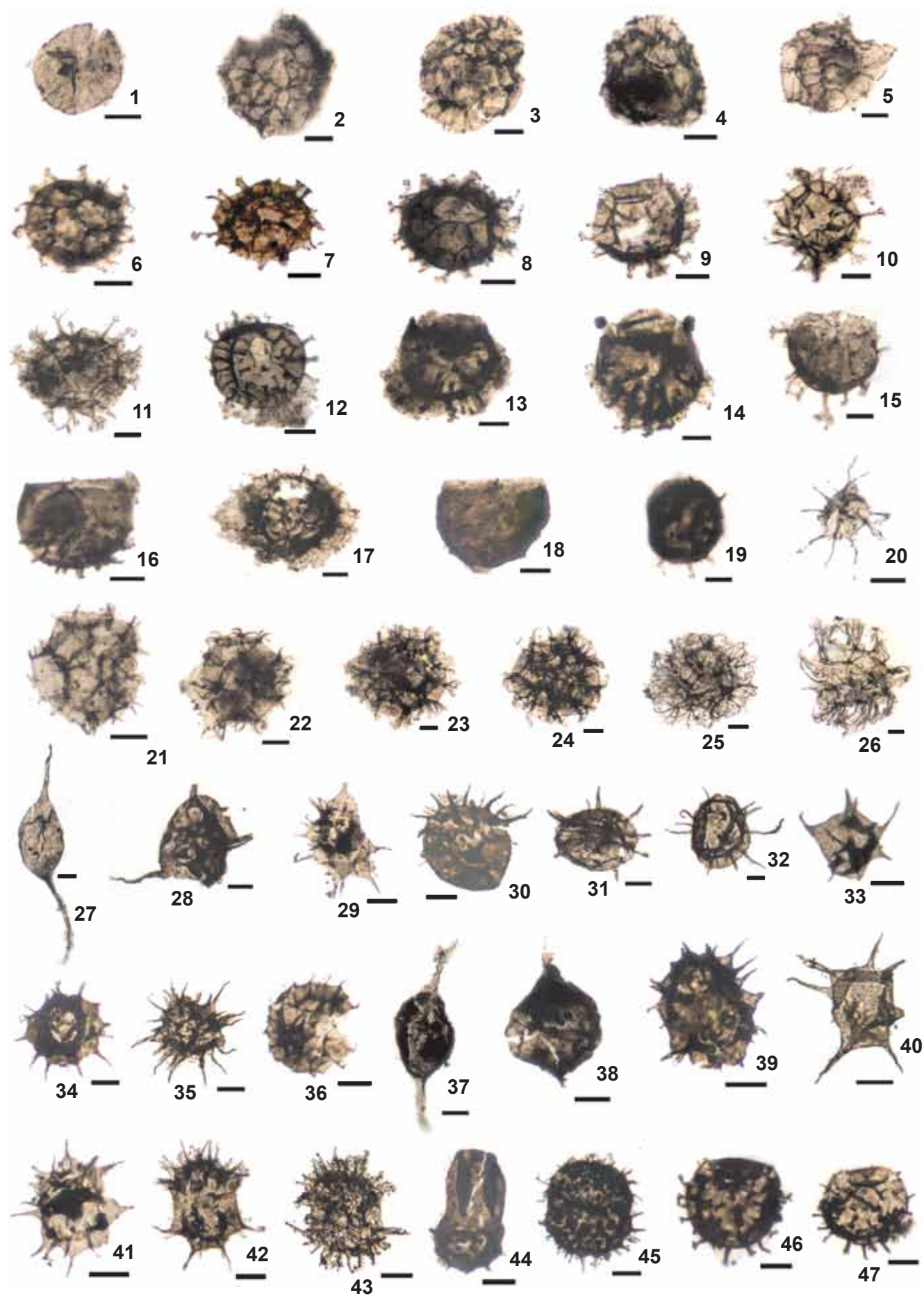


Fig. 7. Akritarchy z niższej części sukcesji furongu z profilu otworu wiertniczego Narol IG 1

Skala 10 µm, koordynaty okazów wg England Finder. **1** – *Leiosphaeridia* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-H34-2. **2** – *Retisphaeridium* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-044. **3** – *Retisphaeridium* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-Q41-3. **4** – *Cristallinium cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-F37-3. **5** – *Cristallinium cf. randomense* (Martin, 1981) Martin, 1988; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-J39-4. **6** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, 1978; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-S44-2. **7** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, 1978; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-H47. **8** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine, 1978; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-W41-2. **9** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine, 1978; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-O40-1. **10** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-G38. **11** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-R30-2. **12** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-P48. **13** – *Cymatiogalea cf. bellicosa* Deunff, 1961; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-H44-2. **14** – *Cymatiogalea cf. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-E41-2. **15** – *Cymatiogalea cf. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-E44. **16** – *Stelliferidium* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-P34-3. **17** – *Cymatiogalea fimbriata* Volkova, 1990; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-G35. **18** – *?Caldariola* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-M38. **19** – *?Solisphaeridium* sp.; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-J32. **20** – *Impluviculus villosiusculus* (Volkova, 1990); głęb. 3404,0 m, pr. 7388-N50. **21** – *Vulcanisphaera turbata* Martin, 1981; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-G47-2. **22** – *Vulcanisphaera turbata* Martin, 1981; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-F48-3. **23** – *Vulcanisphaera turbata-africana* forma przejściowa; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-L38-3. **24** – *Vulcanisphaera turbata-africana* forma przejściowa; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-G34-3. **25** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, 1961; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-U48-4. **26** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, 1961; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-M37. **27** – *Leiofusa stoumonensis* Vanguetaine; głęb. 3404,0 m, pr. 7388-W32. **28** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-O44_2. **29** – *Ninadiacrodium cf. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 3336,0 m, pr. 7344-F41_3. **30** – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; głęb. 3336,0 m, pr. 7344-Q30_2. **31** – *Solisphaeridium* sp.; głęb. 3336,0 m, pr. 7344-F31. **32** – *Solisphaeridium cf. cylindratum* Moczyłowska, 1998; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-M35_2. **33** – *Polygonium pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-G43. **34** – *Polygonium martinae* Moczyłowska et Crimes; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-D35. **35** – *Polygonium pellicidum* (Timofeev, 1959 ex Tynni, 1975) Volkova, 1990 – głęb. 3336,0 m, pr. 7344-S31. **36** – *Polygonium martinae* Moczyłowska et Crimes; głęb. 3336,0 m, pr. 7344-U35_1. **37** – *Lusatia* sp.; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-N30_3. **38** – *Lusatia* sp.; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-R36. **39** – *Actinotodissus* sp.; głęb. 3336,0 m, pr. 7344-P31_3. **40** – *Actinotodissus achrasii* (Martin, 1973) Moczyłowska et Stockfors, 2004; głęb. 3336,0 m, pr. 7344-W34_2. **41** – *Actinotodissus polymorphus* (Timofeev, 1959) Moczyłowska et Stockfors, 2004; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-G41_3. **42** – *Ladogella rommelaerei* (Martin, 1981) Di Mila, Ribecai et Tongiorgi, 1989; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-O36. **43** – *Acanthodiacrodium golubii* Fensome i in., 1990; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-H35. **44** – *?Dasydiacrodium* sp.; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-Q45_3. **45** – *Actinotodissus cf. ubuii* (Martin, 1969) Fensome i in., 1990; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-S36_2. **46** – *Stelliferidium pingiculum* Martin, 1988; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-F38_2. **47** – *Stelliferidium cf. pingiculum* Martin, 1988; głęb. 3321,0 m, pr. 7369-L41

Acritarchs from the lower part of the Furongian succession from the Narol IG 1 borehole

Scale bar – 10 µm, coordinates according to an England Finder. **1** – *Leiosphaeridia* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-H34-2. **2** – *Retisphaeridium* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-044. **3** – *Retisphaeridium* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-Q41-3. **4** – *Cristallinium cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; depth 3404.0 m, sample 7388-F37-3. **5** – *Cristallinium cf. randomense* (Martin, 1981) Martin, 1988; depth 3404.0 m, sample 7388-J39-4. **6** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, 1978; depth 3404.0 m, sample 7388-S44-2. **7** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, 1978; depth 3404.0 m, sample 7388-H47. **8** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine, 1978; depth 3404.0 m, sample 7388-W41-2. **9** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine, 1978; depth 3404.0 m, sample 7388-O40-1. **10** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-G38. **11** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-R30-2. **12** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-P48. **13** – *Cymatiogalea cf. bellicosa* Deunff, 1961; depth 3404.0 m, sample 7388-H44-2. **14** – *Cymatiogalea cf. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; depth 3404.0 m, sample 7388-E41-2. **15** – *Cymatiogalea cf. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; depth 3404.0 m, sample 7388-E44. **16** – *Stelliferidium* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-P34-3. **17** – *Cymatiogalea fimbriata* Volkova, 1990; depth 3404.0 m, sample 7388-G35. **18** – *?Caldariola* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-M38. **19** – *?Solisphaeridium* sp.; depth 3404.0 m, sample 7388-J32. **20** – *Impluviculus villosiusculus* (Volkova, 1990); depth 3404.0 m, sample 7388-N50. **21** – *Vulcanisphaera turbata* Martin, 1981; depth 3404.0 m, sample 7388-G47-2. **22** – *Vulcanisphaera turbata* Martin, 1981; depth 3404.0 m, sample 7388-F48-3. **23** – *Vulcanisphaera turbata-africana* forma przejściowa; depth 3404.0 m, sample 7388-L38-3. **24** – *Vulcanisphaera turbata-africana* forma przejściowa; depth 3404.0 m, sample 7388-G34-3. **25** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, 1961; depth 3404.0 m, sample 7388-U48-4. **26** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, 1961; depth 3404.0 m, sample 7388-M37. **27** – *Leiofusa stoumonensis* Vanguetaine; depth 3404.0 m, sample 7388-W32. **28** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; depth 3321.0 m, sample 7369-O44_2. **29** – *Ninadiacrodium cf. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; depth 3336.0 m, sample 7344-F41_3. **30** – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; depth 3336.0 m, sample 7344-Q30_2. **31** – *Solisphaeridium* sp.; depth 3336.0 m, sample 7344-F31. **32** – *Solisphaeridium cf. cylindratum* Moczyłowska, 1998; depth 3321.0 m, sample 7369-M35_2. **33** – *Polygonium pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; depth 3321.0 m, sample 7369-G43. **34** – *Polygonium martinae* Moczyłowska et Crimes; depth 3321.0 m, sample 7369-D35. **35** – *Polygonium pellicidum* (Timofeev, 1959 ex Tynni, 1975) Volkova, 1990 – depth 3336.0 m, sample 7344-S31. **36** – *Polygonium martinae* Moczyłowska et Crimes; depth 3336.0 m, sample 7344-U35_1. **37** – *Lusatia* sp.; depth 3321.0 m, sample 7369-N30_3. **38** – *Lusatia* sp.; depth 3321.0 m, sample 7369-R36. **39** – *Actinotodissus* sp.; depth 3336.0 m, sample 7344-P31_3. **40** – *Actinotodissus achrasii* (Martin, 1973) Moczyłowska et Stockfors, 2004; depth 3336.0 m, sample 7344-W34_2. **41** – *Actinotodissus polymorphus* (Timofeev, 1959) Moczyłowska et Stockfors, 2004; depth 3321.0 m, sample 7369-G41_3. **42** – *Ladogella rommelaerei* (Martin, 1981) Di Mila, Ribecai et Tongiorgi, 1989; depth 3321.0 m, sample 7369-O36. **43** – *Acanthodiacrodium golubii* Fensome i in., 1990; depth 3321.0 m, sample 7369-H35. **44** – *?Dasydiacrodium* sp.; depth 3321.0 m, sample 7369-Q45_3. **45** – *Actinotodissus cf. ubuii* (Martin, 1969) Fensome i in., 1990; depth 3321.0 m, sample 7369-S36_2. **46** – *Stelliferidium pingiculum* Martin, 1988; depth 3321.0 m, sample 7369-F38_2. **47** – *Stelliferidium cf. pingiculum* Martin, 1988; depth 3321.0 m, sample 7369-L41

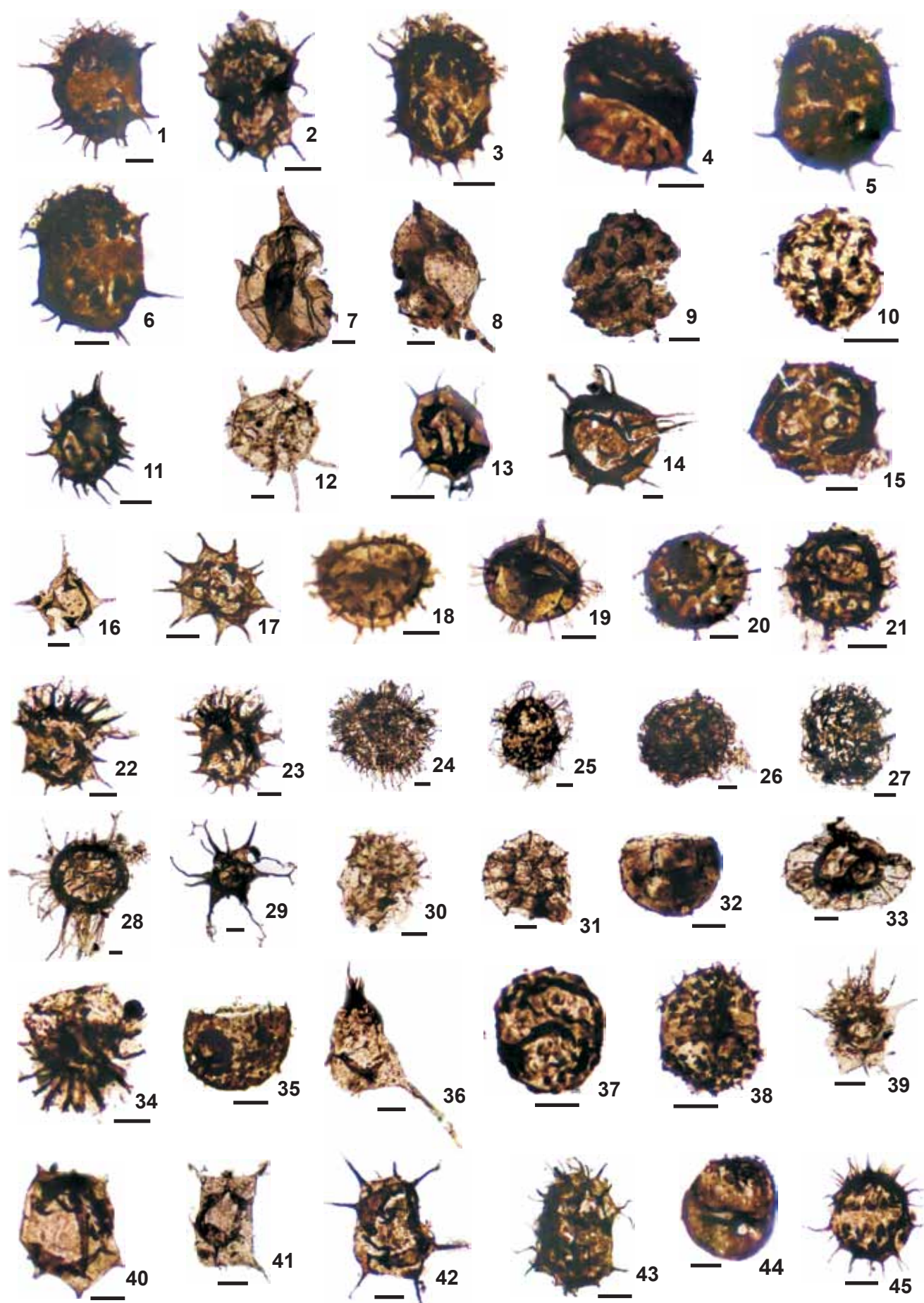


Fig. 8. Akritarchy z górnej części sukcesji furongu oraz najniższego tremadoku z profilu otworu wiertniczego Narol IG 1

Skala – 10 µm, koordynaty okazów wg England Finder. **1** – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, 1985; głęb. 3286,5 m, pr. 7342-G40_4. **2** – *L. rotundiformis* Golub et Volkova, 1985; głęb. 3286,5 m, pr. 7342-E43_2. **3** – *L. cf. rotundiformis* Golub et Volkova, 1985; głęb. 3288,0 m, pr. 7343-F47. **4** – *?L. cf. intermedia* Parsons et Anderson, 2000; głęb. 3288,0 m, pr. 7343-D32_2. **5** – *?L. cf. intermedia* Parsons et Anderson, 2000; głęb. 3294,0 m, pr. 7368-R37. **6** – *Arbusculidium* sp.; głęb. 3288,0 m, pr. 7343-E33_1. **7** – *Veryhachium mutabile* Di Mila, Ribecai et Tongiorgi; głęb. 3286,5 m, pr. 7342-H41. **8** – *V. mutabile* Di Mila, Ribecai, Tongiorgi; głęb. 3286,5 m, pr. 7342-F44_2. **9** – *Acanthodiacrodium snookense* Parsons et Anderson, 2000; głęb. 3286,5 m, pr. 7342-F38_1. **10** – *A. snookense* Parsons et Anderson, 2000; głęb. 3294,0 m, pr. 7368-H41_1. **11** – *Dasydiacrodium cf. obsonum* Martin, 1988; głęb. 3288,0 m, pr. 7343-H49. **12** – *Solisphaeridium* sp. A (s. Moczyłowska, 1998); głęb. 3294,0 m, pr. 7368-M35_2. **13** – *S. cf. elegans* Moczyłowska, 1998; głęb. 3286,5 m, pr. 7342-K41. **14** – *S. cf. elegans* Moczyłowska, 1998; głęb. 3288,0 m, pr. 7343-F38. **15** – *Polygonium minimum* (Timofeev, 1959) Volkova, 1990; głęb. 3286,5 m, pr. 7342-E40_2. **16** – *P. sexradiatum* (Timofeev, 1959) Volkova, 1990; głęb. 3294,0 m, pr. 7368-G46. **17** – *P. pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; głęb. 3288,0 m, pr. 7343-E41. **18** – *Stelliferidium* sp.; głęb. 3288,0 m, pr. 7343-C35. **19** – *Cymatiogalea cf. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; głęb. 3286,5 m, pr. 7342-E40_4. **20** – *C. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; głęb. 3294,0 m, pr. 7368-U37. **21** – *Cymatiogalea* sp.; głęb. 3294,0 m, pr. 7368-G38_2. **22** – *Arbusculidium destombesii* Deunff, 1968; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-L41_3. **23** – *A. destombesii* Deunff, 1968; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-G37_3. **24** – *Trichosphaeridium hirtum* (Timofeev, 1959) ex Fens. et al.; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-O39_2. **25** – *Athabascella cf. playfordii* (Martin), 1976; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-E34_1. **26** – *Athabascella* sp.; głęb. 3275,0 m, pr. 7338-D33. **27** – *Athabascella* sp.; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-C34. **28** – *Baltisphaeridium capillatum* (Naumova, 1950) Umnova, 1975; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-E45_4. **29** – *Vogtlandia notabilis* Volkova; głęb. 3275,0 m, pr. 7338-J41. **30** – *Vulcanisphaera brittanica* Rasul, 1976; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-D48. **31** – *Izhoria angulata* Golub et Vo, 1985; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-N30_2. **32** – *Cymatiogalea cf. cristata* (Downie, 1958) Rauscher; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-H41_2. **33** – *C. membranispina* Deunff; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-E43_3. **34** – *C. bellicosa* Deunff, 1961; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-H42_3. **35** – *C. cuvillieri* (Deunff, 1961) Deunff, 1964; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-F36. **36** – *Ruvalia* sp.; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-H38_2. **37** – *Acanthodiacrodium cf. angustum* (Downie, 1958) Combaz, 1967; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-J42_2. **38** – *A. golubii* Fensome et al., 1990; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-P31_2. **39** – *Dasydiacrodium palmatilobum* Timofeev; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-K27_4. **40** – *Actinotodissus spinutissus* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, Stockfors, 2004; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-H32. **41** – *A. cf. burmanniae* (Burmman, 1968) Fensome et al., 1990; głęb. 3286,1 m, pr. 7341-J38_1. **42** – *A. secundarius* (Timofeev, 1959) Moczyłowska et Stockfors, 2004; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-K28_3. **43** – *A. polymorphus* (Timofeev, 1959) Moczyłowska et Stockfors, 2004; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-K41. **44** – *Ooidium rossicum* Timofeev, 1957; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-H46. **45** – *Actinotodissus formosus* (Górka, 1967) Moczyłowska et Stockfors, 2004; głęb. 3268,0 m, pr. 7336-J46_1

Akritarchs from the upper part of the Furongian and lowermost Tremadocian succession from the Narol IG 1 borehole section

Scale bar – 10 µm, coordinates according to an England Finder. **1** – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, 1985; depth 3286.5 m, sample 7342-G40_4. **2** – *L. rotundiformis* Golub et Volkova, 1985; depth 3286.5 m, sample 7342-E43_2. **3** – *L. cf. rotundiformis* Golub et Volkova, 1985; depth 3288.0 m, sample 7343-F47. **4** – *?L. cf. intermedia* Parsons et Anderson, 2000; depth 3288.0 m, sample 7343-D32_2. **5** – *?L. cf. intermedia* Parsons et Anderson, 2000; depth 3294.0 m, sample 7368-R37. **6** – *Arbusculidium* sp.; depth 3288.0 m, sample 7343-E33_1. **7** – *Veryhachium mutabile* Di Mila, Ribecai et Tongiorgi; depth 3286.5 m, sample 7342-H41. **8** – *V. mutabile* Di Mila, Ribecai, Tongiorgi; depth 3286.5 m, sample 7342-F44_2. **9** – *Acanthodiacrodium snookense* Parsons et Anderson, 2000; depth 3286.5 m, sample 7342-F38_1. **10** – *A. snookense* Parsons et Anderson, 2000; depth 3294.0 m, sample 7368-H41_1. **11** – *Dasydiacrodium cf. obsonum* Martin, 1988; depth 3288.0 m, sample 7343-H49. **12** – *Solisphaeridium* sp. A (s. Moczyłowska, 1998); depth 3294.0 m, sample 7368-M35_2. **13** – *S. cf. elegans* Moczyłowska, 1998; depth 3286.5 m, sample 7342-K41. **14** – *S. cf. elegans* Moczyłowska, 1998; depth 3288.0 m, sample 7343-F38. **15** – *Polygonium minimum* (Timofeev, 1959) Volkova, 1990; depth 3286.5 m, sample 7342-E40_2. **16** – *P. sexradiatum* (Timofeev, 1959) Volkova, 1990; depth 3294.0 m, sample 7368-G46. **17** – *P. pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; depth 3288.0 m, sample 7343-E41. **18** – *Stelliferidium* sp.; depth 3288.0 m, sample 7343-C35. **19** – *Cymatiogalea cf. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; depth 3286.5 m, sample 7342-E40_4. **20** – *C. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; depth 3294.0 m, sample 7368-U37. **21** – *Cymatiogalea* sp.; depth 3294.0 m, sample 7368-G38_2. **22** – *Arbusculidium destombesii* Deunff, 1968; depth 3268.0 m, sample 7336-L41_3. **23** – *A. destombesii* Deunff, 1968; depth 3286.1 m, sample 7341-G37_3. **24** – *Trichosphaeridium hirtum* (Timofeev, 1959) ex Fens. et al.; depth 3268.0 m, sample 7336-O39_2. **25** – *Athabascella cf. playfordii* (Martin), 1976; depth 3286.1 m, sample 7341-E34_1. **26** – *Athabascella* sp.; depth 3275.0 m, sample 7338-D33. **27** – *Athabascella* sp.; depth 3286.1 m, sample 7341-C34. **28** – *Baltisphaeridium capillatum* (Naumova, 1950) Umnova, 1975; depth 3286.1 m, sample 7341-E45_4. **29** – *Vogtlandia notabilis* Volkova; depth 3275.0 m, sample 7338-J41. **30** – *Vulcanisphaera brittanica* Rasul, 1976; depth 3286.1 m, sample 7341-D48. **31** – *Izhoria angulata* Golub et Vo, 1985; depth 3268.0 m, sample 7336-N30_2. **32** – *Cymatiogalea cf. cristata* (Downie, 1958) Rauscher; depth 3268.0 m, sample 7336-H41_2. **33** – *C. membranispina* Deunff; depth 3286.1 m, sample 7341-E43_3. **34** – *C. bellicosa* Deunff, 1961; depth 3268.0 m, sample 7336-H42_3. **35** – *C. cuvillieri* (Deunff, 1961) Deunff, 1964; depth 3268.0 m, sample 7336-F36. **36** – *Ruvalia* sp.; depth 3286.1 m, sample 7341-H38_2. **37** – *Acanthodiacrodium cf. angustum* (Downie, 1958) Combaz, 1967; depth 3268.0 m, sample 7336-J42_2. **38** – *A. golubii* Fensome et al., 1990; depth 3268.0 m, sample 7336-P31_2. **39** – *Dasydiacrodium palmatilobum* Timofeev; depth 3286.1 m, sample 7341-K27_4. **40** – *Actinotodissus spinutissus* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, Stockfors, 2004; depth 3286.1 m, sample 7341-H32. **41** – *A. cf. burmanniae* (Burmman, 1968) Fensome et al., 1990; depth 3286.1 m, sample 7341-J38_1. **42** – *A. secundarius* (Timofeev, 1959) Moczyłowska et Stockfors, 2004; depth 3268.0 m, sample 7336-K28_3. **43** – *A. polymorphus* (Timofeev, 1959) Moczyłowska et Stockfors, 2004; depth 3268.0 m, sample 7336-K41. **44** – *Ooidium rossicum* Timofeev, 1957; depth 3268.0 m, sample 7336-H46. **45** – *Actinotodissus formosus* (Górka, 1967) Moczyłowska et Stockfors, 2004; depth 3268.0 m, sample 7336-J46_1

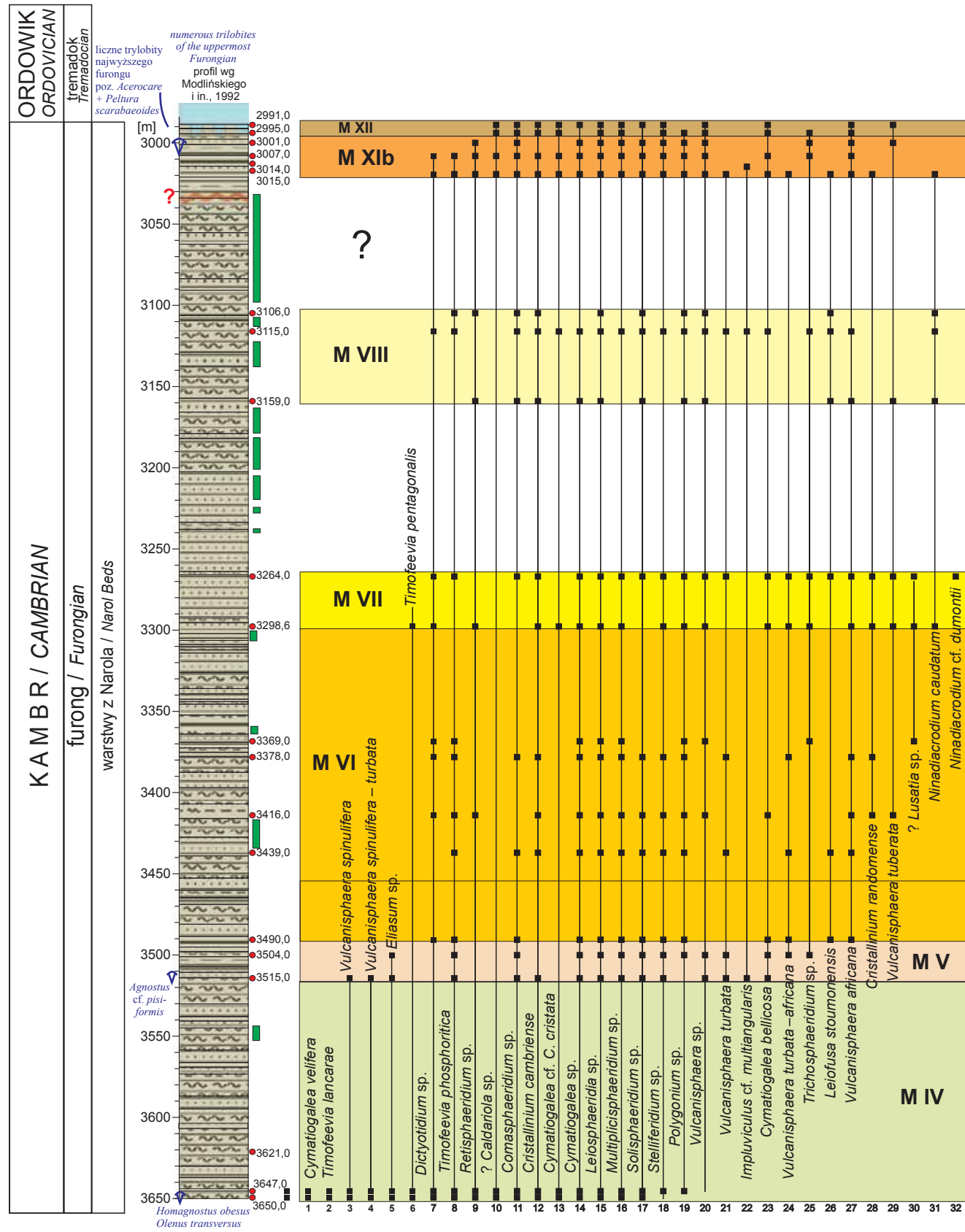
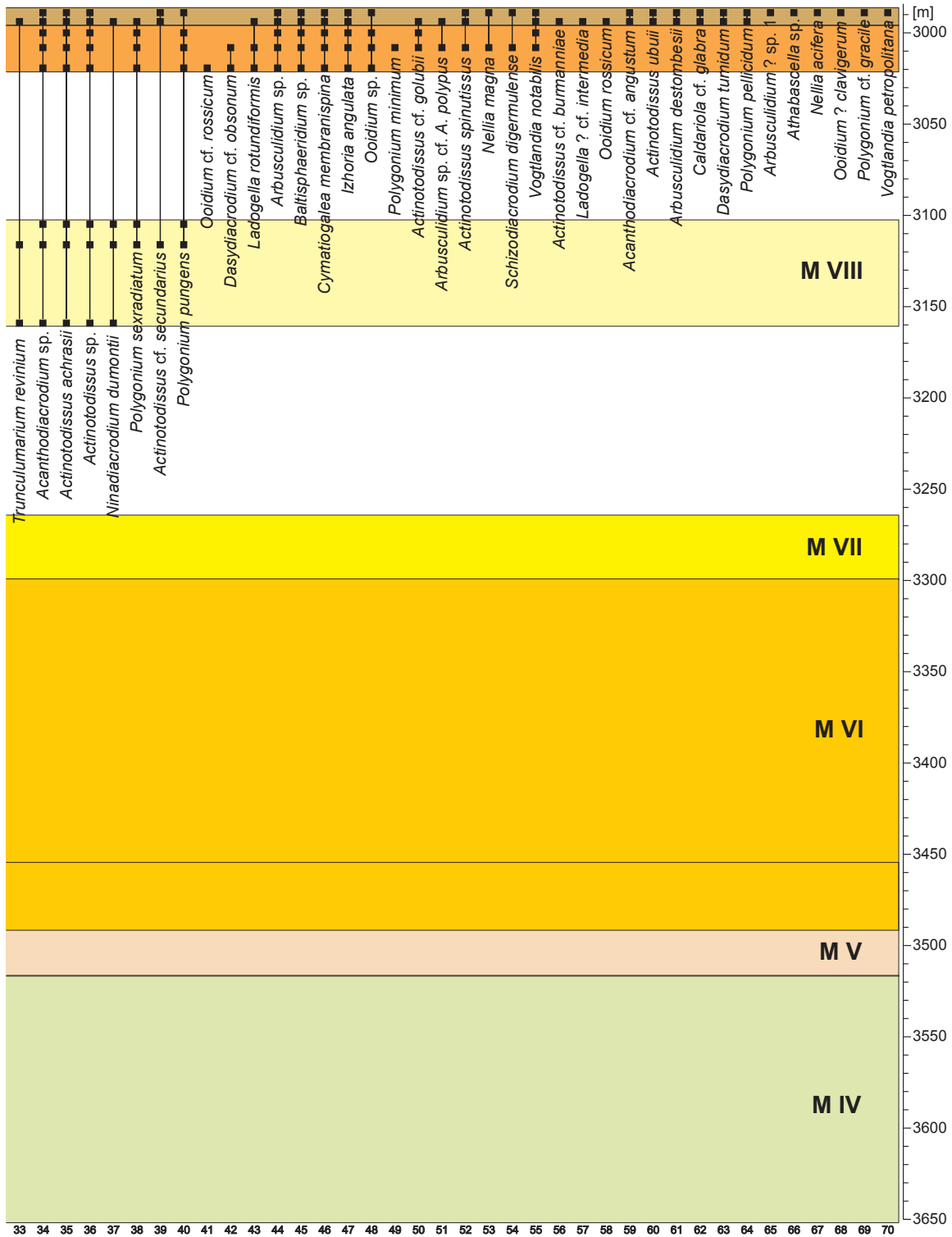


Fig. 9. Zasięgi wybranych Acritarcha w furongu

Ranges of selected acritarchs in the Furongian



profilu otworu wiertniczego Narol PIG 2
of the Narol PIG 2 borehole section

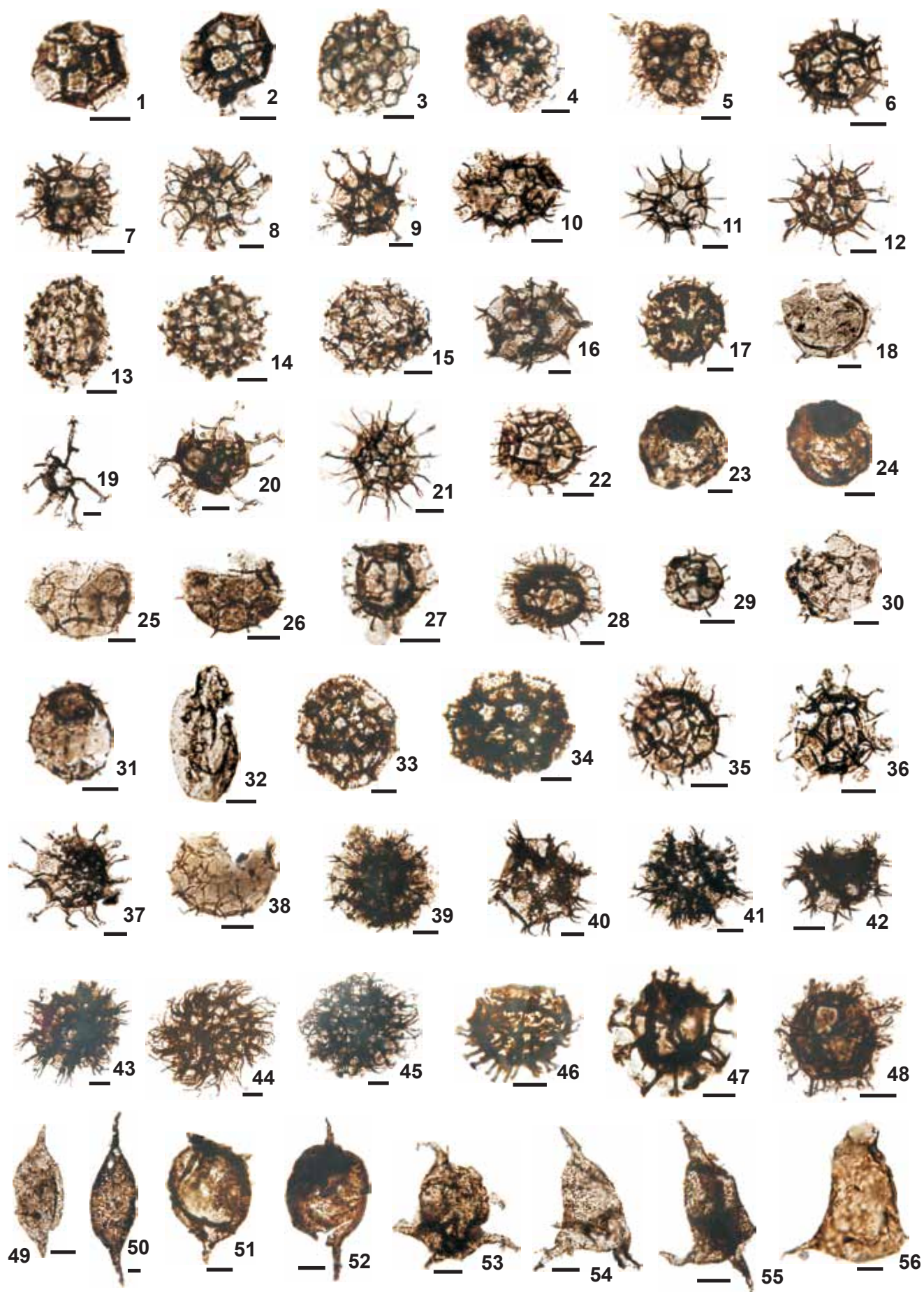


Fig. 10. Akritarchy z niższej części sukcesji furongu z otworu wiertniczego Narol PIG 2

Skala – 10 µm, koordynaty okazów wg England Finder. **1** – *Cristallinium cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (B37/3). **2** – *C. cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (V33). **3** – *Retisphaeridium* sp.; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (V41/1). **4** – *Retisphaeridium* sp.; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (B30/2). **5** – *Dictyotidium* sp.; głęb. 3613,0–3622,0 m sk. 9 – pr. 2302 (B51). **6** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, 1978; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (E41). **7** – *T. phosphoritica* Vanguetaine, 1978; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (P46/2). **8** – *T. lancarae* (Cramer et Diez, 1972) Vanguetaine, 1978; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (E36/2). **9** – *T. phosphoritica* Vanguetaine, 1978; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (P46/2). **10** – *T. estonica* Volkova, 1990; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (N26). **11** – *T. pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine, 1978; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (S44). **12** – *T. pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine, 1978; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (Q26/2). **13** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova, 1990) Parsons et Anderson, 2000; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (U30/4). **14** – *V. spinulifera* (Volkova, 1990) Parsons et Anderson, 2000; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (T23/3). **15** – *V. spinulifera-turbata* forma przejściowa; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (R35). **16** – *V. spinuliferaturbata* forma przejściowa; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (N30). **17** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (P46). **18** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (E29/1). **19** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (F27/2). **20** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (Q48/3). **21** – *Polygonim-Timofeevia* forma przejściowa; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (B26/1). **22** – *Cymatiogalea* sp.; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (E28/2). **23** – ?*Caldariola* sp.; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (F36/4). **24** – ?*Caldariola* sp.; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (V31/4). **25** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie, 1958) Rauschner, 1973; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (O38). **26** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie, 1958) Rauschner, 1973; głęb. 3647,00 m, pr. 2296 (S46/1). **27** – *C. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (O34/2). **28** – *C. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (C26/1). **29** – *Impluviculus villosiusculus* Volkova, 1990; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (B35/3). **30** – *Vulcanisphaera* sp.; głęb. 3647,00 m, pr. 2296 (O27/1). **31** – *Trichosphaeridium* cf. *annolovense* Timofeev, 1966; głęb. 3647,0 m, pr. 2296 (M33/1). **32** – *Eliasum* sp.; głęb. 3650,0 m, pr. 2297 (Y22). **33** – *Cristallinium randomense* (Martin, 1981) Martin, 1988; głęb. 3416,0 m, pr. 2325 (F32/2). **34** – *C. randomense* (Martin, 1981) Martin, 1988; głęb. 3378,00 m, pr. 2329 (N24/2). **35** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, 1978; głęb. 3515,0 m, pr. 2315 (K26/1). **36** – *T. phosphoritica* Vanguetaine, 1978; głęb. 3504,0 m, pr. 2316 (A52/1). **37** – *T. cf. lancarae* (Cramer et Diez, 1972) Vanguetaine, 1978; głęb. 3515,0 m, pr. 2315 (N27). **38** – *T. pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine; głęb. 3264,0 m, pr. 2341 (F30-4). **39** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova, 1990) Parsons et Anderson, 2000; głęb. 3515,0 m, pr. 2315 (L41/2). **40** – *V. turbata* Martin w Martin, Dean, 1981; głęb. 3515,0 m, pr. 2315 (J32/2). **41** – *V. turbata* Martin w Martin, Dean, 1981; głęb. 3504,0 m, pr. 2316 (O37/4). **42** – *V. turbata* Martin w Martin, Dean, 1981; głęb. 3515,0 m, pr. 2315 (H35/2). **43** – *V. turbata-africana* forma przejściowa; głęb. 3504,0 m, pr. 2316 (G38/2). **44** – *V. africana* Deunff, 1961; głęb. 3439,0 m, pr. 2324 (F49). **45** – *V. africana* Deunff, 1961; głęb. 3490,00 m, pr. 2318 (D26/3). **46** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, 1961; głęb. 3515,0 m, pr. 2315 (B24/4). **47** – *Cymatiogalea* sp.; głęb. 3439,0 m, pr. 2324 (C35/1). **48** – *C. cf. velifera* (Downie, 1958) Martin, 1969; głęb. 3504,0 m, pr. 2316 (S30/1). **49** – *Leiofusa* cf. *stoumonensis* Vanguetaine, 1973; głęb. 3490,0 m, pr. 2318 (P26). **50** – *L. stoumonensis* Vanguetaine, 1973; głęb. 3416,0 m, pr. 2325 (J30). **51** – ? *Lusatia* sp.; głęb. 3369,0–3378,0 m, pr. 2330 (Y46). **52** – ? *Lusatia* sp.; głęb. 3369,0–3378,0 m, pr. 2330 (G35). **53** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009 1973; głęb. 3298,6 m, pr. 2123 (G28). **54** – *N. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009 1973; głęb. 3298,6 m, pr. 2123 (L36/1). **55** – *N. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 3298,6 m, pr. 2123 (B51-4). **56** – *N. cf. dumontii* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 3264,0 m, pr. 2341 (G52-3).

Akritarchs from the lower part of the Furongian succession from the Narol PIG 2 borehole

Scale bar – 10 µm, coordinates according to an England Finder. **1** – *Cristallinium cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; depth 3650.0 m, sample 2297 (B37/3). **2** – *C. cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; depth 3650.0 m, sample 2297 (V33). **3** – *Retisphaeridium* sp.; depth 3650.0 m, sample 2297 (V41/1). **4** – *Retisphaeridium* sp.; depth 3647.0 m, sample 2296 (B30/2). **5** – *Dictyotidium* sp.; depth 3613.0–3622.0 m sk. 9 – sample 2302 (B51). **6** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, 1978; depth 3650.0 m, sample 2297 (E41). **7** – *T. phosphoritica* Vanguetaine, 1978; depth 3647.0 m, sample 2296 (P46/2). **8** – *T. lancarae* (Cramer et Diez, 1972) Vanguetaine, 1978; depth 3647.0 m, sample 2296 (E36/2). **9** – *T. phosphoritica* Vanguetaine, 1978; depth 3647.0 m, sample 2296 (P46/2). **10** – *T. estonica* Volkova, 1990; depth 3650.0 m, sample 2297 (N26). **11** – *T. pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine, 1978; depth 3650.0 m, sample 2297 (S44). **12** – *T. pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine, 1978; depth 3647.0 m, sample 2296 (Q26/2). **13** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova, 1990) Parsons et Anderson, 2000; depth 3647.0 m, sample 2296 (U30/4). **14** – *V. spinulifera* (Volkova, 1990) Parsons et Anderson, 2000; depth 3650.0 m, sample 2297 (T23/3). **15** – *V. spinulifera-turbata* transition; depth 3647.0 m, sample 2296 (R35). **16** – *V. spinulifera-turbata* transition; depth 3650.0 m, sample 2297 (N30). **17** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 3647.0 m, sample 2296 (P46). **18** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 3647.0 m, sample 2296 (E29/1). **19** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 3647.0 m, sample 2296 (F27/2). **20** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 3647.0 m, sample 2296 (Q48/3). **21** – *Polygonim-Timofeevia* transition; depth 3647.0 m, sample 2296 (B26/1). **22** – *Cymatiogalea* sp.; depth 3650.0 m, sample 2297 (E28/2). **23** – ?*Caldariola* sp.; depth 3647.0 m, sample 2296 (F36/4). **24** – ?*Caldariola* sp.; depth 3647.0 m, sample 2296 (V31/4). **25** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie, 1958) Rauschner, 1973; depth 3647.0 m, sample 2296 (O38). **26** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie, 1958) Rauschner, 1973; depth 3647.0 m, sample 2296 (S46/1). **27** – *C. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; depth 3647.0 m, sample 2296 (O34/2). **28** – *C. velifera* (Downie, 1981) Martin, 1988; depth 3650.0 m, sample 2297 (C26/1). **29** – *Impluviculus villosiusculus* Volkova, 1990; depth 3650.0 m, sample 2297 (B35/3). **30** – *Vulcanisphaera* sp.; depth 3647.00 m, sample 2296 (O27/1). **31** – *Trichosphaeridium* cf. *annolovense* Timofeev, 1966; depth 3647.0 m, sample 2296 (M33/1). **32** – *Eliasum* sp.; depth 3650.0 m, sample 2297 (Y22). **33** – *Cristallinium randomense* (Martin, 1981) Martin, 1988; depth 3416.0 m, sample 2325 (F32/2). **34** – *C. randomense* (Martin, 1981) Martin, 1988; depth 3378.0 m, sample 2329 (N24/2). **35** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, 1978; depth 3515.0 m, sample 2315 (K26/1). **36** – *T. phosphoritica* Vanguetaine, 1978; depth 3504.0 m, sample 2316 (A52/1). **37** – *T. cf. lancarae* (Cramer et Diez, 1972) Vanguetaine, 1978; depth 3515.0 m, sample 2315 (N27). **38** – *T. pentagonalis* (Vanguetaine, 1974) Vanguetaine; depth 3264.0 m, sample 2341 (F30-4). **39** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova, 1990) Parsons et Anderson, 2000; depth 3515.0 m, sample 2315 (L41/2). **40** – *V. turbata* Martin in Martin, Dean, 1981; depth 3515.0 m, sample 2315 (J32/2). **41** – *V. turbata* Martin w Martin, Dean, 1981; depth 3504.0 m, sample 2316 (O37/4). **42** – *V. turbata* Martin in Martin, Dean, 1981; depth 3515.0 m, sample 2315 (H35/2). **43** – *V. turbata-africana* transition; depth 3504.0 m, sample 2316 (G38/2). **44** – *V. africana* Deunff, 1961; depth 3439.0 m, sample 2324 (F49). **45** – *V. africana* Deunff, 1961; depth 3490.0 m, sample 2318 (D26/3). **46** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, 1961; depth 3515.0 m, sample 2315 (B24/4). **47** – *Cymatiogalea* sp.; depth 3439.0 m, sample 2324 (C35/1). **48** – *C. cf. velifera* (Downie, 1958) Martin, 1969; depth 3504.0 m, sample 2316 (S30/1). **49** – *Leiofusa* cf. *stoumonensis* Vanguetaine, 1973; depth 3490.0 m, sample 2318 (P26). **50** – *L. stoumonensis* Vanguetaine, 1973; depth 3416.0 m, sample 2325 (J30). **51** – ? *Lusatia* sp.; depth 3369.00–3378.00 m, sample 2330 (Y46). **52** – ? *Lusatia* sp.; depth 3369.00–3378.00 m, sample 2330 (G35). **53** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009 1973; depth 3298.6 m, sample 2123 (G28). **54** – *N. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009, 1973; depth 3298.6 m, sample 2123 (L36/1). **55** – *N. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; depth 3298.6 m, sample 2123 (B51-4). **56** – *N. cf. dumontii* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; depth 3264.0 m, sample 2341 (G52-3).

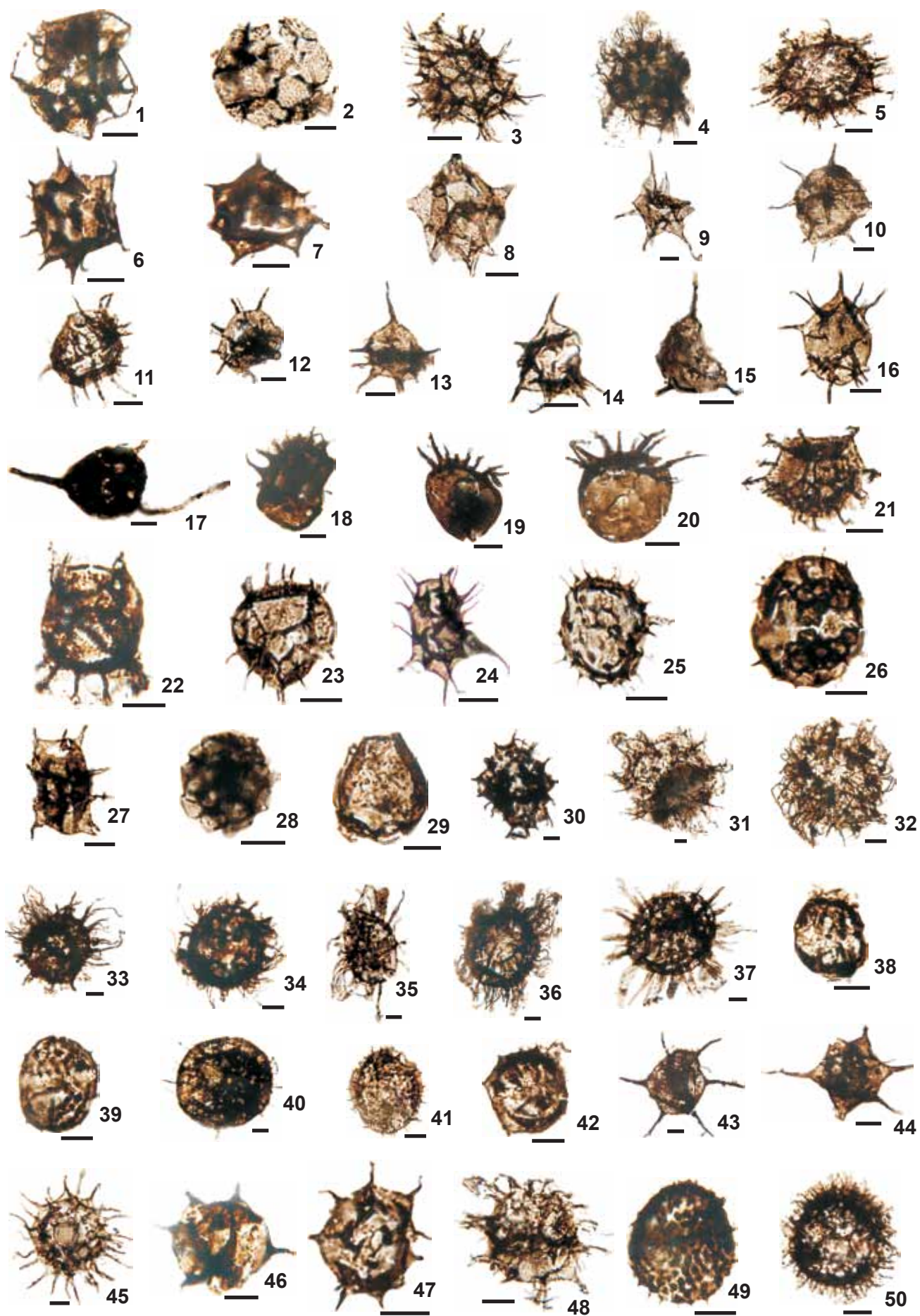


Fig. 11. Akritarchy ze środkowej i wyższej części sukcesji furongu z profilu otworu wiertniczego Narol PIG 2

Skala – 10 µm, koordynaty okazów wg England, Finder. **1** – *Cristallinium cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (J29/4). **2** – *C. cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (F49/1). **3** – *Vulcanisphaera turbata* Deunff, 1961; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (X39/1). **4** – *V. africana* Deunff, 1961; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (O27). **5** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (F41/3). **6** – *Polygonium pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (A31/2). **7** – *P. pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (K31). **8** – *Polygonium* sp.; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (N39/3). **9** – *P. sexradiatum* (Timofeev, 1959) Volkova, 1990; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (N26/3). **10** – *?Impluviculus* sp.; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (D27/1). **11** – *Solisphaeridium* cf. *cylindratum* Moczyłowska, 1998; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (O33/3). **12** – *I. cf. multiangularis* (Umnova, 1971) Volkova (1990); głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (S47/4). **13** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (B30/2). **14** – *N. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (J27). **15** – *N. dumontii* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (C40). **16** – *N. cf. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (E30/1). **17** – *Lusatia* sp.; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (S26). **18** – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (A32). **19** – *T. revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (B37/1). **20** – *T. revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; głęb. 3159,0 m, pr. 2352 (J27/4). **21** – *Stelliferidium* sp.; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (A31). **22** – *Cymatiogalea* sp.; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (J45). **23** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie, 1958) Rauscher, 1973; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (A38/2). **24** – *Actinodissus achrasii* (Martin, 1973) Moczyłowska et Stockfors, 2004; głęb. 3115,0 m, pr. 2349 (E29). **25** – *Acanthodiacrodium* sp.; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (M38). **26** – *Actinodissus* sp.; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (V39). **27** – *A. cf. secundarius* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, 2004; głęb. 3115,0 m, pr. 2352 (H31/3). **28** – *Cristallinium ovillense* (Cramer et Diez, 1972) Martin, 1981; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (N49/3). **29** – *Ooidium* sp.; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (A32/4). **30** – *Vulcanisphaera tuberosa* (Downie, 1958) Eisenack, Cramer et Diez, 1973; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (L28/4). **31** – *V. africana* Deunff, 1961; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (G27). **32** – *V. africana* Deunff, 1961; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (P30/4). **33** – *Vulcanisphaera* sp.; głęb. 3001,0 m, pr. 2354 (D33). **34** – *Vulcanisphaera* sp.; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (X32/4). **35** – *Comasphaeridium* sp.; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (K29/1). **36** – *Comasphaeridium* sp.; głęb. 3001,0 m, pr. 2354 (F52). **37** – *Baltisphaeridium* sp. 1 Paalits, Heuse, 1996; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (A38). **38** – *Ooidium* ? *clavigerum* Parsons, Anderson, 2000; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (N45). **39** – *O. rossicum* Timofeev, 1957; głęb. 2995,00 m, pr. 2355A (L49/3). **40** – *Trichosphaeridium* cf. *annolovale* Timofeev, 1966; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (S38). **41** – *Trichosphaeridium* sp.; głęb. 2995,00 m, pr. 2355A (W44/2). **42** – *Polygonium minimum* (Timofeev, 1959) Volkova, 1990; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (H32/2). **43** – *P. cf. gracile* Vavrdova, 1966; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (D49/1). **44** – *P. pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (J41/2). **45** – *P. pellicidum* (Timofeev, 1959 ex Tynni, 1975) Volkova, 1990; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (E38/2). **46** – *Solisphaeridium* sp. 2; głęb. 2995,00 m, pr. 2355A (F40/2). **47** – *Polygonium* cf. *martinae* Moczyłowska, Crimes, 1995; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (E43/1). **48** – *Multiplicisphaeridium* sp.; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (H46/4). **49** – *Acanthodiacrodium* cf. *golubii* Fensome *et al.*, 1990; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (J45/4). **50** – *Comasphaeridium* sp.; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (R28/4).

