

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, GEOCHEMICZNYCH, MINERALOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

EDIAKAR

Jolanta PACZEŚNA

STRATYGRAFIA, LITOLOGIA I ŚRODOWISKA DEPOZYCJI

Uwagi wstępne i chronostratygrafia

W otworze wiertniczym Białopole IG 1 strop sukcesji ediakarskiej według próbek rdzeniowych znajduje się na głębokości 2814,0 m, a spąg na głębokości 3017,6 m. Nawiercona miąższość utworów sukcesji ediakarskiej wynosi 203,6 m. W ediakarskim interwale profilu Białopole IG 1 uzyskany rdzeń stanowił 95,7% całej jego miąższości.

Górna granica systemu ediakarskiego jest prowadzona w profilu Białopole IG 1 na głębokości 2814,0 m, bezpośrednio pod pierwszym wystąpieniem skamieniałości śladowej *Trichophycus pedum* (Seilacher), dawniej *Phycodes pedum* Seilacher. Zgodnie ze standardami globalnymi wymieniony ichnogatunek jest uważany za wskaźnikowy dla spągu kambru dolnego (np. Landing, 1994; Babcock i in., 2005). Współwystępujące z nim skamieniałości śladowe reprezentują skomplikowane morfologicznie kanały osadożerców, występujące po raz pierwszy w kambrze dolnym. Są to ichnorodzaje *Teichichnus*, *Treptichnus* i *Gyrolithes* oraz pionowe jamki *Skolithos*, *Monocraterion* i *Diplocraterion*. Pojawiają się one w spągu dolnokambryjskiego poziomu *Platysolenites antiquissimus*, reprezentującego pierwszy poziom biostratygraficzny kambru dolnego (Pacześna, 1989, 1996).

Stropowa część formacji sławatyckiej jest datowana izotopowo w profilu Kapłonosy IG 1 na 551 ± 4 mln lat (Compton i in., 1995). Globalne standardy wydzieleni stratygraficznych ediakaru, podobnie jak i całego proterozoiku, opierają się jedynie na datowaniach izotopowych, podając wiek geochronologiczny jego dolnej i górnej granicy odpowiednio 630 i 542 mln lat (Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna, 2012).

W sukcesji ediakaru profilu Białopole IG 1 wyróżniono jeden poziom biostratygraficzny *Sabellidites* – *Vendotaenia*, który zdefiniowano bazując na rozprzestrzenieniu sinic z grupy *Vendotaenides* i organizmów o nieustalonej pozycji systematycznej z rodzaju *Sabellidites* (Moczyłowska, 1991; Pacześna, 1996, 2006, 2008).

Litologia i litostratygrafia

W sukcesji ediakarskiej profilu Białopole IG 1 wyróżniono w kolejności stratygraficznej formacje: sławatycką, białopolską, łopiennicką oraz włodawską. Jako ediakarską określono jedynie najniższą część formacji włodawskiej (Moczyłowska, 1991; Pacześna, 1996, 2006, 2008). Formacja łopiennicka uzyskała nową nazwę po formalizacji jednostek litostratygraficznych ediakaru (Pacześna, w druku).

Formacja sławatycka

Według próbek rdzeniowych formacja sławatycka obejmuje odcinek profilu na głębokości 2958,8–3017,6 m. Głębinie otworu zostało zakończone na głębokości 3017,6 m. Zakres rdzeniowania na odcinku odpowiadającym formacji sławatyckiej wyniósł 100%.

W przewierconym odcinku formacji sławatyckiej wyróżniono bazalty subafirowe, migdałowcowe (melafirowe) oraz porfirowe. Stanowiły one prawdopodobnie fragmenty czterech odrębnych potoków lawowych. Nie stwierdzono występowania piroklastyków, które zapewne występują poniżej nawierconego interwału formacji sławatyckiej (Krzemińska, ten tom).

Formacja białopolska (fig. 4D)

Według próbek rdzeniowych odcinek profilu odpowiadający formacji białopolskiej obejmuje interwał głębokości 2920,9–2958,8 m. Według pomiarów geofizycznych jest to odcinek od głębokości 2918,0 do 2960,0 m. Różnica między głębokością geofizyczną a wiertniczą, wynosząca 2,9 m w określeniu głębokości stropu formacji i 1,2 m jej spągu, wynika z przesunięcia głębokości wiertniczej względem głębokości uzyskanej z pomiarów geofizycznych.