Akritarchs from the middle and upper parts of the Furongian succession from the Narol PIG 2 borehole section

Scale bar – 10 µm, coordinates according to an England, Finder. **1** – *Cristallinium cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; depth 3115.0 m, sample 2352 (J29/4). **2** – *C. cambriense* (Slavikova, 1968) Vanguetaine, 1978; depth 3115.0 m, sample 2352 (F49/1). **3** – *Vulcanisphaera turbata* Deunff, 1961; depth 3115.0 m, sample 2352 (X39/1). **4** – *V. africana* Deunff, 1961; depth 3115.0 m, sample 2352 (O27). **5** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 3115.0 m, sample 2352 (F41/3). **6** – *Polygonium pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; depth 3115.0 m, sample 2352 (A31/2). **7** – *P. pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; depth 3115.0 m, sample 2352 (K31). **8** – *Polygonium* sp.; depth 3115.0 m, sample 2352 (N39/3). **9** – *P. sexradiatum* (Timofeev, 1959) Volkova, 1990; depth 3115.0 m, sample 2352 (N26/3). **10** – *?Impluviculus* sp.; depth 3115.0 m, sample 2352 (D27/1). **11** – *Solisphaeridium* cf. *cylindratum* Moczyłowska, 1998; depth 3115.0 m, sample 2352 (O33/3). **12** – *I. cf. multiangularis* (Umnova, 1971) Volkova (1990); depth 3115.0 m, sample 2352 (S47/4). **13** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; depth 3115.0 m, sample 2352 (B30/2). **14** – *N. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; depth 3115.0 m, sample 2352 (J27). **15** – *N. dumontii* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; depth 3115.0 m, sample 2352 (C40). **16** – *N. cf. caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; depth 3115.0 m, sample 2352 (E30/1). **17** – *Lusatia* sp.; depth 3115.0 m, sample 2352 (S26). **18** – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; depth 3115.0 m, sample 2352 (A32). **19** – *T. revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; depth 3159.0 m, sample 2352 (J27/4). **20** – *T. revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; depth 3159.0 m, sample 2352 (J27/4). **21** – *Stelliferidium* sp.; depth 3115.0 m, sample 2352 (A31). **22** – *Cymatiogalea* sp.; depth 3115.0 m, sample 2352 (J45). **23** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie, 1958) Rauscher, 1973; depth 3115.0 m, sample 2352 (A38/2). **24** – *Actinodissus achrasii* (Martin, 1973) Moczyłowska et Stockfors, 2004; depth 3115.0 m, sample 2349 (E29). **25** – *Acanthodiacrodium* sp.; depth 3115.0 m, sample 2352 (M38). **26** – *Actinodissus* sp.; depth 3115.0 m, sample 2352 (V39). **27** – *A. cf. secundarius* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, 2004; depth 3115.0 m, sample 2352 (H31/3). **28** – *Cristallinium ovillense* (Cramer et Diez, 1972) Martin, 1981; depth 2991.0 m, sample 2356 (N49/3). **29** – *Ooidium* sp.; depth 3007.0 m, sample 2353 (A32/4). **30** – *Vulcanisphaera tuberosa* (Downie, 1958) Eisenack, Cramer et Diez, 1973; depth 2991.0 m, sample 2356 (L28/4). **31** – *V. africana* Deunff, 1961; depth 2991.0 m, sample 2356 (G27). **32** – *V. africana* Deunff, 1961; depth 2991.0 m, sample 2356 (P30/4). **33** – *Vulcanisphaera* sp.; depth 3001.0 m, sample 2354 (D33). **34** – *Vulcanisphaera* sp.; depth 2991.0 m, sample 2356 (X32/4). **35** – *Comasphaeridium* sp.; depth 3007.0 m, sample 2353 (K29/1). **36** – *Comasphaeridium* sp.; depth 3001.0 m, sample 2354 (F52). **37** – *Baltisphaeridium* sp. 1 Paalits, Heuse, 1996; depth 2991.0 m, sample 2356 (A38). **38** – *Ooidium* ? *clavigerum* Parsons, Anderson, 2000; depth 2991.0 m, sample 2356 (N45). **39** – *O. rossicum* Timofeev, 1957; depth 2995.00 m, sample 2355A (L49/3). **40** – *Trichosphaeridium* cf. *annolovale* Timofeev, 1966; depth 2991.0 m, sample 2356 (S38). **41** – *Trichosphaeridium* sp.; depth 2995.00 m, sample 2355A (W44/2). **42** – *Polygonium minimum* (Timofeev, 1959) Volkova, 1990; depth 3007.0 m, sample 2353 (H32/2). **43** – *P. cf. gracile* Vavrdova, 1966; depth 2991.0 m, sample 2356 (D49/1). **44** – *P. pungens* (Timofeev, 1959 ex Martin, 1969) Albani, 1989; depth 3007.0 m, sample 2353 (J41/2). **45** – *P. pellicidum* (Timofeev, 1959 ex Tynni, 1975) Volkova, 1990; depth 2991.0 m, sample 2356 (E38/2). **46** – *Solisphaeridium* sp. 2; depth 2995.00 m, sample 2355A (F40/2). **47** – *Polygonium* cf. *martinae* Moczyłowska, Crimes, 1995; depth 3007.0 m, sample 2353 (E43/1). **48** – *Multiplicisphaeridium* sp.; depth 2991.0 m, sample 2356 (H46/4). **49** – *Acanthodiacrodium* cf. *golubii* Fensome *et al.*, 1990; depth 3007.0 m, sample 2353 (J45/4). **50** – *Comasphaeridium* sp.; depth 2991.0 m, sample 2356 (R28/4).

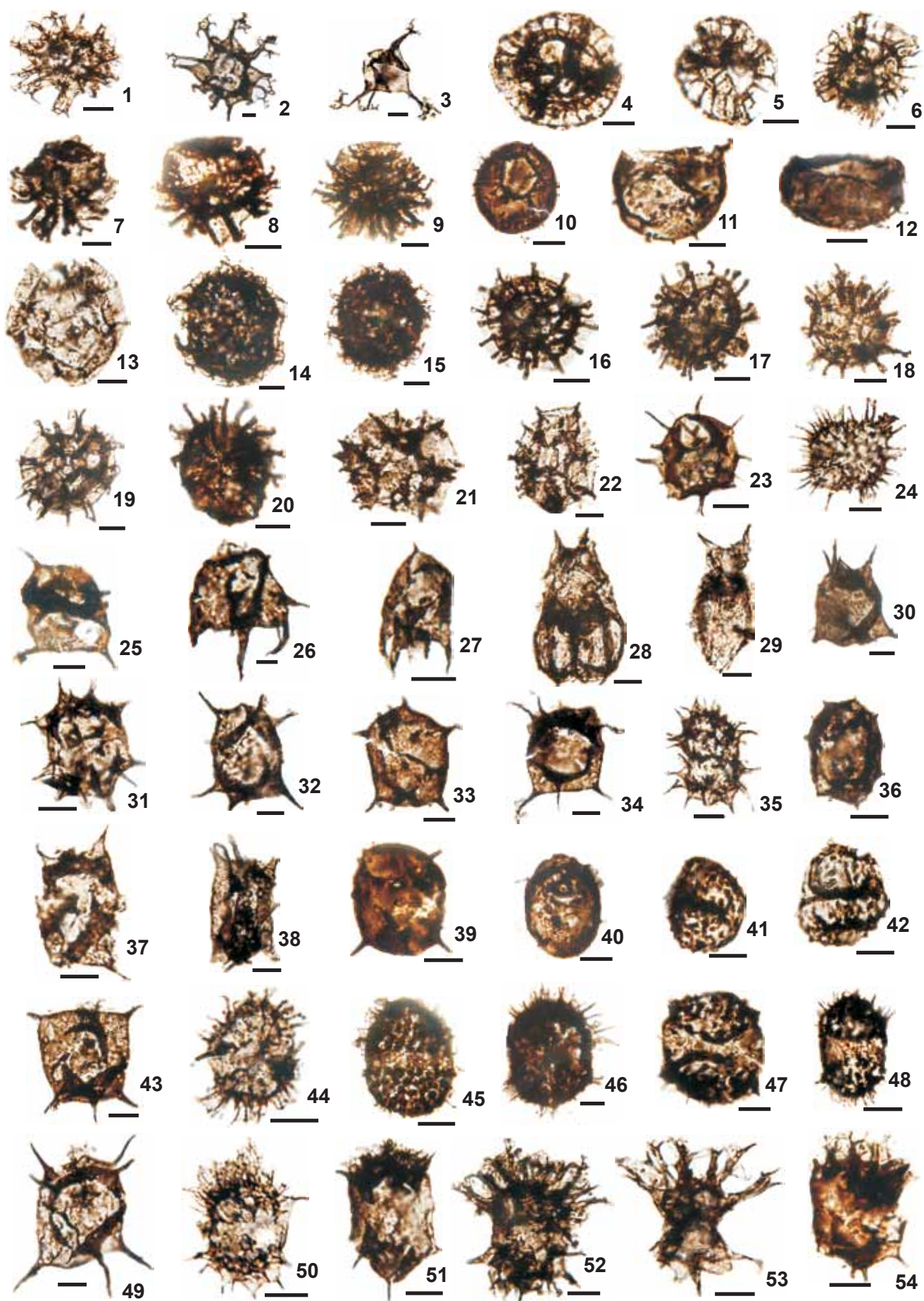


Fig. 12. Akritarchy z środkowej i wyższej części sukcesji furongu z profilu otworu wiertniczego Narol PIG 2

Skala – 10 µm, koordynaty okazów wg England Finder. **1** – *Vogtlandia notabilis* Volkova, 1990; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (A39). **2** – *V. notabilis* Volkova, 1990; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (H40/1). **3** – *V. petropolitana* (German, 1974) Volkova, 1990; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (M33/1). **4** – *Cymatiogalea membranispina* Deunff, 1961; głęb. 3001,0 m, pr. 2354 (F37). **5** – *C. membranispina* Deunff, 1961; głęb. 3001,0 m, pr. 2354 (G32). **6** – *C. membranispina* Deunff, 1961; głęb. 3001,0 m, pr. 2354 (D37). **7** – *C. bellicosa* Deunff, 1961; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (H50/4). **8** – *C. bellicosa* Deunff, 1961; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (W27/1). **9** – *C. cf. bellicosa* Deunff, 1961; głęb. 2995,0 m, pr. 2355 (J36/3). **10** – *Stelliferidium* cf. *glabrum* (Martin, 1973) Tongiorgi, 1988; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (Y39/1). **11** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie, 1958) Rauscher, 1973; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (N41). **12** – *Stelliferidium glabrum* (Martin, 1973) Tongiorgi, 1988; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (E35/3). **13** – ?*Cymatiogalea* sp.; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (Z41). **14** – *Athabascella* sp.; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (O50/1). **15** – *Athabascella* sp.; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (W47/2). **16** – *Stelliferidium* sp.; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (F40/1). **17** – *Stelliferidium* sp.; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (F40/3). **18** – *Stelliferidium* sp.; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (M49/1). **19** – ?*Cymatiogalea* sp.; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (P47). **20** – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (U49/3). **21** – *Izhoria angulata* Golub, Volkova, 1985; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (M42/1). **22** – *I. angulata* Golub, Volkova, 1985; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (A29/2). **23** – *Solisphaeridium* sp.; głęb. 3001,0 m, pr. 2354 (B43/3). **24** – *Solisphaeridium* sp.; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (F30). **25** – *Ninadiacrodium* cf. *caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (P53). **26** – *Nellia acifera* (Umnova, 1971) Volkova, 1990; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (K31/3). **27** – *N. acifera* (Umnova, 1971) Volkova, 1990; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (O39/4). **28** – *N. magna* Volkova, 1990; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (U48/3). **29** – *N. magna* Volkova, 1990; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (B29/1). **30** – *Nellia* sp.; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (H51/4). **31** – *Actinodissus achrasii* (Martin, 1973) Moczyłowska, Stockfors, 2004; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (Z28/1). **32** – *A. achrasii* (Martin, 1973) Moczyłowska, Stockfors, 2004; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (T27/1). **33** – ?*Actinodissus* sp.; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (Y49/2). **34** – *A. cf. secundarius* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, 2004; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (Q26/1). **35** – *Actinodissus* sp.; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (E32/1). **36** – *A. spinutisus* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, 2004; głęb. 3007,00, pr. 2353 (F28/4). **37** – *Actinodissus* sp. 1; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (B36). **38** – *A. cf. burmanniae* (Burmman, 1968) Fensome et al., 1990; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (G44). **39** – *Dasydiacrodium tumidum* (Deunff, 1961) Tongiorgi, 1988; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (G37/2). **40** – *Ooidium* cf. *rossicum* Timofeev, 1957; głęb. 3015,0 m, pr. 5348 (E35/2A). **41** – *Acanthodiadrodium* cf. *angustum* (Downie, 1958) Combaz, 1967; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (R43/3). **42** – *A. cf. angustum* (Downie, 1958) Combaz, 1967; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (L40/1). **43** – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, 1985; głęb. 3015,0 m, pr. 5348 (E44/1). **44** – *Schizodiadrodium digermulense* (Welsch, 1986) Parsons et Anderson, 2000; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (D33). **45** – *Acanthodiadrodium* cf. *golubii* Fensome et al., 1990; głęb. 3007,0 m, pr. 2353 (H43/2). **46** – *Actinodissus* cf. *crinitus* (Rasul, 1979), Moczyłowska, Stockfors, 2004; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (W35). **47** – *A. cf. golubii* Fensome et al., 1990; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (H37/1). **48** – *Actinodissus ubuii* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, Stockfors, 2004; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (T35/3). **49** – *Ladogella* ? cf. *intermedia* Parsons et Anderson, 2000; głęb. 2995,0 m, pr. 2355A (G39). **50** – *Arbusculidium* sp. cf. *A. polypus* Di Mila, Ribecai et Tongiorgi, 1989; głęb. 3007,00 m, pr. 2353 (J34). **51** – *Arbusculidium* sp. cf. *A. polypus* Di Mila, Ribecai et Tongiorgi, 1989; głęb. 2995 m, pr. 2355A (D44/1). **52** – *A. destombesii* Deunff, 1968; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (Z34/2). **53** – *Arbusculidium* ? sp. 1; głęb. 2991,0 m, pr. 2356 (M38/3). **54** – *Arbusculidium* sp.; głęb. 3015,0 m, pr. 5348 (F39/2).

Acritarchs from the middle and upper parts of the Furongian succession from the Narol PIG 2 borehole section

Scale bar – 10 µm, coordinates according to an England Finder. **1** – *Vogtlandia notabilis* Volkova, 1990; depth 3007.0 m, sample 2353 (A39). **2** – *V. notabilis* Volkova, 1990; depth 2991.0 m, sample 2356 (H40/1). **3** – *V. petropolitana* (German, 1974) Volkova, 1990; depth 2991.0 m, sample 2356 (M33/1). **4** – *Cymatiogalea membranispina* Deunff, 1961; depth 3001.0 m, sample 2354 (F37). **5** – *C. membranispina* Deunff, 1961; depth 3001.0 m, sample 2354 (G32). **6** – *C. membranispina* Deunff, 1961; depth 3001.0 m, sample 2354 (D37). **7** – *C. bellicosa* Deunff, 1961; depth 2995.0 m, sample 2355A (H50/4). **8** – *C. bellicosa* Deunff, 1961; depth 2991.0 m, sample 2356 (W27/1). **9** – *C. cf. bellicosa* Deunff, 1961; depth 2995.0 m, sample 2355 (J36/3). **10** – *Stelliferidium* cf. *glabrum* (Martin, 1973) Tongiorgi, 1988; depth 2991.0 m, sample 2356 (Y39/1). **11** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie, 1958) Rauscher, 1973; depth 2991.0 m, sample 2356 (N41). **12** – *Stelliferidium glabrum* (Martin, 1973) Tongiorgi, 1988; depth 2995.0 m, sample 2355A (E35/3). **13** – ?*Cymatiogalea* sp.; depth 2991.0 m, sample 2356 (Z41). **14** – *Athabascella* sp.; depth 2991.0 m, sample 2356 (O50/1). **15** – *Athabascella* sp.; depth 2991.0 m, sample 2356 (W47/2). **16** – *Stelliferidium* sp.; depth 3007.0 m, sample 2353 (F40/1). **17** – *Stelliferidium* sp.; depth 3007.0 m, sample 2353 (F40/3). **18** – *Stelliferidium* sp.; depth 2995.0 m, sample 2355A (M49/1). **19** – ?*Cymatiogalea* sp.; depth 2995.0 m, sample 2355A (P47). **20** – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine, 1973) Loeblich et Tappan, 1976; depth 2995.0 m, sample 2355A (U49/3). **21** – *Izhoria angulata* Golub, Volkova, 1985; depth 2995.0 m, sample 2355A (M42/1). **22** – *I. angulata* Golub, Volkova, 1985; depth 3007.0 m, sample 2353 (A29/2). **23** – *Solisphaeridium* sp.; depth 3001.0 m, sample 2354 (B43/3). **24** – *Solisphaeridium* sp.; depth 3007.0 m, sample 2353 (F30). **25** – *Ninadiacrodium* cf. *caudatum* (Vanguetaine, 1973) Raevskaya, Servais, 2009; głęb. 2995.0 m, sample 2355A (P53). **26** – *Nellia acifera* (Umnova, 1971) Volkova, 1990; depth 2991.0 m, sample 2356 (K31/3). **27** – *N. acifera* (Umnova, 1971) Volkova, 1990; depth 2991.0 m, sample 2356 (O39/4). **28** – *N. magna* Volkova, 1990; depth 2991.0 m, sample 2356 (U48/3). **29** – *N. magna* Volkova, 1990; depth 3007.0 m, sample 2353 (B29/1). **30** – *Nellia* sp.; depth 2995.0 m, sample 2355A (H51/4). **31** – *Actinodissus achrasii* (Martin, 1973) Moczyłowska, Stockfors, 2004; depth 3007.0 m, sample 2353 (Z28/1). **32** – *A. achrasii* (Martin, 1973) Moczyłowska, Stockfors, 2004; depth 2991.0 m, sample 2356 (T27/1). **33** – ?*Actinodissus* sp.; depth 2991.0 m, sample 2356 (Y49/2). **34** – *A. cf. secundarius* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, 2004; depth 2991.0 m, sample 2356 (Q26/1). **35** – *Actinodissus* sp.; depth 3007.0 m, sample 2353 (E32/1). **36** – *A. spinutisus* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, 2004; depth 3007.00, sample 2353 (F28/4). **37** – *Actinodissus* sp. 1; depth 3007.0 m, sample 2353 (B36). **38** – *A. cf. burmanniae* (Burmman, 1968) Fensome et al., 1990; depth 2995.0 m, sample 2355A (G44). **39** – *Dasydiadrodium tumidum* (Deunff, 1961) Tongiorgi, 1988; depth 2995.0 m, sample 2355A (G37/2). **40** – *Ooidium* cf. *rossicum* Timofeev, 1957; depth 3015.0 m, sample 5348 (E35/2A). **41** – *Acanthodiadrodium* cf. *angustum* (Downie, 1958) Combaz, 1967; depth 2995.0 m, sample 2355A (R43/3). **42** – *A. cf. angustum* (Downie, 1958) Combaz, 1967; depth 2995.0 m, sample 2355A (L40/1). **43** – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, 1985; depth 3015.0 m, sample 5348 (E44/1). **44** – *Schizodiadrodium digermulense* (Welsch, 1986) Parsons et Anderson, 2000; depth 3007.0 m, sample 2353 (D33). **45** – *Acanthodiadrodium* cf. *golubii* Fensome et al., 1990; depth 3007.0 m, sample 2353 (H43/2). **46** – *Actinodissus* cf. *crinitus* (Rasul, 1979), Moczyłowska, Stockfors, 2004; depth 2995.0 m, sample 2355A (W35). **47** – *A. cf. golubii* Fensome et al., 1990; depth 2995.0 m, sample 2355A (H37/1). **48** – *Actinodissus ubuii* (Timofeev, 1959) Moczyłowska, Stockfors, 2004; depth 2995.0 m, sample 2355A (T35/3). **49** – *Ladogella* ? cf. *intermedia* Parsons et Anderson, 2000; depth 2995.0 m, sample 2355A (G39). **50** – *Arbusculidium* sp. cf. *A. polypus* Di Mila, Ribecai et Tongiorgi, 1989; depth 3007.0 m, sample 2353 (J34). **51** – *Arbusculidium* sp. cf. *A. polypus* Di Mila, Ribecai et Tongiorgi, 1989; depth 2995 m, sample 2355A (D44/1). **52** – *A. destombesii* Deunff, 1968; depth 2991.0 m, sample 2356 (Z34/2). **53** – *Arbusculidium* ? sp. 1; depth 2991.0 m, sample 2356 (M38/3). **54** – *Arbusculidium* sp.; depth 3015.0 m, sample 5348 (F39/2).

Spośród czterech próbek pobranych z odcinka rdzenia, zawierającego zespoły poziomu M XI tylko w dwóch, z głęb. 3001,0 (nr 2354) i 3007,0 m (nr 2353), stwierdzono obecność licznych i dobrze zachowanych akritarch, w pozostałych mikroflora jest silnie zniszczona i nieliczna. W próbce z głęb. 3007 m (nr 2353) bardzo licznie występują *Polygonium*. Dużo jest form z rodzaju *Ladogella*, które przeważają w grupie Diacromorphitae. „*Galeate*” są dosyć liczne, ale ich udział w mikroflorze jest zdecydowanie mniejszy niż form wcześniej wymienionych.

W najwyższej części kompleksu czarnych iłowców ze stropu sekwencji skał kambryjskich w profilu otworu Narol PIG 2 rozpoznano kolejny zespół palinomorf, charakteryzujący się bardzo wysoką frekwencją, dużym zróżnicowaniem taksonomicznym oraz dobrym stanem zachowania okazów. Zespół ten znaleziono w dwóch próbkach: z głęb. 2995 m (nr 2355) oraz z głęb. 2991 m (nr 2356). Palinoflora ze stropu furongu odróżnia się od poprzednio opisanej pojawieniem się nowych gatunków *Acritarcha*: *Arbusculidium destombesii* (fig. 12: 52), *Acanthodiacrodium* cf. *angustum* (fig. 12: 41–42), *Nellia acifera* (fig. 12: 26–27) oraz *Athabascella* sp. (fig. 12: 14–15). W zespole licznie występują także akritarchy z rodzaju *Baltisphaeridium* (fig. 11: 37) oraz *Trichosphaeridium* (fig. 11: 40–41). W tej części profilu wyraźnie rośnie liczebność „*galeate*”, wśród których najczęściej można spotkać *Cymatiogalea membranispa* (fig. 12: 4–6) i *C. bellicosa* (fig. 12: 7–9). Stosunkowo często występują także formy z rodzaju *Vogtlandia* (fig. 12: 1–3), w tym po raz pierwszy pojawiające się w profilu *V. petropolitana* (fig. 12: 3). Bardzo liczna jest tu także forma *Izhoria angulata* (fig. 12: 21), która po raz pierwszy pojawiła się w profilu w poprzednio omawianym przedziale głębokości (fig. 12: 22). Pośród Diacromorphitae (form o symetrii diakriodjalnej) zdecydowanie liczniejsze są te o zróżnicowanych biegunach (*Dasydiacrodium*, *Ladogella* i *Arbusculidium*). Formy symetryczne (*Actinotodissus* i *Acanthodiacrodium*) są względnie mniej liczne. W stosunku do poprzedniego interwału (3015,00–3001,00 m) należy także odnotować znaczny wzrost liczebności form z dużym biegunowo położonym otwarciem „*galeate*”. Wszystkie te cechy pozwalają na rozpoznanie w najwyższym odcinku sukcesji kambryjskiej profilu otworu Narol PIG 2 poziomu akritarchowego M XII *Arbusculidium destombesii* (fig. 5, 9), charakterystycznego dla ścisłego pogranicza kambru i tremadoku. Obecność skał najniższego tremadoku wydaje się tu być wysoce prawdopodobna (wskazuje na to choćby występowanie *Athabascella* sp.).

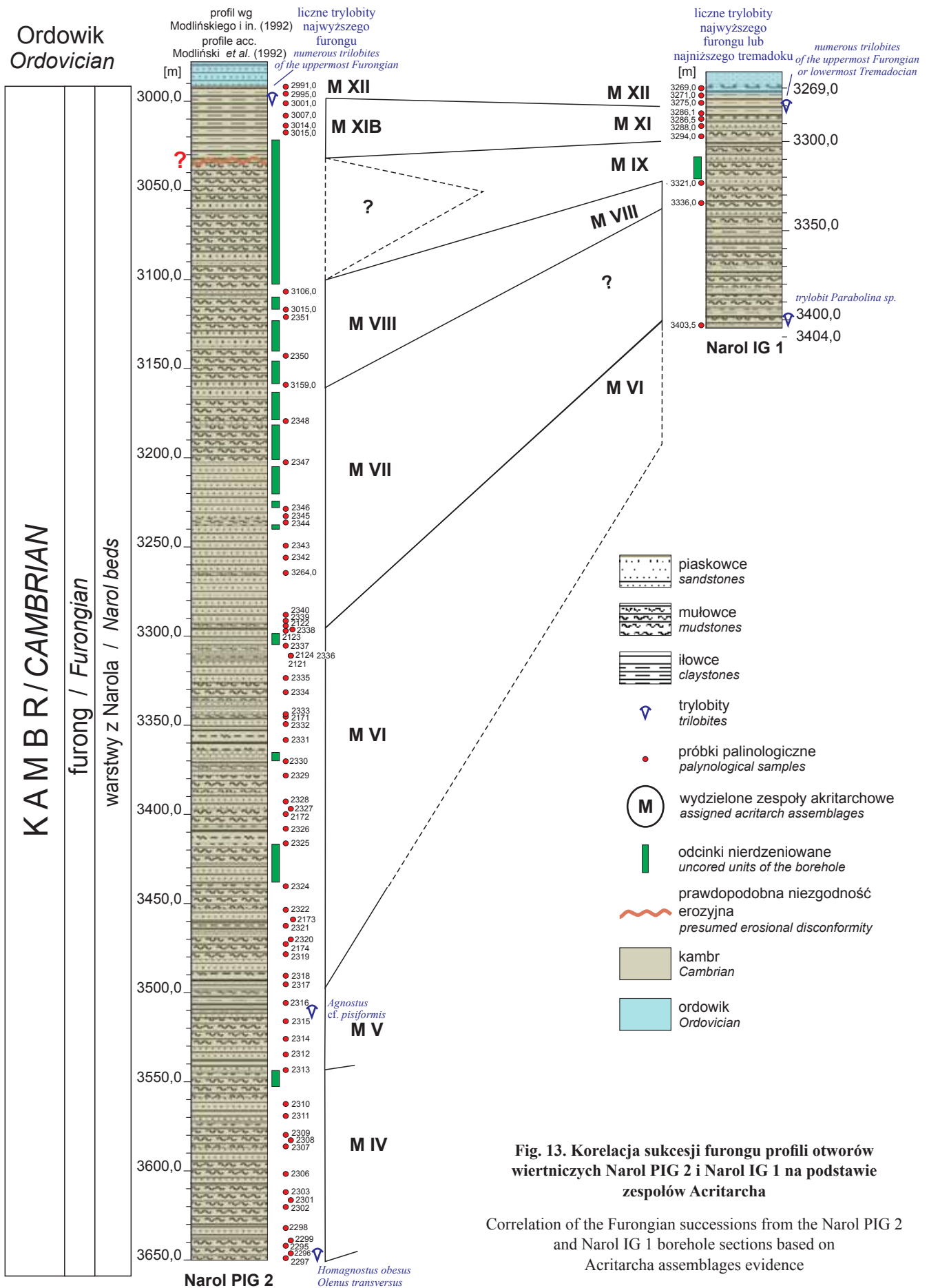
Znaczenie badań akritarchowych w rozpoznaniu budowy geologicznej

Porównanie zespołów mikroflorystycznych rozpoznanych w obu otworach pozwala na korelację sekwencji kambryjskich występujących w badanych profilach. W świetle uzyskanych danych można stwierdzić, że profil nawiercony w otworze Narol IG 1 odpowiada jedynie wyższym par-

tiom skał znanych z profilu otworu Narol PIG 2 (fig. 13). Analiza występujących tu asocjacji akritarchowych pozwala także stwierdzić, że oba profile są wykształcone w nieco innych facjach. Utwory, które w profilu otworu Narol PIG 2 są reprezentowane przez skały piaskowcowo-mułowcowe w profilu otworu Narol IG 1 zostały zastąpione przez heterolity mułowcowo-iłowcowe. Warto także zauważyć, że kompleks iłowcowy, który jest obecny w stropie profilu furongu obydwu otworów, w profilu otworu Narol IG 1 jest pełniej rozwinięty (obecność najniższego tremadoku). Nie mniej jednak odwiercone w obydwu otworach profile skał kambryjskich są podobne i wykazują duże podobieństwo do analogicznych profili z regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich.

W świetle uzyskanych danych należy nieco zweryfikować poglądy na temat rozwoju sekwencji górnokambryjskiej z otworu Narol IG 1, przedstawionej przez Lendzion (1988), która zakładała istnienie luki sedimentacyjnej obejmującej znaczny fragment furongu. Akritarchy spod i znad warstwy zlepieńca, którego obecność wspomniana autorka stwierdziła na głęb. 3286,4 m, wykazują bardzo duże podobieństwo i nie potwierdzają tezy o istnieniu znaczącej luki stratygraficznej w profilu tego otworu. Nie można wykluczyć istnienia tutaj pewnej przerwy w zapisie sedimentacyjnym.

Mikroflora akritarchowa, jaką rozpoznano w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2, jest typowa dla wielu obszarów występowania skał furongu na świecie. Bardzo podobne zespoły mikroflorystyczne stwierdzono w Górach Świętokrzyskich – zarówno z regionu łysogórskiego (Szczepanik, 2009, 2014; Szczepanik, Żylińska, 2008; Żylińska i in., 2006), jak i kieleckiego (Szczepanik i in., 2004). Asocjacje mikroflorystyczne furongu o składzie taksonomicznym bardzo zbliżonym do zespołów z profili otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 są obecne także w utworach górnokambryjskich, występujących w podłożu zapadliska przedkarpackiego (Jachowicz-Zdanowska, 2011). Bardzo podobne zespoły akritarchowe są znane także z kratonu wschodnioeuropejskiego, zarówno z regionu nadbałtyckiego (Volkova, 1990, 1993, 1995; Volkova, Golub, 1985; Paalits, 1992, 1995), jak i z syneklizy moskiewskiej (Volkova, 1990, 1996, 1999; Paalits, Heuse, 1998). Tego typu palinoflorę opisano także z Olandii (Di Mila i in., 1989; Bagnoli i in., 1988; Tongiorgi i in., 1988) i północnej Norwegii (Welsch, 1986). Zbliżone składem taksonomicznym zespoły mikroflory akritarchowej rozpoznano z wielu innych, położonych poza paleokontynentem Baltiki, obszarów występowania skał górnokambryjskich na świecie: z atlantyckiego wybrzeża Kanady (Martin, Dean, 1981, 1988; Parsons, Anderson, 2000; Palacios i in., 2009; White i in., 2012), z paleozoicznych masywów francusko-belgijskich (Vanguetstaine, 1968, 1974, 1992; Vanguetstaine, Leonard, 2005; Martin, 1975; Reitz, Vickert, 1989), z obszaru śródziemnomorskiego (Albani i in., 2006; Casas, Palacios, 2012; Di Mila i in., 1993; Fombela, Andrade, 1996; Palacios, 2007, 2010; Ribeca i in., 2005), a także z arktycznych obszarów Rosji (Moczydłowska, Stockfors, 2004).



**Fig. 13. Korelacja sukcesji furongu profili otworów
wiertniczych Narol PIG 2 i Narol IG 1 na podstawie
zespółów Acritarcha**

Correlation of the Furongian successions from the Narol PIG 2
and Narol IG 1 borehole sections based on
Acritarcha assemblages evidence

Bronisława JENDRYKA-FUGLEWICZ

RAMIENIONOGI Z UTWORÓW FURONGU I ICH ZNACZENIE DLA PALEOGEOGRAFII

Najwięcej danych do rozpoznania ramienionogów z furongu bloku Biłgoraj–Narol pozyskano z profilu otworu wiertniczego Narol PIG 2. Otwór ten nie był w pełni rdzeniowany. W celu pogłębienia charakterystyki obrazu fauny znalezionej w profilu otworu Narol PIG 2 wykorzystano również wyniki badań ramienionogów z profilu furongu otworu Dyle IG 1. Oba otwory wiertnicze są usytuowane w strefie Teisseyre’a-Tornquista i strefie szwu transeuropejskiego TESZ (Królikowski i in., 1996). Lokalizacja otworów miała istotny wpływ na wykształcenie profilu litologicznego i na skład występujących tu ramienionogów. Autorka prześledziła profile rdzeni i zebrała faunę z całej sekwencji osadów. Badania były prowadzone w ramach tematu planowego: „Budowa geologiczna starszego paleozoiku południowo-wschodniej Lubelszczyzny” (Jendryka-Fuglewicz, 1993). Do obecnego opracowania przeanalizowano ponownie materiał badawczy i zrewidowano wcześniejsze dane. Istotne znaczenie miał pobyt autorki w Natural History Museum w Cardiff w Walii i w Muzeum Brytyjskiej Służby Geologicznej w Keyworth k. Nottingham. Dało to możliwość zapoznania się z profilami furongu Walii i z występującymi w nich ramienionogami. Poczynione obserwacje potwierdziły przydatność ramienionogów do określania związków paleogeograficznych zasięgu określonych paleośrodowisk oraz charakterystyki rozwoju basenu sedimentacyjnego w czasie i przestrzeni (Jendryka-Fuglewicz, 2002).

Nawiercone utwory furongu w otworach Narol PIG 2 i Dyle IG 1 mają znaczną miąższość (odpowiednio 660 i 553 m) i powstawały w warunkach silnego wpływu tektoniki na rozwój zbiornika. Profil litologiczny, skład gatunkowy ramienionogów i zasięgi stratygraficzne poszczególnych gatunków ilustrują [figury 14 i 15](#). W przypadku otworu Narol PIG 2 przedstawiono także występowanie ramienionogów w profilu w ujęciu statystycznym ([fig. 14](#)). W obu profilach głównym typem skał są ciemnoszare bądź czarne mułowce i iłowce, z obfitością muskowitu i z rozproszonym pirytem, oraz heterolity mułowcowo-piaskowcowe z cienkimi wkładkami piaskowców. Rozwój ramienionogów był tutaj bardzo ograniczony. Ciemne muły osadzały się w strefie nieprzewietrzanej, gdzie panowały warunki redukcyjne, niesprzyjające zasiedlaniu przez faunę. Rozwójowi życia organicznego nie sprzyjały również facje heterolitytowe, będące wynikiem niestabilnego procesu sedimentacji (Jaworowski, 1992). Występowanie deformacji sedimentacyjnych (struktury spływowe, pogąrzy, nieregularne powierzchnie warstwowania) oraz procesy tektoniczne,

szczególnie w otworze Dyle IG 1 (zmienne upady warstw, liczne powierzchnie złustrowań i spękań) dodatkowo niekorzystnie odbiły się na stanie zachowania fauny. Ograniczony rozwój fauny, zły stan jej zachowania i nieregularne występowanie w profilu utrudniły opracowanie stratygrafii. Znalezienie przez autorkę w profilu otworu Narol PIG 2, w spągu nawierconych utworów furongu (głęb. 3565,7–3587,5 i 3647,3–3649,3 m), przewodnich trylobitów *Homagnostus obesus* i *Olenus transversus* oraz występowanie w profilu otworu Dyle IG 1 przewodniego gatunku trylobita *Parabolina spinulosa* i ramienionogów z rodzaju *Orusia* (Pawłowski, 1992) pozwoliły jednoznacznie ustalić stratygrafię nawierconej niższej części furongu (Lendzion, 1993).

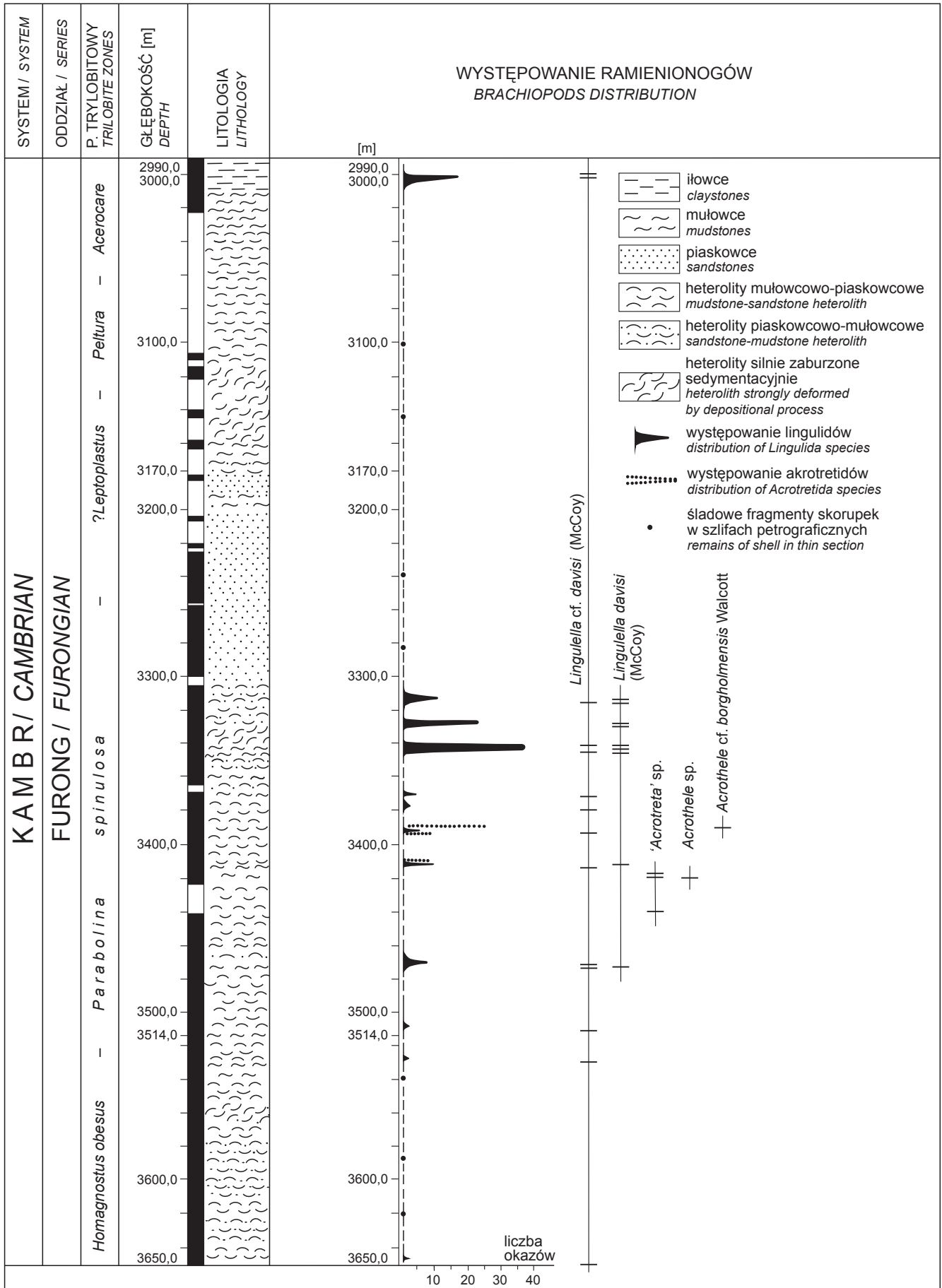
Pozyskana z obu otworów wiertniczych kolekcja ramienionogów jest skromna i obejmuje ok. 260 okazów, słabo zróżnicowanych gatunkowo. Blisko 90% kolekcji stanowią lingulidy z rodziny *Obolidae* King, reprezentowane przez rodzaj *Lingulella* Salter. Należą one zapewne tylko do jednego gatunku, *Lingulella* ex gr. *davisi* (McCoy). Liczniejsze okazy, oznaczone jako *Lingulella* cf. *davisi* (McCoy), to przeważnie formy karłowate i wtórnie zniekształcone, o słabo zaznaczonych cechach gatunku *Lingulella davisi* (McCoy). W profilu otworu Narol PIG 2 stwierdzono również występowanie okazów z rodziny *Acrothelidae* Walcott et Schuchert, z rodzaju *Acrothele* Linnarsson. Należą one do dwóch gatunków: *Acrothele* cf. *borgholmensis* Walcott i *Acrothele* sp. Współwystępują z nimi nieliczne akrotretiidy z rodzaju *Acrotreta*. Ze względu na zły stan ich zachowania i brak możliwości rozpoznania szczegółów anatomii wewnętrznej, w opracowaniu ma zastosowanie szeroko pojęta definicja rodzaju dla okazów o kronikalnej budowie skorupki brzusznej, co zaznaczono zapisem w cudzysłowie, *Acrotreta*, stosowanym w literaturze.

W profilu otworu Dyle IG 1 obok nielicznych obolidów zostały znalezione przez Pawłowskiego (przed badaniami autorki) orthidy z rodzaju *Orusia* Walcott (Pawłowski, 1992). Występowanie tych ramienionogów uwzględniono w schemacie profilu ([fig. 15](#)) i omówiono w niniejszym opracowaniu.

Ramienionogi zachowały się z reguły jako odlewy oddzielnie występujących skorupki brzusznych i grzbietowych z fragmentami pierwotnej muszli, ośrodki i odciski. Na ich powierzchniach przeważnie dawało się zaobserwować tylko cechy zewnętrzne budowy skorupki, natomiast rzadko można było zbadać charakter struktur wewnętrznych. Do opracowania zachowanego w ten sposób materiału była przydatna monografia kambryjskich ramienionogów Walcotta (1912).

Fig. 14. Rozprzestrzenienie stratygraficzne ramienionogów w profilu utworów furongu otworu wiertniczego Narol PIG 2

Stratigraphical distribution of brachiopods in the Furongian deposits profile of the Narol PIG 2 borehole



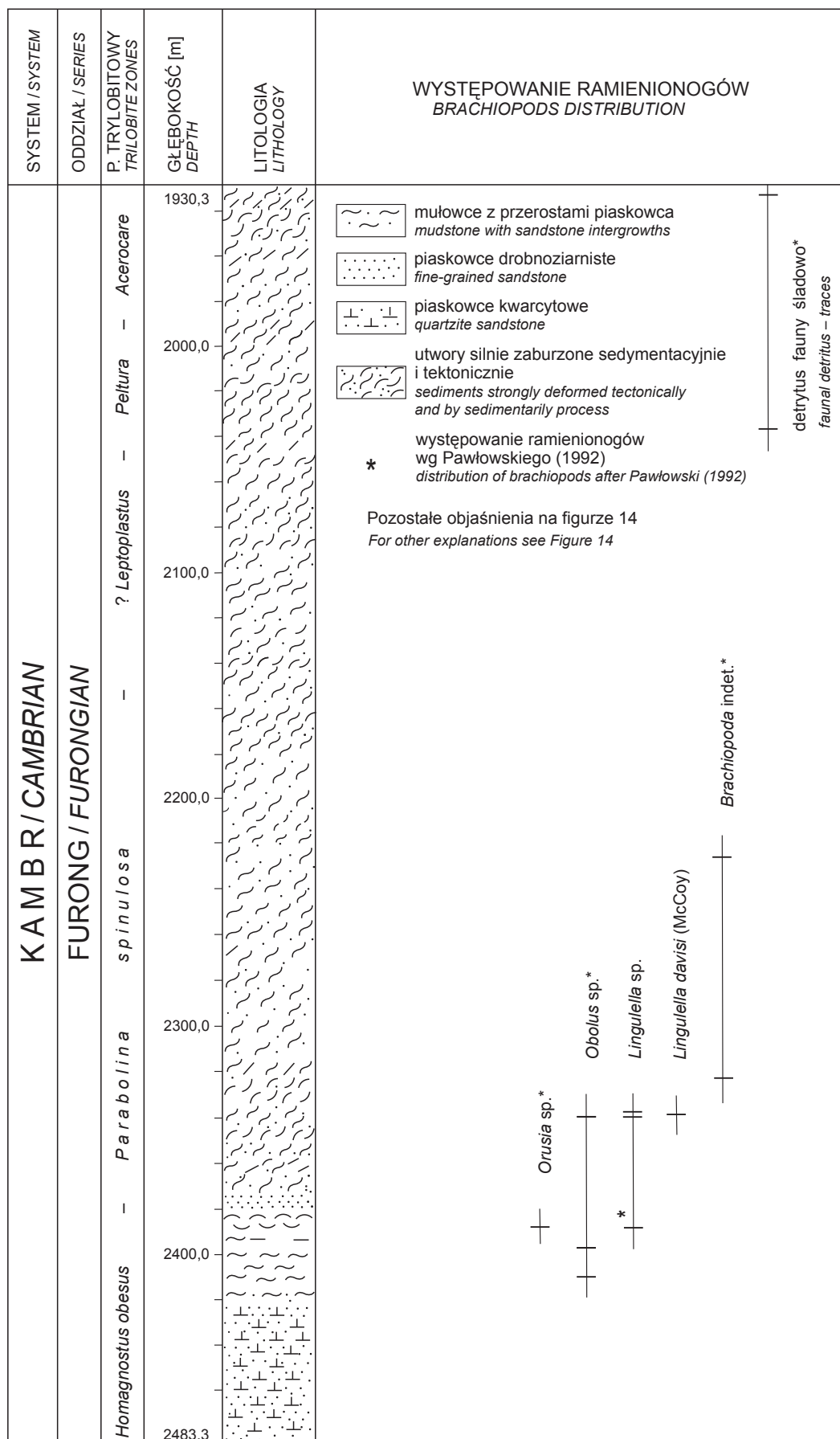


Fig. 15. Występowanie stratygraficzne ramienionogów w profilu utworów furongu otworu wiertniczego Dyle IG 1

Stratigraphical distribution of brachiopods in the Furongian deposits profile of the Dyle IG 1 borehole

Pierwszorzędne znaczenie miała znajomość kolekcji z furongu Walii, gdzie charakterystycznym, wiodącym gatunkiem w licznych profilach jest *Lingulella davisi* (McCoy).

Sposób występowania ramienionogów w profilu pionowym analizowanych otworów wiertniczych jest nierównomierny. Tworzą one niewielkie ławice lub występują jako pojedyncze okazy, które są znacznie od siebie oddalone. Stosunkowo najlepsze warunki do ich rozwoju panowały w dolnej i środkowej części poziomu *Parabolina spinulosa*. Był to okres wyraźnie lepszego natlenienia strefy przydennej wód i osadów dna. Skład zespołów ramienionogów jest jednak mało urozmaicony gatunkowo, a okazy, pomimo że są tu znacznie lepiej wykształcone, nie uzyskują dużych rozmiarów.

Zmiany warunków środowiskowych związane z procesem rozwoju zbiornika w furongu profili otworów Narol FIG 2 i Dyle IG 1 zarejestrowano także na podstawie analizy skamieniałości śladowych (Paczeńska, 1993, ten tom).

Zróżnicowanie i rozmieszczenie ramienionogów w profilach

Występowanie ramienionogów w profilu otworu Narol FIG 2 przedstawia figura 14. Najstarsze okazy, *Lingulella* cf. *davisi* (McCoy), stwierdzono na głęb. 3649,2 i 3648,4 m – prawie w samym spągu nawierconych utworów poziomu *Homagnostus obesus*. Są to formy najczęściej rejestrowane w profilu otworu, przeważnie osobniki małe, o złym stanie zachowania i mało wyraźnych cechach gatunku *Lingulella davisi* (McCoy). Utwory poziomu *Homagnostus obesus* tworzyły się w warunkach niskoenerygetycznego zbiornika morskiego, w którym osadziła się monotonna seria ciemnoszarych mułowców, niekiedy czarnych iłowców bitumicznych, ze smużeniami i cienkimi, nieregularnymi przewarstwieniami jasnoszarego, drobnziarnistego piaskowca. Nie było to środowisko korzystne do rozwoju ramienionogów, o czym świadczą nieliczne znaleziska, natomiast w warunkach tej facji kilkakrotnie stwierdzono występowanie trylobitów. Odcinek osadów na głęb. 3553,0–3565,0 m jest silnie zaburzony sedymentacyjnie. Obserwuje się struktury spływowe nieskonsolidowanego jeszcze osadu, sfałdowanie warstewek w obrębie heterolitów, odchylenie od poziomu powierzchni uwarstwień, niekiedy do pionu. W tym interwale nie znaleziono żadnej fauny. Tego rodzaju zaburzenia zaobserwowano również w wyższych częściach profilu (fig. 14).

Powtórnie nieliczne okazy *Lingulella* cf. *davisi* (McCoy) stwierdzono na głęb. 3529,0 m. Przeszło 100-metrowy odcinek dzielący znaleziska, w którym makroskopowo nie zarejestrowano występowania ramienionogów, nie jest całkowicie płonny, o czym świadczą fragmenty skorupki wi-

doczne w szlifach petrograficznych (Sikorska-Jaworowska, 1992).

Głębokość 3514,0 m wyznaczono pierwotnie jako graniczną między utworami kambru górnego i środkowego (Lendzion, 1992). Jest prawdopodobne, że na głęb. 3514,0 m może się znajdować przejście osadów poziomu *Homagnostus obesus* w poziom *Parabolina spinulosa*. Powyżej w profilu, w przedziale głęb. 3412,9–3307,2 m, obserwuje się stopniowo coraz częstsze występowanie ramienionogów, co świadczy o postępujących progresywnych zmianach w środowisku zbiornika sedymentacyjnego, związanych ze spływaniem się morza. Był to okres coraz lepszego natlenienia strefy przydennej wód i osadów dna, które zachodziło w poziomie *Parabolina spinulosa*. Facjalnie utwory mułowcowe dolnej części tego odcinka profilu są stopniowo zastępowane przez heterolity mułowcowo-piaskowcowe oraz piaskowcowo-mułowcowe, a na głęb. 3300,0 m zaznacza się radykalna zmiana facji na piaskowcową. W mułowcach dolnej części stwierdzono występowanie gatunków z rodzajów *Acrothele* i *Acrotreta*, w wąskim zakresie głębokości – od 3389,2 do 3412,9 m. Materiał ten jest źle zachowany, gdyż mułowce podlegały silnym naprężeniom, są spękane, o nierównych powierzchniach sedymentacyjnych, z zadziorami i rysami wleczeniowymi. Na głęb. 3389,2 m znaleziono ok. 25 okazów *Acrothele* cf. *borgholmensis* Walcott, zachowanych w formie zniszczonych, sprasowanych ośródek i odcisków na powierzchni przełamu mułowca, w tym jeden okaz spityzowany lepiej zachowany. Są to drobne formy, o wielkości 2–3 mm, sporadycznie 4,2 mm, wyróżniające się z matowego tła skały lśniąco powierzchnią częściowo spityzowanych odlewów i odcisków. Na powierzchni okazów zaznaczają się linie przyrostowe i ślady ornamentacji. Niewielki apex skorupki brzusznym jest położony subcentralnie i otoczony szeroko płaską, młodszą częścią muszli. Według Walcotta (1912), kreatora tego gatunku, subcentralne położenie apexu wydaje się odróżniać ten gatunek *Acrothele borgholmensis* od innych z tego rodzaju. Polskie okazy stratygraficznie są starsze od gatunku wyróżnionego przez Walcotta i opisanego ze spągu utworów tremadoku, z łupków ceratopygowych wyspy Oeland w Szwecji.

Na głęb. 3393,5 m znaleziono inne formy z rodzaju *Acrothele*. Są to niekompletne, słabo zachowane odciski znacznie większych skorupki ze śladami granulacji, wyróżnione jako *Acrothele* sp. Odciskom tym towarzyszą drobne, również źle zachowane okazy *Acrotreta* sp., które stwierdzono jeszcze w dwóch innych próbkach. Ponadto na głęb. 3391,6 m zanotowano nieoznaczalne akrotretidy, zarysowane śladowo w postaci dość licznych, lecz bardzo zniszczonych ośródek. Gatunki z rodzaju *Acrotreta* i *Acrothele* w basenie morskim najlepiej rozwijają się w warunkach facji ilasto-mułowcowej głębszej strefy morza i są

czułe na zmiany środowiskowe. Nie stwierdzono ponownie ich obecności w wyższej części profilu, na głęb. 3346,0–3307,2 m (środkowy odcinek poziomu *Parabolina spinulosa*), gdzie zaznaczyły się warunki korzystne do rozwoju obolidów. Obok *Lingulella* cf. *davisi* (McCoy) występują tu okazy gatunku *L. davisi* (McCoy). Pod względem liczebności stanowią one główny, podstawowy komponent fauny ramienionogów z furongu omawianego rejonu. *L. davisi* (McCoy) jest charakterystyczną, wiodącą skamieniałością w utworach furongu formacji Lingula Flags w północnej Walii. Holotyp gatunku, opisany przez McCoya (1851) jako *Lingula davisii*, pochodzi z dolnej części formacji, gdzie współwystępuje z trylobitami *Homagnostus obesus* i *Beltella bucephala*. Występuje w licznych profilach furongu Walii, a także w warstwach przejściowych furong–tremadok. Gatunek ten jest znany również z furongu Anglii (Rush-ton, 1974) oraz z południowo-wschodniej Nowej Fundlandii na atlantyckim wybrzeżu Kanady (Matthew, 1903). W Polsce dotychczas stwierdzono go tylko w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich, w otworach wiertniczych Brzezinki 2 i Wilków 1, gdzie występuje w ciemnoszarych łupkach wyższych poziomów furongu (Biernat, Tomczykowa, 1968; Jendryka-Fuglewicz, 1999).

W analizowanym profilu otworu Narol PIG 2 najliczniejsze występowanie *L. davisi* jest związane z odcinkiem dość jednorodnych mułowców muskowitowych, podścielających gruby, o miąższości 128 m, pakiet piaskowców (fig. 14). Występują tu największe w profilu okazy (do 9 mm, przeważnie 7 mm) w formie odlewów i ośródek z zachowanymi różnej wielkości fragmentami pierwotnej skorupki. Na wielu odlewach dobrze widać cechy morfologiczne gatunku. Skorupki *L. davisi* (McCoy) mają zarys owalno-trójkątny, są delikatne, cienkościenne, zbudowane z nielicznych warstewek organiczno-fosforanowych, są słabo wysklepione, bardziej w części umbonalnej. Na powierzchni zewnętrznej znaczą się koncentryczne, gęsto ułożone linie przyrostowe, formujące dość szerokie, wyraźnie zaznaczone wstążki przyrostowe. W części środkowej zaobserwowano subtelne, radialne żeberka. Wewnętrzna powierzchnia skorupki jest charakterystycznie punktowana, pokryta dołkami o układzie koncentrycznym. Pseudoarea skorupki brzusznych jest dość wysoka, z gęstymi, poprzecznymi zmarszczkami, przedzielona wąskim kanałem nóżkowym, a pseudoarea skorupki grzbietowych – słabo wyrażona. Septum środkowe są dobrze rozwinięte, długie, sięgające prawie do 2/3 długości skorupki grzbietowej.

Opisane skorupki tworzą niewielkie, monokulturowe ławice w środkowej części poziomu *Parabolina spinulosa* (fig. 14). Jak pokazuje figura 14 liczebność okazów w ławicach maleje ku stropowi poziomu *Parabolina spinulosa* w miarę wzrastającego udziału przewarstwień piaskowca w mułowcu i urywa się wraz ze zmianą facji z piaskowco-mułowcowej na piaskowcową. W przedziale występowania piaskowców nie znaleziono makroskopowo żadnej fauny. Są to głównie jasnoszare piaskowce kwarcytowe z muskowitem, twarde, zlewne, o pionowych kierunkach spękań. Jedynie szlify petrograficzne wykazują ponowną obecność relików skorupki (Sikorska-Jaworowska, 1992).

Piaskowce występują do głęb. 3179,0 m i kończą profil poziomu *Parabolina spinulosa* (Lendzion, 1993). Górna część profilu furongu (powyżej głęb. 3163,0 m) zawiera częste luki w rdzeniu. Występują tu ponownie utwory facji mułowcowej, wykształcone w postaci heterolitów mułowco-piaskowcowych i ciemnoszarych, twardych mułowców z muskowitem i pirytem, przechodzących ku stropowi w czarne, złupkowane ilowce ze skupieniami pirytu. Dolna część utworów jest silnie zaburzona sedimentacyjnie i tektonicznie. Powierzchnie przewarstwień są nieregularnie powyginane, sfałdowane i mają strome upady. Skała jest spękana i zlustrowana. Nie znaleziono tu żadnej fauny. Również w szlifach petrograficznych ślady jej obecności są sporadyczne. Powyżej występuje duża, 85-metrowa przerwa w rdzeniu (głęb. 3106,0–3021,0 m). Ramienionogi stwierdzono ponownie w stropie utworów furongu, na głęb. 3002,3–2998,4 m, w czarnych ilowcach. Znalaziono tu jednak tylko małe, słabo zachowane ośródk i odciski *Lingulella* cf. *davisi* (McCoy), podobne do tych, które występują w dolnej części profilu. Obok ramienionogów w ilowcach znaleziono stosunkowo liczne trylobity, również źle zachowane. Wykonane przez Lendzion (1992) oznaczenia rodzajów wskazują na przynależność tych utworów do wyższej części poziomu *Peltura* i do poziomu *Acerocare* (a może i do najniższego ordowiku). Górna granicę furongu wyznaczono na głęb. 2991,0 m (Lendzion, 1992; Modliński, 1992). Utwory furongu występują w ciągłości sedimentacyjnej z tremadokiem.

Na figurze 15 przedstawiono profil litologiczny i zasięg występowania ramienionogów w profilu otworu Dyle IG 1 w celu porównania go z analizowanymi profilami. Podobnie jak w otworze Narol PIG 2 w otworze Dyle IG 1 profil furongu tworzą utwory facji mułowcowej, wykształcone w postaci ciemnoszarych mułowców z muskowitem i pirytem oraz heterolitów mułowco-piaskowcowych, zawierających cienkie wkładki piaskowców. W części spągowej występuje zwarty, nieprzewiercony pakiet piaskowców kwarcytowych o nawierconej miąższości 63,3 m. Profil furongu w otworze Dyle IG 1 został opisany przez Pawłowskiego (1992), który opracował stratygrafię osadów na podstawie danych geofizycznych i znalezionych trylobitów i ramienionogów. Ustalenia stratygraficzne Pawłowskiego znalazły potwierdzenie na podstawie korelacji z utworami furongu z profilu otworu Narol PIG 2.

Górną granicę furongu wyznaczono tu na głęb. 1930,3 m, w obrębie ciemnoszarych mułowców ilastych, występujących w ciągłości sedimentacyjnej z tremadokiem. Wiercenie osiągnęło głęb. 2483,3 m i nie przebiło utworów furongu. Cechą charakterystyczną tych utworów jest silne zaangażowanie tektoniczne. Osady zostały sfałdowane, odznaczają się zmiennym upadem warstw, są silnie spękane i zlustrowane. Redukcyjne środowisko basenu sedimentacyjnego, niespokojne warunki sedimentacji oraz silne procesy tektoniczne wpłynęły na stan zachowania fauny i spowodowały, że fauna znaleziona w otworze Dyle IG 1 jest nieliczna. Zazwyczaj są to znaleziska jednostkowe. Analiza rdzenia wykonana przez autorkę, przeprowadzona po badaniach Pawłowskiego, zaowocowała zebraniem nie-

wielkiej liczby okazów *Lingulella* sp. i pojedynczych okazów *Lingulella davisii* (McCoy), które wielkością i stanem zachowania odpowiadają okazom z profilu otworu Narol PIG 2. Ponadto stwierdzono nieoznaczalny detrytus czarnych, cienkich skorupki. Analiza rdzenia przeprowadzona przez Pawłowskiego (1992) dostarczyła więcej informacji o występowaniu ramienionogów. Obok nielicznych obolidów *Obolus* sp., *Lingulella* sp. zostały znalezione orthidy *Orusia* sp. na głęb. 2388,4 m oraz bliżej niezidentyfikowane szczątki ramienionogów. Najstarsze w profilu okazy, *Obolus* sp., zostały stwierdzone na głęb. 2411,0 m. Optymalne występowanie ramienionogów jest związane z niższą częścią poziomu *Parabolina spinulosa*, w przedziale głęb. 2411,0–2323,0 m (fig. 15). Autorka nie miała możliwości wykonania analizy okazów zebranych przez Pawłowskiego i dysponowała tylko fotografiami archiwalnymi gatunku oznaczonego jako *Orusia* sp. Stwierdzone na głęb. 2388,4 m okazy *Orusia* sp. wykazują podobieństwo (na podstawie fotografii archiwalnej) do *Orusia lenticularis* (Wahlenberg). Gatunek ten współwystępuje z przewodnim trylobitem *Parabolina spinulosa* znalezionym przez Pawłowskiego w profilu Dyle IG 1 na głęb. 2339,0 m. *O. lenticularis* jest gatunkiem szeroko rozprzestrzenionym w prowincji atlantycko-bałtyckiej. W Polsce jego występowanie o typowym wykształceniu skorupki łączy się z obniżeniem bałtyckim, ze skałami węglanowymi (Lendzion, 1976; Bednarczyk, 1984; Jendryka-Fuglewicz, 1999). Skorupki tego gatunku występują w charakterystyczny sposób, w postaci nagromadzeń w wapieniach krystalicznych o ciemnych barwach, miejscami w postaci jednorodnych zlepiń muszlowych. Okazy polskie bardzo dobrze odpowiadają okazom z profili furongu Szwecji, przedstawionym przez Walcott (1912) i zilustrowanym w „Treatise on invertebrate palaeontology, p. H. Brachiopoda” (1961).

W profilu otworu Dyle IG 1 stwierdzone przez Pawłowskiego okazy *Orusia* sp., podobne do *Orusia lenticularis* (Wahlenberg), są związane z piaskowcami. Opracowanie gatunku *Orusia* cf. *lenticularis* (Wahlenberg), występującego w piaskowcach furongu okolic Wąworkowa w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich, wykonał Orłowski (1968b). Okazy odróżniają się od typowych słabszym wyklepieniem skorupki i słabiej rozwiniętą ornamentacją. W przeciwieństwie do ramienionogów z obniżenia bałtyckiego występują one jako oddzielne egzemplarze w piaskowcach i nie tworzą nagromadzeń. Powyżej górnej granicy poziomu *Parabolina spinulosa*, wyznaczonej przez Pawłowskiego na głęb. 2190 m, notuje się w niektórych odcinkach profilu obecność nieoznaczalnego detrytusu skorupki ramienionogów. Nie zaobserwowano ponownego nawrotu występowania ramienionogów i trylobitów w młodszych poziomach furongu, jak ma to miejsce w profilu otworu Narol PIG 2.

Regionalna analiza porównawcza i uwagi paleogeograficzne

Najbliższy w stosunku do analizowanych otworów wiertniczych Narol PIG 2 i Dyle IG 1 profil furongu występuje w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Ze względu na znaczne miąższości, występowanie typowego gatunku *Lingulella davisii* (McCoy) i przywiązanie *Orusia* cf. *lenticularis* (Wahlenberg) do piaskowców, a nie do skał węglanowych, jak ma to miejsce w obniżeniu bałtyckim Scharakteryzowane utwory furongu rejonu Narola mogą być porównywane z regionem łysogórskim. Pawłowska (1969) charakteryzując profil kambru w otworze Korytków 4 widziała jego podobieństwo do profilu otworu Dyle IG 1 oraz do utworów furongu odsłaniających się w rejonie Mąchocic w Górach Świętokrzyskich. Podobną analogię widzi Pawłowski (1992). Sekwencje lito- i biostratygraficzne mogą też być porównywane z Walią, Anglią i z Nową Fundlandią, gdzie gatunek *Lingulella davisii* (McCoy) występuje w podobny sposób w monospecyficznych kulturach (Rushton, 1974; Matthew, 1903). Typowy dla tych osadów gatunek ramienionoga *Lingulella davisii* (McCoy) opisano z dolej części formacji Lingula Flags, gdzie występuje w monospecyficznych kulturach. Według Czarnockiego (1927) Góry Świętokrzyskie, Anglia i Walia leżały w osi maksymalnego obniżenia północno-atlantycznego zalewu i w przeciwieństwie do Skandynawii odznaczają się bez porównania intensywniejszym postępowaniem sedymentacji i odmiennym rozwojem stosunków faunalnych. Pomimo że w regionie łysogórskim znacznie bujniej rozwijało się życie, nie zostały znalezione przewodnie trylobity, charakteryzujące niższe poziomy furongu. To miejsce w schemacie stratygraficznym Orłowskiego zajmuje szeroko ujęty poziom „*Olenus*” (Orłowski, 1992). Poziomy trylobitowy furongu w profilach otworów Narol PIG 2 i Dyle IG 1 są takie same, jak w obniżeniu bałtyckim i w Szwecji. W obniżeniu bałtyckim są one jednak silnie zredukowane, mają inny charakter i są genetycznie związane z płytkim morzem epikontynentalnym. Rejon z profilami Narol PIG 2 i Dyle IG 1 łączyłyby więc cechy dwóch regionów o różnej stratygrafii kambru, gdzie docierała fauna z basenów awalońskich, co umożliwiało migrację gatunków ramienionogów typowych w utworach furongu Walii. Wnioski uzyskane na podstawie analizy ramienionogów są zgodne z wynikami badań fauny trylobitowej. Przeprowadzona przez Żylińską (2002) analiza trylobitów z wyższych poziomów furongu regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich pozwoliła stwierdzić, że fauna ta ma charakter mieszany między fauną Baltiki i Avalonii. Znalezione tu także formy znane z obszaru Gondwany. Stwierdzone i omówione wyżej różnice pozwalają na wyodrębnienie na obszarze Polski dwóch różnych subprowincji w obrębie atlantycko-bałtyckiej prowincji faunistycznej (Jendryka-Fuglewicz, 2004).

Jolanta PACZEŚNA**SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE FURONGU I ICH ZNACZENIE PALEOŚROWISKOWE****Uwagi wstępne**

Celem opracowania było prześledzenie rozmieszczenia skamieniałości śladowych w utworach furongu profilu otworu Narol PIG 2, stwierdzenia prawidłowości w ich występowaniu oraz określenie na tej podstawie warunków środowiskowych, panujących na dnie zbiornika furońskiego. Dla porównania podobną analizę ichnologiczno-facjalną wykonano dla utworów furongu w otworze wiertniczym Dyle IG 1 położonym również w rejonie Łysogórskim Gór Świętokrzyskich, w stosunkowo niewielkiej odległości na NW od otworu Narol PIG 2 (Pacześna, 1993).

Należy tu jednak nadmienić, że niewielka frekwencja skamieniałości śladowych i zły stan ich zachowania w profilu otworu Narol PIG 2 są spowodowane zniszczeniem rdzenia w wyniku jego niefortunnego przecięcia na pół po odwierceniu otworu. Przecięcie zbudowanych głównie z ilowców i mułowców rdzeni doprowadziło do ich dezintegracji na znacznych odcinkach profilu furongu.

Rozmieszczenie skamieniałości śladowych w profilach, paleoekologia i interpretacja środowiska sedimentacji

W utworach furongu profilu Narol PIG 2 stwierdzono występowanie następujących ichnotaksonów:

- *Gyrolithes* isp.,
- *Planolites beverleyensis* (Billings),
- *Planolites montanus* Richter,
- *Trichophycus pedum* (Seilacher),
- *Monocraterion* isp.,
- *Monomorphichnus* isp.

Ichnorodzaje *Gyrolithes*, *Planolites*, *Trichophycus* to fodinichnia, czyli jamki żerowiskowo-mieszkalne organizmów osadożernych, zasiedlających osad pod powierzchnią dna zbiornika morskiego; ichnorodzaj *Monocraterion* to jamka mieszkalna filtratora, czyli organizmu filtrującego substancje odżywcze z toni wodnej; *Monomorphichnus*, jest śladem zadrapania dna morskiego przez odnóża trylobita i reprezentuje grupę etologiczną repichnia, czyli śladów przemieszczania się organizmów po dnie morskim lub w jego pobliżu.

W profilu obserwuje się wyraźny związek występowania wspomnianych wyżej grup etologicznych skamieniałości śladowych z wykształceniem litologicznym utworów (fig. 16A). Podobną zależność zaobserwowano w utworach kambru dolnego i środkowego kratonu wschodnioeuropejskiego (Pacześna, 1996). Fodinichnia występują w odcinkach profilu, w których dominują ciemnoszare lub prawie czarne ilowce i mułowce, przewarstwiające się z cienkimi warstewkami bardzo drobnoziarnistych, szarych piaskow-

ców. Kanały żerowiskowo-mieszkalne z ichnorodzaju *Planolites* mają na ogół niewielką średnicę i są ułożone poziomo na powierzchniach przewarstwień mułowcowo-piaskowcowych.

Ślady zadrapań trylobitów z ichnorodzaju *Monomorphichnus* występują na powierzchniach warstw mułowcowych i ilastych. Pionowe jamki mieszkalne filtratorów z ichnorodzaju *Monocraterion* występują tylko w drobnoziarnistych piaskowcach.

Dominacja fodinichnia osadożerców, niewielka średnica płytko położonych pod powierzchnią dna kanałów żerowiskowo-mieszkalnych wskazują na złe natlenienie osadów i wód przydennych zbiornika morskiego. Redukcyjne warunki środowiska potwierdza również obecność licznych, drobnych konkrecji piryty.

Warunki złego natlenienia zaznaczyły się w dolnej i górnej części nawierzonego profilu utworów furongu.

W środkowej części profilu w czasie sedimentacji drobnoziarnistych piaskowców warunki natlenienia osadów dennych poprawiły się. Wskazuje na to obecność w tej części profilu dość licznych, pionowych jamek mieszkalnych filtratorów – domichnia. Organizmy te występują w wysokoenergetycznych, dobrze natlenionych środowiskach z wystarczającą ilością substancji odżywczych występujących w zawiesinie. Wysoka energia środowiska (falowanie, prądy) powoduje wzmożone dostarczanie substancji pokarmowych zawartych w zawiesinie. O zwiększeniu energii środowiska świadczy również budowa pionowych jamek mieszkalnych, pełniących funkcje ochronne przed niszczącymi wpływami burzliwego środowiska dla zamieszkujących je organizmów.

Profil furongu w otworze Narol PIG 2 wykazuje niejednolite spektrum środowiskowe. Dominacja fodinichnia osadożerców w dolnej i górnej części profilu wskazują na głębsze, niskoenergetyczne środowisko zlokalizowane w dolnej części strefy sublitoralnej, poniżej podstawy falowania. Była to strefa dolnego odrzeża (ang. *lower offshore*).

W środkowej części profilu zaszła zmiana warunków środowiskowych. Obecność jamek mieszkalnych filtratorów wskazuje na zwiększenie energii środowiska. Może to świadczyć o czasowym spłyceciu zbiornika. Występujące tu filtratory mogły zasiedlać płytszą część strefy sublitoralnej – górne odrzeże (ang. *upper offshore*), powyżej podstawy falowania.

Znacznie większą frekwencję skamieniałości śladowych niż w profilu otworu Narol PIG 2 stwierdzono w utworach furongu profilu otworu Dyle IG 1. Na podstawie różnicowania się składu ichnotaksonomicznego w pionowym spektrum ichnologicznym wyróżniono tam trzy zespoły skamieniałości śladowych – ichnocenozy. Nazwa każdego zespołu pochodzi od dominujących w nim ichnorodzajów.

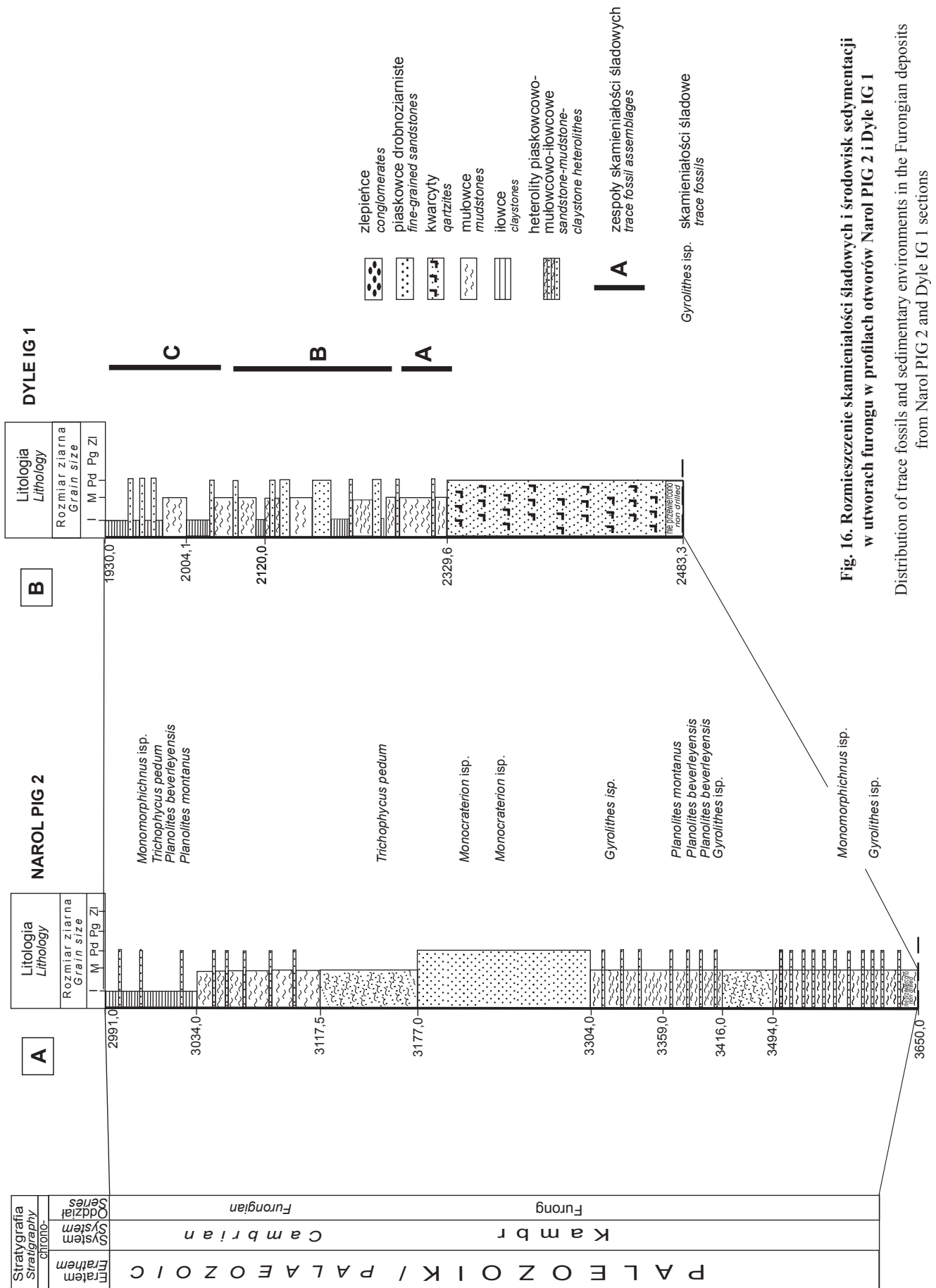


Fig. 16. Rozmieszczenie skamieniałości śladowych i środowisk sedymentacji w utworach furongu w profilach otworów Narol PIG 2 i Dyle IG 1

Distribution of trace fossils and sedimentary environments in the Furongian deposits from Narol PIG 2 and Dyle IG 1 sections

W kolejności stratygraficznej wyróżniono (fig. 16B):

1. Zespół *Planolites beverleyensis* (A)–*Treptichnus* występujący w dolnej części profilu.
2. Zespół *Planolites beverleyensis* (B) występujący w środkowej części profilu.
3. Zespół *Planolites beverleyensis*–*Trichophycus pedum* (C) stwierdzony w górnej części profilu.

Zespół A *Planolites beverleyensis*–*Treptichnus* tworzą następujące ichnotaksony: *Planolites beverleyensis* (Billings), *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Treptichnus* isp., *Planolites montanus* Richter, *Dimorphichnus* isp., *Cruziana* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bilinichnus simplex* Fedonkin et Palij.

Ichnorodzaje *Planolites*, *Trichophycus* i *Treptichnus* stanowią fodinichnia organizmów osadożernych i są związane z mułowcami i iłowcami. Występują najczęściej na powierzchniach przewarstwień mułowców, iłowców z piaskowcami drobnoziarnistymi. Ichnorodzaje *Cruziana* i *Dimorphichnus* stanowią repichnia trylobitów i charakteryzują się dużymi rozmiarami, co może wskazywać również na spore rozmiary ich twórców.

Zespół B *Planolites beverleyensis* składa się głównie z jednego ichnogatunku *Planolites beverleyensis* (Billings) oraz towarzyszącego mu w niewielkiej ilości ichnogatunkowi *Planolites montanus* Richter.

Większość skamieniałości śladowych występuje na powierzchniach przewarstwień mułowca i piaskowca. W całym profilu furongu zespół ten jest najuboższy pod względem urozmaicenia składu ichnotaksonomicznego. Różni się też składem etologicznym – dominacją fodinichnia osadożerców od środkowego zespołu skamieniałości śladowych w profilu otworu Narol PIG 2, w którym występują tylko domichnia filtratorów.

Zespół C *Planolites beverleyensis*–*Trichophycus pedum* zawiera następujące ichnotaksony: *Planolites beverleyensis* (Billings), *P. montanus* Richter, *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Planolites* isp., *Cochlichnus* isp. i *Monomorphichnus* isp.

Zespół C wykazuje bardzo duże podobieństwo do zespołu A pod względem składu ichnotaksonomicznego oraz zawiera w swoim składzie takie same ichnotaksony, jak zespół skamieniałości śladowych stwierdzony w górnej części profilu furongu w otworze Narol PIG 2.

Zespoły A i C są zdominowane przez poziome fodinichnia, stanowiące kanały żerowiskowo-mieszkalne infaunalnych osadożerców. Organizmy te odżywiały się detrytusem organicznym, znajdującym się w osadzie. Prześtrzenie i ilościowe rozmieszczenie osadożerców na dnie było zdeterminowane dostępnością substancji odżywczych w osadzie. Duże zagęszczenie jamek mieszkalno-żerowiskowych wskazuje na liczną obecność ich twórców, co mogło powodować wystąpienie konkurencji o pokarm i przestrzeń życiową (Paczeńska, 1996).

Ważnym czynnikiem wpływającym na rozwój infauny na dnie zbiornika jest natlenienie osadów. Podobnie jak w profilu otworu Narol PIG 2 wszystkie fodinichnia są

płytko posadowione w osadach dennych. Niewielka głębokość drążenia kanałów mogła być spowodowana złym natlenieniem środowiska osadów przydennych. Na warunki redukcyjne panujące na dnie zbiornika furońskiego wskazuje również obficie występujący piryt i ciemne zabarwienie osadów. Płytkie zaleganie kanałów żerowiskowo-mieszkalnych może być również, przynajmniej częściowo, związane z niską energią środowiska. W warunkach spokoju środowiskowego organizmy mogły płytko drążyć swoje jamki w osadzie bez obawy przed ich zniszczeniem przez falowanie i prądy denne.

Obfite występowanie kanałów żerowiskowo-mieszkalnych osadożerców wskazuje na ich wysoką tolerancję ekologiczną, umożliwiającą im przetrwanie w niesprzyjających warunkach środowiskowych.

Zespół B jest związany z przewarstwiającymi się iłowcami i mułowcami. Występują tutaj również dość liczne wkładki piaskowców drobnoziarnistych. Dominacja jednego ichnorodzaju *Planolites* wyraźnie odróżnia ten zespół od wyżej i niżej występujących zespołów skamieniałości śladowych. Wysokie zubożenie ichnorodzajowe zespołu prawdopodobnie zostało spowodowane nagłą zmianą jednego z czynników środowiskowych. Monoichnorodzajowość wskazuje, że osady zamieszkiwały organizmy, które były zdolne do tolerowania nagłych zmian środowiska i mogły przetrwać niekorzystne dla siebie warunki egzystencji, wśród których można wymienić pogorszenie się natlenienia lub gwałtowne zmniejszenie się zawartości substancji odżywczych w osadzie.

W przeciwieństwie do profilu utworów furongu w otworze Narol PIG 2 jego równowiekowy odpowiednik w otworze Dyle IG 1 cechuje się ujednoliconym spektrum środowiskowym pod względem batymetrycznym. Na podstawie składu ichnotaksonomicznego i etologicznego trzech wyróżnionych w profilu zespołów skamieniałości śladowych można stwierdzić, że była to głębsza część niskoenergetycznej strefy sublitoralnej, poniżej podstawy falowania. Zubożenie ichnotaksonomiczne zespołu skamieniałości śladowych w środkowej części profilu nie wskazuje na całkowitą zmianę warunków środowiskowych, zwłaszcza strefy batymetrycznej. Mogło być ono natomiast spowodowane pogorszeniem się tylko jednego z czynników środowiskowych zarówno biotycznych (konkurencja międzygatunkowa wewnątrz zespołu śladotwórców), jak i abiotycznych, wśród których można wymienić obniżenie natlenienia lub zubożenie zasobów pokarmowych.

Obecność jamek mieszkalnych filtratorów w utworach furongu profilu otworu Narol PIG 2 oraz ich brak w profilu otworu Dyle IG 1 mogą odzwierciedlać różnice batymetryczne sedimentacji równowiekowych osadów obu profili. Najprawdopodobniej utwory furongu w profilu otworu Narol PIG 2 były, przynajmniej w środkowej części profilu, deponowane w płytszych strefach odrzeża w tym samym zbiorniku morskim. Utwory furongu w profilu Dyle IG 1 w całości osadzały się w głębszych strefach odrzeża, poniżej podstawy falowania, w strefie dolnego odrzeża.

Magdalena SIKORSKA

PETROLOGIA UTWORÓW FURONGU

Rejon Narola jest wyjątkowy ze względu na duże miąższości utworów furongu (kambru górnego), wynoszące ok. 650 m, oraz z powodu kontrowersyjnego, dyskutowanego do dziś, usytuowania względem jednostek tektonicznych (Modliński, Szymański, 2005; Jaworowski, Sikorska, 2006; Narkiewicz i in., 2014).

Utwory furongu są wykształcone w postaci iłowców i mułowców z przewarstwieniami piaszczystymi. Według Jaworowskiego (Jaworowski, Sikorska, 2006) są to utwory szelfu wykształcone jako muły z piaskami sztormowymi i pływowymi reprezentowane głównie przez heterolity piaszczysto-mułcowe oraz mułowce i iłowce.

W badaniach mikroskopowych wyodrębniono następujące typy skał: piaskowce reprezentowane przez arenity kwarcowe, pyłowce kwarcowe i ilaste oraz iłowce właściwe i pylaste.

Piaskowce

Piaskowce mają szarą barwę, są silnie scementowane, masywne. Skałę przecinają cienkie żyłki kwarcowe, rzadziej węglanowe oraz nieliczne szwy mikrostylolitowe. W profilu otworu Narol PIG 2 występują strefy silnie strzaśkane, ujawniające się szczególnie w badaniach katodoluminescencyjnych (CL). Na obrazach CL jest widoczna gęsta siatka równoległych mikrospękań, zabliźnionych diagenetycznym kwarcem (fig. 17A, B).

Większość piaskowców należy do arenitów drobno- i bardzo drobnoziarnistych o charakterze ortokwarcytów. Materiał okrucowy jest w nich bardzo dobrze wysortowany i obtoczony. Należą do skał dojrzałych mineralogicznie i teksturalnie (*sensu* Folk, 1968). W profilu otworu Narol IG 1 na głęb. 3363,2 m występuje piaskowiec zlepniocowaty, bardzo źle wysortowany, z licznymi fosfoklastami frakcji psefitowej (fig. 17C, D).

Kwarc jest głównym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców. Skalenie są obecne w śladowych ilościach. W CL rozpoznano załbityzowane skalenie (brunatna barwa CL) oraz skalenie potasowe (niebieska barwa CL). W zmiennych ilościach występują tu łyszczyki (głównie muskowitz), minerały akcesoryczne (cyrkon, anataz, turmalin, minerały nieprzezroczyste) oraz fosfoklasty, sporadycznie okrucy czertów. Piaskowce są scementowane głównie regeneracyjnym kwarcem, który nadaje ziarnom nieregularne kształty. W piaskowcu z głęb. 3363,2 m (Narol IG 1) występuje on bardzo obficie; tworzy nie tylko grube obwódki regeneracyjne o automorficznych kształtach, ale także wypełnia pozostałe wolne przestrzenie w skale. Jest to widoczne na obrazach CL dzięki zróżnicowanej barwie luminescencji w obrębie cementu kwarcowego (fig. 17C, D).

Spoivo ilaste występuje w niewielkich ilościach (maksymalnie kilku procent) i składa się głównie z illitu i chlozytów, częściowo pochodzenia diagenetycznego.

Cement węglanowy o składzie Fe-dolomitu/ ankerytu ma charakter poikilitowy (fig. 17E) lub tworzy małe gniazda. Sporadycznie występują niewielkie skupienia drobno-krystalicznego syderytu. Fe-dolomit/ ankeryt oraz kalcyt tworzą także cienkie żyłki. W żyłkach dolomitowo-ankerytowych spotyka się kwarc oraz skupienia żółtawego sfalerytu. W mikrospękaniach niekiedy jest obecny kaolinit. W próbce dolomitowego piaskowca z głęb. 3583,9 m (Narol PIG 2) występują liczne skupienia, peloidy chlorytowe. Piryt jest pospolitym minerałem diagenetycznym, tworzy drobne ziarna, duże automorficzne kryształy oraz otoczki wokół ziaren detrytycznych. Oprócz fosfoklastów fosforany są obecne w postaci sfosfatyzowanych szczątków organicznych lub tworzą cienkie otoczki na ziarnach kwarcu. W CL zaobserwowano autigeniczne otoczki (bladoróżowa barwa CL) na detrytycznych ziarnach apatytu (żółta barwa CL).

Pyłowce

Pyłowce stanowią w profilu furongu liczną grupę skał, reprezentowaną przez całą gamę odmian: od pyłowców kwarcowych (zbliżonych składem do arenitów kwarcowych) do pyłowców ilastych (mułowców), zawierających do 50% matriksu ilastego. Z uwagi na gęsto przewarstwiające się laminy pylaste i ilaste, a także wkładki i soczewki materiału piaszczystego często trudno jednoznacznie sklasyfikować dany typ skały.

Pyłowce to skały szare do prawie czarnych, z jaśniejszymi partiami materiału piaszczystego. W profilu otworu Narol PIG 2 są obecne fragmenty profilu silnie zaburzone synsedymacyjnie. Według Jaworowskiego (2015) wielkoskalowym deformacyjnym strukturalnym osadu, będącym rezultatem podwodnych osuwisk, towarzyszą deformacje drobnoskalowe powstałe na skutek niewielkich osunięć i spęływania niezwięzłego osadu. Mają one m.in. postać „mikrofałdów” widocznych w niektórych płytkach cienkich (fig. 17F).

W materiale detrytycznym zdecydowanie dominuje kwarc. Obecność śladowej ilości skaleń stwierdzono w badaniach CL, w których były widoczne bardzo drobne świecące na niebiesko ziarna skaleń potasowych. Liczne są łyszczyki, najczęściej biotyt, rzadziej muskowitz, noszące znamiona przeobrażeń. Część łyszczyków uległa chlorytyzacji (czarna barwa w CL), a część – kaolinityzacji (szafirowa barwa CL). Łyszczyki są często powyginane na skutek kompaktacji mechanicznej. W SEM są widoczne charakterystyczne wydłużone pory pomiędzy pakietami łyszczykowymi.

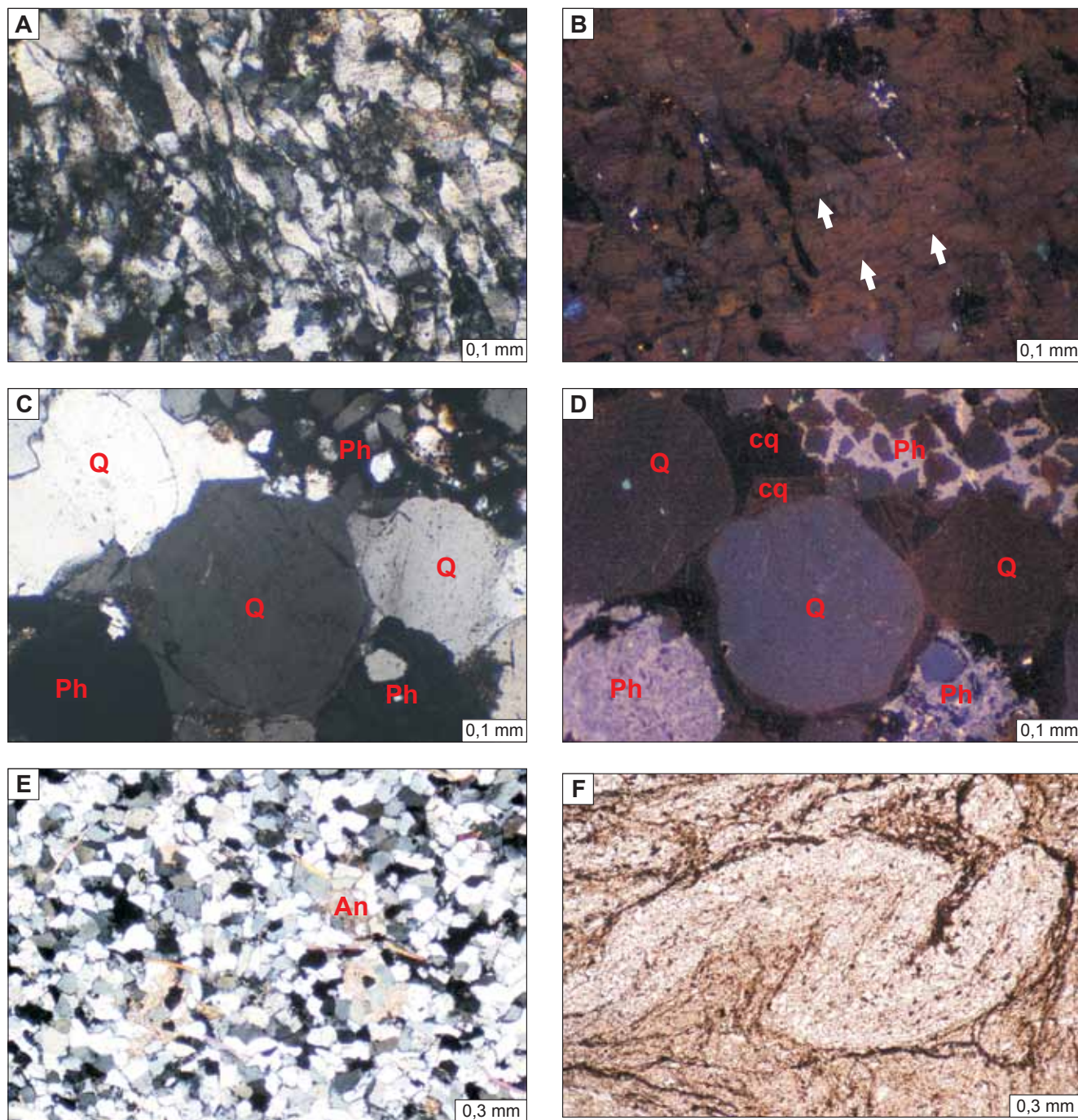


Fig. 17. A, B. Pyłowiec kwarcowy, głęb. 3161,2 m, Narol PIG 2; na obrazie CL widoczna gęsta sieć równoległych mikrospeków zabliznionych autogenicznym kwarcem oraz drobne skupienia fosforanów o białej barwie CL; A – PL, nikole skrzyżowane; B – obraz CL. C, D. Piaskowiec zlepieńcowaty, głęb. 3363,2 m, Narol IG 1; na obrazie CL widać obwódki regeneracyjne (oq – brunatna barwa CL) na ziarnach kwarcu (Q) oraz późniejszy cement kwarcowy (cq – czarna barwa); fosfoklasty (Ph); C – PL, nikole skrzyżowane, D – obraz CL. E. Arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty, głęb. 3284,5 m, Narol PIG 2; gniazdowe skupienia poikilitowego cementu ankerytowego (An), ziarna kwarcu częściowo zastąpione przez ankeryt; PL, nikole skrzyżowane. F. Iłowiec z laminami pylastymi (heterolit) zaburzony sedimentacyjnie, głęb. 3143,6 m, Narol PIG 2; PL, bez analizatora

A, B. Siltstone, depth 3161.2 m, Narol PIG 2; network of parallel microfractures filled with the authigenic quartz visible in CL and fine concentrations of phosphates with white CL colour; A – PL, crossed polars, B – CL image. C, D. Gravelly sandstone, depth 3363.2 m, Narol IG 1; quartz overgrowths (oq – dark brown CL) and subsequent quartz cement (cq – black colour) are visible in CL; Q – quartz grain, Ph – phosphoclast; C – PL, crossed polars, D – CL image. E. Very finegrained quartz arenite, depth 3284.5 m, Narol PIG 2; poikilotopic ankerite cement (An) and quartz grains partly replaced by ankerite (PL, crossed polars). F. Claystone with silty laminae (heterolith) showing synsedimentary deformations, depth 3143.6 m, Narol PIG 2; PL – without analyzer

Minerały akcesoryczne (anataz, cyrkon, turmalin) są zdominowane przez pirit, który jest rozproszony we wszystkich skałach mułowcowo-iłowcowych. Tworzy skupienia framboidalne widoczne w SEM oraz większe kuliste ziarna, a niekiedy kryształy automorficzne. Podobnie są rozpoznane fosforany, obecne w formie fragmentów skorupki, rozproszonych drobnych skupień i fosfoklastów oraz otoczek na ziarnach detrytu.

W pyłowcach kwarcowych dominuje regeneracyjny cement kwarcowy, natomiast w pozostałych przeważa spoiwo ilaste. Pełniący rolę cementu diagenetycznego kaolinit wyraźnie jest związany z pyłowcami kwarcowymi. Widać to na obrazach CL: w laminach lub pojedynczych soczewkach pylastych kaolinit świeci na kolor szafirowy. W niewielkiej ilości obecny jest też cement węglanowy, reprezentowany przez ankeryt (poikilitowe skupienia) i drobnokrystaliczny syderyt. Kalcyt tworzy tylko cienkie mikrożyłki. Na głęb. 3452,3 m (Narol PIG 2) odnotowano wyjątkowe wystąpienie syderoplezytowych peloidów nagromadzonych w formie równoległych lamin (fig. 18A). Pomiedzy romboedrami syderoplezytu (syderyt z domieszką Mg i Mn) jest obecny chloryt żelazisty. Węglany (fig. 18B), a niekiedy także kwarc oraz pirit, występują w formie cienkich żyłek. W strefach intensywnie spękanych odnotowano obecność kaolinitu i chlorytów o subnormalnych barwach interferencyjnych. Analiza EDS kaolinitu wypełniającego mikrospękania (fig. 18C) oraz tworzącego cement w pyłowcach wykazała, że kaolinit w mikroszczelinach jest „czysty” i nie ma domieszki żelaza, tak jak kaolinit w porach.

Iłowce

Czarne iłowce właściwe występują w postaci cienkich lamin dochodzących do 2–3 cm miąższości. Towarzyszą im jaśniejsze laminy iłowcowo-pyłowcowe i pyłowcowe, a niekiedy materiał jest wymieszany w wyniku deformacji sedymentacyjnych.

Masa ilasta składa się głównie z illitu, któremu towarzyszą chloryty, łuszczyki (muskowit i biotyt), śladowe ilości minerałów mieszanopakietowych I/S, kaolinit oraz domieszka frakcji pylastej (kwarc, skalenie: potasowe i plagioklasy, pirit). W iłowcach są też obecne węglany (ankeryt, syderyt, kalcyt), fosforany, substancja organiczna, sfaleryt (fig. 18D) i śladowe ilości anhydrytu. Charakterystyczne jest występowanie kaolinitu w iłowcach laminowanych materiałem pylastym (fig. 18E). W CL widać (fig. 19F), że jest on obecny tylko w mikrolaminach pyłowcowych (szafirowa barwa w CL). Ponadto uwidaczniają się bardzo drobne ziarna węglanowe (czerwona barwa w CL).

W masie ilastej są widoczne w SEM kuliste formy framboidalnego pirytu oraz pojedyncze automorficzne kryształy. Obserwuje się znaczną porowatość z charakterystycznymi wydłużonymi porami (kanałami) pomiędzy równolegle ułożonymi blaszkami minerałów ilastych oraz w obrębie pakietów łuszczykowych.

Procesy diagenetyczne

Utworki furongu obecnie znajdują się na dużych głębokościach, a ich spąg sięga maksymalnie 3650,0 m. Oznacza to, że musiały podlegać intensywnym procesom diagenetycznym. Wykonane przez I. Grotek badania dojrzałości termicznej materii organicznej wykazały wartości R_o w granicach od 1,73 do 2,36%, co odpowiada paleotemperaturom rzędu 150°C. Tak znaczne podgrzanie utworów sprzyjało przemianom diagenetycznym. Analiza Rock-Eval wykazała, że materia organiczna jest zdominowana przez kerogen typu III i pozbawiona cech macierzystości. Obecnie badane łupki znajdują się w najniższej części okna gazowego na granicy kata- i metagenezy. Mimo spełnienia części kryteriów wymaganych w uznaniu kompleksu łupkowego za perspektywiczny kluczowe okazały się negatywne wyniki badania materii organicznej. Łupki z furongu z rejonu Narola nie rokoją nadziei jako potencjalne skały macierzyste dla węglowodorów.

Obecny skład mineralny wyseparowanej frakcji ilastej świadczy o zaawansowanych przemianach diagenetycznych w badanych skałach. Frakcja pelitowa (<2 µm) jest zdominowana przez illit (do 91% wag.), a w minerałach mieszanopakietowych illit/ smektyt udział fazy illitowej wynosi od 80 do 90%.

Drugim, obok illityzacji, bardzo intensywnym procesem diagenetycznym była sylifikacja. Jej przejawem jest cement kwarcowy, obecny głównie w piaskowcach i pyłowcach oraz iłowcach zawierających wkładki materiału pylastego. Najlepiej rozwinięte obwódki regeneracyjne powstały na dużych, psamitowych ziarnach kwarcu. W CL są widoczne płaszczyzny wzrostu automorficznych ścian kwarcowych (I etap sylifikacji) oraz późniejszy cement kwarcowy, wypełniający pozostałe wolne przestrzenie międzyziarnowe (II etap sylifikacji). W drobnodziarnistych skałach obwódki kwarcowe są bardzo nieregularne i w całości wypełniają pory. Obecność autigenicznego kwarcu jest mocno związana ze strefami spękań, licznych w profilu otworu Narol PIG 2 (fig. 17A, B). Obok grubszych żyłek w CL jest widoczna bardzo gęsta sieć mikrospękań zabliźnionych kwarcem diagenetycznym (czarna barwa kwarcu – brak luminescencji).

Stopień zsylikowania skał mułowcowo-iłowcowych jest kluczowym problemem przy wydobywaniu gazu łupkowego, ponieważ determinuje podatność na hydrauliczne kruszenie skał. Dlatego istotna jest ewentualna obecność autigenicznego kwarcu rozproszonego w masie ilastej. W związku z tym podjęto szczegółowe badania katodoluminescencyjne na mikroskopie elektronowym oraz spektralne analizy CL. Wyniki pokazały, że znaczną część kwarcu w skałach iłowcowo-mułowcowych stanowi kwarc autigeniczny. Na obrazach SEM-CL odznacza się on słabszą luminescencją, a na widmach CL – obecnością szerokiego pasma emisyjnego w zakresie ok. 600–630 nm, przy jednoczesnym braku linii emisyjnej w niebieskiej części widma.

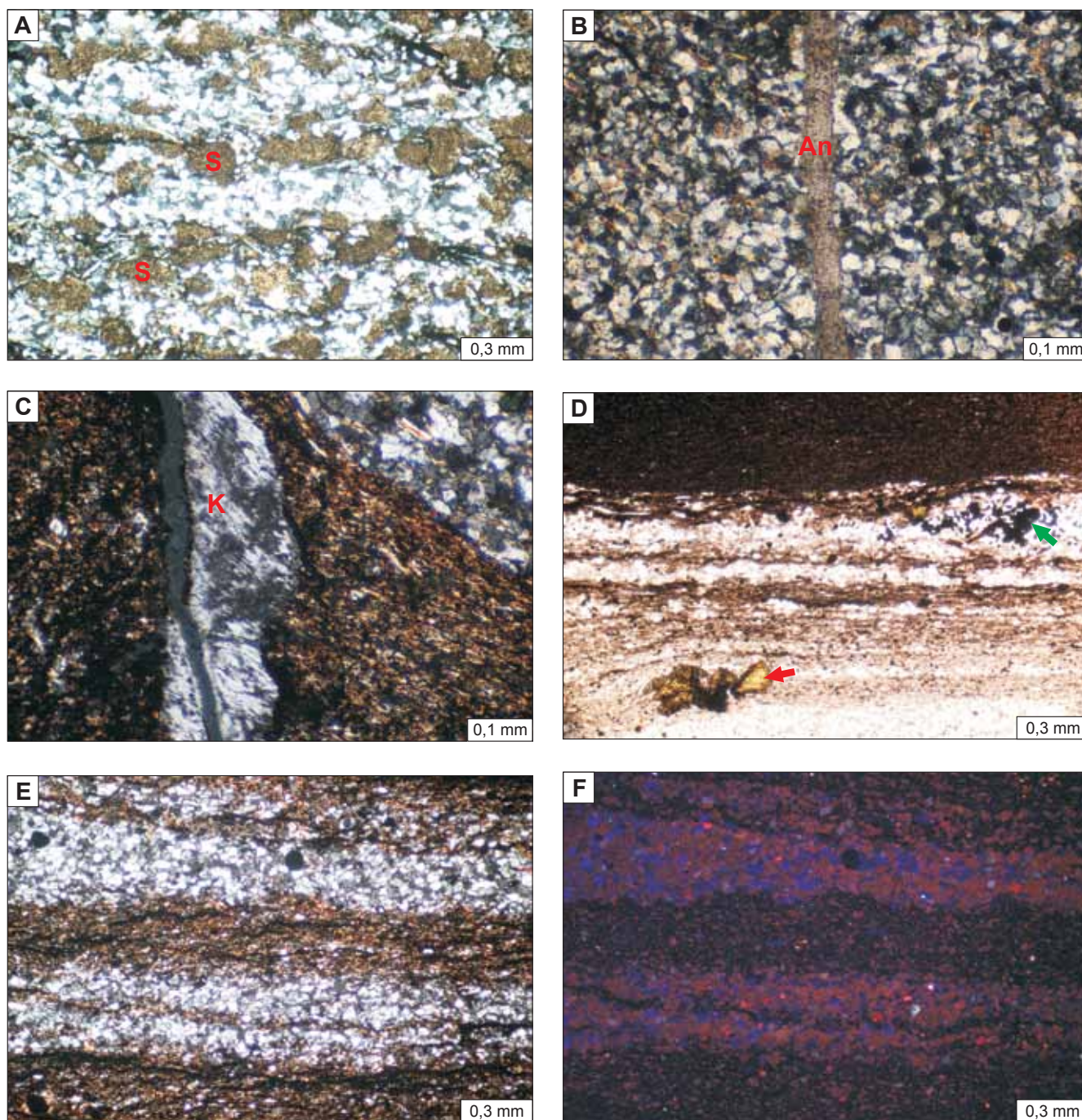


Fig. 18. **A.** Pyłowiec kwarcowy z peloidami syderoplezytowymi, głęb. 3452,3 m, Narol PIG 2; PL, nikole skrzyżowane. **B.** Lamina pyłowcowa w iłowcu przecięta żyłą ankerytu (An), głęb. 2993,6 m, Narol PIG 2; PL – nikole skrzyżowane. **C.** Pyłowiec z laminami ilastymi, głęb. 3475,5 m, Narol PIG 2; w centrum szczelina wypełniona kaolinitem (PL, nikole skrzyżowane). **D.** Iłowiec z laminami pylastymi, głęb. 3003,4 m, Narol PIG 2; widoczne skupienia piryty (strzałka) i sfalerytu (strzałka); PL – bez analizatora. **E, F.** Iłowiec z laminami pylastymi, głęb. 3401,5 m, Narol PIG 2; na obrazie CL widoczny cement kaolinitowy (szafirowa barwa CL) w laminach pylastych; E – PL, nikole skrzyżowane, F – obraz CL

A. Siltstone with siderite peloids, depth 3452.3 m, Narol PIG 2; PL, crossed polars. **B.** Silty lamina cut by ankerite vein (An) within claystone, depth 2993.6 m, Narol PIG 2; PL, crossed polars. **C.** Siltstone with clayey laminae, depth 3475.5 m, Narol PIG 2; in the center: fracture filled with kaolinite; PL, crossed polars. **D.** Claystone with silty laminae, depth 3003.4 m, Narol PIG 2; concentrations of pyrite (green arrow) and sphalerite (red arrow) are visible (PL – without analyzer). **E, F.** Claystone with silty laminae, depth 3401.5 m, Narol PIG 2; kaolinite cement (dark blue CL) within silty laminae visible in CL; E – PL, crossed polars, F – CL image

Źródłem dużej ilości krzemionki był proces illityzacji smektytu, który zachodzi już od temperatury rzędu 70°C. Oprócz jonów Si były uwalniane jony Mg i Fe, które stanowiły budulec do tworzenia się Fe-dolomitu i ankerytu. Na dalszym etapie diagenetyzacji krzemionki dostarczał również proces rozpuszczania kwarcu pod wpływem ciśnienia i temperatury, kiedy tworzyły się szwy stylolityczne.

Cementacja węglanowa objęła wszystkie typy skał furongu. Węglały mają formę cementu poikilitowego, gniazdowych nagromadzeń, drobnych rozproszonych skupień lub cienkich żyłek. Odnotowano obecność ankerytu, dolomitu żelazistego, syderytu, syderoplezytu i kalcytu.

Wśród minerałów autigenicznych duży udział mają pioryt, fosforany oraz kaolinit, który występuje jako cement

w porach piaskowców i pyłowców, wypełnia mikrospekana lub powstaje w wyniku przeobrażenia łyszczyków. W tej grupie minerałów sparadycznie pojawiają się: chloryty, sfaleryt i anhydryt.

Przejawem kompaktacji mechanicznej są powyginane pakiety łyszczyków, natomiast kompaktacja chemiczna przejawia się obecnością szwów stylolitycznych w piaskowcach.

Skały furongu z rejonu Narola podlegały takim samym procesom diagenetycznym, jak utwory kambryjskie na zachodnim brzegu polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Sikorska, 1998). Wyróżniają się jedynie strefy silnie zaburzone sedymentacyjnie i odcinki profilu z piaskowcami intensywnie spękanymi, występujące w profilu otworu Narol PIG 2.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W omawianych otworach wiertniczych utwory ordowiku według pomiarów geofizyki otworowej występują na następujących głębokościach: Narol IG 1 – 3048,5–3268,0 m, Narol PIG 2 – 2733,0–2990,0 m i osiągają miąższość odpowiednio 219,5 i 257,0 m. W obu profilach stwierdzono utwory wszystkich standardowych globalnych pięter ordowiku od tremadoku po hirsant.

Zakres rdzeniowania utworów ordowiku w profilu otworu Narol IG 1 wynosił 61%, a w profilu otworu Narol PIG 2 – ok. 40%. Głębokości występowania i miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych ordowiku określono na podstawie wykresów pomiarów geofizyki otworowej oraz próbek rdzeniowych. Głębokości określone obiema metodami są zbliżone, a ich przesunięcie względem siebie maksymalnie nie przekracza 3–4 m.

Tremadok (tremadok)

(Narol IG 1: 3206,4–3269,1 m,

Narol PIG 2: 2918,0–2991,0 m)

Tremadok jest reprezentowany przez utwory formacji piaskowców i iłowców z Biłgoraja obejmującej ogniwo piaskowców z Frampola i ogniwo iłowców i mułowców z Goraja (Modliński, Szymański, 2005) o łącznej miąższości (według pomiarów geofizycznych) wynoszącej ok. 63,0 m (Narol IG 1) i 71,0 m (Narol PIG 2).

Ogniwo piaskowców z Frampola to piaskowce kwarcytowe, drobno- i bardzo drobnoziarniste, szare i ciemnoszare, miejscami gęsto laminowane iłowcem i mułowcem ciemnoszarym i czarnym. W profilu otworu Narol IG 1 granica z występującymi niżej utworami kambry jest ostra, podkreślona obecnością powierzchni rozmycia, powyżej której występuje cienka warstewka zlepieńca.

Granica geofizyczna między utworami tremadoku i kambry jest bardzo wyraźna na wykresach pomiarów gam-

ma (PG) i neutron gamma (PNG), a utwory najniższego tremadoku odznaczają się niższym natężeniem naturalnego promieniowania gamma.

Ogniwo iłowców i mułowców z Goraja jest wykształcone w postaci iłowców i mułowców czarnych i ciemnoszarych z laminami i cienkimi wkładkami piaskowców kwarcytowych drobnoziarnistych i bardzo drobnoziarnistych.

Dokumentacja paleontologiczna utworów zaliczonych do tremadoku jest stosunkowo słaba. Zidentyfikowano tu jedynie fragmenty graptolitów *?Rhabdinopora* sp., *Anisograptus* sp., *A. cf. grandis* Bulman oraz ramienionogi *Lingulella* sp., *Obolus* sp. i *Acrothele* sp. Z przesłanek regionalnych wynika, że w profilu można oczekiwać jedynie niższego tremadoku, odpowiadającego bałtyckiemu piętru pakerort, którego obecność udokumentowano w profilach innych otworów wiertniczych z Lubelszczyzny (Lendzion, i in., 1979) czy z Przedgórza Karpat (Tomczyk, 1963). Otwarte pozostaje tu zagadnienie obecności wyższego tremadoku, odpowiadającego bałtyckiemu piętru varang. Być może należy do niego najwyższa, przystopowa część utworów ogniwa iłowców i mułowców z Goraja. Brak jednak na to jakichkolwiek dowodów paleontologicznych, podobnie jak na pozostałym obszarze Lubelszczyzny, gdzie jak w profilu otworu Łopiennik IG 1, wyróżniono warunkowo utwory wyższego tremadoku (Lendzion i in., 1979).

Flo (niższy arenig)

(Narol IG 1: flo–daping 3205,7–3206,4 m,

Narol PIG 2: 2905,0?–2918,0 m)

Utwory tego piętra występują prawdopodobnie jedynie w profilu otworu Narol PIG 2, gdzie obejmują niższą część formacji iłowców Tanwi (?2905,0–2918,0 m), zalegającą na rozmytej powierzchni utworów formacji piaskowców i iłowców z Biłgoraja. Są to iłowce ciemnoszare, lamino-

wane iłowcami szarozielonkawymi i czarnymi. Niższa część serii iłowców zawiera miejscami laminy iłowca przepełnionego glaukonitem.

W iłowcach napotkano bardzo liczne i zróżnicowane graptolity, wśród których zidentyfikowano: *Didymograptus extensus* (Hall), *D. extensus elatus* Monsen, *D. hirundo* Salter, *D. nanus* Lapworth, *Tetragraptus quadribrachiatus* Hall, *T. astericus* Monsen, *T. bigsbyi* (Hall), *T. bigsbyi askerensis* Monsen, *Phyllograptus densus* Tornquist, *P. angustifolius* Hall, *P. angustifolius tenuis* Monsen i inne. Zespół ten dokumentuje obecność poziomów graptolitowych *Phyllograptus densus* i *P. angustifolius elongatus*.

Daping (wyższy arenig)

(Narol PIG 2: 2897,3–2905,0 m)

W omawianych profilach daping obejmuje wyższą część formacji iłowców Tanwi oraz niższą część formacji wapieni z Suśca – ogniwo wapienia z Paar (Modliński, Szymański, 2005). Profile formacji iłowców Tanwi w obu tych otworach znacznie się różnią.

W otworze Narol IG 1 profil tej formacji jest silnie zredukowany miąższościowo (głęb. 3206,2–3206,4 m według rdzenia) i obejmuje warstwę zlepioną (0,10 m) złożoną głównie z okruszków skał fosforanowych oraz cienką (0,10 m) warstwę iłowca wapnistego. W utworach tych nie stwierdzono oznaczalnych fragmentów makrofauny.

W profilu Narol PIG 2 wyższa część formacji iłowców Tanwi (2897,65–2905,00 m według rdzenia) jest reprezentowana przez iłowce i iłowce wapniste, ciemnoszare laminowane iłowcami szarymi i szarozielonkawymi. W iłowcach tych występuje liczna fauna graptolitów. Zidentyfikowano tu m.in. *Didymograptus hirundo* Salter, *D. extensus* (Hall), *D. uniformis* Elles et Wood, *D. nitidus* (Hall), *Azygograptus suecicus* Moberg. Zespół ten wskazuje na obecność poziomu graptolitowego *Didymograptus hirundo*.

Wykształcenie utworów wyższej części tego piętra w obu profilach jest zbliżone. Ogniwo wapienia z Paar w profilach otworu Narol IG 1 (głęb. 3205,7–3206,2 m według rdzenia) i otworu Narol PIG 2 (głęb. 2897,30–2897,65 m) jest wykształcone jako wapienie margliste ciemnoszare i szare z glaukonitem oraz z cienkimi wkładkami iłowców wapnistych. W utworach tych obserwuje się powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych, a ich część przystopowa jest w profilu otworu Narol PIG 2 silnie spirytyzowana. W utworach tego ogniwa nie stwierdzono oznaczalnych szczątków makrofauny, a ich wiek określono na podstawie badań mikrofauny – konodontów (Nehring-Lefeld, 1993). Autorka w profilu otworu Narol IG 1 stwierdziła zespół form pozwalający korelować omawiane utwory z poziomami konodontowymi *Navis-Triangularis-Originalis*, których zasięg wskazuje na obecność ekwiwalentów brytyjskiego wyższego arenigu odpowiadającego dolnej i środkowej części bałtyckiego piętra volkhov.

Darriwil (lanwirn)

(Narol IG 1: 3201,0–3205,7 m,
Narol PIG 2: 2892,8–2897,3 m)

Utwory darriwilu w badanych profilach obejmują wyższą część formacji wapieni z Suśca – ogniwo wapienia z Rebizant – oraz najniższą część formacji iłowców i wapieni z Cieszanowa.

Ogniwo wapienia z Rebizant według rdzenia występuje w profilu otworu Narol IG 1 na głęb. 3204,3–3205,7 m, a otworu Narol PIG 2 na głęb. 2896,5–2897,3 m. Są to w dolnej części profilu wapienie organodetrytyczne jasnoszare, mniej lub bardziej zrekrytalizowane, a w części górnej – wapienie i wapienie margliste, miejscami z licznymi bioklastami. W utworach tego ogniwa napotkano jedynie fragmenty trylobitów z rodzaju *Trinodus* oraz zespół bezzawiasowych brachiopodów (Nehring-Lefeld, 1993), odznaczający się szerokim zasięgiem stratygraficznym. Ponadto wspomniana autorka zidentyfikowała tu mikrofaunę, która zawierała przewodnie tasony konodontów wskazujące, że utwory dolnej części ogniwa można korelować z bałtyckimi piętrami kunda-aseri (= niższy lanwirn), natomiast w części przystopowej – z piętrami uhaku (= wyższy lanwirn).