W spągu odcinka odpowiadającego formacji białopolskiej, bezpośrednio na zerodowanej powierzchni skał wulkanicznych formacji sławatyckiej, występują dwa pakiety czar-

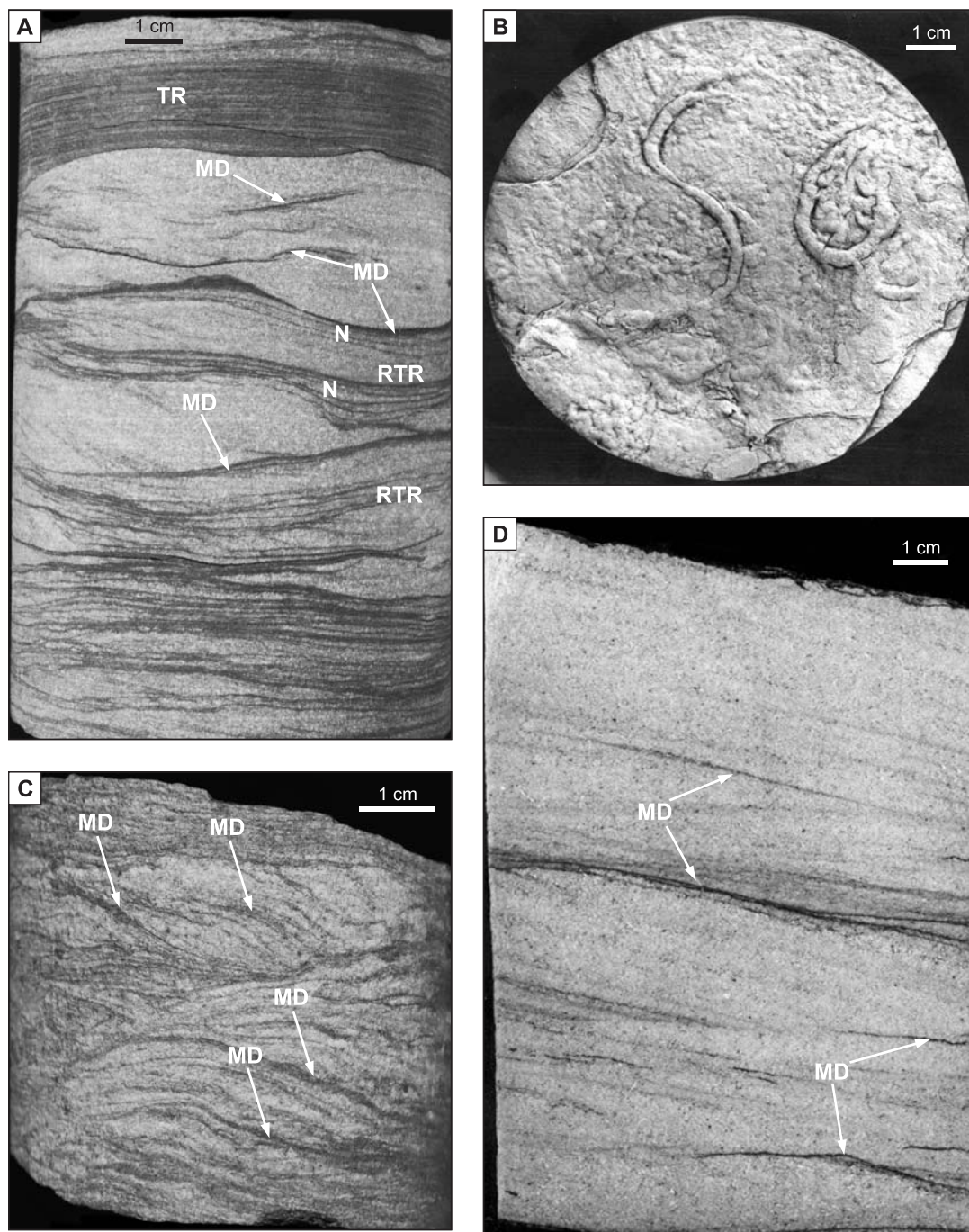


Fig. 4. **A.** W górnej części zdjęcia cienka warstwa drobnolaminowanych rytmitów pływowych (TR) na laminowanych przekątnie riplemarkowo piaskowcach drobnoziarnistych. Widoczne liczne diapiry mułowe (MD) na laminach przekątnych oraz cykliczne, riplemarkowe rytmy pływowe z pojedynczymi laminami mułowcowymi (N) i złożonymi wiązkami lamin mułowcowych (RTR), reprezentującymi fazę pływu kwadraturowego w cyklu pływów syzygijsko-kwadraturowych. Utwory pływowej równi mieszanej, górny ediakar, formacja łopiennicka, głęb. 2919,2 m. **B.** *Torrowangea rosei* Webby, jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców w osadach pływowej równi mieszanej, górny ediakar, formacja łopiennicka, głęb. 2890,0 m. **C.** Przekątna laminacja riplemarkowa w piaskowcach drobnoziarnistych z licznymi diapirami mułowymi (MD) na powierzchni lamin przekątnych. Utwory pływowej równi piaszczystej, górny ediakar, formacja łopiennicka, głęb. 2913,2 m. **D.** Bimodalne warstwowanie przekątne w piaskowcach drobnoziarnistych. Liczne diapiry mułowe (MD) na powierzchniach lamin przekątnych, utwory piaszczystej równi pływowej, górny ediakar, formacja białopolska, głęb. 2920,0 m

A. Upper in the drill core sample: thin finely laminated tidal rhythmite bed (TR) underlain by ripple cross-laminated fine-grained sandstone. Note numerous mud diapirs on cross-lamina foreset (MD) and cyclic ripple tidal rhythmites with single mudstone laminae (N) and multiple mudstones laminae (RTR) representing a neap stage of neap-spring cycles. Mixed tidal flat deposits, upper Ediacaran, Łopiennik Formation, depth 2919.2 m. **B.** *Torrowangea rosei* Webby, burrows of deposit-feeders in mixed tidal flat deposits, upper Ediacaran, Łopiennik Formation, depth 2890.0 m. **C.** Ripple cross-lamination in fine-grained sandstones. Note numerous thin mud diapirs (MD) at the cross-lamina surface. Sand tidal flat deposits, upper Ediacaran, Łopiennik Formation, depth 2913.2 m. **D.** Bimodal low-angle cross-bedded fine-grained sandstone. Note thin mud diapirs (MD) on cross-bedding foreset. Sand tidal flat deposits, upper Ediacaran, Białopole Formation, depth 2920.0 m

nych iłowców zawierających nagromadzenia sinic *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya. Są to jedyne skamieniałości stwierdzone w formacji białopolskiej. Ich obecność i nagromadzenie fragmentów ich plech w najniższej części profilu odpowiadającego formacji białopolskiej, bezpośrednio nad zwietrzałą pokrywą skał wulkanicznych formacji sławatyckiej oraz w jego wyższych częściach, potwierdza morską genezę tych osadów. Pakiety czarnych iłowców rozdzielone są warstwą drobnolaminowanych heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych o miąższości 1 m. Heterolity cechuje zróżnicowana miąższość lamin piaskowcowych, mułowcowych i iłowcowych. W dolnej części pakietu występują laminy o miąższości od 1,0 do 3,0 cm oraz odcinki drobnolaminowanego heterolitu, w którym laminy nie przekraczają grubości 1,0 mm. Szare i ciemnoszare mułowce masywne występują głównie w środkowej części odcinka profilu odpowiadającego formacji białopolskiej w pakietach o miąższości od 0,2 do 1,0 m.

W spektrum formacji białopolskiej dominują jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, warstwowane przekątnie w dużej skali. W spagu pakietów piaszczystych występują bardzo dobrze rozwinięte powierzchnie erozyjne z klastami czarnego iłowca lub mułowca o nieregularnym kształcie. Często klasty mułowcowe są obtoczone. W niektórych pakietach piaskowców drobnoziarnistych występuje laminacja smużysta.

Utwory o grubszej frakcji, reprezentowane tylko przez jasnoszare piaskowce gruboziarniste, mają znacznie mniejszy udział w litologicznym spektrum formacji białopolskiej. Piaskowce gruboziarniste są najczęściej warstwowane niskokątowo (15–20°) przekątnie w dużej skali lub rzadziej warstwowane wysokokątowo (30–35°) przekątnie w dużej skali. Rzadko piaskowce gruboziarniste są laminowane smużysto. Piaskowce gruboziarniste przewarstwiają się z bardzo cienkimi warstewkami szarego mułowca o miąższości 1–2 cm.

W osadach formacji białopolskiej nie stwierdzono występowania skamieniałości śladowych. Ich brak mógł być spowodowany niesprzyjającymi warunkami bytowania dla organizmów żerujących w osadzie dennym.

Formacja łopiennicka (fig. 4A–C)

Według próbek rdzeniowych jest to odcinek głębokości od 2842,8 do 2920,9 m. Według pomiarów geofizycznych odcinek profilu odpowiadający formacji łopiennickiej obejmuje interwał od głębokości 2840,0 do 2918,0 m. Różnica 2,8 m w określeniu głębokości stropu formacji oraz 2,9 m w określeniu jej spagu wynika z przesunięcia głębokości wiertniczej względem pomiarów geofizycznych.