Najniższą część formacji iłowców i wapieni z Cieszanowa (Narol IG 1 głęb. 3201,0–3204,3 m i Narol PIG 2 głęb. 2892,8–2896,5 m) budują iłowce wapniste ciemnoszare i szare z wkładkami margli i wapieni marglistych i organodetrytycznych. W utworach tych zidentyfikowano m.in. zespół fauny graptolitów *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), *Pseudoclimacograptus scharenbergi* Lapworth, *Orthograptus* cf. *calcaratus acutus* Elles et Wood, *Dicranograptis irregularis* Hadding, *Climacograptus angustatus* Ekström, jednoznacznie wskazujący na obecność poziomu *Hustedograptus teretiusculus* (najwyższy lanwirn według podziału brytyjskiego).

Sandb (niższy karadok)

(Narol IG 1: 3122,0–3201,0 m,
Narol PIG 2: spąg na głęb. 2892,8 m)

Do piętra sandb jest zaliczana środkowa część utworów formacji iłowców i wapieni z Cieszanowa występująca według pomiarów geofizycznych w otworze Narol IG 1 na głęb. 3122,0–3201,0 m, a w otworze Narol PIG 2 – spąg na głęb. 2892,0 m. Są to głównie iłowce i iłowce wapniste szare i ciemnoszare prawie czarne, rzadziej szare z odcieniem zielonkawym z nielicznymi wkładkami wapieni marglistych oraz w niższej części z pakietem wapieni (Narol IG 1 głęb. 3193,0–3197,2 m i Narol PIG 2 głęb. 2882,5–2885,5 m według pomiarów geofizycznych), odpowiadającym ogniwu wapienia z Osuch (Modliński, Szymański, 2005). Ogniwo to budują wapienie organodetrytyczne i wapienie margliste jasnoszare, szare i ciemnoszare z wkładkami i laminami margli i iłowców.

Wiek utworów tego piętra jest dobrze udokumentowany licznymi graptolitami. W niższej części utworów można wyróżnić poziom graptolitowy *Nemagraptus gracilis*. Poza taksonem wskaźnikowym *Nemagraptus gracilis* (Hall) zidentyfikowano tu m.in. następujące gatunki: *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), *Cryptograptus trocornis* (Carruthers) i *Pseudoclimacograptus scharenbergi* Lapworth. Wyższą część utworów tego piętra można zaliczyć do nierozdzielnych poziomów *Diplograptus molestus*–*Climacograptus wilsoni*, których obecność dokumentuje następujący zespół graptolitów: *Diplograptus molestus* Thorslund, *D. multidentis* Elles et Wood, *Amplexograptus artus* Elles et Wood, *A. perecavatus* Lapworth, *Climacograptus antiquus bursifer* Elles et Wood, *Orthograptus* cf. *Tornquisti* Hadding.

Kat (wyższy karadok–niższy aszgil)

(Narol IG 1: 3066,8–?3122,0 m,

Narol PIG 2: strop od głęb. 2742,6 m)

Utwory zaliczone do tego piętra obejmują wyższą część formacji iłowców i wapieni z Cieszanowa oraz niższą część formacji iłowców wapienistych z Narola.

Występują (według pomiarów geofizycznych) na głęb. 3063,5–?3122,0 m (Narol IG 1) i na głęb. 2746,5–2813,0 m (Narol PIG 2).

Wyższą część formacji iłowców i wapieni z Cieszanowa budują iłowce i iłowce wapieniste, głównie ciemnoszare prawie czarne, czasem szare lub szarozielonkawe, z nielicznymi cienkimi wkładkami margli i wapieni marglistych.

Na podstawie stwierdzonej tu licznej fauny graptolitów utwory te zaliczono do poziomów *Dicranograptus clingani* i *Climacograptus styloideus*. Poziom *Dicranograptus clin-*

gani dokumentuje tu następujący zespół: *Dicranograptus clingani* Carruthers, *Orthograptus truncatus* Lapworth, *O. truncatus intermedium* Elles et Wood, *O. calcaratus* Lapworth, *Diplograptus multidentis comapctus* Elles et Wood, *Lasiograptus* cf. *margaritatus* (Lapworth). Do wyższego poziomu *Climacograptus styloideus* włączono utwory zawierające m.in. *Pseudoclimacograptus clevenis* Skoglund, *Orthograptus truncatus* Lapworth oraz fragmenty trylobitów z rodzaju *Tretaspis*.

Niższa część formacji iłowców wapienistych z Narola jest reprezentowana przez iłowce i iłowce wapieniste szare i ciemnoszare z wkładkami wapieni marglistych i margli. W omawianych profilach nie stwierdzono oznaczalnych fragmentów makrofauny dokumentujących wiek utworów. Napotkane je w profilach innych otworów tego regionu, m.n. w profilu otworu Osuchy 1 (Modliński, Szymański, 2005).

Hirnant (wyższy aszgil)

(Narol IG 1: 3051,2–3066,8 m,

Narol PIG 2: 2729,0–?2742,4 m)

Piętro to obejmuje utwory wyższej części formacji iłowców wapienistych z Narola. Są to iłowce wapieniste i margle ilaste ciemnoszare i szare z wkładkami mułowców i iłowców piaszczystych z ziarnami detrytycznego kwarcu o średnicy do 1,5 mm. W utworach tych napotkano fragmenty trylobitów *Mucronaspis* sp., głowonogi *Ortoceras* sp., graptolity *Climacograptus* sp. oraz nieoznaczalne fragmenty ramienionogów. Obecność trylobitów z rodzaju *Mucronaspis* wskazuje, że utwory te odpowiadają zapewne wyższemu aszgilowi równowiekowemu bałtyckiemu regionalnemu piętru porkuni (Modliński, Szymański, 2005).

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA UTWORÓW ORDOWIKU

Opracowano 15 próbek litologicznych pobranych z otworu wiertniczego Narol IG 1 z przedziału głęb. 3191,5–3206,3 m oraz 33 próbki z otworu Narol PIG 2 z głęb. 2729,3–2919,5 m. Z próbek tych wyizolowano konodonty, których analiza pozwoliła na ustalenie wieku zawierających je utworów.

Profil Narol IG 1

Konodonty znalezione w przebadanych utworach na ogół oznaczono zgodnie z zasadami taksonomii naturalnej. W tabeli 1, przedstawiającej rozprzestrzenienie konodontów w badanym odcinku profilu, w przypadku gdy jest podawana nazwa gatunku naturalnego (= wieloelementowego), uznano za stosowne wymienić nazwy gatunków formalnych włączonych do danego gatunku, a znalezionych w badanej próbce litologicznej. Nazwy te – opatrzone skrót-

tem *s.f.* (*sensu formae*) – umieszczono w nawiasach po wymienieniu nazwy gatunku naturalnego, do którego te gatunki należą.

Analiza barw okazów pozwoliła na wyznaczenie współczynnika zabarwienia konodontów (CAI). Jak wykazały badania, których prekursorami byli specjaliści amerykańscy, konodonty okazały się bardzo przydatne do analizy paleotemperatur oraz oceny perspektyw poszukiwań węglowodorów. Udowodniono, że zmienność zabarwienia konodontów stanowi dobry wskaźnik metamorfizmu organicznego.

Zabarwienie konodontów jest wynikiem istnienia śladowych ilości substancji organicznej, tworzącej cieniutkie laminy występujące pomiędzy grubszyimi warstwami apatytu, z którego są zbudowane (Epstein i in., 1977; Rejebian i in., 1987).

Konodonty występujące w badanym odcinku utworów ordowiku napotkanych w profilu otworu Narolu IG 1 są

Tabela 1

Występowanie konodontów i innej fauny w utworach ordowiku profilu Narol IG 1
Distribution of conodonts and another fauna in the Ordovician deposits, Narol IG 1 borehole

Fauna	Głębokość [m] Depth
<i>Prioniodus variabilis</i> Bergström (<i>P. variabilis</i> Bergström s.f., <i>Oistodus robustus</i> Bergström s.f.), <i>Amorphognathus tvaerensis</i> Bergström, <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström)	3191,5
<i>Prioniodus variabilis</i> Bergström (<i>P. variabilis</i> Bergström s.f., <i>Oistodus robustus</i> Bergström s.f., <i>Paracordylodus speciosus</i> Bergström s.f.) <i>Amorphognathus</i> sp., <i>Cornuodus longibasis</i> Bergström, nieoznaczalne konodonty typu pojedynczego stożka	3193,0
<i>Prioniodus variabilis</i> Bergström (<i>Oistodus robustus</i> Bergström s.f., <i>Prioniodus variabilis</i> Bergström s.f., <i>Paracordylodus lindstroemi</i> Bergström s.f.), <i>Distacodus procerus</i> Ethington, <i>Amorphognathus</i> sp. indet.	3194,0
<i>Prioniodus variabilis</i> Bergström (<i>P. variabilis</i> Bergström s.f., <i>Oistodus robustus</i> Bergström s.f.), <i>Panderodus</i> sp. indet.	3195,0
Nieliczne, nieoznaczalne konodonty, fragment mszywiolów i liliowców, nieoznaczalne fragmenty organiczne	3198,2
<i>Ambalodus triangularis</i> Branson et Mehl ssp. <i>suecicus</i> , <i>Amorphognathus</i> sp. indet., <i>Prioniodus variabilis</i> Bergström, (<i>P. variabilis</i> Bergström s.f., <i>Ligonodina elongata</i> Rhodes s.f.), <i>Cornuodus longibasis</i> (Bergström)	3199,5
<i>Cornuodus longibasis</i> (Bergström), <i>Ligonodina delicata</i> (Branson et Mehl) s.f., <i>Oistodus robustus</i> Bergström s.f., <i>Amorphognathus inaequalis</i> Rhodes	3201,5
<i>Prioniodus variabilis</i> Bergström (<i>P. variabilis</i> Bergström s.f., <i>Paracordylodus lindstroemi</i> Bergström s.f.), nieoznaczalne konodonty platformowe, najprawdopodobniej z rodzajów <i>Amorphognathus</i> sp., <i>Ambalodus</i> sp. indet.	3202,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	3203,5
<i>Amorphognathus inaequalis</i> Rhodes, <i>Prioniodus</i> (<i>Baltoniodus</i>) <i>prevariabilis prevariabilis</i> Fahraeus (<i>P. alatus</i> Hadding s.f., <i>Prioniodus prevariabilis</i> Fahraeus s.f., <i>Paracordylodus lindstroemi</i> Bergström s.f.), <i>Eoplacognathus</i> sp.	3204,5
<i>Drepanoistodus basiovalis</i> (Sergeeva), <i>Prioniodus</i> (<i>Baltoniodus</i>) <i>prevariabilis prevariabilis</i> Fahraeus (<i>P. prevariabilis</i> Bergström s.f.), <i>Roundya inclinata</i> (Rhodes) s.f., <i>Oistodus robustus</i> Bergström s.f., <i>Eoplacognathus</i> sp.	3204,8
<i>Ambalodus triangularis</i> Branson et Mehl s.f., <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström), <i>Drepanoistodus basiovalis</i> (Sergeeva)	3205,0
Człony liliowców, nieoznaczalne fragmenty organiczne	
<i>Prioniodus</i> (<i>Baltoniodus</i>) <i>prevariabilis prevariabilis</i> Fahraeus, <i>Prioniodus prevariabilis</i> Fahraeus s.f., <i>Ambalodus triangularis</i> Branson et Mehl s.f., uszkodzone fragment konodontów z rodzaju <i>Amorphognathus</i>	3205,5
<i>Drepanodus arcuatus</i> Pander (<i>Drepanodus arcuatus</i> Pander s.f., <i>Scandodus pipa</i> Lindström s.f., <i>Drepanodus sculponea</i> Lindström s.f.), <i>Drepanoistodus basiovalis</i> (Sergeeva), <i>Drepanoistodus forceps</i> (Lindström) (<i>Oistodus forceps</i> Lindström s.f., <i>Drepanodus homocurvatus</i> Lindström s.f., <i>Drepanodus planus</i> Lindström s.f.); <i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström); nieoznaczalne konodonty typu pojedynczego stożka, bardzo źle zachowane trzony liliowców	3205,8
<i>Drepanodus arcuatus</i> Pander (<i>Drepanodus arcuatus</i> Pander s.f.); <i>Drepanoistodus basiovalis</i> Sergeeva, <i>Drepanoistodus forceps</i> (Lindström) (<i>Oistodus forceps</i> Lindström s.f.), <i>Drepanodus homocurvatus</i> Lindström s.f.); <i>Paraoistodus originalis</i> (Sergeeva) (<i>Oistodus originalis</i> Sergeeva s.f.); <i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström); <i>Falodus parvidentatus</i> Sergeeva s.f.	3206,2

ciemnoszarobrazowe, niekiedy brązowe, co wskazuje, że wartość wskaźnika CAI wynosi 3, a zawierająca je skała ulegała podgrzaniu do temperatury ok. 110–200°C. Niniejsze opracowanie zawiera wyniki badań konodontów wyizolowanych z próbek litologicznych pochodzących z utworów ordowiku. Pod względem litologicznym utwory te to głównie iłowce wapniste i ciemnoszare margle oraz jasnoszare wapienie, niekiedy organodetrytyczne. Próbkę do badań pobrano głównie z wapieni.

Analiza stratygraficzno-paleontologiczna zespołu tych mikroskamieniałości pozwoliła na udokumentowanie w przebadanym odcinku profilu obecności utworów wyższego arenigu, lanwirnu i niższego karadoku (wg standardowego podziału brytyjskiego). Jest to zespół typowy dla asocjacji konodontowych znanych z równowiekowych utworów ordowiku, które zachowały się w krajach skandynawskich, Polsce, Litwie, Łotwie i Estonii, a także na Wołyniu i Podolu. Tym samym jest to zespół typowy dla kono-

dontowej prowincji północnoatlantyckiej, której zasięg obejmuje obszar bałtycko-skandynawski, Polskę, Anglię, Szkocję oraz wschodnią część regionu Appalachów na kontynencie północnoamerykańskim. Konodonty w przebadanych utworach ordowiku z profilu otworu Narol IG 1 występują niezbyt licznie. Są one na ogół dość dobrze zachowane, chociaż z uwagi na duży stopień uszkodzenia część z nich nie nadawała się do przeprowadzenia ścisłych oznaczeń taksonomicznych. W utworach tych oprócz konodontów stwierdzono liliowce, zachowane głównie w postaci niemożliwych do oznaczenia członów oraz mszywiolów. Pojawiający się w badanym odcinku profilu *Drepanodus arcuatus* Pander jest gatunkiem o szerokim zasięgu stratygraficznym, jako że po raz pierwszy występuje już w tremadoku górnym, a znany jest jeszcze z lanwirnu.

Daping (wyższy arenig)

W przedziale głęb. 3205,7–3206,4 m zidentyfikowano *Drepanodus arcuatus* Pander, *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva), *D. forceps* (Lindström), *Protopanderodus rectus* (Lindström), *Paraoistodus originalis* (Sergeeva) i *Falodus parvidentatus* Sergeeva s.f. Występują tu również dość liczne, nieoznaczalne konodonty typu pojedynczego stożka oraz bardzo źle zachowane człony liliowców.

Podstawą do zaliczenia na podstawie konodontów utworów występujących w analizowanym odcinku profilu do wyższego arenigu jest występowanie w nich wieloelementowych gatunków *Drepanoistodus forceps* (Lindström) i *Paraoistodus originalis* (Sergeeva). Pierwszy z nich jest taksonem charakterystycznym dla arenigu, przy czym optimum jego liczebności przypada na środkowy arenig (dolną część wołchowa środkowego). Gatunek ten jest pospolity w utworach arenigu Szwecji, Norwegii, Estonii, okolic Petersburga i Polski. Jego obecność stwierdzono również w Stanach Zjednoczonych (Pensylwania), Nowej Fundlandii, Kanady, Argentyny i zachodniej Australii. Towarzyszące mu *Paraoistodus originalis* (Sergeeva) i *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva) w profilu stratygraficznym ordowiku dolnego pojawiają się w arenigu środkowym, jednak znane są jeszcze z lanwirnu. Szczególnie istotne jest występowanie na omawianej głębokości gatunku *Paraoistodus originalis* (Sergeeva) typowego dla górnej części wołchowa. Gatunki te są pospolite w utworach niższego ordowiku zachowanych na obszarze bałtycko-skandynawskim, w Polsce, Kanadzie, Nowej Fundlandii i zachodniej Australii.

Pojawiający się w analizowanym odcinku profilu *Drepanodus arcuatus* Pander jest gatunkiem o stosunkowo szerokim zasięgu stratygraficznym, jako że po raz pierwszy pojawia się już w utworach tremadoku górnego, a jest znany jeszcze z lanwirnu.

Darriwil (lanwirn)

W wapieniach z Rebizant poza fragmentami trylobitów znaleziono zespół bezzawiasowych ramienionogów, odznaczający się szerokim zasięgiem stratygraficznym, jak rów-

nież konodonty, pośród których zidentyfikowano taksony przewodnie wskazujące, że utwory dolnej części ogniwa należy korelować z bałtyckimi piętrami kunda–aseri (= niższy lanwirn). Podstawą niniejszego stwierdzenia jest obecność wieloelementowych gatunków: *Prioniodus (Baltoniodus) prevariabilis prevariabilis* Fahraeus, *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva), *Amorphognathus inaequalis* Rhodes, *Prioniodus variabilis* Bergström, *Amorphognathus tvaerensis* Bergström, *Cornuodus longibasis* (Lindström) i *Eoplacognathus* sp. Występują tu ponadto człony liliowców i nieoznaczalne fragmenty organiczne.

Prioniodus (Baltoniodus) prevariabilis prevariabilis Fahraeus w profilu stratygraficznym ordowiku pojawia się w lanwirnie. W poziomach konodontowych występowanie tego gatunku zamyka się w obrębie najwyższej części poziomu *suecicus* aż po dolną część poziomu *anserinus*. Z uwagi na to, że w badanym odcinku profilu występuje on razem z *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva), który jest nieznan powyżej górnej granicy lanwirnu, należy uznać, że utwory występujące na głęb. 3204,8–3205,5 m powinny być korelowane z lanwirnem. Obecność *Amorphognathus inaequalis* Rhodes w poziomach konodontowych jest związana z podpoziomem *inaequalis*. Jest to górny podpoziom wydzielony w obrębie poziomu *anserinus*. Obecność tego gatunku odnotowano również w najniższej części podpoziomu *variabilis* (= dolnego podpoziomu poziomu *tvaerensis*). Towarzyszący im *Prioniodus variabilis* Bergström jest wprawdzie taksonem przewodnim dla podpoziomu *variabilis* należącego już do karadoku dolnego i wyodrębnionego w poziomie *A. tvaerensis*, jednak po raz pierwszy, dość nielicznie w podpoziomie *inaequalis*, a zatem w najwyższym lanwirnie.

Sandb (niższy karadok)

Do niższego karadoku zaliczono środkową część formacji iłowców i wapieni z Cieszanowa (Modliński, Szymański, 2005). Wśród występujących tu konodontów zidentyfikowano: *Prioniodus variabilis* Bergström, *Amorphognathus tvaerensis* Bergström, *Cornuodus longibasis* (Lindström) i *Distacodus procerus* Ethington. Ponadto dość liczne są nieoznaczalne (z powodu złego stanu zachowania) konodonty typu pojedynczego stożka, a także fragmenty mszywiolów i liliowców. Obecność w omawianym zespole wieloelementowych gatunków *Amorphognathus tvaerensis* Bergström i *Prioniodus variabilis* Bergström stanowi wystarczającą podstawę paleontologiczną do skorelowania zawierających je utworów z konodontowym poziomem *tvaerensis*. Poziom ten odpowiada dolnemu karadokowi w standardowym podziale brytyjskim. Jest on ekwiwalentem estońskich pięter kukruse (części górnej), idavere, johvi i częściowo keila. W obrębie poziomu *tvaerensis* wyodrębniono trzy podpoziomy na podstawie współwystępowania z gatunkiem wskaźnikowym tego poziomu pojawiających się kolejno w profilu gatunków z rodzaju *Prioniodus*. Są to: *Prioniodus variabilis*, *P. gerdæ* i *P. alobatus*. Ponieważ w badanych utworach nie stwierdzono dwóch ostatnich gatunków, należy przyjąć, że oma-

Tabela 2

Występowanie konodontów i innej fauny w utworach ordowiku profilu Narol PIG 2
Distribution of conodonts and another fauna in the Ordovician deposits, Narol PIG 2 borehole

Fauna	Głębokość [m] Depth
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2729,3
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2729,6
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2730,2
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2732,0
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2734,7
Nieoznaczalne fragmenty pancerzyków małżoraczków	2735,6
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2739,2
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2741,1
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2744,9
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2747,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2861,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2869,3
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2873,8
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2889,9
Nieliczne, bardzo zniszczone konodonty typu pojedynczego stożka	2892,1
<i>Protopanderodus robustus</i> (Hading), nieoznaczalne fragmenty konodontów platformowych z rodzaju <i>Amorphognathus</i> Branson et Mehl; ramienionogi bezzawiasowe: <i>Eurytreta intermedia</i> Biernat	2895,5
<i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström), <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander, <i>Eoplacognathus</i> sp. indet., <i>Ephippelasma spinosum</i> Biernat	2895,9
<i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström), <i>P. robustus</i> (Hadding), <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander, <i>Eoplacognathus</i> sp. indet., <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström), ? <i>Polyplacognathus</i> sp.	2896,3
<i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström), <i>Acodus</i> ? <i>mutatus</i> (Branson et Mehl), <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander, <i>Prioniodus</i> (<i>Baltoniodus</i>) <i>prevariabilis medius</i> Dzik, <i>Eoplacognathus</i> sp. indet.; ramienionogi bezzawiasowe: <i>Epippelasma spinosum</i> Biernat, <i>Eurytreta intermedia</i> Biernat, <i>Scaphelasma subquadratum</i> Biernat	2896,7
<i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström), <i>Prioniodus</i> (<i>Baltoniodus</i>) <i>prevariabilis medius</i> Dzik, <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström), <i>Scalpellodus laevis</i> Dzik, <i>Drepanoistodus basiovalis</i> (Sergeeva), <i>D. ? venustus</i> (Stauffer), <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander; ramienionogi bezzawiasowe: <i>Epippelasma spinosum</i> Biernat, <i>Paratrete similis</i> Biernat	2897,1
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2898,0
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2898,4
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2898,9
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2899,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2901,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2903,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2903,6
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2906,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2909,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2914,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2905,0
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2918,5
Nie stwierdzono obecności szczątków organicznych	2919,5

wiane w niniejszym opracowaniu utwory, występujące w otworze Narol IG 1 na głęb. 3191,5–3199,5 m, odpowiadają konodontowemu podpoziomowi *variabilis*. Jest to równoznaczne z możliwością ich skorelowania z niższym karadokiem.

Profil Narol PIG 2

Zgodnie z tabelą 2, przedstawiającą rozprzestrzenienie mikroskamieniałości w utworach napotkanych w profilu otworu Narol PIG 2 na głęb. 2729,3–2919,5 m, pozytywne wyniki uzyskano tylko z pięciu badanych próbek (2895,5–2897,1 m). Maceracja pozostałych próbek, przeprowadzona pod kątem uzyskania konodontów, przyniosła wyniki negatywne. Wyizolowane konodonty są na ogół dobrze zachowane, a ich ciemnoszare zabarwienie wskazuje, że zawierająca je skała ulegała podgrzaniu do temperatury ok. 190–300° (wskaźnik CAI wynosi 4,0–4,5°). Tym samym nie była ona poddawana procesom metamorficznym. Zespół konodontów pod względem ilościowym jest zdominowany przez okazy typu pojedynczego stożka zaliczane do formalnych rodzajów *Acontiodus* Pander, *Acodus* Pander, *Drepanodus* Pander i *Oistodus* Pander. Towarzyszą im konodonty gałązkowe reprezentowane przez formalne rodzaje *Tetraprioniodus* Lindström, *Trichonodella* Branson et Mehl, *Roundya* Hass, *Paracordylodus* Lindström, *Prioniodus* Pander oraz wyraźnie mniej liczne elementy platformowe z rodzajów *Eoplacognathus* Hamar, *Polyplacognathus* Stauffer i *Ambalodus* Branson et Mehl. Przy określaniu wieku utworów posłużono się głównie taksonomią wieloelementową, stosując nazwy gatunków naturalnych ustalone przez M. Lindströma, S.M. Bergströma i W.A. van Wamela. Podobnie jak w przypadku profilu otworu Narol IG 1 niekiedy obok nazw gatunków wieloelementowych w nawiasach podano nazwy gatunków formalnych.

Zespół konodontów występujący w utworach z profilu otworu Narol PIG 2 pod względem składu gatunkowego jest bardzo zbliżony do zespołów konodontowych znanych z równowiekowych utworów zachowanych w Szwecji, Norwegii, Estonii, a także w północno-wschodniej Polsce, Górach Świętokrzyskich i północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Jest to zatem zespół typowy dla konodontowej prowincji północnoatlantyckiej.

Darriwil (lanwirn)

W profilu otworu Narol PIG 2 najbogatszy ilościowo zespół konodontów wyizolowano z dwóch próbek pochodzących z ogniwa wapieni z Rebizant, z głęb. 2896,7 i 2897,1 m. Pod względem litologicznym są to – w dolnej części – wapień organodetrytyczne, jasnoszare i częściowo wapień margliste. Stwierdzono w nich m.in. obecność wieloelementowych gatunków: *Acodus mutatus* (Branson et Mehl), *Cornuodus longibasis* (Lindström), *Drepanodus arcuatus* Pander, *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva), *D. venustus* (Stauffer), *Scalpellodus laevis* Dzik, *Protopanderodus*

rectus (Lindström) i *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *previabilis medius* Dzik. Niezmiernie istotna jest tu obecność przedstawicieli *Eoplacognathus* Hamar. *Eoplacognathodusy* w profilu stratygraficznym ordowiku pojawiają się w niższym lanwirnie i są znane aż po karadok. W obrębie tego rodzaju wydzielono kilka krótko żyjących, ale szeroko rozprzestrzenionych na obszarze bałtycko-skandynawskim gatunków, nadających się doskonale do przeprowadzenia międzyregionalnych korelacji biostratygraficznych. Stopień uszkodzenia okazów znalezionych w profilu otworu Narolu PIG 2 uniemożliwia ich identyfikację gatunkową, jednak już sama obecność przedstawicieli tego rodzaju wskazuje, że zawierające je utwory nie mogą być starsze od niższego lanwirnu. Na szczególną uwagę zasługuje znaleziony na głęb. 2896,7–2897,1 m *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *previabilis medius* Dzik. Zasięg stratygraficzny tego taksonu ogranicza się do bałtyckich pięter kunda–aseri. Podsumowując, zidentyfikowane w badanych utworach konodonty wskazują, że utwory dolnej części ogniwa wapieni z Rebizant można korelować z bałtyckimi piętrami kunda–aseri (= niższy lanwirn), a część przystopową – z piętrzem uhaku (= wyższy lanwirn).

W próbce z głęb. 2896,3 m znaleziono ponadto interesujący okaz konodonta platformowego, którego przynależność taksonomiczna jest trudna do ustalenia. Najprawdopodobniej reprezentuje on rodzaj *Polyplacognathus* Stauffer. Okazy tego rodzaju pojawiają się w środkowym ordowiku. Dość zbliżone do niego okazy są znane z asocjacji konodontowych zarówno z lanwirnu górnego, jak i landeilu, a nawet karadoku dolnego.

Towarzyszący mu *Scalpellodus laevis* Dzik pojawia się w arenigu i jest znany jeszcze w lanwirnie.

Tak więc skład gatunkowy asocjacji konodontowej napotkanej w omówionych próbkach litologicznych upoważnia jedynie do stwierdzenia, że utwory z otworu wiertniczego Narol PIG 2 w przedziale głęb. 2895,5–2897,1 m należy korelować z dolną częścią ordowiku środkowego. Jest to zespół zawierający gatunki znane z wyższego lanwirnu (*Protopanderodus rectus* (Lindström), *P. robustus* Hadding). Nie znaleziono żadnych krótko żyjących gatunków przewodnich, których obecność w badanej próbce jednoznacznie wskazywałaby na możliwość skorelowania zawierających je utworów z którymś z wydzielonych w lanwirnie podpoziomów konodontowych.

We wszystkich analizowanych próbkach stwierdzono obecność ramienionogów bezzawiasowych. Są one szczególnie liczne w utworach z głęb. 2896,7 i 2897,1 m. Wszystkie zidentyfikowane ramienionogi należą do rzędu Acrotretida Kühn. Wśród nich występują *Ehippelasma spinosum* Biernat, *Eurytreta intermedia* Biernat, *Scaphelasma subquadratum* Biernat i *Paratrete similis* Biernat. Wymienione okazy są na ogół bardzo dobrze zachowane. Opisano je po raz pierwszy z utworów wyższego lanwirnu z profili otworów wiertniczych Gołdap IG 1, Bartoszyce IG 1 i Kętrzyn IG 1. *Scaphelasma subquadratum* Biernat w Estonii (rejon Tallina) jest znana również z utworów arenigu górnego (wołchowa).

Anna LANGIER-KUŹNIAR

EKSPERTYZY PETROLOGICZNE UTWORÓW ORDOWIKU I SYLURU

Otwór wiertniczy Narol IG 1

3259,0–3268,0 m, skrzynka V, 30 cm – piaskowiec kwarcytowy drobnoziarnisty, drobnowarstewkowy, o przeciętnej wielkości ziarna ok. 0,08 mm. Całkowicie zrekrytalizowane spoiwo krzemionkowe z widoczną zawartością nieprzezroczystych tlenków lub wodorotlenków Fe. Wśród materiału detrytycznego dominuje kwarc, występują też pojedyncze blaszki muskowitu. Obecny jest piryt w postaci pojedynczych, nieraz euhedralnych ziaren.

3214,0–3223,0 m, skrzynka II, 50 cm – iłołupek mułowcowy w płycie cienkiej prawie nieprzezroczysty, prawie czarny, z drobnymi jasnymi warstewkami, często falistymi lub nieciągłymi, wyklinowującymi się, węglanowymi bądź mułowcowymi, o bardzo drobnym uziarnieniu. Mułowce zawierają głównie ziarna kwarcu i pojedyncze blaszki muskowitu oraz skupienia węglanowe. W całej skale występuje piryt w postaci licznych ziaren i większych skupień.

3205,0–3214,0 m, skrzynka V, 10 cm – iłołupek mułowcowy prawie nieprzezroczysty, silnie bitumiczny, ze znaczną zawartością ziaren i pigmentu pirytyowego. W płycie cienkiej jest widoczna jedna jasna lamina, zawierająca drobny mułkwarcowy z pojedynczymi blaszkami muskowitu i węglanami, wykazująca zaburzoną strukturę.

3205,0–3214,0 m, skrzynka II, 35 cm – biosparyt z glaukonitem. Partie węglanowe (sparyt) o bardzo zmiennej wielkości kryształów, przy czym grubokrystaliczne mają związek genetyczny z bioklastami (liliowce, koralowce – zapewne Tabulata). Występują także cienkie mikrostylolity oraz pigment i ziarna piryty. W skale występuje obficie glaukonit, w znacznym stopniu zastąpiony węglanami, bardzo nierównomiernie rozmieszczony w skale, pojedyncze obtoczone ziarna kwarcu o średnicy do 1 mm i liczne ostrokrawędziste okruchy fosforanowe o wielkości do 6 mm.

3205,0–3214,0 m, skrzynka II, 25 cm – skała ilasta z laminami mułowcowymi oraz z neogenicznymi strukturami stanowiącymi zrekrytalizowane bioklasty koralowców, zapewne Tabulata. W partiach wewnętrznych tych drobno-krystalicznych struktur, zbudowanych z izometrycznych kryształów występują ziarna trawisto- i jasnozielonego glaukonitu o wielkości 0,04–0,65 mm i pojedyncze ziarna kwarcu o uziarnieniu do 0,6 mm. W skale występują też ziarna piryty (niewielkie ilości).

3205,0–3214,0 m, skrzynka II, 15–20 cm – skała mikrytowa z fragmentem struktury stromatolitowej. Zawiera

szczątki fosforanowe i nieliczne ziarna kwarcu o frakcji do 0,4 mm występujące wśród powłok stromatolitu.

3205,0–3214,0 m, skrzynka I, 20 cm – biosparyt o zróżnicowanej wielkości kryształów. Zawiera liczne zrekrytalizowane bioklasty, m.in. człony liliowców o średnicy dochodzącej do 2 mm. W skale występują powłoki ilaste i mikrostylolity o nieprzezroczystych powłokach, zapewne ilasto-żelazistych, oraz drobne epigenetyczne impregnacje minerałem siarczanowym, prawdopodobnie barytem.

3199,0–3205,0 m, skrzynka VI, 90 cm – biomikryt afanitowy ilasty, w znacznej części zbudowany z dużych węglanowych bioklastów, m.in. członów krynoidów o średnicy do 1,3 mm, a także sporadycznie – bioklastów fosforanowych. W skale występuje pigment pirytowy, cienkie żyłki węglanowe oraz mikrostylolity o nieprzezroczystych powłokach.

3199,0–3205,0 m, skrzynka IV, 20 cm – ilowiec wapnisty z pigmentem pirytowym, z bioklastami o długości do 3 mm, reprezentowanymi m.in. przez trylobity.

3199,0–3205,0 m, skrzynka III, 15 cm – biomikryt ilasty przepelniony masą spłśnionych bioklastów o długości do 1,5 mm w afanitowej masie podstawowej. W płycie cienkiej są widoczne mikrostylolity pokryte substancją organiczną i bardzo liczne cienkie żyłki węglanowe.

3190,0–3199,0 m, skrzynka V, 60 cm – jasny piaskowiec kwarcytowy drobnoziarnisty, słabo laminowany, o uziarnieniu przeważnie 0,1–0,15 mm, z pojedynczymi blaszkami muskowitu i nielicznymi ziarnami piroksenów i amfiboli oraz bladezielonego glaukonitu. Ponadto w skale występują ziarna piryty i skupienia węglanowe.

3151,0–3160,0 m, skrzynka I, 20 cm – ilowiec mułowcowy silnie bitumiczny. Uziarnienie materiału detrytycznego do 0,05 mm. Występują tu także drobne okruchy węglanowe, zapewne bioklasty.

3078,0–3087,0 m, skrzynka V, 10 cm – biomikryt drobno-krystaliczny (rzędu 0,015 mm) nieco ilasty, z pigmentem i większymi ziarnami piryty oraz żyłkami pirytowymi. Skała zawiera mikrostylolity z powłokami substancji organicznej.

3078,0–3087,0 m, skrzynka I, 50 cm – iłołupek laminowany, złożony z lamin mikrolitofacji jasnej i ciemnej, zawierających pasma substancji organicznej, podobnych do mikrolitofacji ciemnej, ale bez typowej dla niej tekstury soczewkowej. Skała zawiera niewielką domieszkę mułku kwarcowego o frakcji do 0,05 mm i duże (do 2 mm) skupienia piryty.

3069,0–3078,0 m, skrzynka VI, 80 cm – biomikryt ilasty, usiany bioklastami, często o przekrojach łukowych (muszle), o wielkości do 1 mm. Ponadto występuje tu obfity pigment pirytowy i większe ziarna pirytu oraz drobne skupienia wtórnych węglanów, zwykle w asocjacji z pirytem. Skała jest pocięta licznymi równoległymi, bardzo cienkimi żyłkami węglanowymi o grubości maksymalnie 0,03–0,05 mm.

3069,0–3078,0 m, skrzynka V, 60 cm – drobnokrystaliczny biomikryt ilasty zawierający liczne romboedry węglanowe, usiany bioklastami o wielkości na ogół do 0,15 mm, niekiedy – w przypadku form bardzo wydłużonych – dłuższymi. Rozmieszczenie substancji ilastej w masie mikrytowej – nieraz w znacznej koncentracji – jest bardzo nierównomierne.

3051,0–3060,0 m, skrzynka X, 5 cm – piaskowiec mułowcowy różnoziarnisty o uziarnieniu do 1,1 mm, o zmiennym obtoczeniu ziaren. Wśród materiału detrytycznego dominuje kwarc, ponadto występują skalenie potasowe (także mikroklin) oraz plagioklasy (liczne ziarna) i blaszki muskowitu. Spoiwo jest ilaste, nieoznaczalne mikroskopowo. Materiał detrytyczny jest rozmieszczony nierównomiernie. W skale występują nieostro wydzielone laminy węglanowo-ilaste, soczewki i partie spoiwa podstawowego prawie niezawierające materiału detrytycznego. Spoiwo w partiach zawierających materiał detrytyczny jest ciemne, zapewne żelaziste. Stwierdzono niewielkie ilości pigmentu pirytowego i substancji organicznej.

3051,0–3060,0 m, skrzynka V, 50 cm – jw., piaskowiec ze skrzynki X różni się jedynie nieco większą zawartością węglanów w spoiwie oraz w laminach i partiach niezawierających ziaren detrytycznych.

3051,0–3060,0 m, skrzynka II, 90 cm – iłowiec bitumiczny, prawie całkowicie nieprzezroczysty, czarny. Zawiera znaczną ilość mułku i pojedyncze obtoczone ziarna kwarcu frakcji piaszczystej (do 1 mm), pojedyncze blaszki muskowitu oraz skupienia pirytu.

3051,0–3060,0 m, skrzynka I, 70 cm – mikryt zrekrytalizowany, o przeciętnej, na ogół jednolitej wielkości kryształów poniżej 0,01 mm. Zawiera pojedyncze drobne romboedry węglanowe, piryty w postaci pigmentu i większych skupień wielkości do 3 mm, minimalną zawartość materiału detrytycznego o średnicy przeciętnie ok. 0,02 mm z nielicznymi większymi ziarnami (do 0,08 mm) i nieliczne bioklasty o nieokreślonej przynależności systematycznej.

Uwagi końcowe

Nadesłane do ekspertyzy petrologicznej próbki wykazują zgodność z równowiekowymi próbkami pobranymi z profili zlokalizowanych na kratonie wschodnioeuropejskim. Zaznaczają się jednak również pewne różnice, z których jako najważniejszą należy wymienić pojawienie się litofacji piaszczystej z glaukonitem wśród utworów karadoku.

Otwór wiertniczy Narol PIG 2

Przedmiotem ekspertyzy była petrologia skał ordowiku i syluru otworu wiertniczego Narol PIG 2. Do badań nadesłano 16 próbek pobranych z utworów ordowicku i 8 syluru.

Ordowik

Głęb. 2990,9 m – mułowiec piaszczysty zsylikowany, użyłony kwarcem. Maksymalna średnica ziaren kwarcu wynosi ok. 0,20 mm przy średnim uziarnieniu 0,05–0,08 mm. Poza kwarcem skała zawiera liczne blaszki muskowitu o średnicy nieprzekraczającej 0,3 mm, blaszki biotytu o różnym stopniu zachowania, także zbauerytyzowanego, ziarna skaleni (także plagioklazów) zwykle znacznie zwietrzałych, pojedyncze ziarna augitu, zielonego turmalinu, glaukonitu (trzy ziarna w płycie cienkiej), nieliczne blaszki chlorytu. Wśród spoiwa są widoczne skupienia węglanowe typu konkretyjnego, zazwyczaj o wielkości 0,15–0,50 mm. Spoiwo jest skąpe, a struktura skały zbliżona do mozaikowej. Identyfikację spoiwa utrudnia przysłonięcie przez substancję organiczną i piryty. Sporadycznie wśród spoiwa wydzielają się skupienia ilaste sugerujące obecność w nich produktów przeobrażenia biotytu.

Głęb. 2976,1 m – skała laminowana, złożona z lamin mułowcowo-ilasto-piaszczystych i ilasto-mułowcowych. Poszczególne laminy różnią się przede wszystkim uziarnieniem: w mułowcowo-ilasto-piaszczystych średnie uziarnienie wynosi ok. 0,08 mm, a maksymalnie – 0,13 mm, natomiast w ilasto-mułowcowych przeciętne uziarnienie wynosi ok. 0,05 mm. W laminach mułowcowo-piaszczystych poza kwarcem występują blaszki rozłożonego biotytu, nieliczne blaszki muskowitu (o średnicy do 0,35 mm), minimalne ilości węglanów (w ziarnach oraz konkretyjnych skupieniach w spoiwie), a także nieliczne ziarna glaukonitu koncentrujące się głównie przy powierzchniach rozmywania, pokrytych powłokami ilasto-bitumicznymi z pirytem. Zawartość spoiwa jest niewielka, przeważają w nim substancja bitumiczna i piryty. W laminach stwierdzono strukturę mozaikową i teksturę bezładną.

Głęb. 2920,15 m – skała laminowana ilasto-mułowcowa, silnie bitumiczna z obfitym pigmentem pirytowym, przy czym substancja bitumiczna praktycznie całkowicie przysłania skałę w płycie cienkiej. Laminy są cienkie, o grubości od 0,2 mm. Materiał detrytyczny w laminach mułowcowych zwykle o uziarnieniu poniżej 0,04 mm, o znacznej zawartości muskowitu w blaszkach o wielkości do 0,8 mm. Węglany są obecne tylko w niektórych laminach, pozostałe laminy są bezwęglanowe.

Głęb. 2917,8 m – iłolupki prawie całkowicie pelityczne, przewarstwione warstewką o miąższości ok. 1 cm o wysokiej zawartości glaukonitu (jednak poniżej 50%), rozmieszczonego bardzo nierównomiernie. W obrębie opisywanej warstewki wyróżniają się jeszcze laminy o stosunkowo

wo wyższej zawartości glaukonitu oraz partie prawie bezglaukonitowe. Uziarnienie glaukonitu jest bardzo zróżnicowane i dochodzi do 1 mm. Agregaty glaukonitu wykazują ogólną, zaawansowaną rekrytalizację. Znaczna część ziaren tego minerału występuje w obwódkach żelazistych. Glaukonitowi towarzyszą: fragmenty fosforanowe, przy czym niektóre z nich są pochodzenia organicznego; ponadto piryt – nieraz tworzący skupienia o znacznych rozmiarach i niekiedy częściowo zastępujący glaukonit; kwarc w ziarnach do 0,21 mm i ślady węglanów (pojedyncze ziarna). Poza opisaną warstwą z obfitym glaukonitem iłołup jest prawie bezkwarcowy, występują w nim tylko pojedyncze ziarna kwarcu i glaukonitu o frakcji do 0,18 mm, podobnie jak występujące w warstwie z dużą zawartością glaukonitu. Obecne są tu również w niewielkich ilościach piryt i substancja organiczna. Substancja ilasta wykazuje jednolitą, równoległą orientację łusek.

Głęb. 2915,6 m – glaukonit (w znaczeniu skały o zawartości co najmniej 50% glaukonitu) jest złożony z ziaren glaukonitu w ilości ok. 50% tkwiących w spoiwie ilastym, lokalnie tylko zastąpionym sparytowym, tworzącym pojedyncze skupienia typu konkretyjnego, o wielkości kilku milimetrów. W skale wyodrębniają się partie przepelnione glaukonitem oraz prawie bezglaukonitowe. Ziarna glaukonitu występują przeciętnie we frakcji 0,08–0,15 mm, maksymalnie osiągając 0,77 mm. Na ogół są jasnozielone, większość jest zrekrytalizowana. Niektóre ziarna występują w obwódkach żelazistych, niektóre – w nieciągłych obwódkach glaukonitowych. Ponadto stwierdzono tu luźno i nierównomiernie rozsiane ziarna kwarcu o frakcji do 0,18 mm, liczne fragmenty fosforanowe (głównie bioklasty) o wielkości do 0,65 mm, bardzo niewielkie ilości węglanów najczęściej w pojedynczo rozmieszczonych ziarnach, skupienia pirytu i nieostro wyodrębniające się mikrosoczewki ilaste, wyróżniające się brakiem glaukonitu.

Głęb. 2913,2 m – iłołup laminowany złożony z lamin ilastych z dość znaczną zawartością substancji organicznej i pirytu oraz nierównomiernie rozmieszczonego mułku kwarcowego o frakcji do 0,03 mm i minimalną ilością węglanów oraz lamin iłołupku pelitycznego, prawie bezkwarcowego z minimalnym udziałem pirytu i substancji bitumicznej.

Głęb. 2897,7 m – skała złożona z partii iłowca pelitycznego oraz z biomikrytu ilastego, być może typu gruzłowego, pocięta systemem cienkich żyłek sparytowych. Ilasta partia skały reprezentuje typ iłowca pelitycznego o jednolitej orientacji blaszek ilastych, praktycznie bez materiału klastycznego (w płycie cienkiej kilka ziaren kwarcu o frakcji poniżej 0,01 mm). Zawiera bardzo obficie występujące epigenetyczne kryształy pirytu, zwykle idiomorficzne, o wielkości przeważnie ok. 0,08 mm, maksymalnie dochodzące do 1 mm, oraz skupienie kilku ziaren jasnozielonego glaukonitu o frakcji 0,07–0,15 mm (niektóre w obwódkach żelazistych). Skupienie to, któremu towarzyszą drobne ilo-

ści węglanów i piryt, jest związane z towarzyszącą skałą węglanową (biomikrytem z glaukonitem). Poza tym skupieniem w obrębie płytki cienkiej w jej partii ilastej występuje jeszcze jedno ziarno glaukonitu. Węglanowy fragment skały w badaniach petrograficznych okazał się biomikrytem, w płycie cienkiej ciemnoszarym, słabo przezroczystym, przepelnionym bioklastami o zatartych strukturach, przeważnie węglanowymi, podrzędnie fosforanowymi. Zawiera również glaukonit, bardzo nierównomiernie rozmieszczony, przeważnie o barwie trawiastozielonej, sporadycznie oliwkowej, zwykle bez obwódek, czasem zrekrytalizowany, nieraz skorodowany i uwęglanowany, o frakcji do 0,3 mm, koncentrujący się zazwyczaj w pobliżu powierzchni rozmywania osadu i osadzonych na nich powłok ilastych, w które ta skała obfituje. W skale tej występują również pojedyncze ziarna kwarcu (kilka w płycie cienkiej) o frakcji do 0,2 mm. Należy zwrócić uwagę na obecność w partii biomikrytowej – oprócz śladów rozmywania – także skupień (?okruchów, ?skupień soczewkowatych) charakterystycznego iłowca pelitycznego usianego pigmentem pirytowym, identycznego z opisaną ilastą partią opisywanej płytki cienkiej. Biomikryt ten – podobnie jak i iłołup – jest usiany kryształami pirytu.

Głęb. 2897,1 m – biosparyt bez widocznej mikroskopowo domieszki mineralnego materiału detrytycznego, przeważnie ciemnoszary w płycie cienkiej, z niewielkimi partiami brunatnymi. W masie podstawowej występują też skupienia fosforanowe o znacznych rozmiarach. Ponadto w płycie cienkiej zauważono kilka owalnych bioklastów, bardzo wydłużonych, o długości 0,35–0,60 mm, o charakterze ziaren obleczonych pojedynczymi powłokami o brunatnej barwie, nieprzezroczystymi, zapewne żelazistymi. Piryt występuje w nielicznych skupieniach. Bioklasty budujące tę skałę osiągają znaczne rozmiary – nawet do kilku milimetrów. W skale są też widoczne nieliczne cienkie powłoki na powierzchniach rozmywania.

Głęb. 2896,7 m – biomikryt z licznymi bioklastami, przeważnie węglanowymi, podrzędnie fosforanowymi. Niektóre bioklasty węglanowe są brunatne. Ponadto w skale występują pojedyncze ziarna kwarcu o frakcji do 0,05 mm, niewielka ilość pigmentu pirytowego i nieliczne skupienia pirytu w bioklastach oraz bardzo liczne cienkie powłoki ilaste rozwinięte na powierzchniach rozmywania osadu.

Głęb. 2889,5 m – iłołup mocno wapnisty z bardzo niewielką zawartością bardzo drobnego (o frakcji poniżej 0,03 mm) mułku kwarcowego oraz nieznaczną ilością substancji bitumicznej i pirytu.

Głęb. 2888,8 m – iłołup o znacznej zawartości substancji bitumicznej, zbliżony do skał mikrolitofacji ciemnej, ale różniący się brakiem tekstury mikrosoczewkowej. Zawiera niewielką ilość kwarcu detrytycznego o frakcji do 0,05 mm, nierównomiernie rozproszonego w skale i koncentrującego się głównie w niektórych cienkich, nieostro

wyodrębniających się laminach. Ponadto w skale stwierdzono niewielkie skupienia węglanowe, pojedyncze blaszki muskowitu, piryty w postaci pigmentu i większych ziaren. Tekstura skały jest wyraźnie równoległa, podkreślona ułożeniem pasm substancji organicznej.

Głęb. 2748,5 m – skała węglanowa typu lutyty, zailona, zawierająca niewielką domieszkę drobnego mułku kwarcowego o uziarnieniu przeważnie 0,02–0,03 mm, wyjątkowo do 0,06 mm, któremu towarzyszą pojedyncze blaszki muskowitu. Ponadto w skale występuje piryty (pigment i większe ziarna) oraz luźno rozsiane bioklasty węglanowe o wielkości zwykle do 0,3 mm, wyjątkowo 0,7 mm. Zawartość domieszki ilastej w poszczególnych laminach jest zmienna.

Głęb. 2739,1 m – skała węglanowa typu lutyty, zailona. Zawiera pojedyncze bioklasty węglanowe o znacznych rozmiarach, osiągające 1,5 mm i większe (przekroje muszli). Zawartość mułku kwarcowego jest tu wyższa niż w próbce z głęb. 2748,5 m, a jego uziarnienie większe (do 0,05 mm). Więcej jest także piryty, występującego tu w większych skupieniach.

Głęb. 2733,5 m – mułowiec piaszczysty na kontakcie ze skałą węglanową (lutytem). Zawiera: obtoczone ziarna kwarcu o frakcji do 1 mm; blaszki muskowitu o średnicy do 0,35 mm; ziarna skaleni, często zwietrzałych, niekiedy świeżych, zwykle o wielkości do 0,5 mm, w tym plagioklazów o budowie pasowej i mikroklinu; oliwkowego turmalinu; ziarna węglanowe – być może stanowiące pseudomorfozy po skaleniach; sporadycznie ziarna wyblakłego glaukonitu o frakcji poniżej 0,3 mm; liczne kwarcowe ziarna polikrystaliczne oraz ziarna piryty. W płycie cienkiej występuje też koncentryczna struktura węglanowo-fosforanowa o średnicy ok. 0,5 mm, zapewne organiczna. Spoiwo ma zmienny skład, przeważnie jest ilaste, słabo przezroczyste, prawdopodobnie zażelazione, a partiami węglanowe. Skałę przecinają w różnych kierunkach liczne cienkie żyłki węglanowe o grubości do 0,3 mm. W płycie cienkiej jest widoczny nieostro wyrażony kontakt ze skałą węglanową typu lutyty, zawierającą domieszkę mułku kwarcowego, rozsianego w pobliżu kontaktu z opisaną skałą mułowcowo-piaszczystą.

Głęb. 2729,8 m – skała drobnolaminowana (grubość lamin od 0,05 mm), przy czym laminy są nierównoległe, nie raz wyklinowujące się i łączące ze sobą. Poszczególne laminy bywają ilasto-mułowcowo-piaszczyste bądź węglanowo-ilaste, przy czym węglan występuje tu w postaci lutyty. Laminy ilasto-mułowcowo-piaszczyste zawierają kwarc detrytyczny o frakcji do 0,7 mm, skaleni, liczne blaszki muskowitu, ziarna i mikrosoczewki węglanowe, pojedyncze ziarna kwarcu polikrystalicznego (mozaikowe), mikrosoczewki ilaste, agregatowe ziarna pochodzące – być może – z rozkładu skaleni oraz znaczną ilość substancji organicznej. Niektóre ziarna kwarcu po wcześniejszym obto-

czeniu są pokruszone i wtórnie ostrokrawędziste, inne mają skorodowane powierzchnie. Warstewki lutetowe są znacznie zailone, a także wielokrotnie drobnolaminowane opisaną skałą ilasto-mułowcowo-piaszczystą. Prawie nie zawierają substancji organicznej, zawartość piryty (ziarna oraz pigment rozproszony i w skupieniach) jest zmienna. Warstewki te obfitują w romboedry węglanowe o wielkości do 0,04 mm i w zatarte ślady bioklastów. Sporadycznie – w pobliżu kontaktu z laminami ilasto-mułowcowo-kwarcowymi zawierają rozsiane ziarna kwarcu detrytycznego o frakcji do 0,16 mm.

Głęb. 2729,2 m – lutyty usiany pigmentem pirytowym, miejscami przepelniającym skałę i żyłkami węglanowymi (sparytowymi), zwykle bardzo cienkimi (przeważnie o grubości 0,015–0,15 mm), sporadycznie grubszy. W skale występują pojedyncze ziarna kwarcu o uziarnieniu do 0,04 mm i liczne drobne bioklasty o zatartych konturach i zatartej strukturze.

Sylur

Głęb. 2727,0 m – iłołupek o wysokiej zawartości substancji organicznej. W płycie cienkiej jest widoczna laminowana skała pelityczna, przysłonięta nieprzezroczystą substancją bitumiczną, wśród której można zauważyć materiał ilasty i rozproszone węglany.

Głęb. 2718,3 m – iłowiec wapnisty na ogół z bardzo niewielką zawartością kwarcu detrytycznego o frakcji średnio ok. 0,015 mm, maksymalnie do 0,05 mm; wyjątkowo występują soczewkowate wzbogacenia w mułki kwarcowe. Węglany są rozsiane równomiernie. W skale występuje ponadto stosunkowo duże skupienie piryty o średnicy 0,9 mm, pigment i drobne skupienia piryty oraz substancja organiczna koncentrująca się głównie w niektórych laminach.

Głęb. 2716,0 m – iłowiec w znacznym stopniu jest przysłonięty przepelniającą go substancją organiczną.

Głęb. 2642,2 m – iłołupek o wyraźnie równoległej teksturze mikrosoczewkowej, przechodzącej w mikrolamistą, typu mikrolitofacji ciemnej. Domieszka bardzo drobnego mułku kwarcowego, o przeciętnym uziarnieniu ok. 0,015 mm (wyjątkowo pojedyncze ziarna osiągają średnicę do 0,03 mm), węglany rozproszone i w postaci pojedynczych bioklastów oraz substancja bitumiczna.

Głęb. 2589,0 m – iłołupek o teksturze równoległej, mikrosoczewkowej, typu mikrolitofacji ciemnej z małą domieszką drobnego mułku kwarcowego o frakcji do 0,03 mm. W skale występują rozproszone drobne skupienia węglanów, dość znaczna ilość substancji bitumicznej oraz żyłka sparytowa o charakterystycznym zygzakowatym przebiegu, ogólnie prostopadła do warstwowania skały.

Głęb. 2380,5 m – ilowiec mułowcowo-piaszczysty zawierający ziarna kwarcu o maksymalnej średnicy na ogół do 0,1 mm, rzadko nieco większe, przeciętnie poniżej 0,05 mm, liczne blaszki serycytu i muskowitu, drobne skupienia węglanów, izotropowe skupienia fosforanowe, bardzo obfity pigment pirytowy i znaczne ilości substancji organicznej. Tekstura skały jest całkowicie bezładna, rzadko spotykana w skałach ilastych tego wieku.

Głęb. 2100,0 m – mułowiec piaszczysty, prawdopodobnie tufitowy. Zawiera: ziarna kwarcu o wielkości do 0,3 mm, nieraz o przekrojach klinowych; bardzo obficie występujący biotyt w blaszkach do 0,5 mm; miazgę przeobrażonego biotyту tworzącą skupienia w masie podstawowej (znaczne ilości); nieliczne blaszki muskowitu o frakcji do 0,15 mm, plagioklasy zbliżone listewkowato – dość świeże; zwietrzałe skalenie potasowe; cyrkon; mozaikowe polikrystaliczne ziarna krzemionkowe; rozproszone skupienia i ziarna węglanowe; nieoznaczalne agregatowe ziarna, być może złożone z produktów w różnym stopniu zaawansowanego wietrzenia skaleni; bioklasy węglanowe; nieliczne ziarna bardzo wyblakłego zielonego glaukonitu; ziarna fosforanowe o uziarnieniu do 0,9 mm; pirit w postaci pigmentu i większych ziaren. Zauważono też ziarno węglanowe o wielkości 0,15 mm z zachowaną budową pasową, pochodzące zapewne z karbonatyzacji plagioklastu. Tekstura skały jest całkowicie bezładna. Skała jest bardzo zwięzła, z bardzo małą ilością spільnionej masy podstawowej ilasto-węglanowej o niejednorodnym składzie mineralnym, być może zsylikowana.

Głęb. 1928,5 m – mułowiec o spoiwie ilastym z nieostro wyodrębnionymi laminami szczególnie wzbogaconymi w biotyt w blaszkach o średnicy do 0,4 mm i w skupieniach produktów rozkładu biotyту. Pojawia się tu także biotyt zielony oraz biotyt zbauerytywany, a także muskowit w nielicznych blaszkach o średnicy do 0,20 mm, blaszki chlorytu – być może pochodzącego z chlorytyzacji biotyту, pojedyncze ziarna glaukonitu o frakcji męłkowej, liczne ziarna plagioklastów o budowie pasowej, pirit w postaci pigmentu i większych ziaren, substancja organiczna w niewielkich ilościach zmiennych w poszczególnych laminach. Główny minerał pochodzenia detrytycznego – kwarc – występuje na ogół we frakcji ok. 0,03 mm; liczne pojedyncze ziarna osiągają średnice nawet do 0,15 mm, ale wtedy mają one pokrój listewkowaty lub wiórkowy, są bardzo wydłużone, niekiedy ze śladami korozji. Maksymalne uziarnienie ziaren względnie izometrycznych wynosi 0,1 mm.

Uwagi końcowe

W profilu otworu Narol PIG 2 zwraca uwagę znaczna miąższość utworów tremadoku, przewyższająca miąższość równowiekowych utworów z profilu otworu Narol PIG 1. Na uwagę zasługuje też skład mineralny próbki spągowego mułowca piaszczystego, znacznie bardziej urozmaicony niż piaszkowca kwarcytowego ze spągu profilu tremadoku z otworu Narol PIG 1. Laminacja drobna, nieraz zaburzona w mułowcach i iłolupkach tremadoku, jest podobna w obu profilach.

Wykształcenie poziomu glaukonitowego dopingu i flo jest różne w profilach otworów Narol PIG 1 i PIG 2 – w otworze Narol PIG 2 glaukonit występuje wśród skał litofacji ilastej, natomiast w otworze Narol PIG 1 głównie wśród skał litofacji węglanowej, w otworze Narol PIG 2 brak również skał litofacji zlepieńcowej w spągu profilu arenigu.

Charakter osadu ilastego z glaukonitem z profilu Narol PIG 2 świadczy o niespokojnej sedimentacji, powodującej znaczną nierównomierność rozmieszczenia glaukonitu i kwarcu detrytycznego oraz występowanie licznych powierzchni rozmywania, a także obecność – jak się wydaje – okruchów śródformacyjnych (próbka z głęb. 2897,7 m).

Występowanie ziaren obleczonych w postaci bioklastów w powłokach żelazistych w utworach lanwirnu (próbka z głęb. 2897,1 m) jest analogiczne do stwierdzonego w równowiekowych utworach profilu otworu Uszkowiec k. Lubaczowa oraz szeregu profili zlokalizowanych na Niżu Polskim w jego części wschodniej i północno-wschodniej (obniżenie podlaskie, wschodnia część obniżenia bałtyckiego).

Utwory hirnantu i katu w profilu otworu Narol PIG 2 mają głównie charakter detrytyczny. Dotyczy to zarówno skał ilasto-mułowcowo-piaszczystych, jak i węglanowych (lutyty). Zwraca uwagę wyjątkowo urozmaicony skład mineralny materiału klastycznego niektórych lamin (głównie w próbce z głęb. 2729,8 m) profilu otworu Narol PIG 2.

Utwory syluru w profilu otworu Narol PIG 2 poza próbkami stropowymi nie wykazują szczególnych cech składu mineralnego, struktury i tekstury w porównaniu z innymi równowiekowymi profilami. Natomiast próbki stropowe z głęb. 2100,0 i 1928,5 m ujawniły cechy skłaniające do przypuszczenia o pochodzeniu piroklastycznym części ich materiału detrytycznego (głównie pokrój i uziarnienie ziaren kwarcu oraz obfitość biotyту wśród klastów oraz w spoiwie) i uznania tych skał za tufity. Możliwy jest związek genetyczny materiału piroklastycznego tych tufitów z bentonitami, tufami i tufitami często spotykanymi w odpowiadających im wiekowo utworach Niżu Polskiego (Langier-Kuźniar, 1967, 1974).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi ogólne dotyczące litologii, stratygrafii oraz rozwoju sedimentacji utworów syluru

Utwory syluru udokumentowano w obu otworach wiertniczych – Narol IG 1 i Narol PIG 2. W profilu otworu Narol IG 1 utwory syluru stwierdzono na głęb. 1954,0–3048,0 m, przy czym ich dolna granica, określona na podstawie rdzenia, znajduje się na głęb. 3051,2 m. Profil syluru osiąga miąższość 1094,0 m (1097,2 m wg rdzenia). W profilu otworu Narol PIG 2 utwory syluru występują na głęb. 1895,0–2733,0 m (spąg wg rdzenia 2729,0 m), a ich miąższość wynosi 838,0 m (wg rdzenia 834,0 m). W obu badanych otworach wiertniczych utwory syluru zalegają płycej niż w regionie lubelskim. Na przykład w otworze Łopienik IG 1, położonym na północny wschód od omawianych otworów, w centralnej części regionu lubelskiego, utwory dolnego paleozoiku leżą znacznie głębiej, a spąg landoworu znajduje się na głębokości aż 4327,5 m. Miąższość utworów syluru w obu omawianych otworach znacznie wzrasta ku górze profilu – od kilkudziesięciu metrów dla landoworu do blisko lub nawet ponad 1000 m dla pozostałych oddziałów syluru. Szczególnie drastyczny wzrost miąższości następuje w profilu górnego piętra ludlowu – ludfordzie. Sylur w obu otworach kończą skały niższego przydolu; jego wyższa część uległa erozji. Na utworach sylurskich w obu otworach leżą skały jury.

Upad warstw w profilu otworu Narol IG 1 wynosi 0°, niektóre warstewki są nachylone pod bardzo niskim kątem ok. 4–6°. Uzyskano tu tylko 137,4 m rdzenia na ogólną miąższość utworów syluru określoną w profilu otworu Narol IG 1 na 1097,2 m. W otworze Narol PIG 2 stopień rdzeniowania był nieco lepszy, chociaż w obu przypadkach niewielki stopień rdzeniowania i często mały uzysk rdzenia utrudniały ustalenie i weryfikację stratygrafii oraz granic między poszczególnymi jednostkami stratygraficznymi. W profilu otworu Narol PIG 2 skały w większości także zalegają poziomo, chociaż miejscami, w niektórych interwałach, szczególnie w obrębie skał ludlowu, upad warstw może dochodzić do 20–30°.

Źródłem archiwalnych informacji dotyczących syluru w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 są dokumentacje wynikowe otworów (Tomczyk, 1990, 1992).

Litologia i stratygrafia przedstawiona w „Dokumentacji wynikowej otworu badawczego Narol IG 1” (Tomczyk, 1990) zostały opracowane przez Tomczyka na podstawie opisu fragmentów rdzeni wiertniczych, próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych. Po późniejszej weryfikacji stratygrafii przeprowadzonej przez Modlińskiego i Szymańskiego (2008) uległy zmianie głębokości niektórych granic stratygraficznych. W niniejszym opracowaniu przedstawiono uaktualnioną stratygrafię, szczególnie lan-

doweru i wenloku, poprzedzoną profilowaniem biostratygraficznym tej części profilu na podstawie bogatego zespołu graptolitów. Należy jednak zaznaczyć, że granice jednostek chronostratygraficznych w profilach, w tym zweryfikowane, są w niektórych przypadkach przybliżone i umowne, ponieważ zostały przyjęte na podstawie innych kryteriów niż biostratygraficzne, w większości przypadków w odcinkach nierdzeniowanych.

W obu profilach dominują mułowce (ang. *mudstones*), interpretowane jako mieszanina o zmiennych proporcjach minerałów ilastych i ziaren detrytycznych (przeważnie kwarcu). W profilu ludlowu obok mułowców pojawiają się pyłowce i pyłowce z węglanami, w niższej części landoworu i w przydolu obok mułowców występują iłowce. Mniejszy udział mają skały nieterygeniczne: skały wapniste, wkładki utworów piroklastycznych, tufitów. Skały wapniste (węglanowe lub dolomityczne) występują w formie domieszki w osadzie, w formie laminek węglanowo-silikoklastycznych (szczególnie w obrębie skał ludlowu) lub w formie kongrecji, przeważnie o gładkich i ostrych krawędziach.

Podobnie jak w wielu innych profilach syluru na platformie wschodnioeuropejskiej przy opisie profilu litologicznego w otworach Narol IG 1 i Narol PIG 2 Tomczyk (1990, 1992) stosuje wydzielenie litologiczne „iłowiec” dla przeważającej części utworów syluru. Obecnie prowadzone badania w otworach wiertniczych zlokalizowanych na platformie wschodnioeuropejskiej wskazują, że wydzielenie „iłowiec” w przypadku znajdujących się tam utworów odnosi się w rzeczywistości do mieszaniny iłu i pyłu w zmiennych proporcjach i odpowiada nie tylko iłowcom, ale także iłowcom pylistym i pyłowcom ilastym (mułowcowym). Wszystkie te skały mogą być wapniste lub dolomityczne. W opracowaniu podano zweryfikowaną litologię utworów syluru dla profili otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2. Iłowce występują w formie cienkich przeławieci, głównie w niższej części profilu. Makroskopowo trudno określić udział pyłu w osadzie, niemniej w przeważającej części skały te należy określić jako utwory mułowcowe.

Utwory syluru w obu otworach wiertniczych, podobnie jak utwory ordowiku, powstały w południowo-zachodniej części basenu lubelsko-podlaskiego rozciągającego się wzdłuż zachodniego skłonu Baltiki. Profil syluru otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 jest typowy dla obszarów platformowych. Przeważają utwory drobnoklastyczne: mułowce, rzadziej iłowce oraz osady węglanowe występujące w formie przeławieci i kongrecji. Grubszy materiał silikoklastyczny o frakcji pyłowców pojawia się w profilu ludlowu. Warstwy pyłowców były osadzane w zbiorniku sylurskim przez spływy grawitacyjne – zarówno spływy kohezyjne, jak i prądy zawiesinowe (Jaworowski, 2007). W wyższym sylurze występują dość licznie wkładki utworów piroklas-

tycznych. Podobnie jest wykształcony sylur w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej na terenie Polski, w związku z czym można tu wyróżnić niektóre analogiczne jednostki litostratygraficzne: formację z Pasłęka, formację z Pelplina, formację z Kociewia wraz z ogniwem Redy. Skąły syluru są miejscami tektonicznie spękanymi i zlustrowane.

Zespoły skamieniałości w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 są mało zróżnicowane, jednak często są dość liczne i dobrze zachowane. Dominujące w rdzeniowanych odcinkach profilu graptolity stanowią podstawę biostratygrafii systemu. Jako wzorzec dla biostratygrafii polskich sekwencji utworów systemu sylurskiego wykorzystuje się tradycyjnie schemat podziału wypracowany w klasycznych odsłonięciach obszarów Anglii i Walii. Jego ramy zostały stworzone na początku poprzedniego stulecia. Schemat ten jednak podlegał modyfikacjom i jest dziś stosowany pod nazwą Zgeneralizowana Zonacja Graptolitowa (*Generalized Graptolite Zonation* skr. GGZ), ustaloną przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koreń i in., 1996). Schemat podziału chronostratygraficznego syluru wg Melchyna i in. (2012), oparty na podziale biostratygraficznym Koreń i in. (1996) przedstawiono w tabeli 3. Podział graptolitowy przedstawiony przez Urbankę i Tellera (1997) oraz Tellera (1969) dla obszaru platformy wschodnioeuropejskiej jest w znacznym stopniu korelatywny z podziałem standardowym.

Szczególnie liczne graptolity występują w utworach landoweru i wenloku. Dobrze zachowany jest zespół graptolitów landoweru i niższego wenloku profilu Narol PIG 2. Wybrane przewodnie i wskaźnikowe graptolity przedstawiono na figurze 19. Obecność graptolitów pozwoliła na dość szczegółowe rozpozniowanie utworów syluru. Oprócz graptolitów spotyka się skorupki ramienionogów bezzawiasowych, małżów i liczne muszle łodzików czasem tentakulitów.

W obu profilach wydzielono wszystkie oddziały syluru: landower, wenlok, ludlow i przydol. Podział syluru, przedstawiony w niniejszym opracowaniu, odbiega od podziału stosowanego przez kilkadziesiąt lat i przedstawionego przez Tomczyka, także w dokumentacjach wynikowych omawianych otworów (Tomczyk, 1990, 1992). Profil litologiczny przedstawiono w ramach częściowo znowelizowanej stratygrafii, obejmującej zrewidowane położenie niektórych granic oddziałów, np. granicy wenlok/ ludlow. Skład fauny, nazwy rodzajowe i gatunkowe graptolitów oraz ich występowanie w profilu podano częściowo według dokumentacji wynikowych otworów; w wielu przypadkach zostały uzupełnione i zweryfikowane.

Charakterystyka jednostek stratygraficznych syluru w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2

Pewne granice oddziałów, pięter i poziomów biostratygraficznych ustalono tylko w odcinkach rdzeniowanych. W odcinkach nierdzeniowanych stratygrafia oraz granice jednostek chronostratygraficznych są przybliżone.

Tabela 3

Chronostratygrafia oraz poziomy graptolitowy syluru
Silurian chronostratigraphic chart and graptolite zones

Oddział Series	Piętro Stage	Poziom graptolitowy (Melchin i in., 2012) Graptolite Biozone	Poziom graptolitowy (Teller, 1969; Urbanek, Teller, 1997, zmienione) Graptolite Biozone
Przydol / Pridoli		<i>Monograptus transgrediens</i>	<i>M. transgrediens</i>
		<i>M. bouceki</i>	<i>M. perneri</i>
			<i>M. bouceki</i>
		<i>Neocolonograptus lochkovenski</i>	<i>M. samsonowiczi</i>
		<i>N. branikensis</i>	<i>M. chelmensis</i>
			<i>N. lochkovenski</i>
		<i>N. ultimus</i>	<i>N. ultimus</i>
Ludlow / Ludlow	ludford / Ludfordian		<i>N. parultimus</i>
		<i>Formosograptus formosus</i>	<i>M. spineus</i>
			<i>M. protospineus</i>
			<i>M. acer</i>
			<i>Pseudomonoc. latilobus</i>
		<i>Neocullograptus kozłowski</i>	<i>Neoc. kozłowski</i>
		<i>Polonograptus podoliensis</i>	<i>Neoc. inexpectatus</i>
			<i>Neolob. auriculatus</i>
	gorst / Gorstian	<i>Bohemograptus</i>	<i>B. cornutus</i>
			<i>B. praecornutus</i>
		<i>Saetograptus leintwardinensis</i>	<i>S. leintwardinensis</i>
			<i>Cucullo. hemiavversus</i>
		<i>Lobograptus scanicus</i>	<i>L. invertus</i>
			<i>L. scanicus</i>
		<i>Neodiversograptus nilssoni</i>	<i>L. progenitor</i>
			<i>Neodiver. nilssoni</i>
Wenlok / Wenlock	homer / Homerian	<i>Colonograptus ludensis</i>	<i>C. ludensis</i>
		<i>C. deubeli</i>	<i>C. deubeli</i>
		<i>C. praedeubeli</i>	<i>C. praedeubeli</i>
		<i>Gothograptus nassa</i>	<i>G. nassa</i>
		<i>Pristiograptus parvus</i>	<i>P. parvus</i>
		<i>Cyrtograptus lundgreni</i>	<i>C. lundgreni</i>
	sheinwood / Sheinwoodian	<i>C. perneri</i>	<i>C. perneri</i>
		<i>C. rigidus</i>	<i>C. rigidus</i>
		<i>Monograptus belophorus</i>	<i>M. belophorus</i> (= <i>M. flexilis</i>)
		<i>M. riccartonensis</i>	<i>M. antennularius</i>
			<i>M. riccartonensis</i>
		<i>Cyrtograptus munchisoni</i>	<i>C. munchisoni</i>
		<i>C. centrifugus</i>	<i>C. centrifugus</i>
Landower / Landover	teych / Telychian	<i>C. insectus</i>	?
		<i>C. lapworthi</i>	<i>Oktavites spiralis</i>
		<i>Oktavites spiralis</i>	
		<i>Monoclimacis crenulata–Monocl. griestoniensis</i>	<i>Monoclimacis crenulata–Monocl. griestoniensis</i>
		<i>Monograptus crispus</i>	<i>Monograptus crispus</i>
		<i>Spirograptus turriculatus</i>	<i>Spirograptus turriculatus</i>
		<i>Spirograptus guerichi</i>	
	aeron / Aeronian	<i>Stimulograptus sedgwickii</i>	<i>Stimulograptus sedgwickii</i>
		<i>Lituigraptus convolutus</i>	
		<i>Monograptus argenteus–Demirastrites pectinatus–Demirastrites triangulatus</i>	<i>Demirastrites triangulatus</i>
	rhuddan / Rhuddanian	<i>Coronograptus cyphus</i>	<i>Coronograptus cyphus</i>
		<i>Orthograptus vesiculosus</i>	<i>Orthograptus vesiculosus</i>
		<i>Parakidograptus acuminatus</i>	<i>Parakidograptus acuminatus</i>
		<i>Akidograptus ascensus</i>	<i>Akidograptus ascensus</i>

Landower

W otworze Narol IG 1 utwory landoweru występują na głęb. 2999,0–3048,0 m; według rdzenia jego dolna granica przebiega na głęb. 3051,2 m. Jego miąższość wynosi 49,0 m (przyjmując spąg według rdzenia – 52,2 m).

W otworze Narol PIG 2 profil landoweru udokumentowano na głęb. 2681,0–2733,0 m (spąg wg rdzenia na głęb. 2729,0 m) niemal pełnym zestawem poziomów graptolitowych. Wydzielono wszystkie piętra: od rhuddanu po telych. Miąższość utworów landoweru w tym profilu wynosi 52,0 m. Utwory landoweru są podobne w obu otworach: są to czarne lub szare mułowce i iłowce, występujące w dolnej części profilu (rhuddan i aeron), wzajemnie w siebie przechodzące, wyżej, w telychu, zawierające wkładki wapieni. Utwory te są odpowiednikiem formacji z Pasłęka, a ich podstawowym typem litofacjalnym są mułowce.

Biostratygrafia w obu otworach wiertniczych jest oparta na graptolitach. W landwerze są one liczne i dość dobrze zachowane. W otworze Narol IG 1 udokumentowano rhuddan, aeron i telych. Profil landoweru w niższej części jest wykształcony jako skały drobnoklastyczne, o składzie od będących w przewodzie mułowców do iłowców mułowcowych i iłowców. Czarne utwory drobnosilikoklastyczne mają miąższość ok. 16 m (wg Tomczyka, 1990) i występują na głębokości geofizycznej 3032,0–3048,0 m. Można je korelować z ogniwem Jantaru formacji z Pasłęka obszaru bałtyckiego i podlasko-lubelskiego. W wyższej części profilu landoweru, telychu, występują silikoklastyki o szarej barwie, często lekko dolomityczne lub wapniste o miąższości ok. 33 m (głęb. 3032,0–2999,0 m).

Podobnie jest wykształcony profil landoweru w otworze Narol PIG 2. Tu także wydzielono wszystkie piętra landoweru, od rhuddanu do telychu. Bogata i dobrze zachowana fauna występująca w rdzeniowanych odcinkach profilu pozwoliła na wyróżnienie prawie wszystkich poziomów landoweru od poziomu *Akidograptus ascensus* do poziomu *Spirograptus spiralis*. Niektóre przewodnie i charakterystyczne gatunki ilustruje figura 19.

Wenlok

Utwory wenloku w profilu otworu Narol IG 1 występują na głęb. ?2928–2999,0 m (spąg według rdzenia i pomiarów geofizycznych), a ich miąższość wynosi 71,0 m. W pierwotnej dokumentacji wynikowej otworu Tomczyk (1990) wydzielal te utwory jako bielsk (dolny i górny). Po weryfikacji (Modliński, Szymański, 2008) uznano je za wenlok; na podstawie obecności graptolitów w profilu wydzielono sheinwood i homer. Granice wydzieleni są przybliżone.

Wenlok jest wykształcony przeważnie jako mułowce, mułowce ilaste ciemnoszare lub szare, czasem lekko wapniste, miejscami laminowane. Dominującą grupą skamieniałości w nielicznych odcinkach rdzeniowanych są graptolity, oznaczone przez Tomczyka (1990) oraz autorkę. Najstarsze graptolity oznaczone w dolnej części rdzenia z głęb. 2994–2999,0 m wskazują na poziom *Cyrtograptus murchisoni*, a nieco wyżej poziom *Monograptus riccarto-*

nensis sheinwoodu. Dla homeru udokumentowano poziom *Cyrtograptus lundgreni* z *Testograptus testis*.

W otworze profilu Narol PIG 2 wenlok wyznaczono na głęb. 2602,0–2681,0 m (strop wg rdzenia); osiąga on miąższość 79,0 m. Dominują tu mułowce ciemnoszare, miejscami zielonkawe, niekiedy laminowane i wapniste. Występują wkładki tufitów, szczególnie w obrębie wyższego wenloku. Do sheinwoodu przypisano utwory z głęb. ?2646,0–2681,0 m (35,0 miąższości), a do homeru – z głęb. 2602,0–2646,0 m. W odcinkach rdzeniowanych stwierdzono dość liczne skamieniałości graptolitów, poza tym łodziki, tentakulity, ramienionogi, małże i łuski ryb. Graptolity pozwoliły udokumentować poziom *Cyrtograptus lundgreni* z gatunkiem wskaźnikowym: *C. lundgreni* Tullberg oraz *C. hamatus* (Baily), *Monograptus flemingi* (Salter).

Na głębokości ok. 2619,0–2624,0 m na podstawie próbek okrucowych stwierdzono obecność mułowców marglistych o barwie szarozielonkawej i jasnoszarej. W pomiarach neutron gamma i gamma zaznacza się anomalia geofizyczna, wg Tomczyka (1992) charakterystyczna dla poziomu *Gothograptus nassa*.

Ludlow

W obu otworach wiertniczych występują utwory ludlowu. W profilu otworu Narol IG 1 na głęb. 2081,0–?2928,0 (miąższość ?847,0 m), a w profilu otworu Narol PIG 2 na głęb. ?2098,0–2602,0 m (miąższość 504,0 m). Dokumentacja paleontologiczna utworów ludlowu jest znacznie słabsza niż w przypadku dwóch poprzednich oddziałów: landoweru i wenloku. Graptolity są gorzej zachowane, w odcinkach rdzeniowanych mniej liczne. Profil ludlowu jest wykształcony głównie jako szare lub jasnoszare mułowce i pyłowce, które występują w formie lamin i cienkich warstewek przewarstwiających się z mułowcami. Lamin iłowców spotyka się rzadko. Liczba przewarstwień pyłowcowych wzrasta ku górze profilu. W ludfordzie ich ilość jest znaczna. Spośród skał nieteryogenicznych występują lamin węglanów lub były węglanowe o ostrych i gładkich granicach, a także wkładki tufitów o różnej miąższości – od milimetrowych do centymetrowych.

W ludlowie wydzielono dwa piętra: gorst i ludford. Utwory gorstu mają niewielką miąższość (Narol IG 1 – 76,0 m i Narol PIG 2 – ?54,0 m). Od ludfordu miąższość osadów wyraźnie wzrasta. Można zauważyć dość znaczną różnicę miąższości utworów ludfordu między obydwojma profilami. Problem różnicy w miąższościach tego interwału powinien być poddany dalszym badaniom, np. weryfikacji granicy ludlow/ przydol i miąższości utworów przydolu w otworach. Bezwzględny wzrost miąższości utworów ludfordu był spowodowany znacznym zwiększeniem dostawy materiału detrytycznego do basenu sedymentacyjnego oraz wzrostem pojemności akomodacyjnej. Przyczyną było fleksuralne uginanie się brzegu platformy i powstanie struktury o charakterze rowu przedgórskiego na przedpolu nasuwającej się od południowego zachodu paleokontynentu Awalonii na zachodni brzeg Baltiki. Dopływ materiału węglanowego w ludlowie, podobnie jak i w innych oddziałach

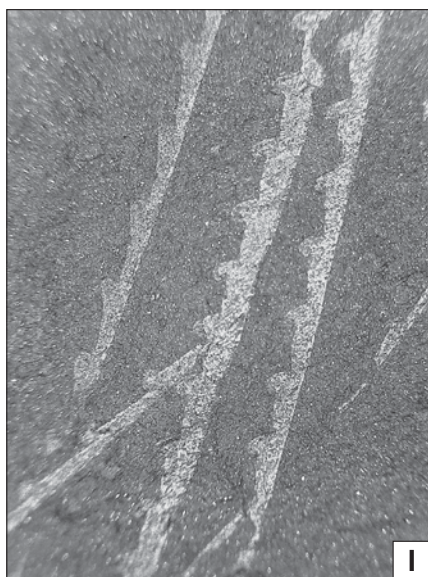
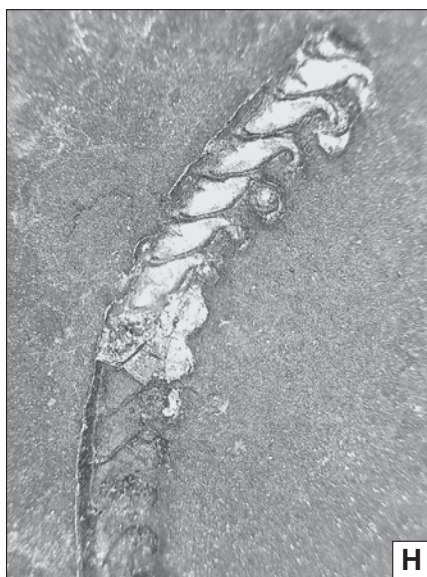
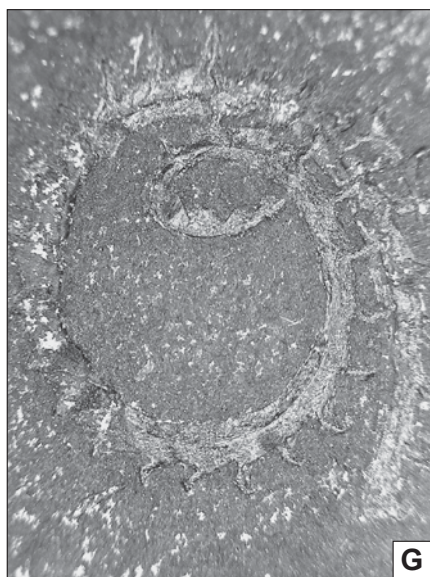
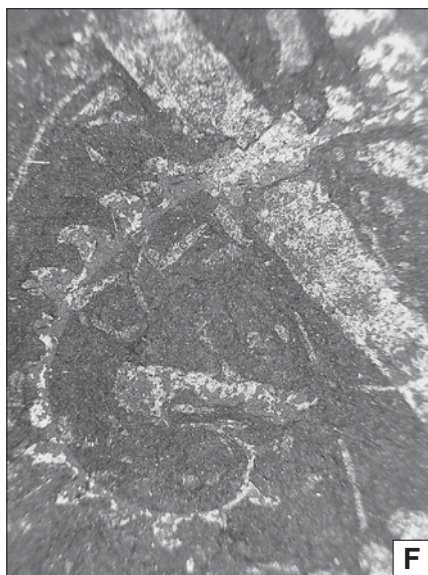
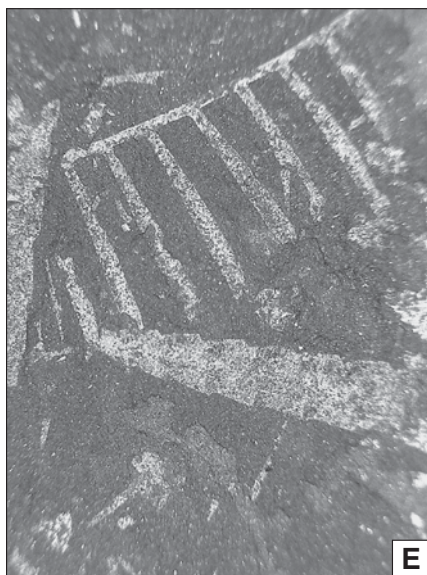
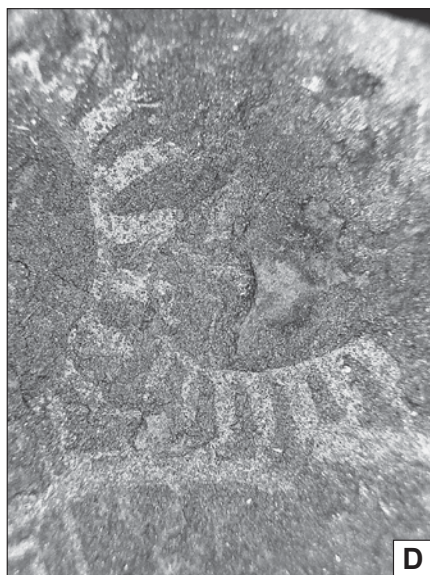
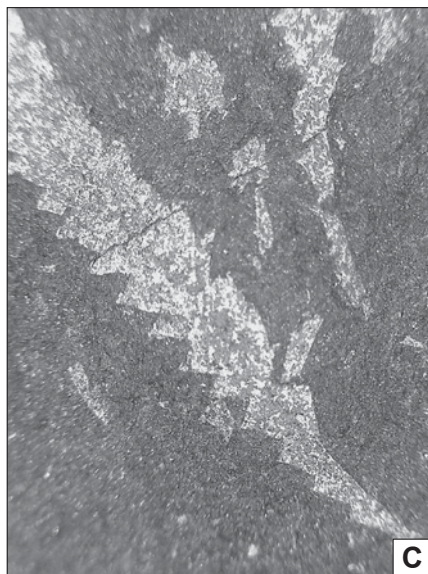
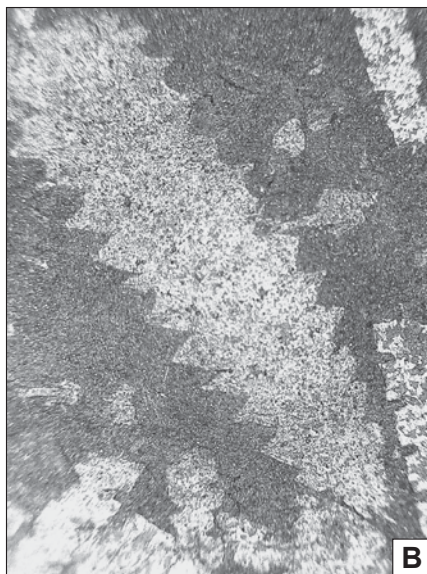
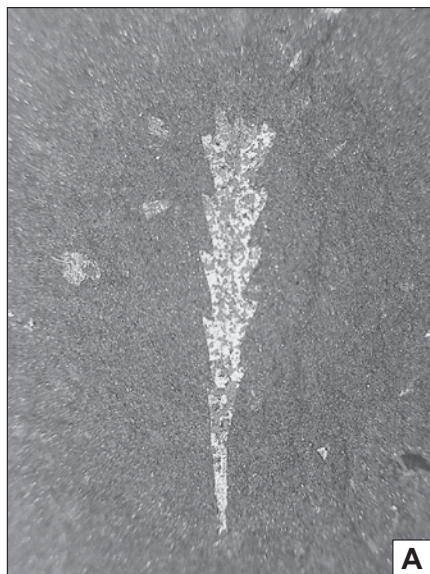


Fig. 19. Graptolity przewodnie i charakterystyczne dla syluru w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2

Powiększenie (magnification) $\times 6$. **A** – *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson); Narol PIG 2, głęb. 2726,9 m, poziom *Parakidograptus acuminatus*, rhuddan, landower. **B** – *Neodiplograptus lanceolatus* Štorch et Serpagli; Narol PIG 2, głęb. 2726,9 m, poziom *Parakidograptus acuminatus*, rhuddan, landower. **C** – *Dimorphograptus confertus confertus* Nicholson; Narol PIG 2, głęb. 2721,1 m, poziom *Coronograptus cyphus*, rhuddan, landower. **D** – *Monograptus triangulatus* Harkness; Narol PIG 2, głęb. 2716,1 m, poziom *Monograptus triangulatus*, aeron, landower. **E** – *Rastrites longispinus* Perner; Narol PIG 2, głęb. 2715,4 m, poziom *M. triangulatus*, aeron, landower. **F** – *Monograptus denticulatus* Törnquist; Narol PIG 2, głęb. 2712,8 m, poziom *Lituigraptus convolutus*, aeron, landower. **G** – *Oktavites spiralis* (Geinitz); Narol IG 1, głęb. 2999,5 m, poziom *O. spiralis*, telych, landower. **H** – *Monograptus cf. veles* (Richter); Narol IG 1, głęb. 2995,95 m, telych, landower. **I** – *Lobograptus scanicus parascanicus* (Kühne); Narol IG 1, głęb. 2879,6 m, gorst, ludlow

Silurian index and characteristic graptolites in the Narol IG 1 and Narol PIG 2 sections

Magnification $\times 6$. **A** – *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson); Narol PIG 2, depth 2726.9 m, *Parakidograptus acuminatus* Biozone, Rhuddanian, Llandovery. **B** – *Neodiplograptus lanceolatus* Štorch et Serpagli; Narol PIG 2, depth 2726.9 m, *Parakidograptus acuminatus* Biozone, Rhuddanian, Llandovery. **C** – *Dimorphograptus confertus confertus* Nicholson; Narol PIG 2, depth 2721.1 m, *Coronograptus cyphus* Biozone, Rhuddanian, Llandovery. **D** – *Monograptus triangulatus* Harkness; Narol PIG 2, depth 2716.1 m, *Monograptus triangulatus* Biozone, Aeronian, Llandovery. **E** – *Rastrites longispinus* Perner; Narol PIG 2, depth 2715.4 m, *M. triangulatus* Biozone, Aeronian, Llandovery. **F** – *Monograptus denticulatus* Törnquist; Narol PIG 2, depth 2712.8 m, *Lituigraptus convolutus* Biozone, Aeronian, Llandovery. **G** – *Oktavites spiralis* (Geinitz); Narol IG 1, depth 2999.5 m, *O. spiralis* Biozone, Telychian, Llandovery. **H** – *Monograptus cf. veles* (Richter); Narol IG 1, depth 2995.95 m, Telychian, Llandovery. **I** – *Lobograptus scanicus parascanicus* (Kühne); Narol IG 1, depth 2879.6 m, Gorstian, Ludlow



syluru, odbywał się ze wschodu, czyli z obszarów płytkonerytycznych i litoralnych znajdujących się na wschód od badanego obszaru.

W utworach ludlowu (ludfordu) w profilu otworu Narol PIG 2 upady w niektórych przedziałach głębokości (np. 2380,0–2381,0 m) mogą dochodzić do 20–30°, zwykle wynoszą 0–6°.

Przydół

Przydół w profilu otworu Narol IG 1 występuje na głębokości geofizycznej 1954,0–2081,0 m (miąższość 127,0 m) (weryfikacja profili litostratygraficznych w CBDG – Modliński, Szymański, 2008). Obecność utworów przydolu jest także rejestrowana w profilu otworu Narol PIG 2 (*op. cit.*). W granicach profilu przydolu, który w otworze Narol PIG 2 prawdopodobnie występuje na głęb. 1895,0–2007,0 m, mieści się część tzw. siedlec (siedlce górne), wyróżnionych przez Tomczyka (1992). Interwał ten jest wykształcony jako mułowce i iłowce szare i szarozielonkawe, słabo wapniste, często z rozproszonymi blaszkami muskowitu, często laminowane i złupkowaczone. Nieliczne graptolity reprezentują rodzaje *Linograptus* sp., *Pristiograptus ultimus* (Perner) wskaźnikowy dla najniższego poziomu przydolu, *P. fragmentalis* (Bouček) i inne. W profilu przydolu występują cienkie wkładki utworów piroklastycznych. Obecne są tu także łodziki z rodziny Orthoceratidae, małże *Cardiola* sp. i *Slava* sp. Najprawdopodobniej w otworze Narol IG 1 występuje wyższa część profilu przydolu niż w otworze Narol PIG 2. Najmłodsze utwory syluru reprezentowane w profilu otworu Narol IG 1 to mułowce i iłowce łupkowate ciemnoszare i szare, wapniste, laminowane

szarozielonkawymi silikoklastykami z przewagą wartowania równoległego, rzadziej z warstwowaniem konwolutnym. Często występują spękania pionowe z cienkimi żyłkami kalcytu. Najmłodsza fauna w profilu przydolu otworu Narol IG 1 to wg Tomczyka (1992) *Pristiograptus cf. chelmiensis* Teller, *Linograptus* sp. oraz liczne małże *Cardiola* sp., *Dualina* sp. i *Lunulicardium* sp., głowonogi, nieliczne łodziki liliowców i małżoraczki *Leperditia* sp. Powyżej utworów przydolu w obu profilach występują utwory jury środkowej.

Podsumowując, rozwój syluru w profilach obu omawianych otworów wykazuje podobieństwo pod względem litofacjalnym. Dominującym typem litofacjalnym są mułowce, rzadziej iłowce oraz pyłowce, głównie w wyższej części profilu ludlowu. W obu profilach występuje dość duża domieszka węglanów. Wykształcenie profili syluru w obu otworach przypomina wykształcenie profili syluru z obszarów dystalnej części basenu bałtycko-podlasko-lubelskiego. Reprezentuje więc platformowy, głębokonerytyczny typ sedimentacji. Podobnie jak w przypadku innych obszarów platformy wschodnioeuropejskiej dopływ materiału detrytycznego następował z zachodu, zaś węglanowego pochodził z niszczenia płytkonerytycznych i litoralnych stref prawdopodobnie na wschodzie i południowym wschodzie basenu. Dużą rolę w procesie sedimentacyjnym miał rozwój fleksuralny zbiornika w ciągu syluru i wzrost przestrzeni akomodacyjnej oraz zwiększony dopływ materiału detrytycznego do zbiornika związany z niszczeniem przymy akrecyjnej powstałej na skutek kolizji Baltiki i Awalonii (m.in. Poprawa i in., 1999; Jaworowski, 2000).

Różnica w miąższości utworów syluru w profilach obu badanych otworów może być spowodowana uskokiem zlokalizowanym między nimi, a także zasięgiem późniejszej erozji.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworach wiertniczych Narol IG 1 i Narol PIG 2 stwierdzono utwory jury środkowej i górnej. Ich miąższość w otworze Narol IG 1 wynosi odpowiednio 68,0 i 476,5 m, a w otworze Narol PIG 2 – 55,0 i 467,5 m. W obu otworach spoczywają one bezpośrednio na łupkach syluru. Profil jury środkowej jest typowy dla południowo-wschodniej części obszaru lubelskiego i jest reprezentowany przez utwory jej wyższej części – batonu i keloweju. Jura górna natomiast w obu otworach jest w pełni wykształcona; stwierdzono tu utwory oksfordu, kimerydu i tytonu wraz z dolnym beriasem. Powyżej w profilu występuje luka stratygraficzną obejmującą niższą kredę dolną–górny berias i dolny walanżyn.

Jura środkowa

Utwory jury środkowej stwierdzono w omawianych otworach na głęb.: 1886,0–1954,0 m (Narol IG 1) oraz 1840,0–1895,0 m (Narol PIG 2). Ich miąższość – odpowiednio 68,0 i 55,0 m – jest porównywalna ze stwierdzoną w położonym na południowy zachód otworze Doliny 1. Miąższości te są jednak mniejsze od obserwowanych w położonych dalej na wschód otworach Tomaszów Lubelski IG 1 i Jarczów 2, gdzie są zredukowane do ok. 20 m (Dayczak-Calikowska, 1975).

Wykształcenie litologiczne jury środkowej w profilach omawianych otworów swoim wykształceniem nie odbiega od obserwowanych na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny (otwory Tomaszów Lubelski IG 1, Jarczów IG 2, Cieszanów 1, Doliny 1) (Niemczycka, 1966, 1978; Dayczak-Calikowska, 1975). Jura środkowa jest tu reprezentowana przez dwa kompleksy skalne.

Dolny kompleks – o miąższości 44,0 m (Narol IG 1) oraz 35,0 m (Narol PIG 2) i zaliczony do batonu – jest wykształcony w postaci piaskowców i piaskowców mułowcowych, wapnistych. W otworze Narol IG 1 pobrano z niego 17 m rdzenia, otwór Narol PIG 2 na tym odcinku przewiercono bezrdzeniowo. W otworze Narol PIG 1 najniższy – 8,0 m grubości – odcinek rdzenia tworzą bardzo drobnoziarniste piaskowce mułowcowe, bezwapniste, bez fauny, z licznymi kawałkami zwęglonego drewna oraz pojedynczymi gniazdami gipsu. Ich genezę należy wiązać ze środowiskiem brzegowym – przypuszczalnie strefą międzyplywową. W wyższym, 9,0-metrowym odcinku rdzenia stwierdzono piaskowce drobnoziarniste, silnie wapniste, zwięzłe, ku dołowi przechodzące w mułowcowe. W skale są obecne otoczaki piaskowców, miejscami tworzące poziomy zlepieńców. Liczne są przekrystalizowane małże i ramienionogi, wkładki muszlowców oraz kawałki zwęglonego drewna; obserwuje się pojedyncze belemnity, kawałki amonitów oraz kolce jeżowców. W środkowym odcinku stwierdzono domieszkę limonitu w spoiwie, a wyżej – licz-

ne ooidy żelaziste o czarnej barwie. Utwory te powstały w środowisku płytkomorskim – niższa część w strefie przybrzeża, natomiast wyższa część przypuszczalnie na obszarze delty, na co wskazuje obecność ooidów żelazistych. Również limonit w spoiwie piaskowców wyższego odcinka rdzenia wskazuje na sedimentację w pobliżu ujścia rzeki niosącej liczne związki żelaza z łądu.

Wiek omawianego kompleksu nie jest bezpośrednio udokumentowany na podstawie fauny. Na podstawie analizy regionalnej oraz rozkładu facji w jurze środkowej południowo-wschodniej części obszaru lubelskiego wydaje się uzasadnione przyjęcie, że wykazująca silny związek z pobliskim łądem niższa część kompleksu przypuszczalnie reprezentuje baton środkowy i/lub dolny. Natomiast zespół wyższy (o wyraźnie morskim charakterze), w którym stwierdzono uznawane za przewodnie ramienionogi *Rhynchonella alemanica* (Rollier), skorelowano z powszechnie występującymi na obszarze Lubelszczyzny morskimi utworami batonu górnego.

Górny kompleks – o miąższości 24,0 m (Narol IG 1) oraz 20,0 m (Narol PIG 2) – zaliczony do keloweju. Został on w obu otworach przewiercony bezrdzeniowo. Tworzą go mułowce wapniste, mułowce piaszczyste i wapnienie mułowcowe. Podobne utwory stwierdzono w dobrze rdzeniowanych pobliskich otworach wiertniczych Tomaszów Lubelski IG 1 i Jarczów IG 2 (Dayczak-Calikowska, 1975). Zawierają one poziomy zlepieńców oraz liczne fragmenty uwęglonej flory, w tym liczne liście paproci. W obu otworach w najwyższej części profilu jury środkowej stwierdzono pojedyncze otwornice, które mogą sugerować wiek środkowojurajski (Bielecka, 1975). Natomiast w otworze Doliny 1 znaleziono amonita *Macrocephalites* sp. (notatki archiwalne T. Niemczyckiej), wskazującego na kelowej dolny. Dla otworów Tomaszów Lubelski IG 1 i Jarczów IG 2 Dayczak-Calikowska (1975) zinterpretowała utwory keloweju (podobnie jak i batonu) jako osadzone w środowisku delty, a na podstawie analizy regionalnego rozkładu facji w południowo-wschodniej części Lubelszczyzny wnioskowała istnienie łądu nieco na wschód od tych otworów wiertniczych. Należy więc przypuszczać, że utwory keloweju w profilach otworów Narol IG 1 i PIG 2 powstały również w obrębie delty lub bardzo płytkiego zbiornika morskiego.

Granica pomiędzy jurą środkową i górną nie była w omawianych otworach przedzieleniowana. W pobliskim otworze Cieszanów 1 stwierdzono pomiędzy nimi poziom kondensacji – warstwę bulastą zawierającą amonity z rodzajów *Kosmoceras* i *Hecticoceras* (Niemczycka, 1964), charakterystyczne dla keloweju, a wg Niemczyckiej (1976b) z warstwy bulastej rejonu Cieszanów 1–Doliny 1 zanotowano również *Quenstedtoceras* sp.

Jura górna

W otworach wiertniczych Narol IG 1 i Narol PIG 2 stwierdzono pełny profil jury górnej. Utwory tego wieku występują na głęb. 1409,5–1886,0 m (Narol IG 1) i 1372,5–1840,0 m (Narol PIG 2). Miąższość tych utworów (wraz z nierozdzieloną najniższą kredą) wynosi w otworach odpowiednio 476,5 i 467,5 m. Są to wartości pośrednie pomiędzy obserwowanymi w otworach położonych na SW (Doliny 1 – 604,5 m i Cieszanów 1 – 688,5 m), a tymi usytuowanymi w kierunku NE i E (Jarczów IG 2 – 306,0 m, Tomaszów Lubelski IG 1 – 280,0 m i Tarnawatka IG 1 – 319,0 m) (Niemczycka, 1975). W profilu wydzielono szereg formalnych jednostek litostratygraficznych. W oksfordzie są to: formacja kraśnicka, jasieniecka i Baszni (Narol IG 1) lub bełżycka (Narol PIG 2); w kimerydzie formacja Rudy Lubuskiej; w tytonie (wraz z dolnym beriasem) formacja Babczyna.

Profil jury górnej rozpoczyna **formacja kraśnicka** o miąższości 56,0 m (Narol IG 1) i 72,5 m (Narol PIG 2). Tworzą ją wapienie gąbkowe lub gąbkowo-koralowcowe, często o strukturze gruzłowej, szare lub ciemnoszare, z bułami krzemieni i drobnymi gruzłami anhydrytu, miejscami ze smugami ilastymi, powierzchniami rozmyć i stylolitami. Spotyka się w nich pojedyncze człony liliowców, fragmenty ramienionogów, małych ślimaków i glonów. Utwory te w omawianych profilach nie są datowane, jednak dane regionalne wskazują, że są one wieku dolny–środkowy oksford (Niemczycka, 1976a). Sedymentacja wapieni gąbkowych odbywała się w zewnętrznych strefach szelfu (Matyja, Wierzbowski, 1996; Gutowski i in., 2005a).

Wyżej wydzielono **formację jasieniecką**. W obu otworach przewiercono ją bezrdzeniowo, a interpretacja krzywych geofizycznych wskazuje, że występują tu wapienie wysokooporowe. Na podstawie korelacji z pobliskimi otworami wiertniczymi Doliny 1 i Cieszanów 1 przyjęto, że są to wapienie krynoidowo-oolitowe (Niemczycka, 1966). Miąższość formacji jasienieckiej w profilu otworu Narol IG 1 wynosi 26,0 m, a w profilu Narol PIG 2 – 27,5 m. Według Niemczyckiej (1976a, b) wapienie te powstawały w ruchliwym środowisku morskim, w strefie eufotycznej na niewielkiej głębokości, w pobliżu płycizn oolitowych. Tego typu facje Gutowski i in. (2005a) wiążą z ruchliwymi strefami barier oolitowych rampy węglanowej.

Stwierdzony powyżej profil charakteryzuje się w obu otworach wiertniczych odmienną litologią. W profilu otworu Narol IG 1 występuje 45,0 m kompleksu naprzemiennie występujących zielonoszarych margli dolomitycznych i zielono-rdzawych iłowców oraz wapieni. Są to utwory typowe dla **formacji Baszni** (Niemczycka, 1976a). W iłowcach spotyka się słabo obtoczone intraklasty wapieni o wielkości 2–3 cm oraz powierzchnie ślizgów. Wapienie są głównie mikrytowe, często typu litograficznego, podrzędnie gruzłowe, szare i ciemnoszare, zazwyczaj zlewne, niekiedy skaliste, o przełamie muszlowo-zadziorowym, z gniazdami anhydrytu, niekiedy również smugami zielonego iłowca. Utwory formacji Baszni powstały w strefie płytkiego szelfu silikoklastycznego, który w tym czasie wąskim pasem

przylegał do lądu ukraińskiego, którego najbardziej północno-zachodni kraniec obejmował obszar położony na wschód od Zamościa i Tomaszowa Lubelskiego (rejon Korczmina i Terebinia) (Niemczycka, 1976b). Według Gutowskiego i in. (2005a) wapienie mikrytowe typu litograficznego należy wiązać ze strefami osłoniętych lagun na obszarze rampy węglanowej. Wiek formacji Baszni Niemczycka (1976a, 1997) wiązała z późnym oksfordem. W profilu otworu Narol PIG 1, w wapieniach z głęb. 1793,0 i 1800,0 m, stwierdzono kilka gatunków otwornic, w tym *Pseudocyclammina jaccardi* (Schrodt) znajdowaną w najwyższym oksfordzie i miejscami w najniższym kimerydzie (patrz J. Smoleń, ten tom). Ten sam wiek (późny oksford–wczesny kimeryd) jest wnioskowany dla formacji Baszni również przez Gutowskiego i in. (2005a) na podstawie stwierdzonej w niej mikrofauny oraz korelacji z obszarem zachodniej Ukrainy. W niniejszym opracowaniu przyjęto ten ostatni punkt widzenia.

W profilu otworu Narol PIG 2 powyżej formacji jasienieckiej, zarówno w rdzeniu (3,0 m), jak i na krzywych geofizycznych, nie stwierdzono obecności margli i iłowców o szarozielonej barwie, a występują tu jedynie wapienie. Z materiału rdzeniowego wynika, że są to wapienie mikrytowe, miejscami margliste oraz wapienie oolitowo-intraklastyczne beżowe lub beżowoszare, miejscami ze śladami rozmywania lub przerostami margla. Omawiany odcinek profilu, o miąższości 37,5 m, reprezentuje **formację bełżycką**, która stanowi wiekowy odpowiednik facjalny formacji Baszni (Niemczycka, 1976a, 1997; Gutowski i in., 2005a). Wapienie tej formacji powstały na obszarze rampy węglanowej, w pobliżu płycizn i barier oolitowych (Niemczycka, 1976a, b; Gutowski i in., 2005a). Obszar występowania formacji bełżyckiej obejmuje całą centralną i zachodnią Lubelszczyznę (Niemczycka, 1997). Narol PIG 2 jest najdalej na południowy wschód położonym otworem wiertniczym, w którym została ona wyróżniona.

Kimeryd w profilach obu otworów jest reprezentowany głównie przez **formację Rudy Lubuskiej**, której miąższość w otworze Narol IG 1 wynosi 308,0 m, a w otworze Narol PIG 2 – 280,0 m. Uzyskany materiał rdzeniowy, licznie pobrany w obu otworach, oraz analiza krzywych geofizycznych pozwalają na dość szczegółową charakterystykę litologiczną formacji. Tworzą ją występujące naprzemiennie dolomity, wapienie i anhydryty. Dominują dolomity wapniste i wapienie mikrytowe, często dolomityczne, białe, szare lub szarobeżowe. Często są w nich obecne gniazda, żyłki lub nieregularne wtarcenia białego anhydrytu, niekiedy obserwuje się stylolity lub powierzchnie rozmywania. Rzadko spotyka się w nich fragmenty małży, ramienionogów i koralów. W górnym odcinku formacji występują również wapienie oolitowe, białe, silnie przekrystalizowane oraz wkładki anhydrytu o miąższości do kilku metrów. Obecność licznych dolomitów i anhydrytów wskazuje na restrykcyjne warunki sedymentacji w obrębie przybrzeżnej laguny ewaporacyjnej, w której w strefie między- i wewnątrz- i wczesna dolomityzacja utworów węglanowych (Niemczycka, 1976a, b). Takie warunki należy wiązać ze śro-

dowiskiem sebhya. W otworze Narol IG 1 na głęb. 1711,5 i 1715,1 m stwierdzono mikrofaunę otwornicową. Obecność w pobranej wyżej próbce otwornicy *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, wskaźnikowej dla kimerydu dolnego (patrz J. Smoleń, ten tom), dokumentuje wiek formacji. Jest to zgodne z wiekiem kimerydzkim wnioskowanym przez Niemczycką (1976a, 1997) dla formacji Rudy Lubyckiej.

Najmłodsze utwory jurajskie w obu omawianych otworach są reprezentowane przez **formację Babczyna** o miąższości 41,5 m (Narol IG 1) i 50,0 m (Narol PIG 2). Są to wartości porównywalne z obserwowanymi w otworach położonych ku wschodowi (Tarnawatka 1, Tomaszów Lubelski IG 1, Ruda Lubycka 1, Jarczów IG 2). Natomiast w otworach Doliny 1 i Cieszanów 1, zlokalizowanych na południowy zachód, wartości te są dwukrotnie większe. Z formacji Babczyna w otworze Narol IG 1 pobrano 4,4 m rdzenia, natomiast w otworze Narol PIG 2 – 20,0 m. Materiał rdzeniowy wskazuje, że są to wapienie oolitowe i oolitowo-intraklastyczne, szare lub białe, twarde i zwięzłe, z fragmentami skorupki ramienionogów, często przekrystalizowanych. Spotyka się w nich stylolity, powierzchnie rozmyte oraz piryty. Podobnie jak w przypadku utworów formacji

bełżyckiej, genezę wapieni formacji Babczyna należy wiązać ze strefą pływiczną i barier oolitowych w środowisku rampy węglanowej (Niemczycka, 1976a, b; Gutowski i in., 2005a). Dla profilu otworu Narol PIG 1 w płytkach cienkich z formacji Babczyna oznaczono kilka gatunków otwornic: *Paleogaudryina* cf. *bukowiensis* (Cushman et Głazewski), *Andersenolina alpina* (Leupold), *Ichnusella burlini* (Gorbachik), *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Charentia evoluta* (Gorbachik), *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama) oraz glony z gatunku *Clypeina jurrassica* (Favre). Są to gatunki o dość zróżnicowanym zasięgu stratygraficznym (Gutowski i in., 2005b; Morycowa, Moryc, 2011), jednak ich współwystępowanie, a przede wszystkim obecność *Paleogaudryina* cf. *bukowiensis* (Cushman et Głazewski), wskazuje na tyton–berias. Większość tych gatunków jest znana z utworów pogranicza jury i kredy przedgórzia Karpat (Morycowa, Moryc, 2011; Gutowski i in., 2007; Urbaniec i in., 2010). Stwierdzono je również na obszarze Zachodniej Ukrainy w wapieniach formacji niżniowskiej (Niżniów Formation), korelowanej z formacją Babczyna i również datowanej na tyton–berias dolny (Gutowski i in., 2005b).

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ I KREDY DOLNEJ

Utwory jury górnej oraz kredy dolnej obecne w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 zawierają ubogi materiał mikropaleontologiczny zarówno pod względem taksonomicznym, jak i ilościowym. Jednocześnie stan zachowania mikrofauny nie zawsze pozwala na dokładną identyfikację gatunkową okazów, co znacznie utrudnia przeprowadzenie analizy biostratygraficznej. Dodatkowo dokładne opracowanie biostratygrafii utrudnia niewielka ilość rdzeniowanych odcinków obu profili, z których były dostępne próbki do badań mikropaleontologicznych. Obecne opracowanie oparto na rewizji materiałów archiwalnych, których wyniki zawarto w opracowaniach ekspertyzowych badań mikropaleontologicznych w dokumentacjach wynikowych obu otworów wiertniczych (Smoleń i in., 1990; Szejn, 1992) i uzupełnione o nowe badania, głównie sekwencji utworów kredy dolnej (Gaździcka i in., 2002; Dziadzio i in., 2004).

Wśród utworów jury górnej mikrofauna występuje jedynie w kilku próbkach pobranych z otworu Narol IG 1, z głęb. od 1702,0 do 1800,0 m. Na głęb. 1711,5; 1715,0; 1793,0 i 1800,0 m są obecne nieliczne okazy takich gatunków otwornic, jak: *Pseudocyclammina jaccardi* (Schrodt), *Verneulinoides polonius* (Cushman et Głazewski), *Spirulina infima* (Strickland), *Soccorhiza ramosa* (Brady), *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp. oraz niekompletnie zachowane pancerzyki małżoraczków i fragmenty makrofauny, głównie szkarłupni. Gatunkiem wskaźnikowym jest w tym ze spole takson *Pseudocyclammina jaccardi* (Schrodt), który reprezentuje środowiska platform węglanowych w najwyż-

szym oksfordzie i miejscami w najniższym kimerydzie. Na głęb. 1711,5 m pojawia się gatunek *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, który jest gatunkiem charakterystycznym dla utworów kimerydu dolnego (Bielecka, 1980). Prawdopodobnie wymieniony przedział głębokości obejmuje częściowo utwory późnego oksfordu oraz wczesnego kimerydu.