Utwory formacji łopiennickiej wyróżniają się w ediakarskiej sukcesji profilu Białopole IG 1 swoistym wykształceniem litologicznym. Całość sukcesji budują bardzo drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe o miąższości warstewek nieprzekraczających 1,0 mm. W kompleksie heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych występują dość liczne wkładki drobnoziarnistego piaskowca

o miąższości od 1,0 do 30,0 cm. We wkładkach piaskowcowych występuje przekątna laminacja riplemarkowa w zestawach nieprzekraczających 2,5 cm wysokości, laminacja soczewkowa, smużysta, falista i pozioma. Bardzo częste są powierzchnie reaktywacyjne. We wkładkach piaskowca drobnoziarnistego na powierzchniach lamin przekątnej laminacji riplemarkowej występują bardzo cienkie diapiry mułowe zbudowane z czarnego iłowca lub mułowca. W najwyższej części interwału formacji łopiennickiej występuje pakiet ciemnoszarych mułowców o miąższości 8,5 m. Nie stwierdzono w nim występowania przewarstwień piaskowców drobnoziarnistych.

W drobnolaminowanych heterolitach piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych występują nagromadzenia sinic z grupy *Vendotaenides*. Są to *Vendotaenia antiqua* forma *prima* Gnilovskaya, *Vendotaenia antiqua* forma *secunda* Gnilovskaya, *Vendotaenia antiqua* forma *tertia* Gnilovskaya oraz *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya. Ostatnia z wymienionych form morfologicznych cechuje się najszerszą plechą, osiągającą 4 mm szerokości.

W formacji łopiennickiej występuje swoisty zespół skamieniałości śladowych, na który składają się, tworzące nagromadzenia, drobne kanały żerowiskowo-mieszkalne osadożerców. Średnica kanałów nie przekracza 1,0 mm. Są to kanały o prostej budowie, bardzo płytko posadowione w osadzie. Należą do nich ichnogatunki *Planolites montanus* Richter, *Torrowangea rosei* Webby (fig. 4B) i *Torrowangea* isp. Drugą, charakterystyczną grupą skamieniałości śladowych są ślady pełzania organizmów po powierzchni osadu, reprezentowane przez ichnorodzaj *Gordia* isp. Podobnie jak wspomniane kanały żerowiskowo-mieszkalne, cechują je bardzo małe rozmiary.

Formacja włodawska (odcinek ediakarski)

Według próbek rdzeniowych odcinek formacji włodawskiej obejmuje interwał profilu o miąższości 28,8 m, od głębokości 2814,0 do 2842,8 m.

Dominującym rodzajem utworów formacji są ciemnoszare, masywne mułowce, które tworzą pakiet o miąższości 10,3 m. W spagowej części formacji włodawskiej występują piaskowce gruboziarniste z bardzo licznymi ziarnami glaukonitu, warstwowane przekątnie w dużej skali. Tworzą one warstwy o miąższości od 0,2 do 0,3 m. W spagu każdej z warstw piaskowców gruboziarnistych występuje dobrze rozwinięta powierzchnia erozyjna z klastami ciemnoszarego mułowca. Jasnoszare piaskowce drobnoziarniste występują tylko w środkowej części profilu formacji, tworząc pakiet o miąższości 3,0 m. W piaskowcach drobnoziarnistych występuje warstwowanie przekątne dużej skali oraz bardzo liczne ziarna glaukonitu. W spagu pakietu piaskowców drobnoziarnistych występuje powierzchnia erozyjna z ułożonymi na niej klastami iłowca i mułowca.

W osadach formacji włodawskiej stwierdzono występowanie nielicznej fauny ?robaków *Sabellidites cambriensis* Yanishevsky, ?robaków/?otwornic *Onuphionella* sp. oraz sinic *Tyrasotaenia* sp.

Środowiska depozycji

Klastyczne utwory ediakaru w profilu Białopole IG 1 były deponowane w środowiskach estuariowych, głównie na obszarze dolnego estuarium w jego częściach ujściowych (Paczeńska, 2010). We wczesnym stadium rozwoju zbiornika estuariowego sedimentacja odbywała się w centralnej zatoce mieszanej, pływowo-falowego estuarium i na okalających ją obszarach piaszczystej (fig. 4D) i mieszanej równi pływowej. W fazie maksymalnego rozwoju estuarium pływowo-falowe przekształciło się w estuarium makropływowe. Sedimentacja zachodziła głównie na równi mieszanej, gdzie deponowane były charakterystyczne heterolity piaszczysto-mułowcowo-iłowcowe, tworzące kompleks rytmitów pływowych (fig. 4A), oraz w kanałach pływowych różnego rzędu, rozbudowywujących się na równi. Innym charakterystycznym środowiskiem depozycji dla estuarium makropływowego był kompleks amalgamowanych kanałów pływowych w strefie niżepływowej estuarium pływowego. W pionowym profilu formacji białopolskiej zapisał się on jako nałożone na siebie pakiety piaszczysto-mułowcowe. Osady o drobniejszej frakcji mułowcowej i iłowcowej, występujące w mniejszości w profilu formacji białopolskiej, były deponowane na płycznach międzykanałowych.