Następne próbki, w których oznaczono mikrofaunę, pochodzą także z otworu Narol IG 1, z głęb. od 1442,4 do 1443,5 m. Interwał ten obejmuje jasnoszare wapienie, miejscami z ooidami i onkoidami formacji z Babczyna, z fragmentami glonów, otwornic, małżoraczków oraz makrofauny, głównie ślimaków (Gaździcka i in., 2002). Badania mikrofauny w płytkach cienkich wykazały obecność następujących gatunków otwornic: *Paleogaudryina* cf. *bukowiensis* (Cushman et Głazewski), *Pseudocyclammina* sp., *Arenobulimina* aff. *melitaeformis* (Neagu), *Andersenolina alpina* (Leupold), *Ichnusella burlini* (Gorbachik), *Paleogaudryina* cf. *bukowiensis* (Cushman et Głazewski), *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Charentia evoluta* (Gorbachik), *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Arenobulimina* sp., *Haplophragmium* sp., *Protopenelopis* sp. i glonów z gatunku *Clypeina jurrassica* (Favre). Według Olszewskiej (w Gaździcka i in., 2002) dokładne sprecyzowanie wieku wyżej wymienionych utworów jest trudne ze względu na dość długie zasięgi stratygraficzne obecnych tu taksonów otwornic. Mikrofauna w próbkach pobranych z mniejszej głębokości (1443,5 i 1442,5 m) wskazuje na utwory późnego tytonu lub beriasu.



Dość bogate zespoły mikrofauny odnotowano w ciemnych mulowcach ilasto-marglistych i marglisto-piaszczystych formacji cieszanowskiej. W profilu otworu Narol IG 1 mikrofauna występuje na głęb. 1392,0–1396,9 m. W otworze Narol IG 2 jej obecność odnotowano na głęb. 1353,8–1367,0 m (fig. 20). W obu otworach skład taksonomiczny zespołów mikrofauny jest bardzo zbliżony i reprezentowany przez takie gatunki otwornic, jak: *Praedorothia* cf. *praeoxycona* (Moullade), *Lenticulina hiermanni* Bettenstead, *L. roemeri* (Reuss), *Trocholina infragranulata* Noth, *Buccicrenata condessa* Dulub, *Choffatella decipiens* Schlumberger, *Melathrokerion* sp., *Verneuilinoides neocomiensis* (Mjatluk), *Haplophragmoides concavus* (Chapman), *Protomarsonella hechti* Dieni et Masari, *Lenticulina hiermanni* Bettenstead, *L. roemeri* (Reuss), *L. guttata* (Ten Dam), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Trocholina infragranulata* Noth, *Conorboides hofkeri* Bartenstein et Brand, *Lamarckina* cf. *lamplughii* (Scherlock), *Astacolus viollii* Dieni et Massari, *Astacolus humilis* (Reuss), *Epistomina caracolla* (Roemer), *E. cretosa* Ten Dam, *Mironovella ju-*

liae (Mjatliuk), *Tristix acutangula* (Reuss), *Eoguttulina ichnusae* (Dieni et Massari), *Spirillina minima* Schacko., *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Charentia ewoluta* (Gorbatchik), *Protopeneroplis* sp. i *Ichnusella burlini* (Gorbatchik). W wyżej wymienionych utworach są obecne także małżoraczki z gatunków: *Protocythere frankei* gr. Triebel, *P. reicheli* Oertli i *Schuleridea thorenensis* (Triebel) oraz fragmenty makrofauny, głównie szkarłupni i mszywiolów. Wiek utworów formacji cieszanowskiej, określany wcześniej na walańżyn górny (Dokumentacja wynikowa otworu Narol IG 1, 1990), następnie na walańżyn–hoteryw (Sztejn, 1996), został zrewidowany na podstawie nowych badań mikrofauny, przeprowadzonych zarówno na próbkach macerowanych, jak i w płytkach cienkich i obecnie określa się go na hoteryw–barrem (Gaździcka i in., 2002; Dziadzio i in., 2004). Podstawę określenia wieku stanowi obecność w nich gatunków otwornic: *Buccicrenata condesa* Dulub czy *Lenticulina hiermanni* Bettenstead, które charakteryzują utwory najwyższego hoterywu, a szczególnie barremu.

PETROLOGIA I MIKROFACJE UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Utwory jury górnej opracowano pod względem petrograficznym w profilach otworów wiertniczych Narol IG 1 na odcinku 1437,2–1861,2 m oraz Narol PIG 2 na odcinku

1373,1–1863,0 m. Łącznie przeanalizowano 59 płytek cienkich (tab. 4, 5). Systematyczne opróbowanie nie było możliwe ze względu na znaczne luki w rdzeniowaniu. Zebrany materiał pozwala jednak uchwycić główne różnice mikrofacjalne i prześledzić ich pionowe następstwo.

Mikrostruktura i skład petrograficzny utworów górnej jury z otworu wiertniczego Narol IG 1

Microstructure and petrography of the Upper Jurassic strata from the Narol IG 1 borehole

[illegible]

OBJAŚNIENIA DO TABEL 4 i 5

Litostratygrafia – lithostratigraphy: F. kraśn. – Kraśnik Formation, Formacja Baszni – Basznia Formation, formacja bełżycka – Bełżec Formation, Formacja Rudy Lubyckiej – Ruda Lubyccka Formation, Formacja Babczyna – Babczyn Formation

Tekstura – texture: jednorodna – homogenous, równoległa – parallel, smużysta – flaser, laminowana – laminated, gruzłowa – nodular

Struktura – structure: boundston – boundstone, rudston – rudstone, flotston – floatstone, greinston – grainstone, pakston – packstone, wakston – wackestone, madston – mudstone

Spoiwo – cement: mikryt – micrite, sparyt – sparite, dolosparyt – dolosparite, anhydryt – anhydrite, krzemionka – silica

Allochemy – allochems: kwarc – quartz, peloidy – peloids, intraklasty – intraclasts, onkoidy – oncoids, ooidy – ooids, bioklasty – bioclasts

Bioklasty – bioclasts: krynoidy – crinoids, jeżowce – echinoids, małżoraczki – ostracods, ślimaki – gastropods, małże – bivalves, ramienionogi – brachiopods, mszywioly – bryozoans, koralowce – corals, gąbki – sponges, otwornice – foraminifers, glony – algae, inne – other

Mikrofacje – microfacies

Numer próbki – sample number, głębokość – depth, litologia – lithology

* pseudoooidy – pseudoooids, X – składnik akcesoryczny – accessory component

Podstawą do opracowania petrograficznego stanowiły opisy litologii i mikrofacji oraz analizy składu chemicznego skał jury górnej zebrane w „Dokumentacji wynikowej otworu badawczego Narol IG 1” (Niemczycka, 1990; Radlicz, 1990) oraz w „Dokumentacji wynikowej otworu badawczego Narol PIG 2” (Niemczycka, 1992; Radlicz, 1992).

Przy identyfikacji i w opisach mikrostruktury wykorzystano klasyfikację skał węglanowych Dunhama (1962), zmodyfikowaną przez Embry’ego i Klovana (1972) oraz Wrighta (1992) i wprowadzoną do piśmiennictwa polskiego przez Jaworowskiego (1987). Przegląd tych klasyfikacji wraz z komentarzem i ilustracjami można znaleźć u Flüge-la (2004). Opisywane mikrostruktury zostały podzielone na dwie grupy genetyczne.

Do pierwszej grupy zaliczono mikrostruktury depozycyjne, w których jest czytelna pierwotna struktura osadu powstała w rezultacie sedymentacji, biologicznej działalności organizmów lub chemicznego wytrącania składników. Mikrostruktury depozycyjne można podzielić dalej na trzy odmiany:

1. Mikrostruktury terygeniczne, przy których klasyfikacji brano pod uwagę proporcje i rodzaj allochemów (ziaren) oraz udział tła skalnego:
 - madston – mikryt węglanowy lub węglanowo-ilasty z udziałem do 10% allochemów;
 - wakston – mikryt węglanowy lub węglanowo-ilasty z udziałem 10–45% allochemów;
 - pakston – mikryt węglanowy lub węglanowo-ilasty z udziałem powyżej 45% allochemów i zwartym szkielecie ziarnowym (niekiedy ziarna są częściowo spojone węglanem krystalicznym);
 - greinston – skała ziarnowa spojona węglanem krystalicznym;
 - flotston – skała ziarnowa o luźnym szkielecie ziarnowym, w której co najmniej 10% ziaren przekracza 2 mm średnicy;
 - rudston – skała ziarnowa o zwartym szkielecie ziarnowym, w której co najmniej 10% ziaren przekracza 2 mm średnicy;
2. Mikrostruktury biogeniczne – bondston, obejmujące biogeniczne struktury węglanowe powstałe w wyniku wzrostu różnych grup organizmów podczas sedymentacji;

3. Mikrostruktury chemogeniczne – anhydroparyt, powstałe w wyniku wytrącania siarczanów (anhydrytu) w zbiorniku sedymentacyjnym.

Do drugiej grupy zaliczono mikrostruktury diagenezytyczne, które zacierają pierwotną, depozycyjną strukturę osadu.

Zwięzłość osadu i sposób uporządkowania allochemów w obrębie tła skalnego zdefiniowano jako teksturę skały: jednorodną, równoległą, smużystą, laminowaną i gruzłową. Zawartość materiału ziarnowego określono według wzorców Tanaka i Katady (1966). Nazwy głównych i podstawowych frakcji allochemów przyjęto według tabeli Wentwortha (1922).

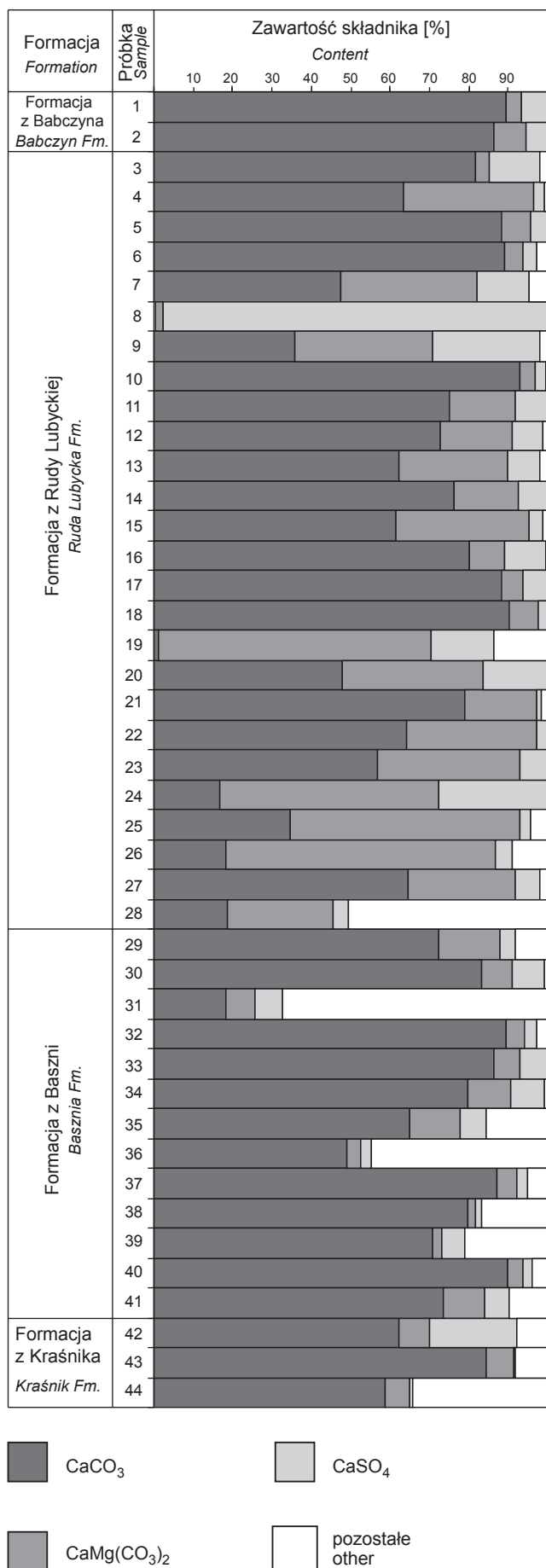
Oznaczenia fauny w płytkach cienkich wykonano na podstawie atlasów mikroskamieniałości: Conila i Lysa (1964), Flüge-la (2004), Horowitza i Pottera (1971) oraz Majewskiego (1969). Wykorzystano również prace Durkiny (1984) i Wójcika (2012). Strefy sedymentacji zinterpretowano według modelu platformy węglanowej Wielkiej Ławicy Bahamskiej (Purdy, 1963a, b; Gradziński i in., 1986; Flügel, 2004), podobnie jak w przypadku utworów górnourajskich z południowego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Kutek, 1969).

Petrologia utworów jury górnej w profilu otworu Narol IG 1

Utwory jury górnej w otworze Narol IG 1 opróbowano na potrzeby analiz petrograficznych i mikrofacjalnych na odcinku 1437,2–1861,2 m. Łącznie opracowano 44 płytki cienkie (tab. 4, fig. 21).

Oksfordzką **formację kraśnicką**, o miąższości 56 m, przeanalizowano w trzech płytkach cienkich (próbki 42–44 z głęb. 1851,0; 1856,2 i 1861,2 m). Utwory formacji są reprezentowane przez bondstony gąbkowo-koralowcowe o teksturach gruzłowych. Zawartość węglanu wapnia w formacji kraśnickiej sięga od 58 do 85% (fig. 21).

Utwory **formacji jasienskiej** nie były badane ze względu na mały uzysk rdzenia.



Utwory oksfordzkiej **formacji Baszni**, o miąższości 127 m, przeanalizowano w 14 płytkach cienkich (próbki 28–41). Mikrostruktury tych skał są różnorodne, choć nie tak zróżnicowane jak w nadległej formacji Rudy Lubyckiej.

Próbki 28, 38 i 41 (głęb. 1778,7; 1797,8 i 1802,0 m) mają mikrostruktury madstonów z akcesorycznym udziałem terygenicznego kwarcu i bioklastów. Mikryt stanowi od 74 do 99% objętości skały, tylko w próbce 28 zaznacza się obecność wtórnego dolosparytu.

Próbki 29, 30, 31, 32, 33, 35 i 36 mają struktury pakstonów i wakstonów peloidowych ze zmiennym udziałem bioklastów. Spoiwo mikrytowe stanowi od 25 do 75% objętości skały. Peloidy występują we frakcji od gruboziarnistego pyłu do średnioziarnistego piasku i stanowią od 15 do 70% objętości. Udział bioklastów nie przekracza 20%, zazwyczaj są one jedynie składnikiem akcesorycznym. W próbkach 29 i 35 (głęb. 1779,4 i 1793,2 m), wśród bioklastów dominują małżoraczki z akcesorycznym udziałem otwornic i szczątków małżów. W próbce 30 (głęb. 1781,3 m) występują szczątki glonów, których udział sięga około 5% objętości. Próbki 31, 32, 33 i 36 (głęb. 1783,0; 1786,5 i 1796,1 m) nie zawierają domieszki bioklastycznej. W większości próbek zaznacza się obecność terygenicznego kwarcu, którego udział sięga maksymalnie 10% objętości skały.

Próbki 34 i 40 (głęb. 1789,6 i 1800,5 m) mają struktury pakstonów peloidowo-otwornicowych. Mikrytowe spoiwo stanowi od 20 do 30% objętości skały. Peloidy występują we frakcji od gruboziarnistego pyłu do średnioziarnistego piasku i stanowią od 40 do 60% objętości. Udział otwornic sięga od 20 do 25%, są one reprezentowane przez przedstawicieli rodzaju *Alveosepta* z akcesorycznym udziałem *Textularia* sp. i *Pseudocyclamina* sp.

Próbka 37 (głęb. 1797,0 m) ma strukturę flotstonu onkoidowego. Tło skalne jest wykształcone jako pakston peloidowy z zawieszonymi w nim onkoidami. Stanowią one około 40% objętości skały. U podstaw onkoidów występują wtórne cementy zawieszone (*caliche*).

Próbka 39 (głęb. 1799,4 m) jest wykształcona jako bondston glonowy o teksturze smużystej ze znaczną (45%) domieszką terygenicznego kwarcu we frakcji pylastej.

Zawartość węgla wapnia w utworach formacji Baszni jest silnie zróżnicowana i sięga od 19 do 90% (fig. 21), przy jednocześnie niskim stopniu dolomityzacji. Jest to rezultat znacznej, choć zmiennej zawartości minerałów ilastych. Spośród struktur diagenetycznych zaobserwowano mikrostylolity, powszechnie występują również porowe cementy anhydrytowe.

Fig. 21. Zawartość CaCO₃, CaMg(CO₃)₂ i CaSO₄ w utworach górnej jury z otworu wiertniczego Narol IG 1

CaCO₃, CaMg(CO₃)₂ and CaSO₄ content in the Upper Jurassic strata from the Narol IG 1 borehole

Utwory kimerydzkiej **formacji Rudy Lubyckiej** o miąższości 308 m przeanalizowano w 25 płytkach cienkich (próbki 3–27). Mikrostruktury tych skał są różnorodne, występują różne odmiany struktur depozycyjnych, a także mikrostruktury chemogeniczne i diagenetyczne.

Próbka 3 (głęb. 1554,2 m) ma mikrostrukturę pakstonu ooidowego. Wielopowłokowe ooidy rozwinięte wokół mikrytowych jąder tworzą zwarty szkielet ziarnowy osadzony w mikrytowym, częściowo zrekrystalizowanym spoiwie.

Próbki 5, 10, 18 i 20 (głęb. 1555,4; 1702,2; 1719,0 i 1725,2 m) mają mikrostruktury pakstonów pseudoooidowych o teksturach od jednorodnej do równoległej. Spoiwo mikrytowe stanowi do 25% objętości skały. Gęsto upakowane ooidy jednopowłokowe są rozwinięte wokół jąder mikrytowych, występują w przedziale frakcji od drobno- do średnioziarnistego piasku i stanowią od 65 do 80% objętości skały. Występują także pojedyncze ooidy radialne. Bioklasty – szczątki glonów, małżów i ślimaków, a także małżoraczki i krynoidy mają jedynie udział akcesoryczny i nie przekraczają 10% objętości.

Próbki 11, 12, 13, 21, 22, 23 i 24 (głęb. 1703,0; 1705,5; 1708,5; 1732,0; 1734,0; 1737,5 i 1738,2 m) odznaczają się mikrostrukturami flotstonów, pakstonów i wakstonów intraklastowych o teksturach od równoległej do smużystej. Spoiwo mikrytowe stanowi do 60% objętości skały, zazwyczaj jest jednak częściowo lub całkowicie zdolomityzowane. Słabo obtoczone intraklasty występują w przedziale frakcji od piasku drobnoziarnistego do żwiru średnioziarnistego i mają udział od 25 do 60%. Ich struktura wewnętrzna to mikryt lub pakston peloidowy. Bioklasty – szczątki małżów, ślimaków i małżoraczek mają udział akcesoryczny i nie przekraczają 10% objętości. W próbkach 21–23 jest widoczny erozyjny kontakt flotstonów intraklastowych z pakstonami peloidowymi.

Próbka 17 (głęb. 1715,1 m) ma mikrostrukturę pakstonu peloidowo-bioklastycznego o jednorodnej teksturze. Spoiwo mikrytowe stanowi do 20% objętości skały, natomiast peloidy – 60% i występują w szerokim zakresie frakcji piaszczystej. Bioklasty – szczątki małżów, ślimaków i szkarłupni – nie przekraczają 20% objętości.

Próbki 14, 15 i 16 (głęb. 1710,6; 1711,2 i 1713,2 m) mają mikrostruktury zbioturbowanych madstonów o teksturach smużystych. Tekstura smużysta jest wyrażona obecnością naprzemianległych i nieregularnych dolosparytowych lamin/ smug w obrębie mikrytu. Sparytowe smugi okalają koncentryczne i owalne twory przypominające norki albo rytmicznie przewarstwiają się z mikrytem. Kryształy dolomitu w smugach są rozproszone, euhedralne, o wielkości 0,01–0,1 mm.

Próbki 4, 7, 9, 19 i 25 (z głęb. 1555,0; 1557,8; 1559,0; 1724,6 i 1739,0 m) mają wtórne mikrostruktury diagenetyczne – dolomikrosparytowe. Anhedralne kryształy dolomitu o wielkości 0,01–0,05 mm tworzą jednorodne, mgliste tekstury (patrz Flügel 2004: s. 329). Podkreślić należy również obecność drobnych kryształów anhydrytu. Jedynie w próbkach 19 i 25 zachowały się reliktywne tekstury laminowane i zaznacza się obecność pierwotnego mikrytowego spoiwa.

Próbki 6 i 8 (głęb. 1557,5 i 1558,4 m) mają chemogeniczne struktury anhydrytowe. Igiełkowe i listewkowe kryształy anhydrytu osiągają wielkość 0,04–0,6 mm.

Próbkę 26 (głęb. 1740,5 m) należy sklasyfikować jako pakston bioklastyczny; płytkę cienką wycięto z litoklastu obcego pochodzenia (obecność otwornic *Quasiendothyra* sp. świadczy o górnodewońskim wieku litoklastu).

Próbka 27 (głęb. 1742,0 m) ma strukturę dolosparytowego rudstonu onkoidowo-bioklastycznego. Udział frakcji żwirowej wynosi ok. 25% objętości skały. Zarówno onkoidy, jak i bioklasty występują we frakcji od średnioziarnistego piasku do średnioziarnistego żwiru. Onkoidy są rozwinięte wokół szczątków organicznych i peloidów i stanowią ok. 40% objętości skały. Szczątki małżów, glonów i szkarłupni stanowią kolejne 20%. Pozostałą część wypełnia wtórne spoiwo dolosparytowe. Subhedralne kryształy dolomitu osiągają rozmiary w przedziale 0,01–0,1 mm. Granice pomiędzy spoiwem i allochemami są wyraźnie nadtrawione.

Ze względu na znaczny stopień dolomityzacji zawartość węgla wapnia w formacji Rudy Lubyckiej jest znacznie mniejsza niż w podścielających i przykrywających ją utworach (fig. 21). Spośród struktur diagenetycznych powszechnie występują kontakty wciskowe, mikrostylolity, zaznacza się również znaczny stopień dolomityzacji. Diagenezą są w największym stopniu dotknięte utwory okalające warstwy anhydrytowe.

Utwory tytońskiej **formacji z Babczyna** o miąższości 41,5 m przeanalizowano w dwóch płytkach cienkich (próbki 1 i 2 z głęb. 1437,2 i 1441,0 m). W mikrostrukturze tych skał rozpoznano greinstony ooidowe i ooidowo-bioklastyczne (glonowe) o jednorodnej lub równoległej teksturze. Składniki ziarniste są gęsto lub średnio upakowane. Allochemy występują w przedziale frakcji od piasku drobno- do gruboziarnistego. Spoiwo stanowi od 15 do 25% objętości i jest wykształcone jako blokowy cement sparytowy o pierwotnym charakterze. Udział ooidów wynosi od 50 do 75% objętości skały. Ooidy należą do typu wielopowłokowych ooidów mikrytowych rozwiniętych wokół jąder mikrytowych. Ooidy radialne są rozwinięte wokół jąder zbudowanych ze szczątków szkieletowych i występują sporadycznie. W próbce 2 ooidy mają charakter zoolityzowanych agregatów ooidowych. Udział bioklastów wynosi od kilku do 25%, są one zdominowane przez szczątki glonów, z tylko akcesorycznym udziałem otwornic i fragmentów małży. Część bioklastów ma charakter kortoidów.

Zawartość węgla wapnia w formacji z Babczyna sięga 86–90% (fig. 21). Brak jest stylolitów i innych oznak rozpuszczania pod ciśnieniem, nie zaobserwowano również cementów krzemionkowych ani dolomitowych.

Petrologia utworów jury górnej w profilu otworu Narol PIG 2

Utwory jury górnej w otworze Narol PIG 2 opróbowano na potrzeby analiz petrograficznych i mikrofacjalnych na odcinku 1373,1–1836,0 m. Łącznie opracowano 15 płytek cienkich (tab. 5, fig. 22).

Mikrostruktura i skład petrograficzny utworów jury górnej z otworu wiertniczego Narol PIG 2

Microstructure and petrography of the Upper Jurassic strata from the Narol PIG 2 borehole

[illegible]

Próbka 8 (głęb. 1501,0 m) ma wtórną mikrostrukturę dolomikosparytową, powstałą z zastąpienia/ rekrytalizacji mułu wapiennego. Anhedralne kryształy dolomitu mają wielkość poniżej 0,02 mm i tworzą mozaikową, mglistą teksturę. Występują również subhedralne kryształy anhydrytu o wielkości 0,3–1,0 mm.

Bardziej powszechnie w formacji Rudy Lubyckiej występują mikrostruktury pakstonów intraklastowych z różnym udziałem bioklastów. Rozpoznano je w czterech płytkach cienkich (próbki 6, 9, 10 i 11 z głęb. 1445,5; 1554,5; 1610,2 i 1667,1 m). Mają one jednorodne tekstury, różnią się jednak składem bioklastów oraz proporcją bioklastów i intraklastów. Spoiwo zajmuje od 33 do 45% objętości i jest utworzone z mikrytu lub wtórnego dolomikrosparytu. W ostatnim przypadku anhedralne kryształy dolomitu mają wielkość do 0,05 mm i tworzą mozaikowe, mgliste tekstury. Składniki ziarniste są umiarkowanie wysortowane, występują w przedziale frakcji piaskowej. W próbkach 6 i 9 intraklasty dominują ponad bioklastami, ich udział sięga do 45%. Bioklasty są reprezentowane przez krynoidy, otwornice, małżoraczki i szczątki glonów w ilości nieprzekraczającej 20% objętości skały. W próbce 10 występują niemal wyłącznie mikrytowe intraklasty (60% objętości skały) zawieszone w spoiwie dolosparytowym. Znaczna ich część ma charakter jednopowłokowych ziaren obleczoonych. Powłoki oraz szczątki szkieletowe wewnątrz intraklastów zostały zastąpione przez euhedralne kryształy dolomitu o równokrystalicznej teksturze i wielkości kryształów ok. 0,05 mm. Próbka 11 ma mikrostrukturę słabo wysortowanego pakstonu ślimakowo-bioklastyczno-intraklastowego. Udział ślimaków sięga tutaj ok. 20%, powszechnie występują również otwornice, szczątki szkarłupni, małżów i glonów, stanowiąc dalsze 10% objętości.

Ze względu na znaczny stopień dolomityzacji zawartość węgla wapnia w formacji Rudy Lubyckiej jest znacznie mniejsza niż w podścielających i przykrywających ją utworach i nie przekracza 74% (fig. 22).

Utwory tytońskiej formacji **Babczyna** o miąższości 50 m przeanalizowano w pięciu płytkach cienkich (próbki 1–5 z głęb. 1373,1; 1375,0; 1381,5; 1383,5 i 1392,5 m). Mikrostruktura tych skał jest dosyć jednolita, występują greinstony i rudstony bioklastyczno-peloidowe o jednorodnych i równoległych teksturach. Składniki ziarniste są gęsto upakowane i słabo wysortowane. Allochemy występują w szerokim przedziale frakcji, od piasku drobnoziarnistego do żwiru średnioziarnistego. Frakcja piaszczysta zajmuje od 25 do 70% objętości skały, udział frakcji żwirowej sięga od 5 do 60%. Spoiwo stanowi od 15 do 25% i jest wykształcone jako blokowy cement sparytowy o pierwotnym charakterze. Wśród allochemów dominują bioklasty, najczęściej występują otwornice, pospolite są również szczątki glonów *Lithoporella*, *Cylindroporella*, *Actinoporella* i *Clypeina*, a także różnej wielkości fragmenty ślimaków, mszywiołów, małżów, kolce jeżowców i krynoidy. Znaczna część bioklastów ma charakter kortoidów. Łączny udział szczątków szkieletowych sięga 25–60%. Podobny udział mają peloidy, które stanowią od 25 do 50% objętości. Znaczna ich część to zapewne całkowicie zmikrytyzowane szczątki szkieletowe oraz obtoczone intraklasty mikrytowe, powszechnie występują również agregaty pelletów. Rzadziej występują intraklasty sparytowych wapieni oolitowych i arenitów kwarcowo-mikrytowych. Peloidy wystę-

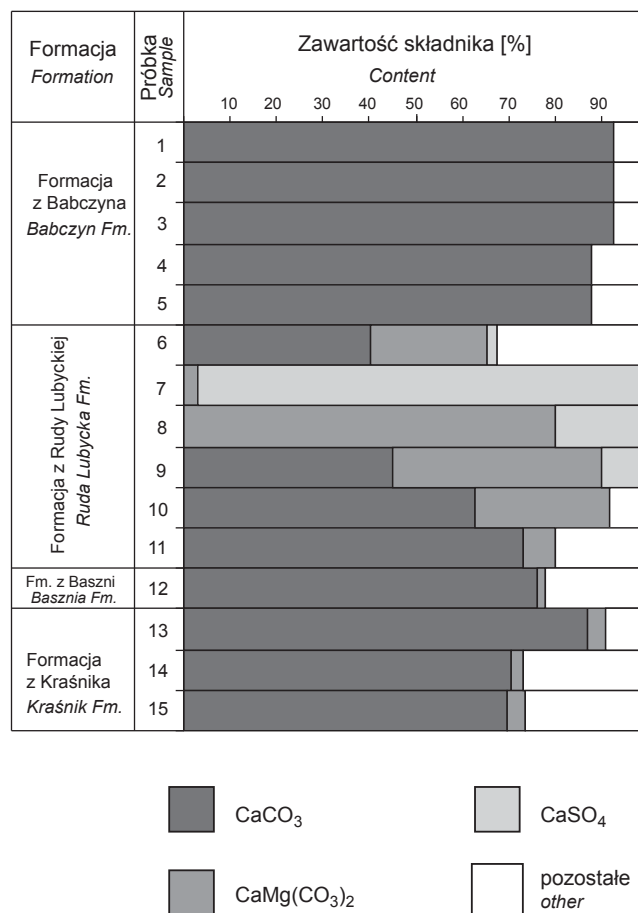


Fig. 22. Zawartość CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ i CaSO_4 w utworach jury górnej z otworu wiertniczego Narol PIG 2

CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ and CaSO_4 content in the Upper Jurassic strata from the Narol PIG 2 borehole

pują w przedziale frakcji od piasku drobnoziarnistego do żwiru średnioziarnistego.

Zawartość węgla wapnia w formacji z Babczyna sięga 87–93% (fig. 22). Spośród struktur diagenetycznych w próbkach 1 i 2 zaobserwowano kontakty wciskowe allochemów, niewielka część bioklastów jest częściowo nadtrawiona i zastąpiona cementem blokowym. Brak jednak stylolitów i innych oznak rozpuszczania pod ciśnieniem, nie zaobserwowano również cementów krzemionkowych i dolomitowych.

Analiza mikrofacjalna utworów jury górnej

Utwory jury górnej w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 mają w większości pierwotne lub tylko częściowo zmienione mikrostruktury depozycyjne. Utwory o czytelnej pierwotnej mikrostrukturze depozycyjnej są reprezentowane przez odmiany: biogeniczną (B), terygeniczną (T) i chemogeniczną (C) i zostały podzielone na osiem głównych

mikrofacji: gąbkowo-koralowcową (B1), oolitową (T2), onkolitową (T3), peloidową (T4), mułową (T5), intraklastową (T6), glonową (B7) i anhydrytową (C8), diagnostycznych dla różnych stref sedimentacji (tab. 4, 5; fig. 23–26). Podstawą do interpretacji paleośrodowiskowej tych mikrofacji są współczesne osady wapienne opisane z obszaru Wielkiej Ławicy Bahamskiej (Purdy, 1963a, b; Gradziński i in., 1986). Podobny zestaw mikrofacji opisał także Kutek (1969) z górnajurajskich wapieni kredowatych z południowego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Poniżej przedstawiono główne typy mikrofacji rozpoznane w profilach obu omawianych otworów wiertniczych oraz interpretację środowisk sedimentacji utworów jury górnej.

B1. Mikrofacje gąbkowo-koralowcowe. Do tego typu mikrofacji zaliczono bondstony gąbkowo-koralowcowe oraz pakstony/ wakstony gąbkowe (fig. 23A, B). Mikrostruktury te występują w obu otworach i są ograniczone do formacji kraśnickiej. Osady o podobnej strukturze tworzą się obecnie na zachodniej i wschodniej krawędzi Wielkiej Ławicy Bahamskiej. Mikrofacje gąbkowo-koralowcowe odpowiadają tamtejszej litofacji koralowcowo-glonowej (Purdy, 1963a, b; Gradziński i in., 1986).

T2. Mikrofacje oolitowe. Do tego typu mikrofacji włączono greinstony ooidowe, greinstony ooidowo-bioklastyczne i pakstony pseudoooidowe (fig. 23C–H, 25A–E). Rozpoznano je w profilu otworu Narol IG 1 w obrębie formacji z Babczyna i w wyższej części formacji Rudy Lubyckiej. Współcześnie oolity tworzą się na zachodniej krawędzi Wielkiej Ławicy Bahamskiej, gdzie pełnią rolę barier i izolują lagunę bahamską od środowisk otwartomorskich. Piaski oolitowe są tam aktywnie przerabiane w wyniku turbulencji i silnych prądów pływowych, tworząc formy odsypów i megaripplemarków, o które rozbijają się fale. Po stronie wewnętrznej (przylagunowej) bariery, gdzie energia falowania jest mniejsza, piaski oolitowe nie tworzą już dużych form morfologicznych. Proces oolityzacji jest mniej wydajny, dlatego częściej występują tutaj allochemy jednopowłokowe, większy udział mają peloidy i bioklasty. Mi-

krofacje oolitowe z profili otworów Narol IG 1 i PIG 2 odpowiadają litofacjom oolitowej właściwej i oolitowej mieszanej Wielkiej Ławicy Bahamskiej (Purdy, 1963a, b; Gradziński i in., 1986).

T3. Mikrofacje onkolitowe. Do tego typu mikrofacji włączono flotstony i dolosparytowe rudstony onkoidowo-bioklastyczne (fig. 26A–B). Stwierdzono je w profilu otworu Narol IG 1 odpowiednio w formacji z Babczyna i w najniższej części formacji Rudy Lubyckiej. Jak dotąd najlepiej środowisko powstawania onkolitów przedstawili Kutek i Radwański (1965, 1967) na przykładzie utworów jury górnej Gór Świętokrzyskich. Warstwy onkolitowe zostały przez tych autorów zinterpretowane jako powstałe w strefie zabarierowej, niżejplywowej, na głęb. 1,5–2,0 m. W takich warunkach, przy bujnym rozwoju sinic i umiarkowanej turbulencji, wszystkie allochemy są pokrywane powłokami nitek sinic, które wychwytyują z dna muł wapienny i drobniejsze ziarna, tworząc onkoidy.

T4. Mikrofacje peloidowe. Do tego typu mikrofacji zaliczono pakstony i wakstony peloidowe, pakstony peloidowo-bioklastyczne i pakstony peloidowo-otwornicowe (fig. 24F–H, fig. 25F, H). Występują one w profilach obu otworów w obrębie formacji Rudy Lubyckiej oraz w obrębie formacji Baszni w profilu otworu Narol IG 1. Podobne mikrostruktury powstają współcześnie w centralnej części laguny bahamskiej, gdzie tworzą litofacje grudkową i mułowo-grudkową (Purdy, 1963a, b; Gradziński i in., 1986). Peloidy stwierdzone w płytkach cienkich w znacznej części mają charakter pelletów, ale także agregatów mułu (gruzelki) powstałych w rezultacie działalności sinic wiążących drobiny osadu (zwłaszcza w odmianach o bardziej unimodalnym rozkładzie frakcji) i w tych przypadkach powinny być utożsamiane z litofacją mułowo-grudkową. Jak podają Gradziński i in. (1986), w próbkach osadu litofacji mułowo-grudkowej z Wielkiej Ławicy Bahamskiej zawartość frakcji piaszczystej reprezentowanej przez peloidy (grudki kałowe) osiąga prawie 50%, przy udziale bioklastów nieprzekraczającym zazwyczaj 10,8%. Te dane dość dobrze

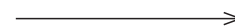
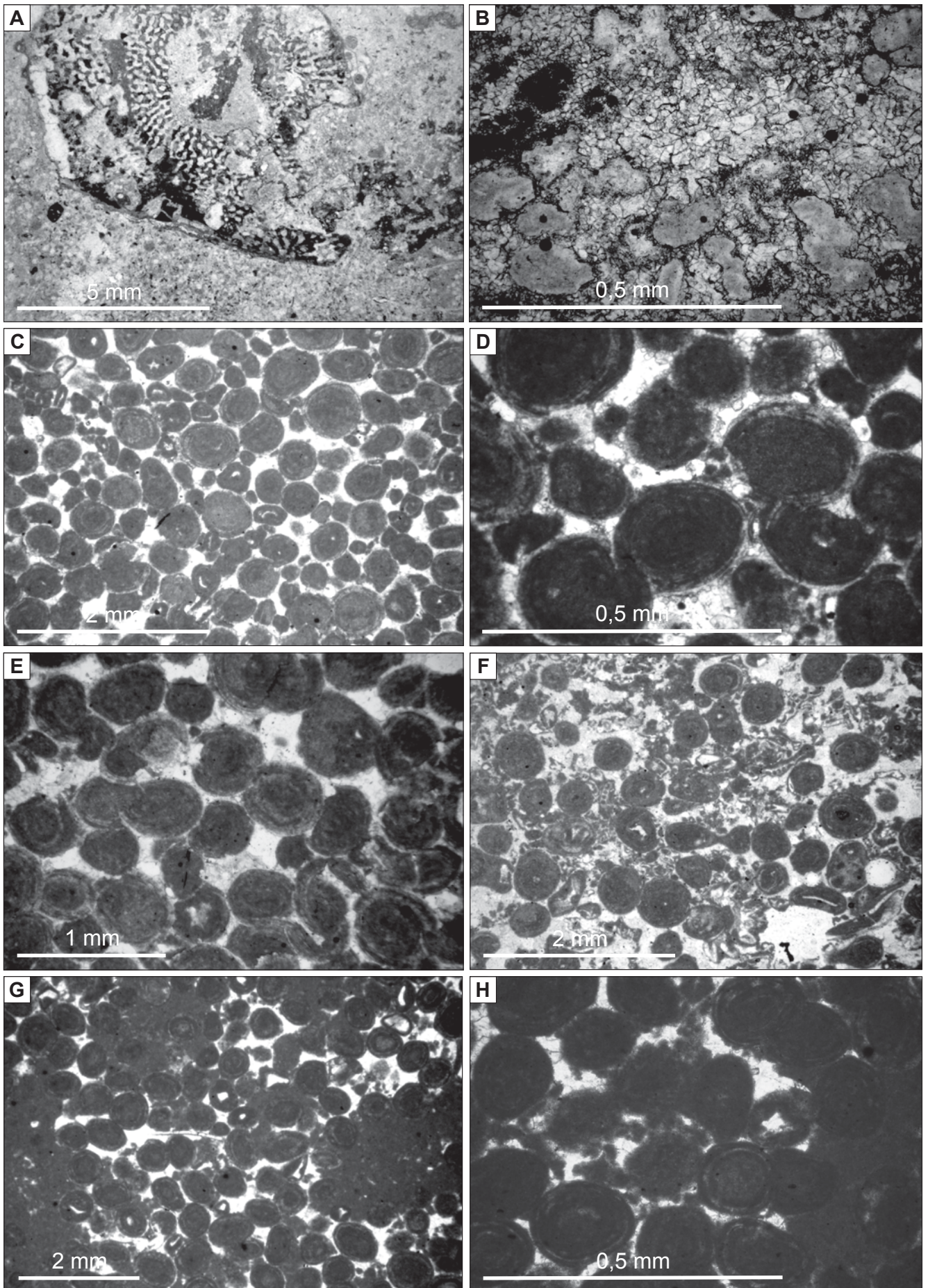
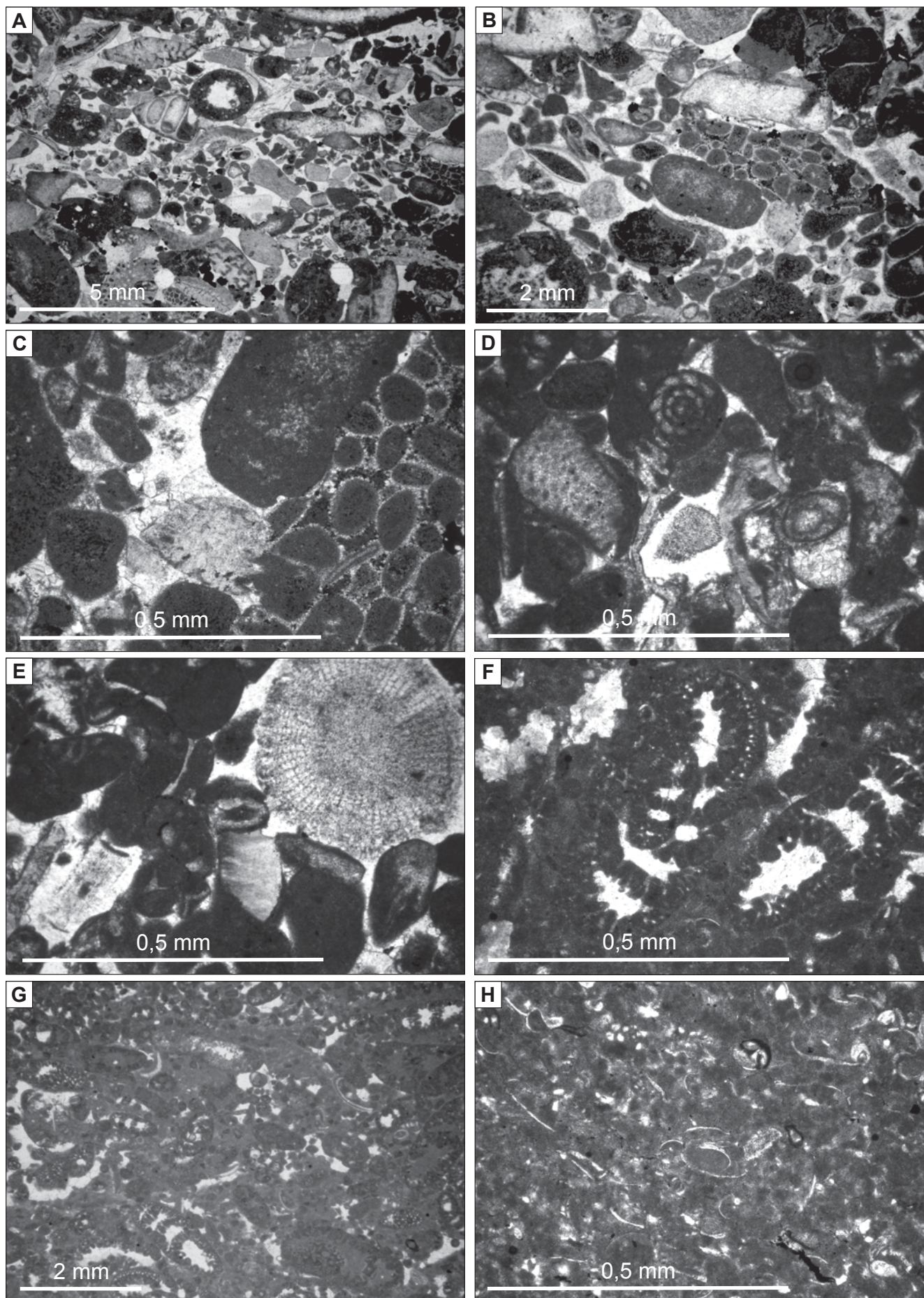


Fig. 23. A. Mikrofacja gąbkowo-koralowcowa (B1): bondston koralowcowy; otwór wiert. Narol IG 1, formacja kraśnicka, pr. 43 z głęb. 1856,2 m. **B.** Mikrofacja gąbkowo-koralowcowa (B1): bondston gąbkowo-koralowcowy; zrekrystalizowany szkielet gąbki i pory wypełnione chalcedonem; otwór wiert. Narol IG 1, formacja kraśnicka, pr. 42 z głęb. 1851,0 m. **C–E.** Mikrofacja oolitowa (T2): greinston ooidowy; wielopowłokowe ooidy mikrytowe rozwinięte wokół mikrytowych jąder, liczne kontakty wciskowe ooidów; otwór wiert. Narol IG 1, formacja z Babczyna, pr. 1 z głęb. 1437,2 m. **F.** Mikrofacja oolitowa (T2): greinston ooidowo-bioklastyczny (glonowy); liczne szczątki *Clypeina jurassica* Favre; otwór wiert. Narol IG 1, formacja z Babczyna, pr. 2 z głęb. 1441,0 m. **G–H.** Mikrofacja oolitowa (T2): pakston ooidowy; ooidy otoczone częściowo zrekrystalizowanym (kalcyfikacja) mikrytowym spoiwem; otwór wiert. Narol IG 1, formacja z Babczyna, pr. 3 z głęb. 1554,2 m.

A. Sponge-coralline microfacies (B1): coralline boundstone; Narol IG 1 borehole, Kraśnik Formation, sample 43, depth 1856.2 m. **B.** Sponge-coralline microfacies (B1): sponge-coralline boundstone, recrystallized sponge with impregnations of chalcedone; Narol IG 1 borehole, Kraśnik Formation, sample 42, depth 1851.0 m. **C–E.** Oolitic microfacies (T2): ooid greinstone; multicoated micritic ooids with micritic nuclei, numerous plastic contactants; Narol IG 1 borehole, Babczyn Formation, sample 1, depth 1437.2 m. **F.** Oolitic microfacies (T2): ooid-bioclaster (algae) greinstone; numerous *Clypeina jurassica* Favre fragments; Narol IG 1 borehole, Babczyn Formation, sample 2, depth 1441.0 m. **G–H.** Oolitic microfacies (T2): ooid packstone; ooids surrounded by partially recrystallized (calcified) micritic matrix; Narol IG 1 borehole, Babczyn Formation, sample 3, depth 1554.2 m.





odpowiadają opisanym z otworów Narol IG 1 i PIG 2 mikrostrukturalom, w których średnia zawartość peloidów wynosi 47% przy zazwyczaj jedynie akcesorycznym udziale bioklastów. W innych przypadkach w obrębie pakstonów/ wakstonów peloidowych występuje konglomerat różnych frakcji grudek mikrytowych. Poza genezą fekalną i agregacyjną mogą one mieć charakter kortoidów powstałych jako efekt mikrytyzacji bioklastów. W takich przypadkach osady te należałoby odnieść do litofacji grudkowej, a więc osadów powstałych w nieco bardziej dynamicznych środowiskach sedymentacji, ale nadal w obrębie laguny. Taką interpretację mikrofacji peloidowej potwierdza również masowe nagromadzenie otwornic z rodzaju *Alveosepta* – lituolinidów o skomplikowanej budowie wewnętrznej, diagnostycznych dla środowisk lagunowych (Flügel, 2004).

Szczególną odmianą mikrofacji T4 jest greinston bioklastyczno-peloidowy (fig. 24A–E), stwierdzony w utworach formacji z Babczyna w profilu otworu Narol PIG 2. Osady te powstały zapewne w bardziej dynamicznym środowisku, w niedalekim sąsiedztwie płyczn oolitowych.

T5. Mikrofacje mułowe. Do tego typu zaliczono jednorodnie i zbiturbowane madstony o teksturach smużytych (fig. 26E) i dolomikrosparyty o diagenetycznych teksturach mozaikowych i porfirowych. Występują one w obrębie formacji Baszni oraz formacji Rudy Lubyckiej. Utwory te są odzwierciedleniem spokojnej sedymentacji mułu wapiennego w centralnej części laguny i odpowiadają litofacji mułowej Wielkiej Ławicy Bahamskiej (Purdy, 1963a, b; Gradziński i in., 1986). Ubóstwo skamieniałości szkieletowych i nieliczne poziomy struktur bioturbacyjnych, przy jednoczesnym wyraźnym udziale impregnacji anhydrytowych, przemawiają za podwyższonym zasoleniem jako czynnikiem eliminującym bentos. Wysoki poziom zasolenia sprzyjał wczesnodiagenetycznej dolomityzacji tych osadów. Jak podaje Flügel (2004), tekstury porfirowe z rozproszonymi euhedralnymi kryształami dolomitu często są efektem wczesnej dolomityzacji osadu.

T6. Mikrofacje intraklastowe. Do tego typu mikrofacji zaliczono flotstony, pakstony i wakstony intraklastowe (fig. 26C, D). Występują one w profilach obu otworów w obrębie formacji Rudy Lubyckiej. Genezy tych osadów należy

się dopatrywać w procesach dezintegracji równi zalewowej podczas pływów: intraklasty powstają jako produkt zerwania organizmów na równi mułowej podczas odpływu i są znoszone w głąb laguny podczas przypływu. Dodatkowym źródłem intraklastów może być również erozja równi mułowej wywołana falowaniem w trakcie przypływu. W zależności od miejsca złożenia intraklastów, mikrofacje intraklastowe można zinterpretować jako utwory równi pływowej lub przybrzeżnomorskiej części laguny (np. Wójcik, 2014).

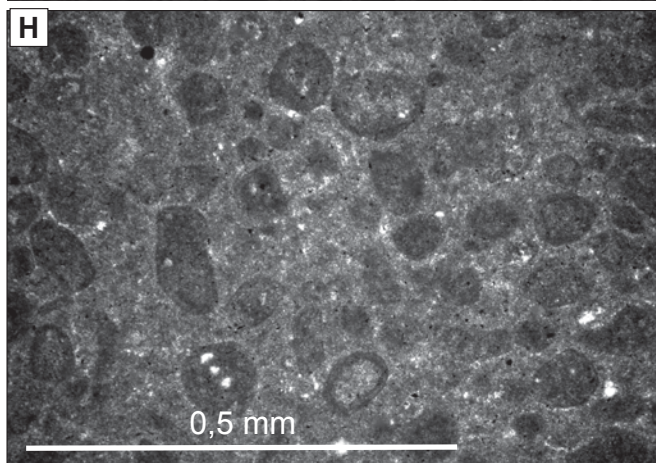
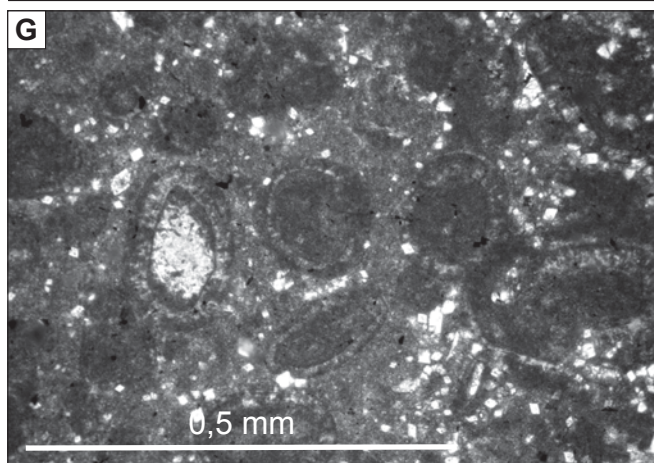
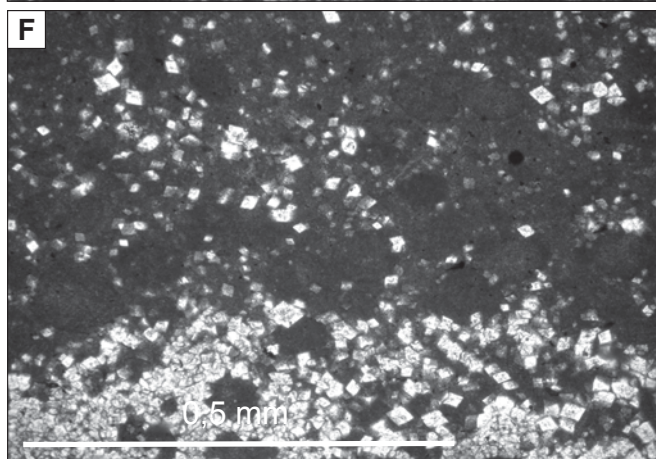
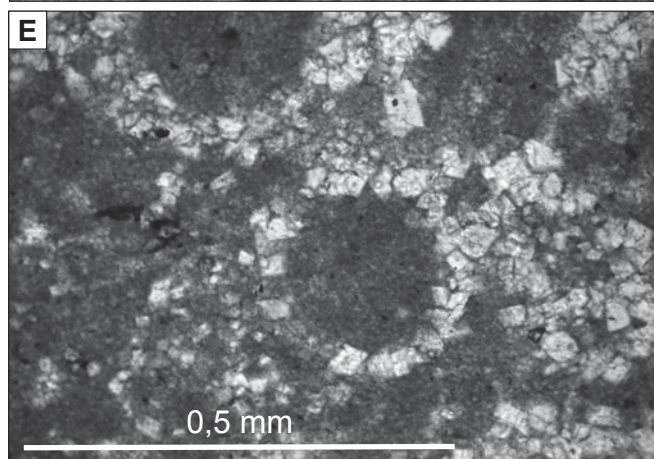
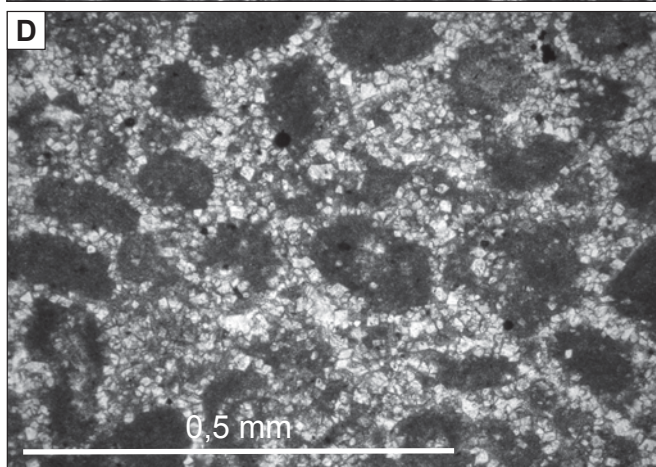
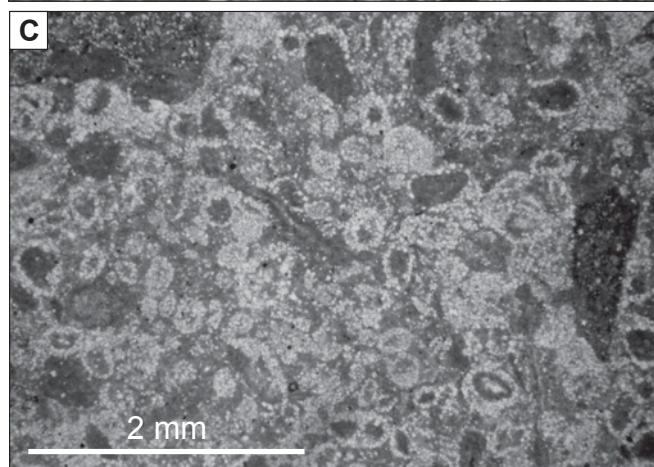
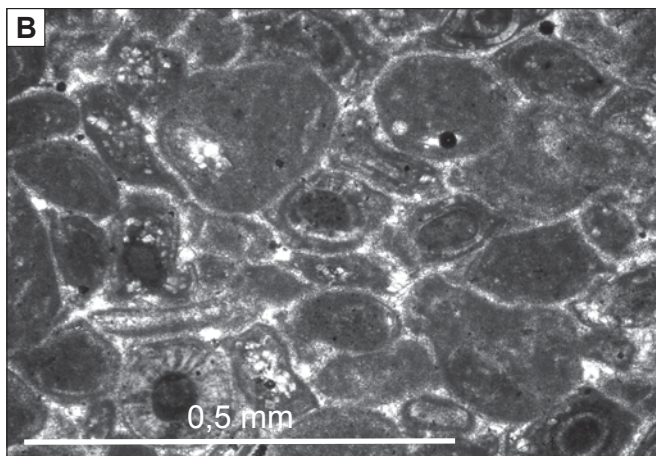
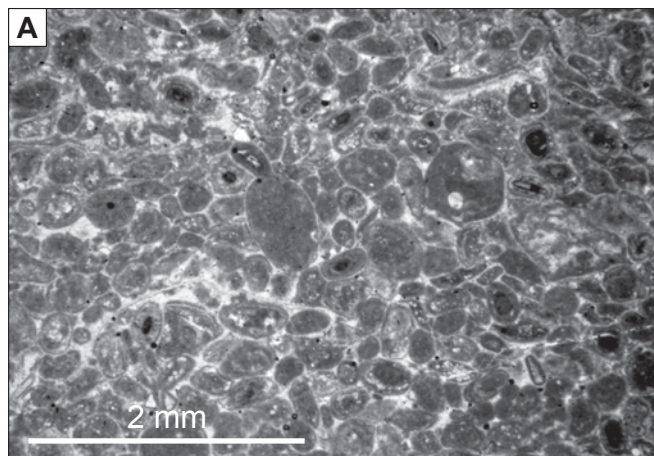
B7. Mikrofacje glonowe są reprezentowane przez bondstony glonowe o teksturach smużytych. Występują one w profilu otworu Narol IG 1 w niższej części formacji Baszni. Utwory o podobnych cechach są powszechnie interpretowane jako powstałe w wyniku rozwoju mat glonowych na równiach pływowych (np. Wójcik, 2014).

C8. Mikrofacje anhydrytowe. Ten typ mikrofacji jest reprezentowany przez anhymparyty i flotstony anhymparytowe (fig. 26F, H), stwierdzone w wyższej części formacji Rudy Lubyckiej. Utwory te są odzwierciedleniem krótkiego epizodu ewaporacyjnego. Trudno jednoznacznie rozstrzygnąć pierwotną lub wtórną genezę anhydrytu. Na korzyść pierwszej interpretacji świadczy obecność intraklastów anhymparytowych w otaczających warstwę anhydrytową osadach. Może być to świadectwem erozji/ rozmywania warstw anhydrytowych lub preparacji klastów anhydrytu. Krystalizacja anhydrytu mogła zachodzić w obrębie osadu w strefie między/ wyżej pływowej. Listewkowy pokrój kryształów anhydrytu i ich regularne ułożenie w samej warstwie anhydrytovej popiera jednak interpretację późnodiagenetyczną – rekrytalizację gipsu, analogicznie jak w przypadku badeńskich warstw anhydrytowych zapadlińska przedkarpacciego (Kasprzyk, 2005).

Utwory o mikrostrukturach diagenetycznych, w których pierwotna struktura skały jest nieczytelna, są reprezentowane przez dolosparyty i dolomikrosparyty (fig. 26G). Wyróżniają się one mglistymi teksturami, utworzonymi przez gęsto upakowane anhedralne kryształy dolomitu. Takie mikrostruktury są charakterystyczne dla przemian późnodiagenetycznych związanych z głębokim pogrzebaniem (Flügel, 2004). Mikrostruktury te występują w wyższej części formacji Rudy Lubyckiej.

Fig. 24. A–C. Mikrofacja peloidowa (T4): greinston bioklastyczno-peloidowy; liczne częściowo lub całkowicie zmikrytyzowane bioklasty oraz intraklasty (pakstony pseudoooidowe); otwór wiert. Narol PIG 2, formacja z Babczyna, pr. 1, głęb. 1373,1 m. **D–E.** Mikrofacja peloidowa (T4): greinston bioklastyczno-peloidowy; otwór wiert. Narol PIG 2, formacja z Babczyna, pr. 2, głęb. 1375,0 m. **F–G.** Mikrofacja peloidowa (T4): pakston peloidowo-otwornicowy; liczne pellety i otwornice *Alveosepta* sp.; otwór wiert. Narol IG 1, formacja Baszni, pr. 34, głęb. 1789,6 m. **H.** Mikrofacja peloidowa (T4): pakston peloidowy z małżoraczkami; otwór wiert. Narol IG 1, formacja Baszni, pr. 35, głęb. 1793,2 m

A–C. Peloid microfacies (T4): bioclastic-peloid greinstone; numerous partially or completely micritized bioclasts, and intraclasts (pseudoooid packstones); Narol PIG 2 borehole, Babczyn Formation, sample 1, depth 1373.1 m. D–E. Peloid microfacies (T4): bioclastic-peloid greinstone; Narol PIG 2 borehole, Babczyn Formation, sample 2, depth 1375.0 m. F–G. Peloid microfacies (T4): peloid-foraminiferal packstone; numerous pellets and *Alveosepta* sp. forams; Narol IG 1 borehole, Basznia Formation, sample 34, depth 1789.6 m. H. Peloid microfacies (T4): peloid packstone with ostracodes; Narol IG 1 borehole, Basznia Formation, sample 35, depth 1793.2 m



Rozwój sedymentacji w późnej jurze

Utwory jury górnej z otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 tworzyły się w warunkach silnej subsydencji, w rozległym, bardzo płytkim morzu, którego głębokość nie przekraczała 10 m, zazwyczaj była jednak znacznie mniejsza (porównaj Kutek, 1969). Utwory formacji kraśnickiej – mikrofacje gąbkowo-koralowcowe – mieszczą się w szerokiej definicji bahamskiej litofacji koralowcowo-glonowej Purdy'ego (1963a, b), można zatem założyć, że one również powstawały w środowiskach po otwartomorskiej części platformy węglanowej, na głębokościach tuż poniżej lub u podstawy falowania.

Utwory formacji jasienieckiej nie były przedmiotem analizy mikrofacjalnej, trudno je jednak pominąć przy analizie ewolucji środowisk sedymentacyjnych późnej jury w profilach otworów Narol IG 1 i PIG 2. Jak wynika z opisu profilu u Niemczyckiej (1990, 1992), formacja jasieniecka jest wykształcona w facji wapieni krynoidowo-oolitowych. Według schematu Purdy'ego (1963a, b) i Kutka (1969), utwory te odpowiadałyby mniej więcej litofacji oolitowej, a więc osadom barierowym i z nimi stowarzyszonym. Pojawienie się facji oolitowej reprezentuje etap powolnego spływania środowiska sedymentacji. Barierową/ przejściową interpretację formacji jasienieckiej potwierdza również jej pozycja w sukcesji osadów górnopaleozoicznych, gdzie z jednej strony przykrywa ona osady otwartomorskie, z drugiej zaś podściela utwory lagunowe.

W formacjach Baszni i bełżyckiej dominują mikrofacje mułowa i peloidowa, które odpowiadają tożsamym litofacjom mułowej i mułowo-peloidowej według schematów Wielkiej Ławicy Bahamskiej wg Purdy'ego (1963a, b) oraz środkowopolskiej kimerydzkiej platformie węglanowej wg Kutka (1969). Odzwierciedlają one sedymentację w zewnętrznej (otwartomorskiej) i centralnej części laguny. Wśród utworów formacji Baszni występują jeszcze, choć podrzędnie, mikrofały onkolitowe i glonowe. W ostatnim przypadku należy je odnieść do krótkotrwałego epizodu sedymentacji w strefie pływowej.

W najniższej części formacji Rudy Lubyckiej występują mikrofacje onkoidowa i peloidowa, powyżej zaś dominują mikrofacje intraklastowe, powstałe w strefie pływowej lub przybrzeżnomorskiej części laguny. W profilu otworu Narol IG 1 na głęb. 1705,5–1719,0 m można odczytać epizod niewielkiego pogłębienia, a następnie powolnego spływania środowiska sedymentacji. Pojawiają się tutaj mikrofacje oolitowe (pakstony pseudoooidowe) świadczące o sedymentacji w bardziej otwartomorskiej części laguny, powyżej których znów dominują mikrofacje intraklastowe.

W najwyższej części formacji występuje charakterystyczny interwał sedymentacji ewaporatowej z licznymi poziomami anhydritów, powyżej których w profilu otworu Narol IG 1 występują już mikrostruktury pakstonów i greinstonów ze znacznym udziałem ooidów, które wyznaczają nowy etap sedymentacji – pogłębianie środowiska i zbliżanie do strefy barierowej.

W otworze Narol IG 1 formacja z Babczyna jest wykształcona w mikrofacjach oolitowych i odzwierciedla sedymentację w strefie płycizn oolitowych – bariery izolującej lagunę od otwartego morza. Odmienne utwory tej formacji są wykształcone w otworze Narol PIG 2, gdzie dominują mikrofacje peloidowe (greinstony peloidowo-bioklastyczne), powstałe w przybarierowej części laguny.

Śledząc ewolucję środowisk sedymentacji w utworach jury górnej z otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2, można zauważyć, że analizowana sukcesja stanowi zapis jednego dużego cyklu regresywnego. Rozpoczyna się on sedymentacją osadów w otwartomorskiej strefie przybarierowej (formacja kraśnicka), a następnie kontynuuje się w środowiskach płycizn oolitowych (formacja jasieniecka), laguny otwartomorskiej (formacje Baszni i bełżycka), laguny przybrzeżnomorskiej i równi pływowej (formacja Rudy Lubyckiej). Maksimum regresji wyznacza pojawienie się ewaporatów w wyższej części formacji Rudy Lubyckiej, a nadległe utwory formacji z Babczyna rejestrują już nowy etap sedymentacji – powolne pogłębianie się środowiska i ponowną sedymentację na płyciznach oolitowych.

←

Fig. 25. A–B. Mikrofacja oolitowa (T2): pakston pseudoooidowy; liczne kontakty wciskowe jednopowłokowych ziaren obleczonech, pojedyncze wielopowłokowe ooidy radialne; otwór wiert. Narol IG 1, formacja Rudy Lubyckiej, pr. 10 z głęb. 1702,2 m. **C–E.** Mikrofacja peloidowa/ oolitowa (T2): zdomolityzowany pakston peloidowy/ pseudoooidowy; zdomolityzowane tło skalne i obwódki ziaren mikrytowych (dolomityzacja wczesnodiagenetyczna?); otwór wiert. Narol PIG 2, formacja Rudy Lubyckiej, pr. 10 z głęb. 1610,2 m. **F.** Mikrofacja oolitowa/ peloidowa (T2/T4): zdomolityzowany pakston pseudoooidowy/ peloidowy; kontakt z dolosparitem; otwór wiertniczy Narol IG 1, formacja Rudy Lubyckiej, pr. 20 z głęb. 1725,2 m. **G.** Mikrofacja oolitowa (T2): pakston pseudoooidowy; otwór wiert. Narol IG 1, formacja Rudy Lubyckiej, pr. 18 z głęb. 1719,0 m. **H.** Mikrofacja peloidowa (T4): pakston peloidowy; część ziaren o charakterze intraklastów; otwór wiert. Narol IG 1, formacja Baszni, pr. 36 z głęb. 1796,1 m

A–B. Oolitic microfacies (T2): pseudoooid packstone; numerous plastic contacts between unilayered grains, single multilayered radial ooids; Narol IG 1 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 10, depth 1702.2 m. **C–E.** Oolitic microfacies (T2): dolomitized pseudoooid packstone; dolomitized matrix and grain cotexes (early diagenetic dolomitization?); Narol PIG 2 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 10, depth 1610.2 m. **F.** Oolitic/ peloid microfacies (T2/T4): dolomitized pseudoooid/ peloid packstone; contact between packstone and dolosparite; Narol IG 1 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 22, depth 1725.2 m. **G.** Oolitic microfacies (T2): pseudoooid packstone; Narol IG 1 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 18, depth 1719.0 m. **H.** Peloid microfacies (T4): peloid packstone; some grains are intraclasts; Narol IG 1, Basznia Formation, sample 36, depth 1796.1 m

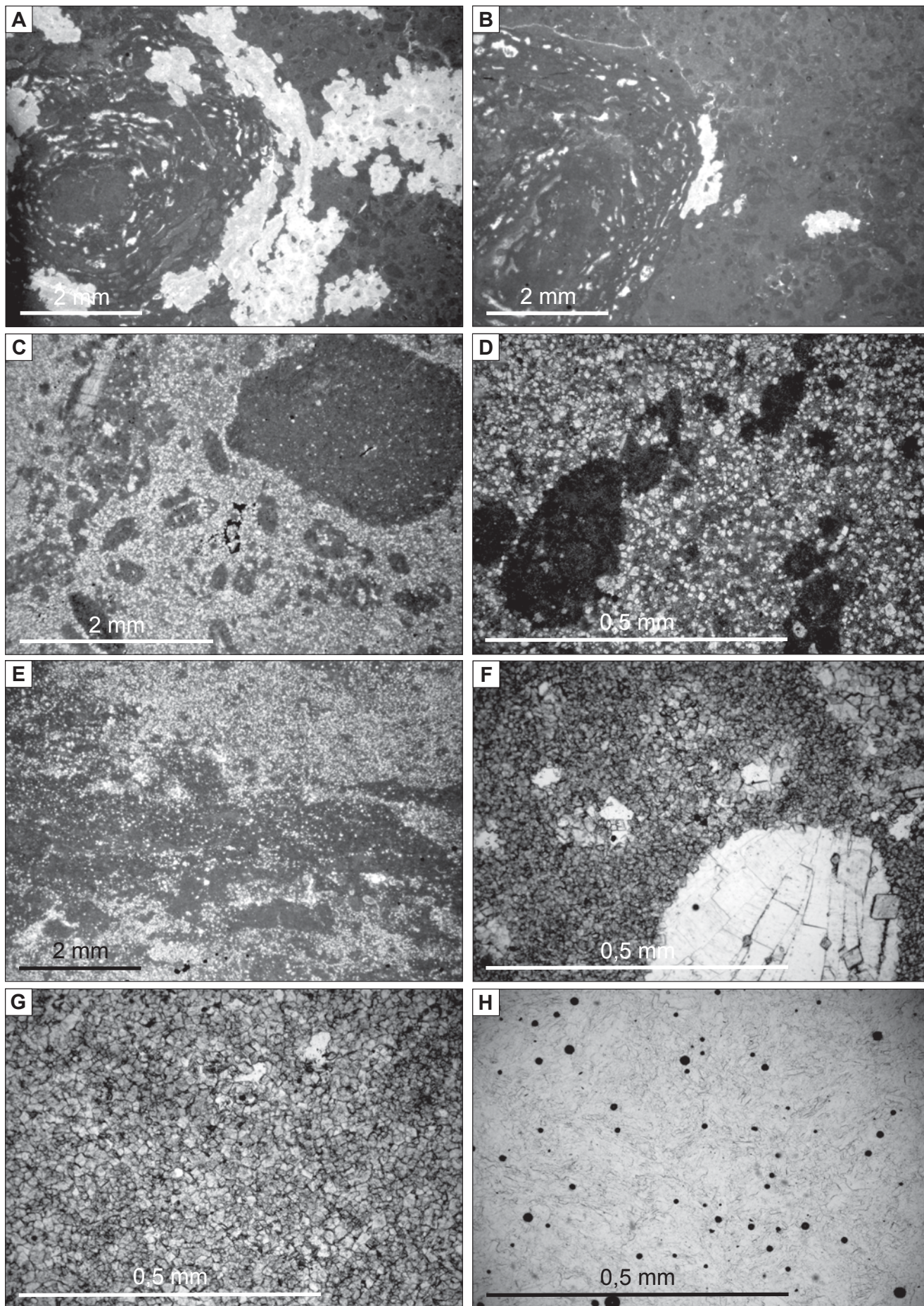


Fig. 26. A–B. Mikrofacja onkolitowa (T3): flotston onkolitowy; orientacja zdjęć 270°, wtórne cementy zawieszone u podstawy onkoidów (caliche); otwór wiert. Narol IG 1, formacja Baszni, pr. 37 z głęb. 1797,0 m. **C–D.** Mikrofacja intraklastowa (T6): zdolomityzowany flotston intraklastowy; hipidiomorficzne kryształy dolomitu w tle skalnym (dolomityzacja wczesnodiagenetyczna?); otwór wiert. Narol IG 1, formacja Rudy Lubyckiej, pr. 12 z głęb. 1705,5 m. **E.** Mikrofacja mułowa (T5): częściowo zdolomityzowany zbioturbowany madston; otwór wiert. Narol IG 1, formacja Rudy Lubyckiej, pr. 14 z głęb. 1710,6 m. **F.** Mikrofacja intraklastowa (T6): zdolomityzowany flotston intraklastowy-anhydrytowy; obtoczone intraklasty anhydrytu z nadtrawionymi krawędziami w zdolomityzowanym tle skalnym (dolomityzacja wczesnodiagenetyczna?); otwór wiert. Narol IG 1, formacja Rudy Lubyckiej, pr. 12 z głęb. 1705,5 m. **G.** Mikrostruktura diagenetyczna: dolosparston (dolomityzacja późnodiagenetyczna); formacja Rudy Lubyckiej, pr. 4 z głęb. 1555,0 m. **H.** Mikrofacja anhydrytowa (C8): anhyssparyt; otwór wiert. Narol IG 1, formacja Rudy Lubyckiej, pr. 8 z głęb. 1558,8 m

Fig. 26. A–B. Onkolitic microfacies (T3): onkoid floatstone (peloid packstone); orientation 270°, secondary gravitational cements at the onkoid bases; Narol IG 1 borehole, Basznia Formation, sample 37, depth 1797.0 m. **C–D.** Intraclast microfacies (T6): dolomitized intraclast floatstone; hipidiomorphic dolomite crystals in matrix (early diagenetic dolomitization?); Narol IG 1 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 12, depth 1705.5 m. **E.** Mud microfacies (T5): partially dolomitized bioturbated madstone; Narol IG 1 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 14, depth 1710.6 m. **F.** Intraclast microfacies (T6): dolomitized anhydrite-intraclast floatstone; rounded anhydrite intraclasts with corroded boundaries in dolomitized matrix (early diagenetic dolomitization?); Narol IG 1 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 24, depth 1738.2 m. **G.** Diagenetic microstructure: dolosparstone (late diagenetic dolomitization); Narol IG 1 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 4, depth 1555.0 m. **H.** Anhydrite microfacies (C8): anhyssparstone; Narol IG 1 borehole, Ruda Lubycka Formation, sample 8, depth 1558.8 m

Diageneza

Profile jury górnej w otworach Narol IG 1 i Narol PIG 2 odznaczają się różnym stopniem diagenezy. Najbardziej dotknięte diagenezą są utwory formacji Rudy Lubyckiej. Pozostałe, podścielające i przykrywające je formacje odznaczają się mniejszym stopniem przemian diagenetycznych.

Utwory formacji z Babczyna odznaczają się niewielkim stopniem kompaktacji, rzadko występują tylko kontakty wciskowe allochemów. Słaba kompaktacja jest zapewne efektem wczesnodiagenetycznej cementacji. W sekwencji diagenetycznej należy kolejno wymienić: mikryzację bioklastów, cementację kalcytem blokowym w porach międzyziarnowych i późnodiagenetyczną allochtoniczną pirytyzację.

Utwory formacji Rudy Lubyckiej ulegały diagenezie w największym stopniu w całej sukcesji górnójurajskiej. Płytkomorskie środowisko sedimentacji tych osadów, na pograniczu laguny i strefy pływowej, sprzyjało zwłaszcza procesom przemian wczesnodiagenetycznych. Mechaniczne procesy kompacyjne zostały daleko posunięte, niemal wszystkie allochemy mają kontakty wciskowe, przy czym zachowane pozostały ich sparytowe jednopowłokowe obwódki. Kolejne etapy diagenezy były związane z procesami zastępowania: dolomityzacją elementów sparytowych (szczególnie sparytowych obwódek allochemów) i selektywną dolomityzacją allochemów i mikrytowego tła przez krystalizację rozproszonych euhedralnych kryształów dolomitu (por. Radlicz, 1967). Jak podkreśla Flügel (2004), wymienione procesy są charakterystyczne dla wczesnych

etapów diagenezy. Brak tutaj jednak świadectw diagenezy zachodzącej w strefie wadycznej. W utworach formacji Rudy Lubyckiej procesy diagenezy najdalej posunęły się w sąsiedztwie poziomów anhydrytowych w wyższej części formacji, gdzie pierwotne struktury węglanowe uległy całkowitemu przeobrażeniu/ dolomityzacji. Także elementy anhyssparytowe zostały tutaj częściowo rozpuszczone i zastąpione druzowymi cementami dolomitowymi.

Utwory formacji Baszni są słabo zmienione. Wśród struktur kompacyjnych występują tylko nieliczne mechaniczne kontakty wciskowe allochemów, upakowanie spojne. Znaczny udział mikrytowego spoiwa i niewielka porowatość nie sprzyjała wykształceniu cementów na wczesnym etapie diagenezy. Tylko w jednej płytce cienkiej z otworu Narol IG 1 (próbka nr 37 z głęb. 1797,0 m) zaobserwowano pierwotne cementy zawieszone pomiędzy allochemami świadczące o cementacji w strefie wadycznej (caliche).

Ponieważ utwory formacji kraśnickiej są zbudowane ze sztywnych szkieletów gąbek i koralowców, w znacznym stopniu oparły się kompaktacji. Cementacja objęła głównie pustki wewnątrz szkieletów: występują tam sparytowe cementy blokowe. Słabo zmienione, lekko zrekrystalizowane jest spoiwo mikrytowe wypełniające przestrzenie między szkieletami gąbek. Zmieniona jest natomiast część allochemów: występuje kalcyfikacja szkieletów bioklastów i sylikacja krzemionką powstałą z rozpuszczenia igieł gąbek, przy czym ostatni proces jest wtórny względem kalcyfikacji.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwory wiertnicze Narol IG 1 i Narol PIG 2 odwiercono w synklinie znajdującej się w niecce lubelskiej, w jej południowo-wschodniej części, w pobliżu skłonu wału śródpolskiego. Spąg utworów kredy znajduje się tu na głębokości poniżej –1100 m n.p.m. (fig. 27). Stratygrafię kredy ustalono na podstawie danych biostratygraficznych i interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej w korelacji z sąsiednimi otworami wiertniczymi (Dyle IG 1, Chrzanów IG 1, Tomaszów Lubelski IG 1, Ruszów IG 1, Tarnawatka IG 1 i Ruda Lubycka 1). Granice przyjęte dla pięter młodszych od koniaku są granicami orientacyjnymi. Na figurze 28 przedstawiono korelację litologiczno-stratygraficzną profilu kredy w otworach Narol IG 1, Narol PIG 2, Dyle IG 1 i Ruda Lubycka 1.

KREDA DOLNA

(Narol IG 1: 1371,5–1409,5 m;
Narol PIG 2: 1341,0–1372,5 m)

W profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 skały kredy dolnej leżą najprawdopodobniej niezgodnie na wapieniach tytońskich i są przykryte górnokredowymi wapieniami marglistymi i piaszczystymi z glaukonitem i prawdopodobnie z konglomeratami fosforytowymi. W otworze Narol IG 1 występują one na głęb. 1371,5–1409,5 m i mają 38,0 m miąższości. Rdzeniowano odcinek o długości 12,0 m (głęb. 1385,0–1397,0 m), co stanowi 31,5% całkowitej miąższości skał kredy dolnej. Uzyskano 9,3 m rdzenia.

W otworze Narol PIG 2 (głęb. 1341,0–1372,5 m) miąższość utworów kredy dolnej jest nieco mniejsza – 31,5 m. Rdzeniowano odcinek o długości 19,5 m (głęb. 1353,0–1372,5 m), co stanowi 60% całkowitej miąższości skał kredy dolnej. Uzyskano 100% rdzenia.

Walanżyn górny – formacja cieszanowska (Narol IG 1: 1378,5–1409,5 m; Narol PIG 2: 1345,0–1372,5 m). Skały zaliczone do formacji cieszanowskiej mają charakter węglanowo-marglisto-piaszczysty i nieco odmienny od stwierdzonego w otworze Basznia 1, gdzie ich litologia jest bardziej mułowcowa (Moryc, Waśniowska, 1965).

Najniższą część profilu utworów kredy dolnej w obu otworach budują wapienie marglisto-piaszczyste i margle. Wapienie są zbudowane na ogół z rozmaitych składników ziarnistych, tj. intraklastów, ooidów, bioklastów, peloidów oraz ziaren pochodzenia terygenicznego, głównie kwarcu, czasem biotytu. Niekiedy są widoczne szczątki roślinne. Miejscami wapienie są przekrystalizowane, a cała seria wykazuje mniejsze lub większe zapiaszczenie. Często jest bioturbacja i detrytus fauny, głównie małże, ramienionogi i ślimaki. Powyżej litologia staje się jeszcze bardziej urozmaicona. Pojawiają się wkładki mułowców marglistych,

wapieni mułowcowych, wapienie i margle mułowcowo-piaszczyste, margle piaszczyste, heterolity iłowcowo-piaszczyste, skupienia oolitów we wkładkach wapieni. Z fauny występują głównie: *Pinna* cf. *robinaldina* d'Orbigny, *Ostrea* sp., *Trigonia* sp., *Exogyra* cf. *Couloni* (Defrance). Stwierdzono także skamieniałości śladowe *Teichichnus* Ehrenberg. Mikrofaunę reprezentują: *Lenticulina subalata* (Reuss), *Vaginulinopsis humilis* (Reuss), *Pseudoprotocythere aubersonensis* Oertli i *Pseudocyclammina* sp.

Ponad tymi zróżnicowanymi utworami występuje seria wapieni oolitowych z licznymi stylolitami, o miąższości ok. 12,5 m w profilu otworu Narol IG 1 i prawdopodobnie zaledwie 2,0 m w profilu otworu Narol PIG 2.

Opisane powyżej skały reprezentują formację cieszanowską i są zapewne wieku walanżyńskiego. Zespoły makrofauny i mikrofauny sugerują wiek górnowanazyński.

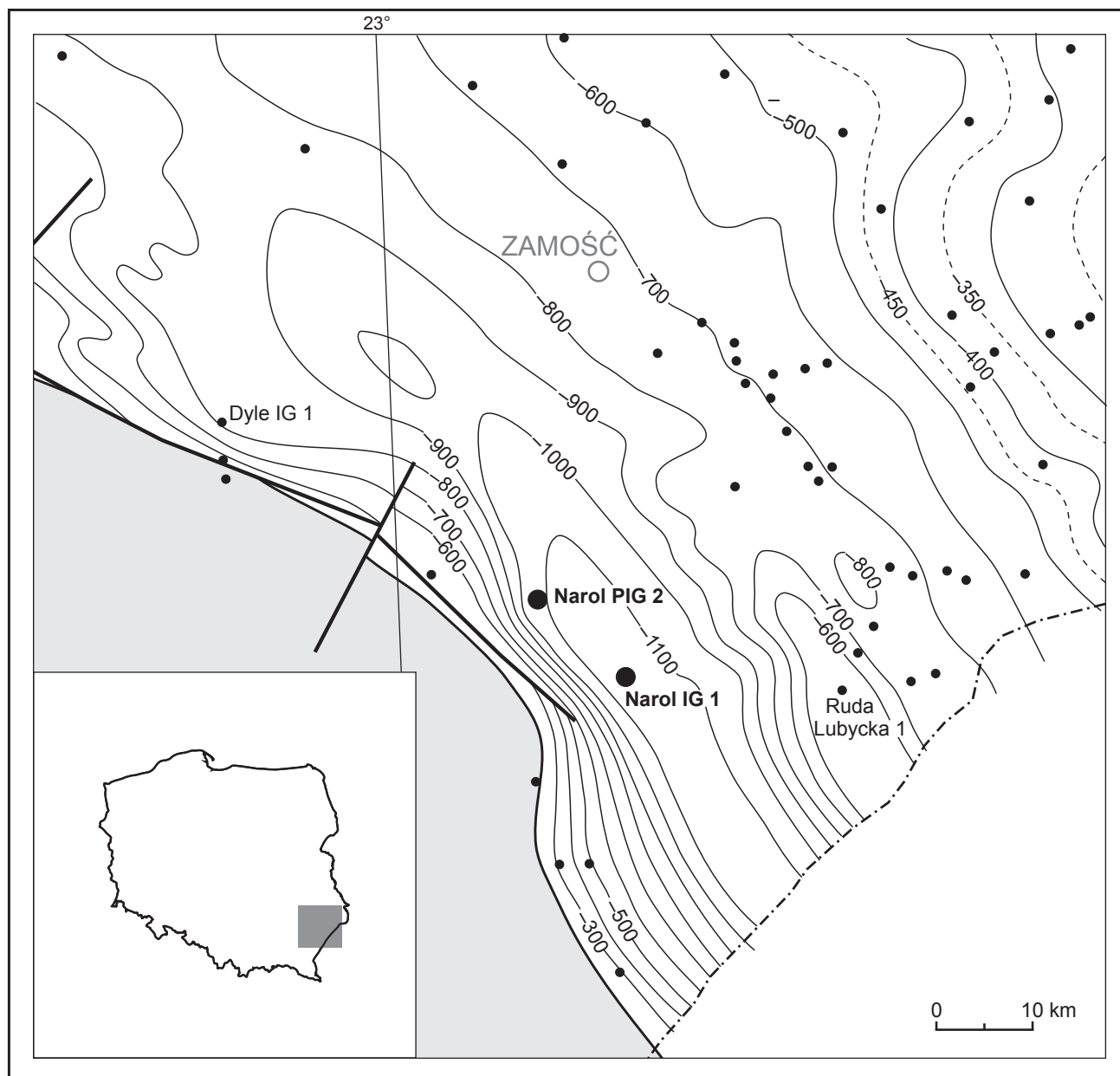
Hoteryw – formacja cieszanowska cd. (tylko Narol IG 1: 1375,5–1378,5 m). Nad utworami zaliczonymi do walanżynu górnego w profilu otworu Narol IG 1 leży 3,0-metrowej miąższości seria mułowców marglistych, reprezentujących wyższą część formacji cieszanowskiej odpowiadającej hoterywowi. W profilu otworu Narol PIG 2 ta seria najprawdopodobniej nie występuje, a na skałach walanżynu górnego zalegają skały albu górnego.

Profil neokomu w omawianych otworach sugeruje istnienie luki sedimentacyjnej przypadającej na berias i niższy walanżyn. Brakuje tu także młodszych ogniw kredy dolnej, co wskazuje na ścięcie erozyjne obejmujące piętra od barremu (w otworze Narol PIG 2 od hoterywu) po alb środkowy włącznie.

Alb górny (Narol IG 1: 1371,5–1375,5 m; Narol PIG 2: 1341,0–1345,0 m) wydzielono na podstawie profilowania geofizycznego – bardzo wyraźnie zaznacza się na krzywych karotażowych. W obu otworach jego profil osiąga miąższość 4,0 m, podobnie zresztą jak w otworze Dyle IG 1. W otworach Narol IG 1 i PIG 2 odcinek ten nie był rdzeniowany.

Utwory albu górnego leżą z luką stratygraficzną na utworach walanżynu górnego lub hoterywu. Alb górny jest wykształcony w postaci piaskowców kwarcowo-glaukonitowych, prawdopodobnie z konglomeratami fosforytowymi. Ku stropowi skały są coraz bardziej margliste i przechodzą w margle piaszczyste z glaukonitem.

W podziale geofizycznym (z wyróżnionymi kompleksami i podkompleksami geofizycznymi) stosowanym przez Krasowską (1981) dla tego regionu, interwał odpowiadający albowi górnemu w całości jest wiązany z kompleksem geofizycznym I, który w profilu otworu Narol IG 1 zaznacza się wyraźnie we wszystkich pomiarach geofizyki wiertniczej.



izohipsy spągu kredy [m p.p.m.]
 base Cretaceous contour lines [m b.s.l.]
 otwory wiertnicze
 boreholes

uskok
 fault
 obszar bez utworów kredy
 area without Cretaceous deposits

Fig. 27. Mapa strukturalna spągu kredy w rejonie Narola

Structural map of the base of the Cretaceous in the Narol region

Utwory albu górnego nie mają dokumentacji faunistycznej.

Alternatywną wersję podziału chronostratygraficznego utworów dolnej kredy w otworach Narol IG 1 i Narol PIG 2, w stosunku do przedstawionej w tym tomie przez Leszczyńskiego i Marka (patrz „Profile chronostratygraficzne...”), zaproponowali Dziadzio i in. (2004). Wykorzystali oni między innymi metodę stratygrafii sekwencyjnej.

Według tych autorów profil dolnej kredy obejmuje piętra od beriasu po barrem. Luka stratygraficzna przypada na apt i alb. Zinterpretowali również paleośrodowiska i wyróżnili lagunę (berias dolny i środkowy), platformę węglanową (berias górny i niższy hoteryw), szelf środkowy oraz szelf przybrzeżny (wyższy hoteryw).

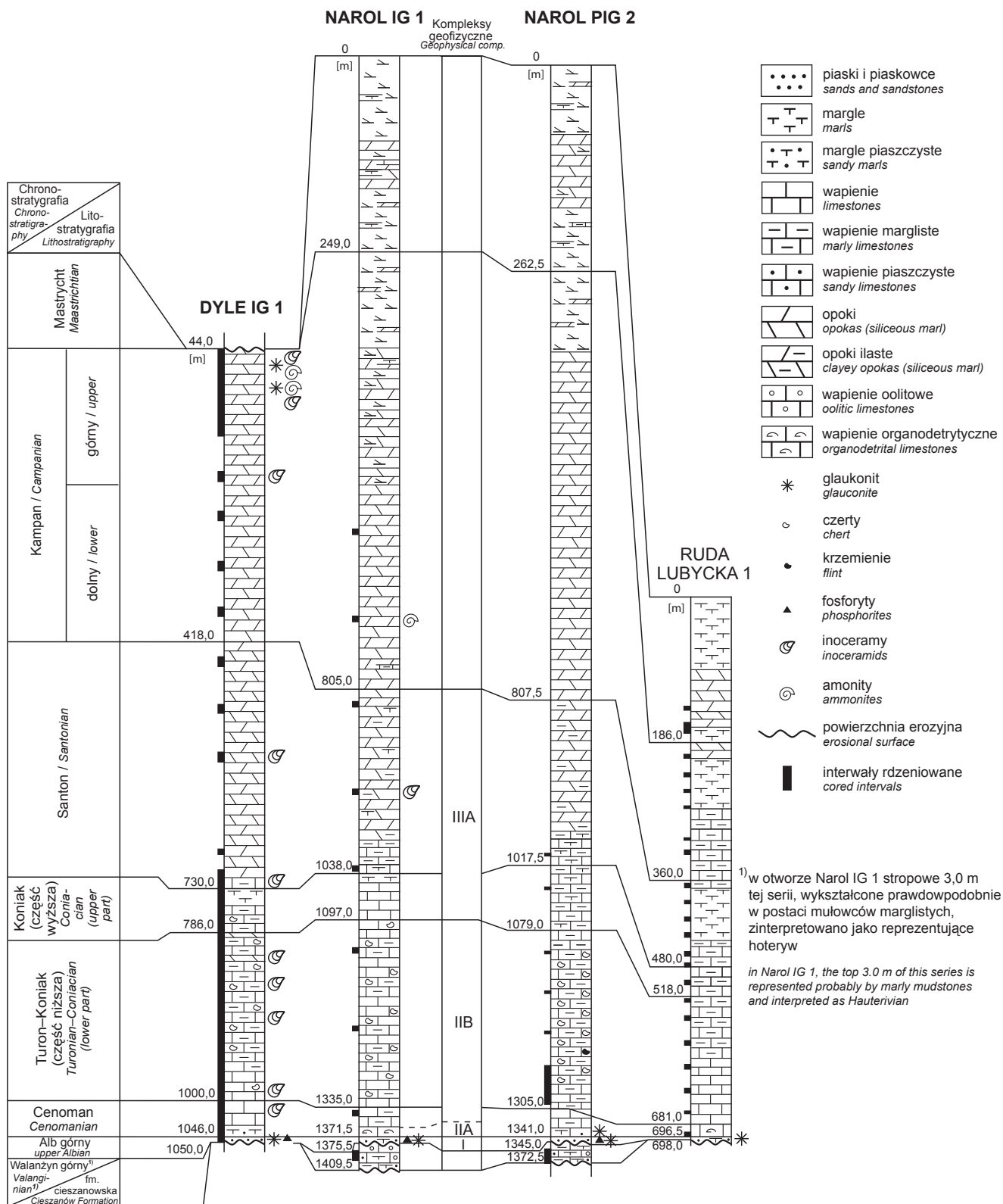


Fig. 28. Korelacja litologiczno-stratygraficzna kredy otworów Narol IG 1, Narol PIG 2, Ruda Lubycka 1 i Dyle IG 1 chronostratygrafia i litologia kredy górnej w otworach Narol IG 1, Ruda Lubycka 1 i Dyle IG 1 wg A. Krassowskiej (materiały niepublikowane, uaktualnione przez K. Leszczyńskiego)

Lithologic-stratigraphic correlation of Cretaceous sections in the Narol IG 1, Narol PIG 2, Ruda Lubycka 1 and Dyle IG 1 boreholes Upper Cretaceous chronostratigraphy and lithology in the Narol IG 1, Narol PIG 2, Ruda Lubycka 1 and Dyle IG 1 boreholes after A. Krassowska (unpublished, modified by K. Leszczyński)

KREDA GÓRNA

(Narol IG 1: 0,0–1371,5 m; Narol PIG 2: 0,0–1341,0 m)

W otworze Narol IG 1 utwory kredy górnej rdzeniowa-
no w niewielkim zakresie: dla kampanu dwa marsze rdze-
niowe, dla santonu trzy marsze, dla turonu–niższego konia-
ku dwa marsze i dla cenomanu dwa marsze.

W otworze Narol PIG 2 najwięcej rdzenia wiertniczego
ze skał kredy górnej uzyskano z odcinka należącego do tu-
ronu–niższego koniak (9 marszów rdzeniowych). Po jed-
nym marszu rdzeniowym wykonano w utworach santonu
i wyższego koniak. Łączna długość odcinków rdzeniowa-
nych wyniosła 65 m, co stanowi 4,85% miąższości utwo-
rów górnej kredy.

Wykonane pomiary geofizyczne w otworze Narol IG 1
pozwoliły na przeprowadzenie podziału geofizycznego
(Krassowska, 1981) tylko dla niższych pięter do santonu
włącznie. Wyniki pomiarów geofizyki wiertniczej uzyska-
ne dla wyższej części profilu są słabo czytelne i nie wyka-
zują większych różnicowań. Utwory kredy górnej w profi-
lach obu otworów wykazują znaczne podobieństwo. Zapisy
krzywych geofizycznych są bardzo zbliżone, a poszczegól-
ne granice dość dobrze dają się korelować.

W obu otworach kreda górna jest reprezentowana przez
wszystkie piętra – od cenomanu po mastrycht. Warto zwró-
cić uwagę na to, że stwierdzono tu również utwory ma-
strychtu górnego. Niższą część profilu kredy górnej: ceno-
man, turon i koniak, budują wapienie mikrytowe i wapienie
margliste, które są tu silnie zdiagenezowane. W profilu
santonu węglanowość maleje i pojawiają się opoki, pod-
rzednie margle. Wyższą część profilu kredy, obejmującą
santon, kampan i mastrycht, o miąższości ponad 1040 m,
tworzą utwory krzemionkowo-węglanowe, reprezentowane
głównie przez opoki. W profilu wyższego kampanu i ma-
strychtu obok opok dużą rolę odgrywają także gezy.

Pod względem litologicznym i miąższości poszczegól-
nych pięter utwory kredy górnej z omawianych otworów
wykazują duże podobieństwo do profilu kredy z otworu
Dyle IG 1 i w nieco mniejszym stopniu do profili otworów
Ruda Lubycka 1 (tab. 6) i Chrzanów IG 1.

Nieco bardziej ku wschodowi, w otworach Jarczów
IG 2 i Tomaszów Lubelski IG 1, profil kredy górnej jest
bardziej węglanowy. Opoki odgrywają mniejszą rolę, a gez
w ogóle nie stwierdzono (Krassowska, 1975).

Cenoman (Narol IG 1: 1371,5–1335,0 m; Narol PIG 2:
1341,0–1305,0 m). Utwory cenomanu leżą w ciągłości se-
dymentacyjnej na utworach albu górnego. Rdzenie pobrano
jedynie z otworu Narol IG 1. Interwał ten jest najbardziej
zbliżony do profilu tego piętra z otworu Dyle IG 1 i z ła-
twością daje się wydzielić na krzywych pomiarów geofi-
zycznych.

Niższa część profilu cenomanu, korelowana z podkom-
pleksem geofizycznym IIA, prawdopodobnie jest zbudowa-
na z wapieni organodetrytycznych zawierających małże
z rodzaju *Inoceramus* (tzw. wapienie inoceramowe)
z wkładkami wapieni marglistych, w których spągu wystę-
pują wapienie marglisto-piaszczyste i – w otworze Narol
PIG 2 – prawdopodobnie margle piaszczyste. W skałach
tych są obecne glaukonit i konkrecje fosforytowe. Wyższą
część profilu cenomanu, stanowiącą dolny odcinek pod-
kompleksu geofizycznego IIB, tworzą wapienie mikrytowe
typu madston i wakston, miejscami z nielicznymi biokla-
stami włókien inoceramów, oraz wapienie margliste.

Cenoman dokumentuje znaleziona w otworze Narol
IG 1 przez E. Gawor-Biedową (ten tom) *Gavelinella ceno-*
manica (Brotzen) oraz *Inoceramus crippi* Mantell wystę-
pujący w analogicznych skałach w otworze Dyle IG 1.

Miąższości utworów cenomanu są mniejsze niż w profilu
otworu Dyle IG 1 (46,0 m) i wynoszą 36,5 (Narol IG 1)
i 36,0 m (Narol PIG 2).

Tabela 6

Porównanie miąższości (w metrach) pięter kredy górnej w otworach wiertniczych Narol IG 1, Narol PIG 2, Dyle IG 1 i Ruda Lubycka 1

Thickness comparison (in metres) of Upper Cretaceous stages
in the Narol IG 1, Narol PIG 2, Dyle IG 1 and Ruda Lubycka 1 boreholes

Stratygrafia Stratigraphy	Narol IG 1	Narol PIG 2	Dyle IG 1	Ruda Lubycka 1
Mastrycht/ Maastrichtian	249,0	262,5	-	186,0
Kampan/ Campanian	556,0	545,0	374,0	174,0
Santon/ Santonian	233,0	210,0	312,0	120,0
Koniak (część wyższa)/ Coniacian (upper part)	59,0	61,5	56,0	38,0
Koniak (część niższa)–turon/ Coniacian (lower part)–Turonian	238,0	226,0	214,0	163,0
Cenoman/ Cenomanian	36,5	36,0	46,0	15,5
Kreda górna/ Lower Cretaceous	1375,5	1345,0	1006,0	696,5

Turon–koniak (część niższa) (Narol IG 1: 1335,0–1097,0 m; Narol PIG 2: 1305,0–1079,0 m). Utwory turonu i niższego koniaku charakteryzują się najwyższą węglanowością w profilu kredy górnej. Są to wapienie i wapienie margliste twarde i zwięzłe, szare i jasnoszare na ogół z licznymi czertami i krzemieniami. W niższej części profilu turonu pojawiają się laminki i przewarstwienia ciemnoszarych lub prawie czarnych margli i iłowców marglistych oraz stylolity.

Wapienie są reprezentowane na ogół przez biomikryty – wakstony margliste (wg M. Połońskiej, ten tom). Ze szczątków organicznych występują w nich otwornice, oligosteginy, włókna inoceramów, niekiedy szczątki ryb. W niższej części profilu turonu spotyka się pojedyncze ziarna kwarcu pelitowego, glaukonitu, skupienia piryty oraz muskowit.

W utworach turonu–koniaku (część niższa) mikrofauna jest uboga, nieliczna, źle zachowana, trudno oznaczalna i bez przewodnich otwornic. Nie można na jej podstawie określić wieku skał. Podobnie jest na obszarze Roztocza w wielu otworach wiertniczych (Krassowska, 1976).

Na podstawie danych makrofaunistycznych z otworu Dyle IG 1 można przyjąć, że występują tu zarówno utwory turonu dolnego, jak i turonu górnego. Interwał zdefiniowany jako turon–niższy koniak jest korelowany z podkompleksem geofizycznym IIB (bez jego części najniższej).

Jego miąższości wynoszą 238,0 m (Narol IG 1) i 226,0 m (Narol PIG 2) i są nieco większe niż w otworze Dyle IG 1 (214,0 m).

W turonie nastąpiło przyspieszenie tempa subsydencji w tej części basenu późnej kredy wzdłuż strefy uskoku biegnącej na SW od rejonu Narola (Świdrowska, 2007),

ograniczającej bruzdę śródpolską od NE. Tempo subsydencji zwiększyło się jeszcze bardziej w koniak i santonie, a następnie w mastrychcie.

Koniak (część wyższa) (Narol IG 1: 1097,0–1038,0 m; Narol PIG 2: 1079,0–1017,5 m). Wyższa część profilu koniak jest wykształcona w postaci wapieni lub wapieni marglistych, nad którymi leżą margle i wapienie margliste. W rdzeniu pobranym z niższej partii tej części profilu (Narol PIG 2) stwierdzono wapien marglisty, mikryt z bioklastami – madston marglisty z otwornicami i nielicznymi ziarnami kwarcu i glaukonitu. Mikrofauna jest charakterystyczna dla koniak.

Wraz z santonem interwał ten jest porównywany z podkompleksem geofizycznym IIIA. Miąższości tego interwału wynoszą 59,0 m (Narol IG 1) i 61,5 m (Narol PIG 2) i są nieco większe niż w otworze Dyle IG 1 (56,0 m).

Santon (Narol IG 1: 1038,0–805,0 m; Narol PIG 2: 1017,5–807,5 m). W profilu santonu węglanowość skał maleje. Najniższą część tego piętra budują jeszcze wapienie mikrytowe, wapienie margliste i podrzędnie margle kończące litofacje węglanowe w obu profilach. Na uwagę zasługuje tu obecność oligosteginy w otworze Narol IG 1 (w rdzeniu z głęb. 1030–1036 m), których dotychczas nie znajdowano powyżej turonu.

Powyżej rozpoczyna się seria litofacji węglanowo-krzemionkowych reprezentowanych przez opoki i opoki ilaste, szare i dość twarde, z przerostami margli.

Obecność utworów santonu ogólnie określa znaleziona tu mikrofauna otwornicowa oraz *Inoceramus pinniformis* Willett oznaczony przez A. Błaskiewiczza.

Miąższości tego piętra wynoszą 233,0 m (Narol IG 1) i 210,0 m i są dużo mniejsze niż w otworze Dyle IG 1 (312,0 m).

Kampan (Narol IG 1: 805,0–249,0 m; Narol PIG 2: 807,5–262,5 m) prawie w całości jest wykształcony w postaci opok zwięzłych charakteryzujących się bardzo wysoką zawartością krzemionki, a w części wyższej również gez. W części niższej opoki są zwięzłe i twarde, występują wśród nich przerosty margli lub wapieni marglistych. Jak wynika z badań płytek cienkich, wykonanych przez M. Połońską, opoki te zawierają większe lub mniejsze domieszki ziaren kwarcu we frakcji aleurytowej i jest to prawdopodobnie typ opoki mulastej. W górnej części tego piętra opoki stają się bardziej porowate i miękkie oraz pojawiają się gezy, które wykazują charakterystyczną barwę szarozółtą spowodowaną zapewne obecnością wodorotlenków żelaza.

Kampan dokumentuje znaleziony na głęb. 718,1 m *Neoglyptoxoceras* sp. oznaczony przez A. Błaskiewiczza. Mikrofauna otwornicowa potwierdza obecność osadów tego piętra.

Miąższości ustalone dla profilu kampanu wynoszą 556,0 (Narol IG 1) i 545,0 m (Narol PIG 2) i są większe niż w otworze Dyle IG 1 (ponad 374,0 m).

Mastrycht (Narol IG 1: 249,0–0,0 m; Narol PIG 2: 262,5–0,0 m) jest najsłabiej poznanym piętrzem, ponieważ

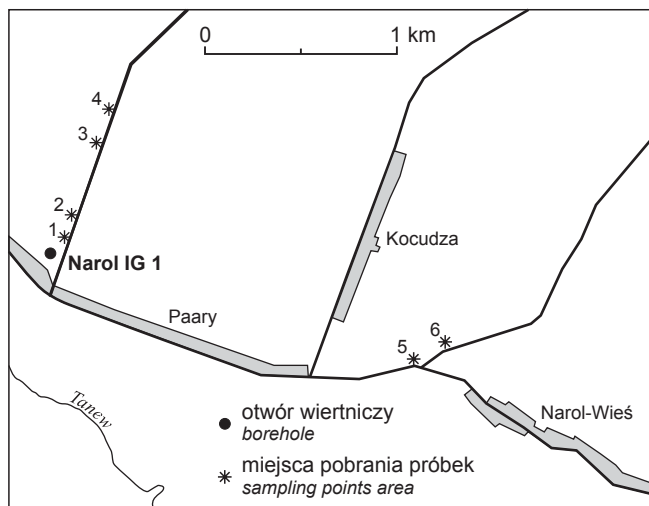


Fig. 29. Orientacyjny szkic lokalizacji punktów pobrania próbek skał kredy górnej odsłaniających się przy drogach polnych

Location sketch of sampling sites for Upper Cretaceous rocks exposed at dirt roads

nie był rdzeniowany ani w otworze Narol IG 1, ani PIG 2. Próbkę okruchową z otworu Narol IG 1 były tak bardzo rozdrobione, że nie nadawały się do dokładniejszych badań.

Utwory mastrychtu to szare i szarozółte gezy oraz opoki szare, na ogół porowate, z dużą ilością ziaren kwarcu oraz z glaukonitem. W utworach tych mogą występować przerosty margli lub wapieni marglistych.

W ramach opracowania dokumentacji wynikowej otworu Narol IG 1, w celu uzupełnienia informacji o stratygrafii najwyższej części profilu, pobrano próbkę z dołu urobkowego (głęb. 1,0 m) oraz 6 próbek z odkrywek przydrożnych z miejscowości Paary (fig. 29).

Próbki pobrane w terenie są reprezentowane głównie przez gezy (nr 1, 2, 3, 5 i 6), a tylko w jednej przez margle (nr 4). Skały te są bardzo silnie zwietrzałe. Gezy w tych próbkach są białe, miejscami zabarwione na żółto wodorotlenkami żelaza; są one lekkie, dość porowate, szorstkie, średnio lub silnie zwarte, rzadko kruche, prawie całkowicie bezwapienne. Zawierają liczne, drobne, średnioobtoczone ziarna kwarcu; trafiają się czasem pojedyncze, większe, obtoczone ziarna kwarcu. Liczne są również drobne ziarna ciemnozielonego glaukonitu, próżnie po igłach gąbek, a niekiedy po kołcach jeżowców, sporadyczne blaszki muskowitu. Materiał w skale jest ułożony beładnie.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

Otwór wiertniczy Narol IG 1

Warstwy skalne występujące w profilu otworu Narol IG 1 na głęb. 1,0–1345,5 m w większości długości odcinka zostały przewiercone bezrdzeniowo. Z wymienionej części profilu do badań mikropaleontologicznych otrzymano 46 próbek w większości z płuczki, tzw. okruchowych. Zbadane próbki rdzeniowe pobrano z odległych od siebie głębokości, krótkich odcinków rdzenia. Próbki płuczkowe-okruchowe zawierają wymieszane ze sobą zespoły otwornic pochodzące z danej głębokości i z warstw nadległych. Badając te próbki, można stwierdzić, jakiego wieku sedymenty zostały przewiercone, nie można jednak określić ich położenia w profilu. Rodzaje próbek w tabeli 7 przedstawiono graficznie.

Cenoman

Nieliczne, lecz wskazujące na wiek cenomański, gatunki otwornic zanotowano w próbkach rdzeniowych ze skał z głęb. 1345,5 i 1341,0 m. Są to *Gavelinella cenomanice* (Brotzen), *G. baltica* (Brotzen) i *Hedbergella* sp. Wymienione gatunki z rodzaju *Gavelinella* Brotzen, 1942 są znane również z utworów albu górnego, z jego najmłodszej części, gdzie towarzyszy im jednak charakterystyczny dla albu górnego zespół otwornic (Gawor-Biedowa, 1972, 1982; Ga-

Margiel (próbka nr 5) makroskopowo wygląda identycznie jak geza, jest dość kruchy, a w HCl reaguje szybko i całkowicie się rozpada.

Należy tu zwrócić uwagę na to, że materiał detrytyczny występujący w opisanych mastrychckich skałach jest w przewadze bardzo drobny lub drobny.

Na obecność mastrychtu wskazują zespoły otwornic mastrychtu górnego znalezione przez E. Gawor-Biedową w próbkach okruchowych. W otworze Narol PIG 2 stwierdzono występowanie otwornic charakterystycznych dla paleocenu dolnego–mastrychtu górnego *Gavelinella ahlstroemi* (Brotzen) i dla całego mastrychtu *Cibicoides bembix* (Marsson). Z analizy międzyskościowej i paleogeograficznej można wnioskować, że w otworze Narol PIG 2 brak utworów paleocenu dolnego. Występuje tu najprawdopodobniej mastrycht dolny i część górny. Postawienie granicy między dolnym a górnym mastrychtem jest jednak trudne ze względu na brak jednoznacznych przesłanek.

Podsumowując uzyskane wyniki badań, przyjęto, że w obu otworach występują skały dolnego i górnego mastrychtu. Natomiast na znajdującym się obok wiercenia wzniesieniu (fig. 29) być może zachowały się częściowo najmłodsze osady mastrychtu.

wor-Biedowa i in., 1984). Również przedstawiciele rodzaju *Hedbergella* (Brönnimann et Brown, 1958) rozpoczynają swój rozwój we wczesnej kredzie. Tak więc należy stwierdzić, że utwory cenomanu w omawianym profilu oznaczono na podstawie dowodów negatywnych – braku w badanych próbkach otwornic z biocenu albu górnego.

W utworach nadległych z odcinka profilu z głęb. 1240,0–1235,0 m nie zanotowano mikrofauny. Pierwsze pokruszone, nieoznaczalne skorupki otwornic zanotowano w warstwach na głęb. 1135,5 m. W tej części profilu pierwsze pojedyncze otwornice, których stan zachowania pozwolił na ich oznaczenie do szczebla rodzajowego, stwierdzono w skałach z głęb. 1034,1 m. Są to pojedyncze skorupki *Gavelinella* sp. i *Gyroidinoides* sp. Oba rodzaje są kosmopolityczne. Pierwszy z nich rozpoczynający swój rozwój we wczesnej kredzie, charakteryzuje się dynamicznym rozwojem ewolucyjnym i należy do rodzajów zawierających najwięcej gatunków przewodnich. Są one liczne w kredzie i paleocenie. Liczne z nich odkryto również w utworach kredowych Niżu Polskiego (Gawor-Biedowa, 1992a, b). Drugi – *Gyroidinoides* Brotzen, 1942, o dłuższym i nieco innym zasięgu stratygraficznym – od cenomanu do holocenu, jest mniej obfity w gatunki przewodnie. Jego obecność wyklucza utwory dolnokredowe. Dwa ważne, nie tylko dla stratygrafii, rodzaje stwierdzono w utworach z głęb. 1033,0 m. Są to *Lenticulina* Lamarck, 1804 i *Arenobulimina* Cushman,

1927. Ten ostatni dał nowe gatunki przewodnie również na obszarze Polski (Gawor-Biedowa, 1969).

Z powodu braku otwornic, złego stanu ich zachowania bądź długowieczności przy zastosowaniu metody mikropaleontologicznej nie udało się określić wieku utworów występujących w profilu na głęb. 1240,00–1033,00 m.

Santon

Nagły rozkwit otwornic wszystkich grup jest notowany w skałach z głęb. 1031,20 m (tab. 7). Biocenoza ta składa się z różnych rodzajów reprezentowanych przez liczne gatunki i osobniki. Jej skład wskazuje na utwory niższej części santonu. W tym przypadku o santonie świadczy obecność tylko jednego gatunku z rodzaju *Stensioeina* Brotzen 1936, tj. *Stensioeina exsculpta* (Reuss).

Zasięg stratygraficzny tego gatunku zaczyna się już w koniak, gdzie występuje obok ginącej z końcem koniak *Stensioeina praeexsculpta* (Keller). Na dolny santon wskazują w tej biocenozie *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi) i *M. coronata* (Bolli). Pozostałe gatunki są kosmopolityczne i długowieczne (Gawor-Biedowa, 1992a).

W wyższych warstwach profilu, na głęb. 933,3 m, zwiększa się liczba gatunków zarówno o planktonicznym, jak i bentonicznym sposobie życia. Bentoniczne, z przewagą zlepieńcowatych, występują na głęb. 936,0 m, plankton natomiast przeważa w warstwach z głęb. 933,3 m. Stwierdzona w próbce z głęb. 933,30 m *Gavelinella thalmani* (Brotzen) wskazuje w tym składzie biocenozy na utwory santonu dolnego.

Kampan

Utwory kampanu w omawianym profilu występują z całą pewnością na głęb. 824,0 m, gdyż stwierdzono tu dwa najważniejsze gatunki dla wyróżnienia utworów kampanu i mastrychtu, tj. *Cibicidoides involutus* (Reuss), przewodni dla kampanu i mastrychtu, oraz *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny), przewodnia dla santonu górnego i kampanu. Brak tych gatunków w próbkach leżących niżej utworów z głęb. 826,9 m utrudnia zaszeregowanie ich do kampanu, chociaż występujące w nich otwornice nie przeczą takiemu wiekowi. Z obserwacji biocenoz wynika, że na badanym obszarze następowały gwałtowne zmiany ekologiczne, co przejawia się zarówno w jakościowym, jak i liczbnym składzie biocenoz, dotyczącym liczby taksonów i reprezentujących je osobników. Świadczą o tym nieliczne gatunki otwornic występujące w skałach z głęb. 822,0; 821,0 i 719,0 m, zaliczonych jeszcze do kampanu na tej podstawie, że w leżących wyżej osadach na głęb. 715,0 m występuje jeszcze *Cibicidoides involutus* (Reuss).

Wydaje się, że wieku kampańskiego są również w tym profilu utwory z głęb. 713,3 i 602,2 m. Nie stwierdzono w nich wprawdzie otwornic przewodnich dla kampanu, jednak nawet nieliczny skład gatunkowy tych biocenoz nie przeczy takiemu ich wiekowemu zaszeregowaniu.