W kanałach pływowych trwała depozycja przekątnie i poziomo warstwowanych piaszczystych grubo- i drobnoziarnistych. W osadach równi mieszanej występują wskaźniki pływów, do których należą powierzchnie reaktywacyjne i diapiry mułowe na powierzchniach lamin przekątnej laminacji riplemarkowej (fig. 4A, C). Innym wskaźnikiem jest bimodalne warstwowanie przekątne w piaszczystych drobnoziarnistych deponowanych na równi piaszczystej (fig. 4D). W schyłkowej fazie trwania estuarium z makropływowego przekształciło się w mieszane, pływowo-falowe. W rejonie profilu Białopole IG 1 trwała sedimentacja na równiach pływowych, głównie równi mułowej oraz w kanałach pływowych. Na przełomie ediakaru i kambry sedimentacja estuariowa zanikła. Rozpoczęła się depozycja piaszczystych osadów drobnoziarnistych w strefie przybrzeża.

Ewolucję facjalną ediakarskiego zbiornika sedimentacyjnego na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego przedstawiono w opracowaniu monograficznym Paczeńskiej (2010).

Maria WICHROWSKA

BADANIA PETROGRAFICZNO-MINERALOGICZNE I MIKROPALEOFACJALNE SKAŁ OSADOWYCH GÓRNEGO EDIAKARU

Opracowanie ma charakter zbiorczego zestawienia danych mineralogicznych i petrograficznych, bazujących na makroskopowych obserwacjach rdzenia wiertniczego i analizach płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym. Powyższe dane uzyskano na podstawie prac własnych autorki (Wichrowska, 1978, 1993), szczegółowych opracowań petrograficznych Juskowiakowej (1978a, b) i sedimentologicznych Jaworowskiego (1978, 1982).

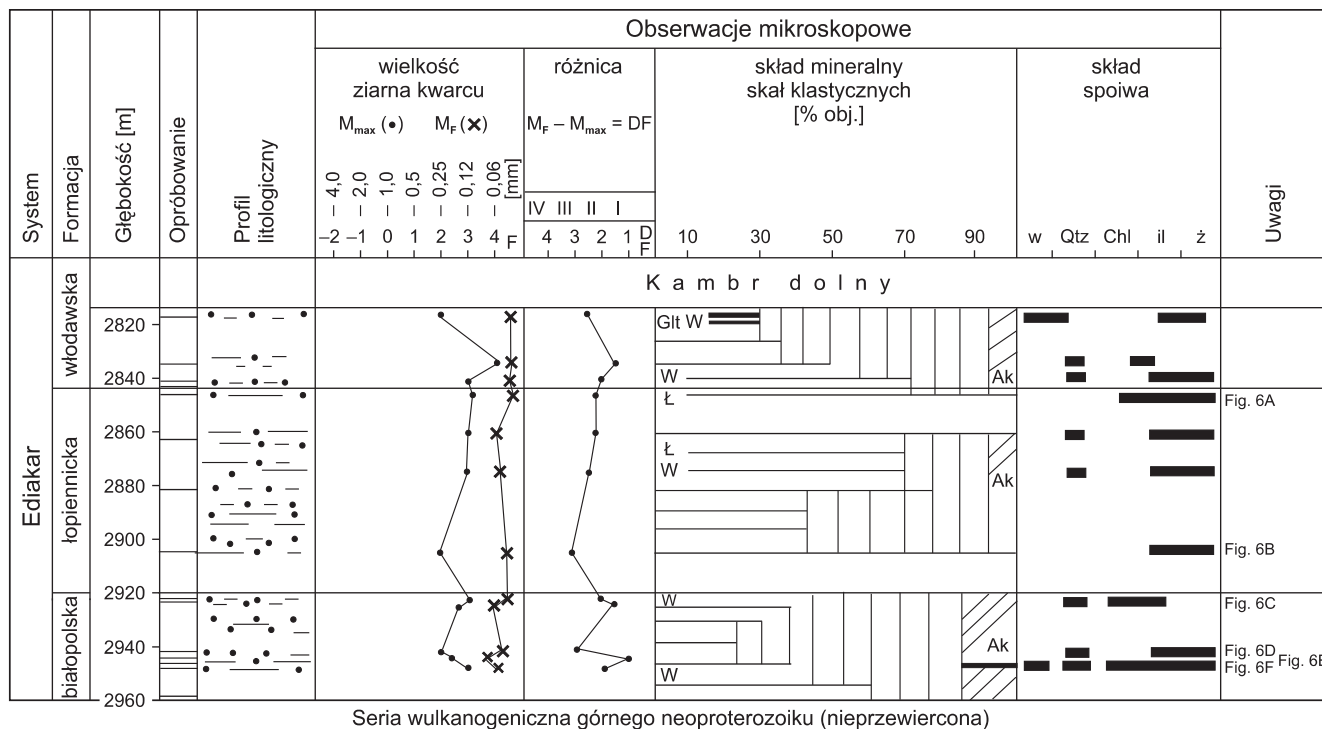
Na figurze 5 przedstawiono uproszczony profil litologiczny badanych osadów z opróbowanych partii rdzenia oraz wyniki obserwacji mikroskopowych, obejmujące skład mineralny analizowanych skał i spoiwa, średnie wielkości ziaren kwarcu ($M_{\max}$ – ziarno maksymalne i M_f – ziarno najczęstsze) zapisane skali logarytmicznej i przeliczone na skalę DF ($M_f - M_{\max} = DF$), przedstawiającą w przybliżeniu wysortowanie materiału. Niższe wartości DF (<1,0–2,5) wskazują na stosunkowo dobre wysortowanie składników osadu, wyższe parametry DF (2,5–4,0) świadczą o gorszym wysortowaniu materiału. Sposób przedstawienia zmienności uziarnienia i składu mineralnego (uproszczony i zmodyfikowany przez autorkę) zaadaptowano z pracy Juskowiakowej (1976). Podobny zapis cech petrograficznych i mineralogicznych oraz zmienności tych cech w profilu litologicznym z wykorzystaniem rozlicznych parametrów odnośnie serii osadów ediakaru autorka zamieściła w pracy archiwalnej (Wichrowska, 1990). Na wybranych zdjęciach (fig. 6) zilustrowano

zasadnicze trendy rozwoju więzby osadu, w tym dominujące w osadzie składniki mineralne, ich wzajemne relacje, charakter spoiwa, zmienność uziarnienia oraz główne zmiany diagenetyczne.

Sukcesję osadową górnego ediakaru rozpoczynają utwory następujących formacji: białopolskiej (stratygraficznie odpowiadającej formacji siemiatyckiej, występującej w północnych rejonach Lubelszczyzny), łopiennickiej i włodawskiej, w obrębie której wyznaczono granicę między ediakarem a kambrem dolnym, na głębokości 2814,0 m. W niniejszym opracowaniu uwzględniono tylko tę część utworów formacji włodawskiej, która została zaliczona do ediakaru i występuje na głębokości 2814,0–2844,8 m.

Formacja białopolska

Na tabeli 2 zamieszczono skład mineralny piaszczystych i mułowcowych formacji białopolskiej w wybranych próbkach z otworu Białopole IG 1, uzyskany na podstawie analizy planimetrycznej (w % obj.), wykonanej przez Juskowiakową (1978a). Wzajemne relacje mineralne uzyskane z tych wyliczeń nie stanowią jednak podstawy do stosowania właściwej klasyfikacji petrograficznej, która opiera się na pierwotnym składzie mineralnym. W osadach formacji białopolskiej w profilu Białopole IG 1 nastąpiły liczne i zaawansowane procesy przeobrażeń i rekrystalizacji składników mineralnych. Pospolite jest zastępowanie skałeni przez łyszczyki, kwarc, minerały



Profil litologiczny:

Lithological profile:

iłowiec
claystone
 mułowiec
siltstone
 piaskowiec drobno- i średnioziarnisty
fine- and medium-grained sandstone

Skład mineralny:

Mineral composition:

kwarc
quartz
 minerały ilaste
clay minerals
 łyszczyki detrytyczne
detrital micas
 skalenie i minerały akcesoryczne
feldspars and accessory minerals

W minerały węglanowe
carbonate minerals
 Ł łyszczyki neogeniczne
neogenic micas
 Glt glaukonit
glauconite

Skład spoiwa:

Matrix composition:

w minerały węglanowe
carbonate minerals
 Qtz kwarc
quartz
 Chl chloryt
chlorite
 il minerały ilaste
clay minerals
 ż minerały żelaza
iron minerals