Powyżej głęb. 602,0 m próbki okruchowe mogą zawierać wymieszane ze sobą otwornice z nadległych warstw. W próbkach z głęb. 550,0; 500,0 i 450,0 stwierdzono jednolity skład otwornic nie różniący się od siebie stanem zachowania i nie zawierający otwornic z wyższych osadów niż kampańskie. Można więc sądzić, że utwory kampanu występują jeszcze na wymienionych wyżej głębokościach. Należy również zaznaczyć, że w próbce z głęb. 400,0 m zano-towano pierwsze okazy *Gavelinella monterelensis* (Marie), gatunku wskazującego na pochodzenie próbki z warstw kampanu górnego.

W próbkach z głęb. 360,0; 345,0; 305,0 i 300,0 m zmniejsza się ponownie liczba otwornic. Nie znajdują się jeszcze wśród nich gatunki z utworów wyższych pięter. Pierwsza próbka z wymieszanymi otwornicami kampanu i mastrychtu górnego pochodzi z głęb. 260,0 m. Gatunkiem z najwyższych warstw mastrychtu, a nawet dolnego paleocenu jest *Karrerella fallax* Rzehak. Próbka z głęb. 250,0 m zawiera typowy dla kampanu zespół otwornic bez zanieczyszczeń, wzbogacony o kampańsko-mastrychski gatunek *Eponides dorsoconvexus* Gawor-Biedowa stwierdzony pierwszy raz w kredzie lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992a).

Mastrycht

W próbce z głęb. 215,0 m obok gatunków kosmopolitycznych o długim zasięgu stratygraficznym, do których należą przedstawiciele rodzaju *Heterohelix* Ehrenberg, 1843 stwierdzono otwornice występujące w kampanie i mastrychcie, tj. *Eponides dorsoconvexus* Gawor-Biedowa i *Globorotalites emdyensis* Vassilenko, oraz z najwyższych utworów kampanu i z mastrychtu – *Bolivina incrassata* Reuss, jak również z mastrychtu górnego – i danu – *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen). W próbce z głęb. 200,0 m wśród gatunków występujących w utworach kampanu i mastrychtu znajduje się przewodni dla mastrychtu – Niżu Polskiego i Karpat – *Cibicidoides bembix* (Marsson). Kilka uwag należy poświęcić gatunkowi *Globorotalites emdyensis* Vassilenko, występującemu licznie w utworach kampanu i mastrychtu Niziny Nadkaspjskiej, a opisanemu z półwyspu Magnyszlak, Vassilenko, 1961. Gatunek ten ma bardzo szeroki zasięg geograficzny, gdyż występuje również w kredzie angielskiej pod nazwą *Globorotalites hiltermanni* Kaever, 1961 (Gawor-Biedowa, 1992b). Należy również dodać, że w omawianej próbce całkowicie brak otwornic zlepieńcowatych. Na głęb. 180,0 m stwierdzono zespół gatunkowy mastrychtu górnego z *Gavelinella mariae* (Jones), przewodnią dla jego najwyższej części. Wieku próbki z głęb. 150,0 m nie można jednoznacznie określić, gdyż stwierdzono w niej obok górnomastrychcko-paleoceńskiej *Gavelinella acuta* (Plummer) ginącą z końcem kampanu *Stensioeina exsculpta* (Reuss). W próbkach z głęb.: 125,0; 100,0 i 65,0 m zespół otwornic charakterystyczny dla utworów mastrychtu górnego został wzbogacony o przewodnie dla wspomnianej części mastrychtu – *Osangularia peracuta* (Lipnik) i *Gavelinella danica* (Brotzen).

W próbce z głęb. 55,0 m znajduje się następny gatunek z utworów mastrychtu górnego i danu – *Pyramidina minuta* (Marsson). W próbce z głęb. 40,0 m znaleziono przewodni gatunek dla mastrychtu – *Neoflabellina reticulata* (Reuss), natomiast z głęb. 35,0 m do zespołu górnomastrychckiego dołączyła *Osangularia navarroana* (Cushman) i następny gatunek z półwyspu Mangyszlak – *Ceratocancris caspia* Vassilenko, gdzie występuje w najwyższym mastrychcie górnym.

W mastrychckim zespole otwornic w próbce z głęb. 25,0 m, nie stwierdzono gatunków mastrychtu górnego. Liczne zespoły górnomastrychckich otwornic zawierają zaś próbki z głęb. 15,0 i 10,0 m. Problemem jest pojawienie się w zespole górnomastrychckim gatunku przewodniego dla mastrychtu dolnego *Angulogavelinella gracilis* (Marsson). Na podstawie składu gatunkowego otwornic w próbce z głęb. 1,0 m, a więc z podglebia, można mieć całkowitą pewność, że najwyżej leżące utwory kredowe w omawianym profilu należą do mastrychtu górnego. Dolnomastrychcka *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) może pochodzić z płuczki, przez którą została wyniesiona z niższych warstw bądź z utworów mastrychtu dolnego znajdujących się w sąsiedztwie tego profilu.

Otwór wiertniczy Narol PIG 2

Skały górnokredowe w profilu otworu Narol PIG 2, podobnie jak w otworu Narol IG 1, przewiercono głównie bezrdzeniowo. Do badań mikropaleontologicznych otrzymano dziewięć próbek rdzeniowych pochodzących z niższej części utworów kredowych występujących na badanym obszarze na dużych głębokościach (1002,0–1292,0 m). Próbki pochodzą z odległych od siebie głębokościowo odcinków rdzenia (tab. 8). Są to próbki płuczkowe, które pobrano z wymieszanych ze sobą skał z dziesięciocentymetrowych odcinków przewierconych osadów, a zatem zupełnie „przemielonych”. Próbki te mogą zawierać otwornice z utworów jednego piętra, zwłaszcza jeśli osady miały dużą miąższość lub zawierają wymieszane ze sobą otwornice ze skał różnych nadległych pięter. Zbadano 10 próbek płuczkowych z odcinka profilu od 105,0–115,0 do 830,0–840,0 m (tab. 8).

Z najniżej leżących badanych skał omawianego profilu pochodzi próbka z głęb. 1292,0 +7,6 m. Zły stan zachowania znalezionych w niej otwornic pozwolił na oznaczenie ich jedynie do szczebla rodzajowego. Zanotowano tu pojedyncze okazy rodzajów *Lenticulina* Lamarck, 1804 i *Globigerinelloides* Cushman et Dam, 1948 oraz liczniejsze uszkodzone skorupki z rodzajów *Hedbergella* Brönnimann et Brown, 1958 i *Stensioeina* Brotzen, 1936. W tym zespole najważniejsi są przedstawiciele rodzaju *Stensioeina*, gdyż początek rozwoju filogenetycznego tego rodzaju, obfitującego w liczne gatunki przewodnie w wyższych piętrach kredy paleocenu – danu miał miejsce dopiero z początkiem późnego turonu. Pierwszym gatunkiem tego rodzaju jest *Stensioeina praeexculpta* (Keller) o zasięgu stratygraficz-

nym od turonu górnego do koniak włącznie (Gawor-Biedowa i in., 1984). Z gatunków stwierdzonych pierwszy raz w utworach turonu Niżu Polskiego jest tu obecny *Stensioeina polonica* Witwicka opisana w 1958 r. z kredy w Chełmie.

Rozkwit gatunków tego rodzaju nastąpił wraz z jego pojawieniem się w późnym turonie i koniak. W profilach kampanu i mastrychtu gatunki tego rodzaju, podobnie jak w przypadku starszych utworów kredy górnej, są dobrymi formami przewodnimi, ale mniej licznymi.

Należy dodać, że w osadach omawianej części profilu stwierdzono również włókna inoceramów.

Przytoczone wyżej dane mogą wskazywać na obecność w omawianym profilu na głęb. 1292,0 +7,6 m utworów nie starszych niż należące do turonu górnego. W tabeli 8 zaznaczono je jako turon górny ze znakiem zapytania. W próbkach rdzeniowych z osadów wyższej części profilu wśród pokruszonych skorupek otwornic udało się zidentyfikować rodzaj *Gavelinella* Brotzen, 1942 (głęb. 1264,0 +5,3 m) oraz gatunek *Arenobulimina preslii* (Reuss) (głęb. 1250,0 +2,5 m).

Ze skał z głęb. 1105,0 +0,2 m nie udało się wyizolować oznaczalnych szczątków otwornic. Są one całkowicie pokruszone. Należy przypuszczać, że w omawianym profilu sedymenty z głęb. 1292,0–1105,0 m są wieku górnoturonońskiego.

Koniak

Warstwy koniak w tym profilu stwierdzono na podstawie zawartości próbki z głęb. 1043,0 +0,2 m. Stwierdzono tu klasyczne dla koniak gatunki otwornic, tj. równoczesne występowanie gatunku *Stensioeina praeexculpta* (Keller) oraz *Stensioeina exculpta* (Reuss). Jak już wspomniano pierwszy z nich kończy zasięg stratygraficzny z końcem koniak. *S. exculpta* (Reuss) rozpoczyna swój zasięg występowania z początkiem koniak, a ginie z końcem kampanu, niekiedy z początkiem mastrychtu. Utwory z wymienionej głębokości umownie zaliczono również do koniak w nadziei, że wiek tych warstw zostanie potwierdzony inną metodą.

W próbkach płuczkowych na głęb. 830,0–840,0 m ku górnej części profilu zwiększa się zarówno liczba rodzajów i gatunków otwornic, jak i reprezentujących je osobników. Zdziwienie budzi obserwacja, że skorupki otwornic z tych „przemielonych” osadów nie są tak pokruszone jak występujące w próbkach rdzeniowych.

Santon górny

Prawdopodobnie próbka z utworów z głęb. 830,0–840,0 m reprezentuje santon górny, przy założeniu, że stwierdzone w niej otwornice nie pochodzą również ze skał leżących wyżej. Na górnosantoński wiek tych utworów wskazuje obecność *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) oraz *Gavelinella stelligera* (Marie). Oba gatunki obok siebie występują tylko w warstwach santonu górnego. Inne towarzyszące im rodzaje i gatunki stwierdzone w omawianej próbce nie przeczą takiemu jej wiekowi.

Tabela 8

Rozmieszczenie otwornic w utworach górnej kredy w profilu otworu Narol PIG 2

Distribution of foraminifera in the Upper Cretaceous deposits, Narol PIG 2 borehole

Głębokość [m] Depth											Mikrofauna
830,00–840,00	675,00–685,00	460,00–470,00	430,00	375,00	340,00–350,00	240,00–250,00	205,00–215,00	140,00–145,00	105,00–115,00		
○	○	○			○		○	○	○		<i>Praebulimina</i> sp.
○		○			○						<i>Gyroidinoides</i> sp.
○			○					○			<i>Osangularia cordieriana</i> (d'Orbigny)
○	○		○								<i>Pseudogavelinella clementiana</i> (d'Orbigny)
○											<i>Gavelinella stelligera</i> (Marie)
	○										<i>Marginotruncana</i> sp.
	○										<i>Cibicidoides eriksdalensis</i> (Brotzen)
	○										<i>Trochammina globigeriniformis</i> Cushman
	○										<i>Ataxophragmium crassum</i> (d'Orbigny)
	○	○	○	○	○	○	○				<i>Cibicidoides involutus</i> (Reuss)
		○							○		<i>Eponides biconvexus</i> Marie
			○	○							<i>Globorotalites michelinianus</i> (d'Orbigny)
			○	○		○					<i>Gavelinella monterelensis</i> (Marie)
			○								<i>Gavelinella umbilicatula</i> (Vassilenko et Mjatiuk)
			○	○							<i>Praebulimina carseyae</i> (Plummer)
			○	○							<i>Gyroidinoides globosus</i> (Hagenow)
			○								<i>Gyroidinoides nitidus</i> (Reuss)
			○					○	○		<i>Allomorphina trochoides</i> (Reuss)
			○								<i>Pleurostomella</i> sp.
				○							<i>Arenobulimina sphaerica</i> Marie
				○							<i>Cibicidoides voltzianus</i> (d'Orbigny)
				○							<i>Stensioeina pommerana</i> Brotzen
				○	○	○					<i>Bolivinoidea sidestrandensis</i> Barr
				○	○	○		○	○		<i>Gavelinella sahlstroemi</i> (Brotzen)
					○						<i>Valvulineria</i> sp.
					○	○	○	○	○		<i>Cibicidoides bembix</i> (Marsson)
							○	○	○		<i>Globorotalites multiseptus</i> (Brotzen)
							○		○		<i>Pyramidina triangularis</i> (Cushman et Parker)
									○		<i>Gavelinella danica</i> (Brotzen)
									○		<i>Rugoglobigerina</i> sp.
									○		włókna inoceramów
											otwornice pokruszone, nie do oznaczenia
											<i>incertae sedis</i>
		○	○	○	○	○	○	○	○		igły gąbek
						○	○	○	○		zęby ryb
			○			○	○	○	○		kolce jeżowców
				○	○						<i>Ostracoda</i> sp.
Santon/ Saantonian		górny Upper	górny/ Upper							Podpiętra/ Substages	
	Kampan Campanian		Mastrycht Maastrichtian							Piętra/ Stages	

Kampan

Na obecność utworów kampanu w tym profilu wskazuje występowanie obok siebie dwu gatunków, tj. *Cibicidoides involutus* (Reuss) i *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny). Pierwszy z nich jest przewodni dla kampanu i mastrychtu, drugi dla santonu górnego i kampanu. Obecność pierwszego wyklucza więc utwory santonu, drugiego zaś utwory mastrychtu. W badanych próbkach stwierdzono te gatunki obok siebie, w skałach z odcinka profilu 430,0–685,0 m (tab. 8). Na głęb. 430,0 m mogą występować utwory kampanu górnego, gdyż w próbce z tej głębokości znaleziono już *Gavelinella monterelensis* (Marie) występującą zwykle nie tylko na Niżu Polskim w utworach kampanu górnego i mastrychtu obok *Cibicidoides involutus* (Reuss). O ile nie można stwierdzić, czy w omawianym profilu występują utwory kampanu dolnego, ponieważ nie ma podstaw do zaszeregowania do któregoś z pięter utworów z głęb. 675–685,0 m i 460–470,0 m, o tyle na utwory kampanu górnego wskazuje zespół otwornic z głęb. 430,0 m. Cały zespół otwornic, łącznie z gatunkami długowiecznymi, charakteryzuje warstwę kampanu górnego (Gawor-Biedowa, 1992b).

Mastrycht górny

W badanych próbkach ze skał omawianego profilu nie znaleziono gatunków wskazujących na obecność mastrychtu dolnego. Nie znaczy to jednak, że nie mogą one występować w profilu na głębokościach, z których utwory nie zostały opróbowane.

W próbce pobranej z głęb. 375,0 m stwierdzono bogaty zespół otwornic wskazujący na mastrycht górny. Wśród gatunków znanych w całym mastrychcie, obok wymienianych już kilkakrotnie *Cibicidoides involutus* (Reuss), *Gavelinella monterelensis* (Marie), *G. umbilicatula* (Vassilenko et Mjatluk), *Praebulimina carseyae* (Plummer), należą również kosmopolityczne gatunki rodzaju *Gyroidinoides* Brotzen, 1942, *Arenobulimina sphaerica* Marie, *Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny), *Bolivinoides sidestrandensis* Barr, *Stensioeina pommerana* Brotzen, znaleziono występujący w utworach górnego mastrychtu i paleocenu *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen). Należy dodać, że liczne z wymienionych wyżej gatunków kontynuują swój rozwój w utworach paleocenu (Gawor-Biedowa, 1992b). Kilka uwag nale-

żałoby poświęcić gatunkowi *Stensioeina pommerana* Brotzen stwierdzonemu w utworach omawianego profilu tylko w tej jednej próbce. Temu gatunkowi, szeroko rozprzestrzenionemu w utworach santonu górnego–mastrychtu zarówno w strefie borealnej, jak i śródziemnomorskiej, towarzyszą w kredzie lubelskiej dwa nowe gatunki, tj. *Stensioeina bella* Gawor-Biedowa stwierdzony pierwszy raz w utworach mastrychtu dolnego w profilu Tyszowce IG 1 i *Stensioeina pulchra* Gawor-Biedowa z utworów górnego kampanu z profilu Telatyn IG 1 (Gawor-Biedowa, 1992b). Znaczy to, że rodzaj *Stensioeina* u schyłku swego rodzaju wygenerował jeszcze dwa nowe gatunki przewodnie. Rozwój filogenetyczny tego rodzaju kończy się z początkiem paleocenu. W utworach danu jest jeszcze obecny gatunek *Stensioeina beccarii fornis* (White) (Gawor-Biedowa, 1992b). W próbkach ze skał z głęb. 340,0–350,0 m oraz 240,0–250,0 m zmniejszyły się zarówno liczba gatunków, jak i reprezentujących je osobników w stosunku do występujących w próbce z niższych warstw. Z nienotowanych dotychczas gatunków stwierdzono tu *Cibicidoides bembix* (Marsson), przewodni dla mastrychtu Niżu Polskiego i Karpat, oraz *Valvulineria* sp., którego to rodzaju gatunki na Niżu Polskim i w Karpatach występują już od albu górnego (Gawor-Biedowa, 1972). W większości są to gatunki o długich zasięgach stratygraficznych i szerokim rozprzestrzenieniu geograficznym. Wraz ze zmniejszeniem się w próbkach liczby otwornic zwiększa się liczba igieł gąbek. Nadmierna ilość krzemionki w zbiorniku mogła być powodem wytworzenia warunków ekologicznych hamujących rozwój otwornic. Gatunkiem potwierdzającym obecność utworów mastrychtu górnego w omawianym profilu jest *Gavelinella danica* (Brotzen), przewodnia dla mastrychtu górnego i paleocenu Niżu Polskiego. Gatunkowi temu towarzyszą w skałach odcinka profilu 105,0–115,0 m nieprzekraczające granicy kredy i paleogenu *Eponides biconvexus* Marie, *Cibicidoides bembix* (Marsson), *Globorotalites multiseptus* (Brotzen), *Pyramidina triangularis* (Cushman et Parker) i *Rugoglobigerina* sp. Ostatni z wymienionych rodzajów, podobnie jak wszystkie inne rodzaje otwornic planktonicznych, wyginął podczas kataklizmu powodującego wymarcie wielu grup organizmów z końcem kredy.

Fragmenty inoceramów stwierdzone w utworach omawianego odcinka profilu świadczą o obecności w tym zbiorniku sedymencie również małżów ginących z końcem kredy.

Małgorzata POŁOŃSKA

PETROLOGIA UTWORÓW KREDY

Otwór wiertniczy Narol IG 1

Analizę petrologiczną utworów kredy w otworze Narol IG 1 przeprowadzono na podstawie obserwacji płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym. Ponadto wykonano

analizę barwienia przy użyciu płynu Evamy'ego oraz badania w katodoluminescencji (CL) na aparaturze CITL mk³.

Podstawą wyboru próbek był profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony przez Marka (1990) i Krassowską (1990). Analizowano skały kredy dolnej należące do

walanzynu górnego i kredy górnej, od cenomanu do mastrychtu. Do określenia osadów wapiennych zastosowano terminologię Dunhama (1962) rozwinętą przez Embry'ego i Klovana (1972), w modyfikacji Jaworowskiego (1987).

Kreda dolna

Charakterystykę petrograficzną oparto na wcześniejszej ekspertyzie Dadleza (1990). Obserwacją mikroskopową objęto łącznie dziesięć płytek cienkich wyciętych z wapieni oraz osadów ilastych i mułowcowych.

Skąły ilaste i mułowcowe. Omawiane utwory tworzą przewarstwienia i laminacje wśród pozostałych osadów kredy dolnej. W dolnej części profilu, na głęb. 1396,5 m, rozpoznano zbioturbowany heterolit złożony z lamin ciemnoszarego iłowca i szarego mułowca. Masa podstawowa iłowca, składająca się z minerałów ilastych, obfituje w związki żelaza i materię organiczną w formie rozproszonej i smugowanej. W warstewce mułowcowej w tle skalnym ilasto-mułkowym występują podrzędnie ziarna terygeniczne frakcji psamitowej (fig. 30A). Wśród nich wyróżniają się ziarna kwarcu oraz intraklasty skał ilasto-żelazistych, wapieni pelitowych i dolomitu drobnokrystalicznego. Ponadto rozpoznano pokruszone fragmenty skorup małży, płytki szkarłupni, drobne peloidy oraz glaukonit, muskowit i pojedyncze ooidy getytowe. W spoiwie zaznaczają się węgliste szczątki roślin. Udział składników węglanowych nadaje utworom charakter marglisty.

Wapienie. Analizowano wapienie i wapienie margliste z głęb. 1396,2–1390,4 m. Skały te zawierają liczne fragmenty fauny, z których większe są obleczone otoczkami mikrytowymi. Ponadto są spotykane peloidy, o średnicy do 0,08 mm, oraz nieliczne ziarna pochodzenia glonowego. Obecne są też okruchy skał żelazistych i wapieni mikrytowych. Nierzadko występuje domieszka kwarcu bardzo drobnopiaszczystego oraz o grubszej frakcji, maksymalnie do 0,3 mm średnicy. Masa podstawowa wapieni składa się z mikrospar kalcytowego i minerałów ilastych impregnowanych wodorotlenkami żelaza. Wzrost składników terygeniczych przyczynił się do powstania wapieni marglistych.

Przykładem omawianych utworów jest jasnoszary wakston organodetrytyczny z głęb. 1394,0 m o teksturze słabo kierunkowej (fig. 30B). Jest to skała mułowzwięzła, która zawiera liczne pokruszone bioklasty o średnicach sięgających do 3 cm. Rozpoznano szczątki szkarłupni, małży, kolce jeżowców, skorupki ramienionogów, otwornic niekiedy opatrzonych wypustkami oraz fragmenty ślimaków. Oprócz bioklastów są obecne okruchy wapieni. Część ziaren jest zmikrytyzowana, a niektóre mają powłoki mikrytowe. Spoiwem jest głównie mikrospar kalcytowy i podrzędnie spar Fe-dolomitu, który rozpoznano po zabarwieniu na niebiesko pod działaniem płynu Evamy'ego.

Powyżej w profilu kredy dolnej, w przedziale głęb. od 1385,6 do 1389,0 m, rozpoznano szarozółte wapienie. W płycie cienkiej zidentyfikowano skałę ziarnozwięzłą

wysortowaną, określoną jako greinston ooidowy (fig. 30C, D). Podstawowym składnikiem są ooidy o budowie współśrodkowej i powłokach mikrytowych, wśród których występują ooidy powierzchniowe oraz ziarna mające budowę promienistą i korteks sparytowy. Średnice ich wahają się od 0,1 do 1,1 mm. W katodoluminescencji kalcyt tych ziaren świeci na ciemnopomarańczowo, co wskazuje na obecność w nim domieszki żelaza i manganu. W jądrach ooidów są spotykane bioklasty, okruchy wapieni z bioklastami i ooidami, fragmenty skał żelazistych oraz ziarna detrytyczne. W skałe podrzędnie występują elementy fauny skorupowej, nierzadko przekrystalizowane, częściowo z powłokami mikrytowymi, oraz pokruszone gałązki mszywiolów. Rozpoznano także szczątki glonów (Dadlez, 1990). Ponadto obecne są okruchy wapieni z ooidami lub bioklastami sięgające do 14 mm długości oraz nieliczne ziarna kwarcu frakcji psamitowej. Obserwuje się ślady wciskania ziaren. Szczególnie podatne na deformacje są ooidy i okruchy skał żelazistych. Spoiwem jest spar węglanowy o charakterze porowym i miejscami podstawowym. Składa się on z Fe-kalcytu, barwiącego się pod wpływem płynu Evamy'ego na różowo, który w katodoluminescencji nie wykazuje świecenia (fig. 30D). W skałe zaznacza się impregnacja związkami żelazistymi.

Kreda górna

W profilu kredy górnej rdzeniowane były skały wapienne, margliste i krzemionkowe, z których wykonano 27 płytek cienkich do badań, reprezentujących wapienie, opoki, gezy i margle.

Wapienie. Płytki cienkie wapieni pochodzą z całego przedziału występowania tych skał, z głęb. od 1030,4 do 1345,2 m, od cenomanu po santon. Skały te odznaczają się barwami beżową i jasnoszarą. Reprezentują odmiany pelitowe oraz bioklastyczne zawierające szczątki fauny. Wśród elementów szkieletowych stwierdza się makro- i mikroszczątki. Ważnym składnikiem osadów są kokolity, o średnicach rzędu kilku mikrometrów, obserwowane przy użyciu mikroskopu elektronowego, znane z różnych rejonów Niżu Polskiego (Połowska, 2012).

W obrębie wapieni wyróżniono madstony oraz wakstony, stanowiące osady mułowzwięzłe. Tło skalne wapieni stanowi mikrospar kalcytowy. W spoiwie pojawiają się też rozproszone minerały ilaste oraz związki żelaza, które impregnują osad lub układają się w formie smug. Wzrost udziału składników detrytycznych frakcji aleurytowej i pelitowej miał wpływ na powstanie wapieni marglistych w postaci warstw, lamin i soczewek.

Wapień pelitowy z głęb. 1345,2 m stanowi madston, który zawiera niewielką ilość bioklastów, sięgającą kilku procent. Wśród szczątków fauny ułożonych bezładnie w tle skały wyróżniono skorupki otwornic o średnicach 0,03–0,47 mm oraz drobne okruchy inoceramów.

Wakstony zawierają szczątki fauny w ilości powyżej 10% obj. skały. Składniki te tkwią równomiernie lub nierównomiernie w tle skały. Tekstura wakstonów jest bezład-

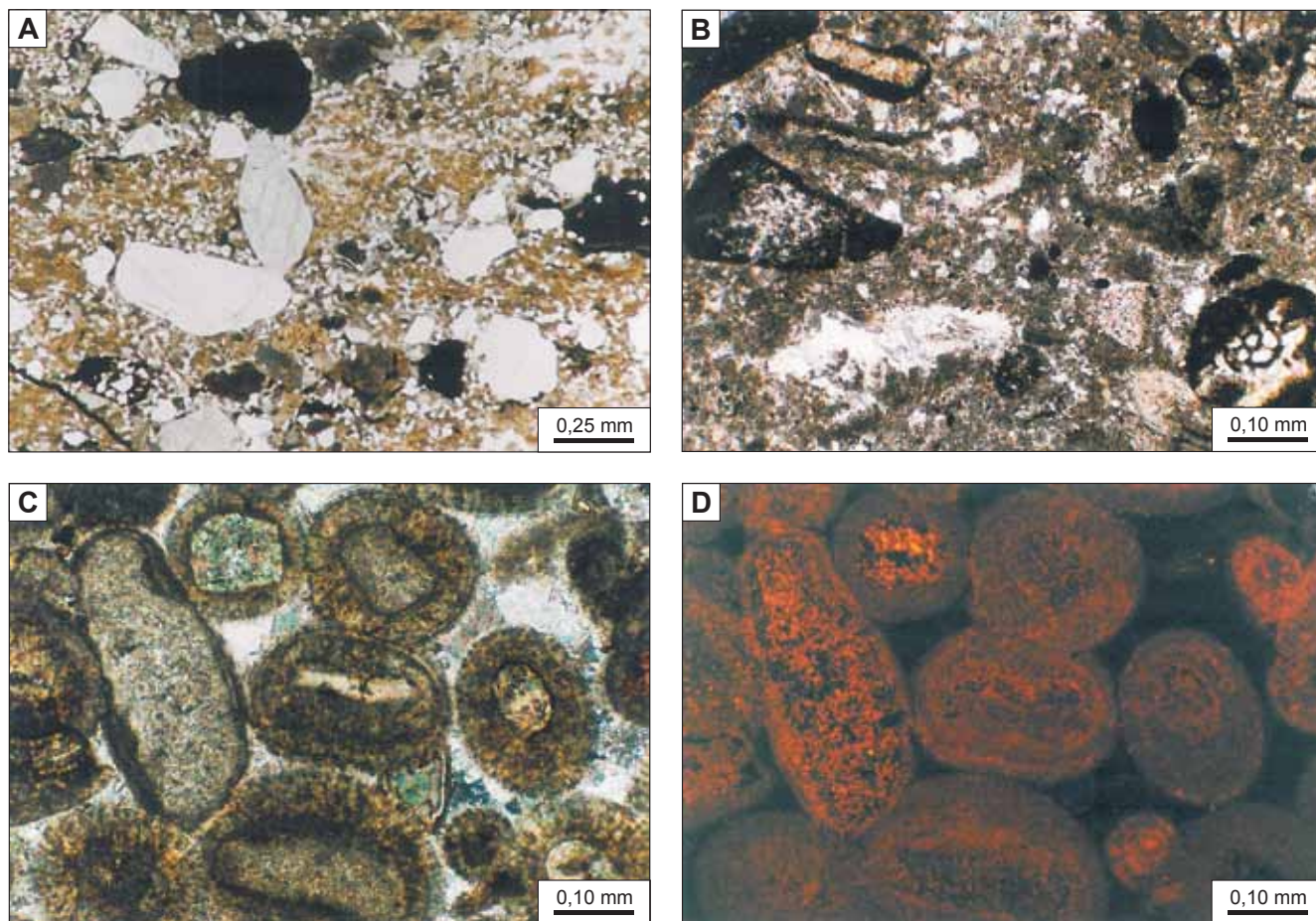


Fig. 30. Obrazy mikroskopowe skal kredy dolnej z otworu wiertniczego Narol IG 1

A – mułowiec z ziarnami kwarcu (białe) i okruchami skał żelazistych (brunatne); głęb. 1396,5 m; bez analizatora. **B** – wakston organodetrytyczny; bioklasty częściowo zmikrytyzowane w spoiwie węglanowym; głęb. 1394,0 m; bez analizatora. **C** – greinston ooidowy; ooidy spojone kalcytem; głęb. 1389,0 m; nikole skrzyżowane. **D** – obraz w CL próbki z fig. C; ooidy zbudowane z Fe/Mn kalcytu, świecące na pomarańczowo, w cemencie kalcytowym bez luminescencji; głęb. 1389,0 m; nikole skrzyżowane

Microscopic images of the Lower Cretaceous in Narol IG 1 borehole

A – grains of quartz (white) and clasts of iron rocks (brown) in siltstone; depth 1396.5 m; without analyser. **B** – organodetrital wackestone; partly micritized bioclasts in carbonate cement; depth 1394.0 m; without analyser. **C** – ooids grainston; ooids cemented by calcite; depth 1389.0 m; crossed nicols. **D** – CL image of sample shown in fig. C; ooids composed of Fe/Mn calcite, orange-luminescent, in calcite cement, without luminescence; depth 1389.0 m; crossed nicols

na lub kierunkowa, którą podkreślona przez ułożenie szczątków fauny oraz łuseczkowych minerałów ilastych. Do podstawowych bioklastów należą kalcytowe skorupki otwornic oraz małży inoceramowych. Różny ich udział przyczynił się do utworzenia odmian wapieni otwornicowych, inoceramowych lub otwornicowo-inoceramowych. Skorupki otwornic mają przeciętnie średnice od 0,06 do 0,5 mm, maksymalnie do 0,9 mm. Wypełniają je węglany, a w wyższej części profilu również krzemionka. W płytkach cienkich obserwuje się kalcytowe skorupy inoceramów o długości do kilku milimetrów. Fragmenty te są mocno skruszone i przekrystalizowane. Niekiedy noszą ślady podstawienia chalcedonem. Okresowo w wapieniach turonu pojawiają się masowo dinocysty, nazywane także

kalcisferami. Mają one postać bardzo drobnych kulistych form o średnicach od 0,02 do 0,15 mm. Wśród pozostałych szczątków fauny rozpoznano kalcytowe skorupki małży cienkoskorupowych, fragmenty płytek szkarłupni, połamane kolce jeżowców oraz igły gąbek.

W wapieniach występuje niekiedy domieszka materiału detrytycznego frakcji aleurytowej. Rozpoznano ziarna kwarcu, wydłużone, ostrokrawędziste oraz agregaty glaukonitu, blaszki muskowitu i biotytu. W tle skalnym o wyglądzie mikrosparu dostrzega się pirit w postaci nieregularnych ziemistych form oraz drobnych ziaren, które układają się w formie smug. Notowano również obecność niewielkich skupień krzemionki.

Badaniami objęto skały kredy w otworze Narol PIG 2, występujące na głęb. od 0,0 do 1372,5 m. Płytki cienkie wykonano z próbek rdzeni pobranych na podstawie profili litologiczno-stratygraficzne kredy opracowanych przez

Leszczyńskiego (1992) oraz Marka i Leszczyńskiego (1992). Opis sporządzono na podstawie obserwacji w mikroskopie polaryzacyjnym. Do wyróżnienia mikrolitofacji wapieni zastosowano klasyfikację Dunhama (1962) rozwinętą przez Embry'ego i Klovana (1972), w modyfikacji Jaworowskiego (1987).

Zastosowana metoda barwienia przy użyciu płynu Evamy'ego posłużyła do rozpoznania w węglanach domieszki żelaza.

Kreda dolna

Badaniem objęto osiem próbek skał, takich jak: wapień, margle, osady żelaziste, mułowce i piaskowce. Skały te należą do wależyny górnej, formacji białobrzesckiej.

Wapień. Obserwacja mikroskopowa płytek cienkich wykazała przewagę wapieni typu pakstonu i greinstonu. Skały te mają zwarty szkielet ziarnowy, ale różni je udział mułu wapiennego, obecnego tylko w osadach typu pakstonu. Omawiane skały mają bardzo zróżnicowany skład ziarnowy.

Wapień typu pakstonu mają strukturę biomorficzną i teksturę kierunkową. Zawierają w swym składzie szczątki organiczne, peloidy, intraklasty i ooidy oraz materiał terygeniczny. Wyróżniono pakstony organodetrytyczne, peloidowe, peloidowo-organodetrytyczne i ooidowo-organodetrytyczne. Wśród bioklastów rozpoznano liczne fragmenty ramienionogów, małży, szkarłupni oraz podrzędnie otwornice, ułamki mszywiolów i kolce jeżowców. Część ziaren ma zatartą budowę wewnętrzną. Długość bioklastów przeważnie wynosi 0,5–2,4 mm, jednak osiąga nawet 1,5 cm. Miejscami w wapieniach dominują peloidy. Ziarna te, o owalnym kształcie, są zbudowane z mikrosparu kalcytowego, przeważnie o niewyróżniającej się budowie wewnętrznej, niekiedy zawierają relikty szczątków otwornic i mszywiolów. W osadach spotyka się też nieregularne ziarna pochodzenia glonowego. Intraklasty stanowią okruszki wapienia pelitowego impregnowane tlenkami żelaza oraz klasty skał żelazistych, sporadycznie zawierające ziarna kwarcu. Ich średnice sięgają do 3 mm. Ooidy kalcytowe mają budowę promienistą i współśrodkowo-promienistą. W ich jądrach są obecne ziarna mikrytowe, kwarcowe i bioklasty.

Pojawiająca się miejscami w pakstonach domieszka materiału terygenicznego składa się z ziaren frakcji drobno- i średnioziarnistej. Wśród nich rozpoznano kwarc, skalenie potasowe, glaukonit, muskowit i chloryt. Drobne ziarna kwarcu są wydłużone, ostrokrawędziste, a ziarna grubszej frakcji często półobtoczone i obtoczone. W próbce z głęb. 1555,5 m średnice ziaren wahają się od 0,7 do 1,5 mm. W omawianych skałach spoiwem jest kalcytowy mikrospar, w którym występują skupienia sparów kalcytowego oraz drobne romboedry dolomitu. Ponadto są obecne domieszki minerałów ilastych, węgliste szczątki roślin oraz piryty w postaci ziemistej i form kulistych zwanych framboidami.

Wapień typu greinstonu wykazuje strukturę gruboziarnistą, biomorficzną i oolitową oraz teksturę bezładną lub kierunkową (fig. 31). W materiale ziarnowym o średni-

cach od 0,1–5 mm występują intraklasty, bioklasty, ooidy, peloidy oraz ziarna detrytyczne. Intraklastami są wapień mikrytowe i organodetrytyczne z peloidami oraz skały ilasto-żelaziste z ziarnami kwarcu. Wśród bioklastów rozpoznano płytki szkarłupni, skorupki małży, ramienionogów, otwornic, gałązki mszywiolów, koralowców oraz kolce jeżowców. Miejscami skorupy są silnie zrekrystalizowane oraz częściowo podstawione chalcedonem i pirytem. Ooidy tworzą głównie formy powierzchniowe, podrzędnie ziarna wielopowłokowe o budowie współśrodkowo-promienistej. W jądrach ooidów występują bioklasty i sporadycznie ziarna kwarcu. Nieliczne są peloidy złożone z mikrytu kalcytowego oraz mikroonkoidy o nieregularnych kształtach. Materiał terygeniczny stanowią niewysortowane ziarna kwarcu od bardzo drobno- do gruboziarnistych, o średnicach 0,12–0,70 mm i różnym stopniu obtoczenia. Większe ziarna odznaczają się lepszym obtoczeniem. Tłem skalnym jest spar kalcytowy, który pod wpływem płynu Evamy'ego barwi się na różowo, co wskazuje na obecność niewielkiej domieszki żelaza. Ponadto w spoiwie występuje piryty.

Wśród wapieni typu greinstonu zidentyfikowano odmiany intraklastowe, intraklastowo-organodetrytyczne (fig. 31) i ooidowo-organodetrytyczne.

Na głęb. 1353,3 m rozpoznano osad złożony z dużych szczątków fauny, głównie mszywiolów, liliowców, serpul i ?ramienionogów, częściowo wzajemnie pozrastanych (fig. 31B). Wapień ten można zaliczyć do flotstonu/ bandstonu.

Margle występują przeważnie w postaci cienkich warstewek wraz z mułowcami marglistymi przerastającymi wapień. Przeanalizowana próbka tego osadu odznacza się strukturą biomorficzną i teksturą kierunkową wyrażoną ułożeniem szczątków organicznych. Ważnym składnikiem są fragmenty mszywiolów, sięgające paru milimetrów długości, oraz płytki szkarłupni i zmikrytyzowane skorupy małży. Odnotowano też okruszki wapieni pelitowych. Margle mają znaczący udział materiału terygenicznego, przeważnie w postaci dobrze wysortowanych ziaren kwarcu frakcji drobno- i bardzo drobnoziarnistej. Spoiwo jest złożone ze zgodnie zorientowanych łusek minerałów ilastych obficie impregnowanych tlenkami i wodorotlenkami żelaza oraz drobnych zwęglonych szczątków roślin. Piryty występują w licznych skupieniach, rzadko wypełnia wnętrza bioklastów.

Utwory żelaziste. Przykładem tego typu utworów jest oolit żelazisty z głęb. 1365,8 m. Skała ta wykazuje strukturę od średnio- do bardzo gruboziarnistej i teksturę zaburzoną. Materiał ziarnowy jest słabo wysortowany i nierównomiernie rozmieszczony. Oprócz ooidów, które stanowią podstawowy składnik, występują intraklasty, piaszczyste ziarna kwarcu i bioklasty (fig. 31C, D). Ooidy o średnicach 0,31–1,50 mm i kształtach przeważnie wrzecionowatych składają się z wielu powłok getytowych. Do rzadkości należą formy powierzchniowe o cienkim korteksie. W jądrach ooidów wyróżniono okruszki skał węglanowych i żelazistych, fragmenty skorup, ziarna kwarcu, plagioklasty, glaukonitu i sporadycznie kryształ syderytu. W skale wy-

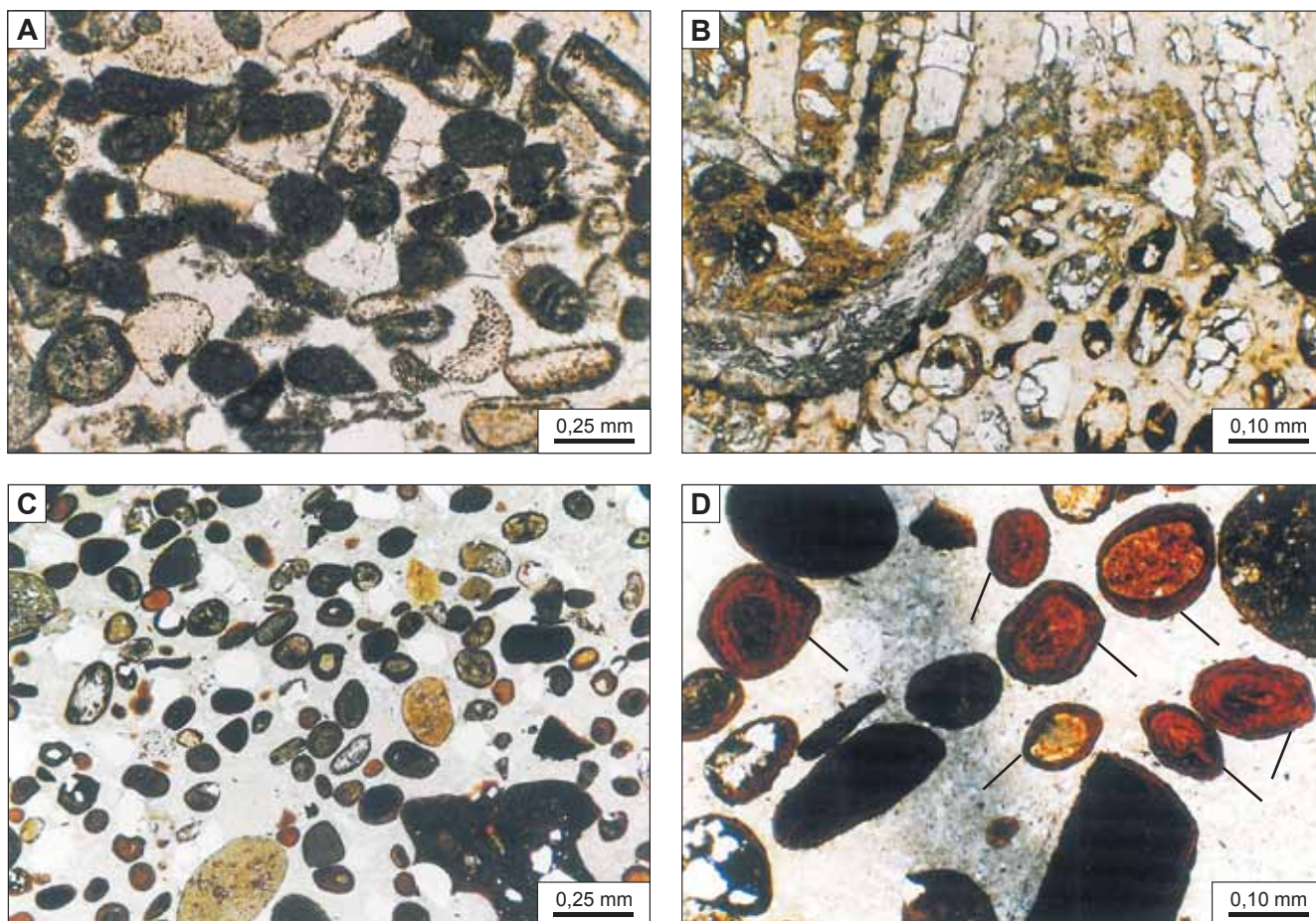


Fig. 31. Obrazy mikroskopowe skał kredy dolnej z otworu wiertniczego Narol PIG 2

A – Intraklasty i bioklasty w greinstonie scementowanym węglanami; głęb. 1370,2 m; bez analizatora. **B** – bandston; mszywiolę obrastające skorupkę, ooidy i ?dy; pierwotne pory w mszywiolach wypełnione kalcylem i związkami żelaza; głęb. 1353,3 m; bez analizatora. **C** – oolit żelazisty; ooidy, ziarna kwarcu i okruchy skał żelazistych luźno upakowane w spoiwie szamozytowym; głęb. 1365,8 m; bez analizatora. **D** – fragment oolitu żelazistego; widoczne ooidy z obwódkami getytowymi i silnie żelaziste ziarna (ciemnobrunatne); głęb. 1365,8 m; bez analizatora

Microscopic images of the Lower Cretaceous from Narol PIG 2 borehole

A – intraclasts and bioclasts in grainstone cemented by carbonates; depth 1370.2 m; without analyser. **B** – bandstone; bryozoan surrounding shell of ?brachiopod; primary pores in bryozoan filled by calcite and iron compounds; depth 1353.3 m; without analyser. **C** – iron oolite; loosely packed goethite ooids, grains of quartz and clasts of iron rocks in chamosite cement; depth 1365.8 m; without analyser. **D** – fragment of iron oolite; ooids with goethite rims and strongly ferruginous grains (dark brown) are visible; depth 1365.8 m; without analyzer

stępują też intraklasty, sięgające 4 mm średnicy, wśród których znajdują się okruchy skał żelazistych z ooidami, ziarna zażelazionych wapieni pelitowych i sporadycznie fragmenty piaskowca wapnistego. Oolit żelazisty zawiera też niewysortowane ziarna kwarcu frakcji piaskowcowej, wydłużone ostrokawędziste i półobtoczone, o średnicach od 0,16 do 0,70 mm. Wśród nich dostrzega się ziarna kwarcytów i łupków kwarcytowych. Osiągające do 2,5 cm długości szczątki fauny (szkarłupnie, małże) bywają silnie impregnowane związkami żelaza. Ponadto rozpoznano nieregularne ziarna węglanowe pochodzenia glonowego.

Tło skalne składa się z pakietów łusek zielonego minerału ilastego o niskiej dwójłomności, powszechnie zwanego szamozytem. Można jednak przypuszczać, że minerał

ten stanowi berthieryn, którego obecność zidentyfikowano w skałach kredy niecki płockiej (Połowska, 2010). Spoiwo, podobnie jak ooidy i intraklasty, uległo częściowej syderytyzacji.

Mulowce i piaskowce są spotykane w postaci cienkich lamin i warstewek. Skały te mają struktury odpowiednio aleurytowo-pelitową i bardzo drobnoziarnistą oraz teksturę kierunkową. W materiale ziarnowym piaskowców występują ostrokawędziste ziarna kwarcu, nieliczne skalenie potasowe, muskowit i glaukonit. Obecność fragmentów fauny nadaje skałom charakter marglisty. Tłem skalnym jest matriks ilasty impregnowany pyłem węglistym oraz pirytem.

Kreda górna

Skały kredy górnej reprezentują wapienie margliste, z przedziału turon–santon. Skały te zawierają laminy i prze-warstwienia ilasto-margliste oraz liczne czerty i krzemienie (Leszczyński, 1992). Badaniu poddano dziewięć płytek cienkich, które zaliczono do madstonów i wakstonów.

Wapienie typu madstonu rozpoznano w profilu kredy górnej od najwyższego turonu po santon. Skały te odznaczają się strukturą drobnokrystaliczną, biomorficzną i teksturą bezładną lub kierunkową. Głównym składnikiem jest tło skalne złożone z mikrosparu kalcytowego oraz domieszki minerałów ilastych, nielicznych ziaren kwarcu frakcji mułkowej oraz glaukonitu, muskowitu i drobnych skupień krzemionki. W niewielkiej ilości, do 10% objętości skały, występują skorupki otwornic, dinocystów i małży oraz cienkie igły gąbek.

Wapienie zaliczone do wakstonów rozpoznano w profilu turonu, poniżej madstonów. Odznaczają się strukturą biomorficzną i teksturą bezładną lub kierunkową, podkreśloną ułożeniem fragmentów skorupki. Wśród bioklastów dominują skorupki otwornic wypełnione mikrytem, sparytem, a także chalcedonem i pirytem oraz fragmenty małży inoceramowych o długości do 5 mm, częściowo zastąpione chalcedonem. W części profilu turonu w budowie wapieni biorą udział bardzo drobne jednokomórkowe organizmy, dinocysty. Ponadto w wakstonach występują kalcytowe oraz krzemionkowe igły gąbek, partiami spirytyzowane, i niekiedy radiolarie. Tłem skalnym jest mikrosparu kalcytowy, miejscami impregnowany krzemionką, rozproszone minerały ilaste oraz smugi wodorotlenków żelaza. Występuje w nim również nieliczny pył kwarcowy i glaukonit. Piryty rozsiane w spoiwie w formie drobnych ziaren tworzy też nieregularne ziemiste skupienia podkreślające teksturę osadu.

W wapieniu z głęb. 1296,2 m odnotowano znaczny udział zwęglonych szczątków roślinnych. Skała ta odznacza się obecnością śladów bioturbacyjnych, które są wypełnione spoiwem ilastym i mikrosparytem.

Podsumowanie

Analizowane skały kredy dolnej w profilu Narol PIG 2 odznaczają się znacznym różnicowaniem. Reprezentują wapienie i margle oraz skały okrucowe i żelaziste.

Wapienie kredy dolnej stanowią przeważnie skały ziarnowizgłe, pakstony i greinstony, o urozmaiconym składzie ziarnowym. Są to kalkarenity. W pakstonach ważną rolę odegrały szczątki fauny, peloidy oraz ooidy, spojone mikrosparem kalcytowym. Podstawowymi składnikami greinstonów są intraklasty, bioklasty oraz ooidy, a prze-

strzenie międzyziarnowe wypełnia spar kalcytowy. W najwyższej partii profilu odnotowano wapienie, w którym szczątki fauny są częściowo związane biogenicznie.

Podczas sedymentacji osadów kredy dolnej miała miejsce dostawa materiału terygenicznego, dzięki czemu powstały skały margliste oraz mułowce i piaskowce. Ponadto rozpoznano oolit żelazisty, który składa się z ooidów getytowych, intraklastów skał żelazistych i ziaren kwarcu spojonych szamozytem.

Wśród utworów kredy górnej analizowane wapienie margliste reprezentują osady mułowizgłe, zaliczone do madstonów i wakstonów. Stanowią one kalcytuty i kalkarenity. Skały te są złożone z elementów szkieletowych, głównie otwornic, małży inoceramowych i igieł gąbek, które spaja mikrosparu kalcytowy, miejscami impregnowany krzemionką, z domieszką minerałów ilastych i pyłu kwarcowego.

W omawianych skałach zaznaczyły się różne skutki diagenety. Utwory jeszcze niezlityfikowane były przerabiane przez organizmy, co doprowadziło do utworzenia struktur bioturbacyjnych. Stopniowo w wyniku kompaktacji mechanicznej następowało zagęszczanie materiału ziarnowego. Bardziej podatne na odkształcenia rurki serpul i ooidy żelaziste ulegały deformacji. Tworzyły się wciski ziaren kwarcu w ooidy i intraklasty. Pod wpływem kompaktacji chemicznej powstały szwy stylolitowe, podkreślone obecnością ilasto-organicznego residuum.

Ważnym procesem diagenetycznym była cementacja. Najpowszechniej rozwinęły się cementy kalcytowe. We wczesnym etapie przemian powstały powłoki mikrytowe na ziarnach wskutek działalności mikroorganizmów. Przestrzenie między- i wewnątrzziarnowe wypełnił cement kalcytowy (Fe-kalcyt), szczególnie obfity w greinstonach. Dzięki wzrostowi udziału żelaza w zmiennych warunkach fizyko-chemicznych powstały cementy niewęglanowe, szamozyt, glaukonit, piryty oraz tlenki i wodorotlenki żelaza. W utworach kredy górnej wytrącała się krzemionka w formie rozproszonej i w postaci konkrecji. W komorach otwornic oprócz spar kalcytowego gromadził się chalcedon i piryty.

W wapieniach następowało rozpuszczanie szczątków organicznych. Notowano też skutki korozji ziaren kwarcu w otoczeniu cementu kalcytowego. Niewielkie efekty zastępowania wyraziły się syderytyzacją szamozytu oraz wytrąceniem piryty i chalcedonu w skorupkach w miejsce kalcytu.

Część bioklastów została przekształcona, a drobne szczątki uległy mikrytyzacji.

W wyniku diagenety przestrzeń porowa w skałach kredy uległa zmniejszeniu. Zachowanie pierwotnych porów, szczególnie w elementach szkieletowych oraz rozwój wtórnych porów sprawiły, że część skał odznacza się porowatością.

Tabela 7

Występowanie otwornic w zbadanych próbkach utworów kredy górnej w profilu otworu Narol IG 1
Foraminifera occurrence in the investigated samples of Upper Cretaceous deposits in Narol IG 1 borehole

Głębokość [m] Depth		Otwornice i mikroszczątki Foraminifera and microfragments	
		Gavelinella cenomanica (Brotzen)	
		Gavelinella baltica (Brotzen)	
		Hedbergella sp.	
		Gyroidinoides sp.	
		Gavelinella sp.	
		Lenticulina sp.	
		Arenobulimina sp.	
		Stensioeina exsculpta (Reuss)	
		Gavelinella vombensis (Brotzen)	
		Marginotruncana angusticarinata (Gandolfi)	
		Marginotruncana linneiana (d'Orbigny)	
		Ataxophragmium crassum (d'Orbigny)	
		Trochammina globigeriniformis Cushman	
		Marginotruncana coronata (Boll)	
		Arenobulimina preslii (Reuss)	
		Globorotalites michelinianus (d'Orbigny)	
		Gavelinella umbilicata (Vassilenko et Mjatiuk)	
		Cibicides eriksdalensis (Brotzen)	
		Arenobulimina cureata Woloschyna	
		Arenobulimina conica Marie	
		Arenobulimina puschi (Reuss)	
		Verneuilina muensteri Reuss	
		Osangularia cordieriana (d'Orbigny)	
		Heterohelix glabrans (Cushman)	
		Lenticulina rotulata Lamarck	
		Gyroidinoides nitidus (Reuss)	
		Eouvigerina serrata (Chapman)	
		Textularia sp.	
		Archaeoglobigerina cretacea (d'Orbigny)	
		Gaudryina laevigata Franke	
		Orbignyina variabilis (d'Orbigny)	
		Spiroplectammia rosula (Ehrenberg)	
		Praebulimina ventricosa (Brotzen)	
		Gavelinella thalmanii (Brotzen)	
		Globigerineloides asperus (Ehrenberg)	
		Heterohelix pulchra (Brotzen)	
		Heterohelix striata (Ehrenberg)	
		Eponides concinna Brotzen	
		Marginotruncana marginata (Reuss)	
		Eponides karsteni (Reuss)	
		Praebulimina obtusa (d'Orbigny)	
		Stensioeina gracilis Brotzen	
		Cibicides involutus (Reuss)	
		Pseudogavelinella clementiana (d'Orbigny)	
		Gavelinella costulata (Marie)	
		Globotruncana arcu (Cushman)	
		Eponides biconvexus Marie	
		Tritaxia dubia (Reuss)	
		Praebulimina reussi (Morrow)	
		Pullenia cretacea Cushman	
		Stensioeina pommerana Brotzen	
		Quadrinoprgina allomorphinoides (Reuss)	
		Goesella rugosa (Hanzliková)	
		Orbignyina inflata (Reuss)	
		Globorotalites multiseptus (Brotzen)	
		Cibicides voltzianus (d'Orbigny)	
		Gavelinella monterelensis (Marie)	
		Praebulimina carseya (Plummer)	
		Karria falla Rzehak	
		Pyramidina triangularis (Cushman et Parker)	
		Eponides dorsoconvexus Gawor-Biedowa	
		Gavelinella sahistroemi (Brotzen)	
		Bolivina incrassata Reuss	
		Globorotalites emydensis Vassilenko	
		Cibicides bembix (Marsson)	
		Gavelinella mariae (Jones)	
		Gyroidinoides globosus (Hagenow)	
		Gavelinella acuta (Plummer)	
		Globotruncana rugosa (Marie)	
		Heterostomella leopolitana (Oliszewski)	
		Pseudouvigerina rugosa Brotzen	
		Osangularia peracuta (Lipnik)	
		Alimorphina trochoides (Reuss)	
		Gavelinella danica (Brotzen)	
		Alabamina dorsoplana (Brotzen)	
		Gyroidinoides girardanus (Reuss)	
		Bolivinoides sidestrandensis Barr	
		Pyramidina minuta (Marsson)	
		Neofabelina reticulata (Reuss)	
		Cibicides beaumontianus (d'Orbigny)	
		Ceratocanaris caspia Vassilenko	
		Osangularia navarroana (Cushman)	
		Ellipsoidella gracilis (Cushman)	
		Gavelinella pertusa (Marsson)	
		Valvulineria laevis Brotzen	
		Valvulineria lenticula (Reuss)	
		Neofabelina rugosa (d'Orbigny)	
		Heterohelix varsoviensis Gawor-Biedowa	
		Rugoglobigerina rugosa (Plummer)	
		Angulogavelinella gracilis (Marsson)	
		Gavelinella menneri (Keller)	
		Igly gąbek	
		Włókna inoceramów	
		Ostracoda sp.	
		Łuski ryb	
		Końce jeżowców	
		Podpiętra/ Substages	
		Piętra/ Stages	
		Maastricht/ Maastrichtian	
		Kampan/ Campanian	
		Santon Saantonian	
		Cenoman	

● próbki rdzeniowe
core samples

○ próbki okrucowe
cutting samples