Wielkość ziarna kwarcu:

Quartz grain size:

M_{max} (•) ziarna maksymalne
maximum quartz grain size
 M_F (x) ziarna najczęstsze
most common grain size

Różnica $M_F - M_{max} = DF$ (w skali logarytmicznej) przedstawia w przybliżeniu wysortowanie materiału: I – bardzo dobre, II – dobre, III – umiarkowanie dobre, IV – umiarkowanie złe

Difference of maximum and most common grain size (logarithmic scale) represents approximate material sorting: I – very well sorting, II – well sorting, III – moderate well sorting, IV – moderate poor sorting

Fig. 5. Profil litologiczny, zmienność uziarnienia kwarcu i skład mineralny w skałach klastycznych ediakaru

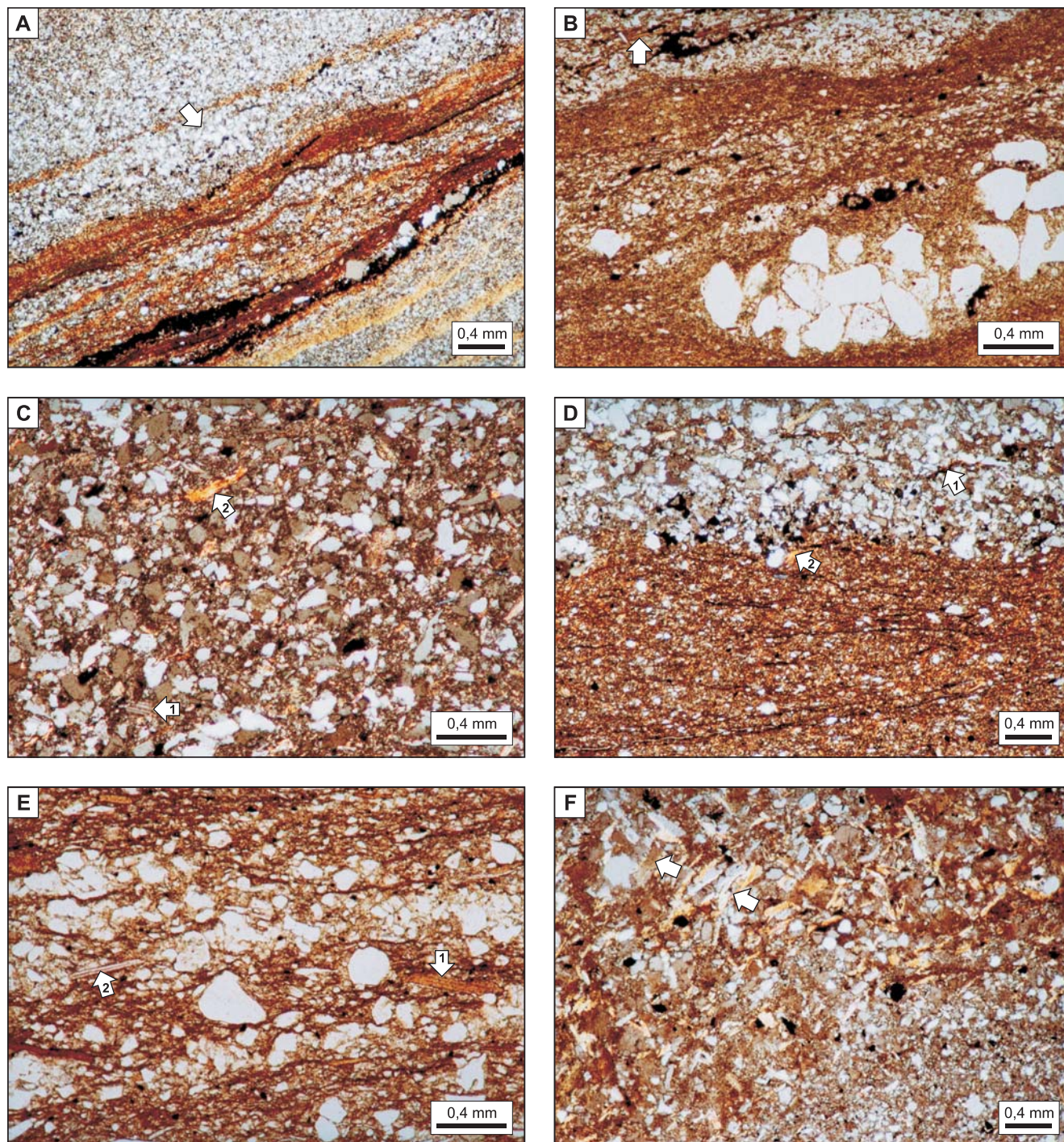
Lithological profile, variability in quartz granulation and mineral composition of Ediacaran clastic deposits

węglanowe lub agregaty kwarcowo-chlorytowe i ilasto-chlorytowe, co powodowało zacieranie pierwotnych kształtów minerału i zmianę cech optycznych. Ponadto zaobserwowano znaczną rekryształizację kwarcu i procesy korozji tych ziaren przez alkaliczne roztwory porowe, a także częściowe zastępowanie kwarcu przez węglany, występowanie wtórnego albitu i powstawanie neogenicznych blastów łyszczykowych (Juskowiakowa 1978a, b). Charakterystyczną cechą skał formacji białopolskiej jest obecność węglanów, które czasami mają

pokrój ziarnisty, tworząc cementy w przestrzeniach międzyziarnowych (fig. 6C, D). Najczęściej jednak są to agregaty kryptokrystaliczne, które mogą stanowić pseudomorfozy po skaleniach.

Osady formacji białopolskiej (2942,9–2955,9 m) są wykształcone w następujących facjach:

– piaskowcowej, w której dominującą rolę stanowią piaskowce drobnoziarniste (ϕ 0,12–0,25 mm) i pyłowce kwarcowe (ϕ 0,02–0,05 mm). Charakteryzują się one zmiennym wy-



sortowaniem materiału okruskowego, na ogół umiarkowanie dobrym (fig. 5). Tekstura skał jest najczęściej bezładna, czasami niewyraźnie równoległa. Piaskowce o charakterze wulkanizacji kwarcowo-arkozowych, zawierające podwyższone ilości skałeni potasowych (14,2%), występują w niższej części profilu na głębokości 2955,9 m (tab. 2). Obtoczenie ziaren kwarcu jest różne, niektóre większe ziarna są częściowo obtoczone, mniejsze są często ostrokrawędziste; niektóre z nich mają wyraźnie skorodowane (zatokowe) obrzeża;

– mułowcowej (fig. 6F), którą stanowi agregat kwarco-wo-łuszczykowy (głównie biotytowy) i hydrołuszczykowy

(serycytowy), a znaczna część spoiwa skalnego zbudowana jest z minerałów ilastych (illit, kaolinit); lokalnie obserwuje się podwyższone ilości minerałów węglanowych (głęb. 2946,9 m, tab. 2).

Sedymentację utworów formacji białopolskiej w profilu Białopole IG 1 rozpoczynają skały ilasto-żelaziste, zawierające laminy z nieobtoczonym i źle wysortowanym materiałem detrytycznym. Wyżej leżące piaskowce odznaczają się zmiennym uziarnieniem i zawierają liczne wkładki mułowców (Juskowiakowa 1978a, b; Wichrowska, 1993). Utwory klastyczne zbudowane są z materiału detrytycznego (głównie

Fig. 6. Fotografie mikroskopowe skał klastycznych ediakaru (XP – nikle skrzyżowane, PL – bez analizatora)

A – przewarstwienia iłowca/mułowca i bardzo drobnziarnistego arenitu kwarcowego. Osady warstwowane poziomo, obiekt przesunięto skośnie, aby pokazać regeneracyjne kontakty ziaren kwarcu w arenicie (strzałka). Spoiwo w mułowcach/iłowcach ilasto-żelaziste. Minerale nieprzezroczyste (czarne punkty): piryt, leukoksen. Formacja łopiennicka, głęb. 2847,3 m, XP, $\times 40$; **B** – przewarstwienia iłowca/mułowca i bardzo drobnziarnistego, zwięzłego piaskowca (arenit) z kierunkowo ułożonymi pakietami detrytycznych łyszczyków (biotyt – strzałka). Gniazdowe skupienia (agregaty) średnioziarnistych, słabo obtoczonych okruchów kwarcu w obrębie mułowców. Minerale nieprzezroczyste (czarne punkty): piryt, leukoksen. Formacja łopiennicka, głęb. 2896,5 m, PL, $\times 60$; **C** – piaskowiec drobnziarnisty kwarcowy, subarkozowy. Ziarna kwarcu dobrze wysortowane, słabo obtoczone. Skaleń potasowy (strzałka 1), częściowo zsercytyzowany. Spoiwo ilasto-węglanowe z blastami łyszczyków detrytycznych (strzałka 2). Minerale nieprzezroczyste (czarne plamki): ilmenit, anataz, leukoksen. Formacja białopolska, głęb. 2922,4 m, XP, $\times 60$; **D** – piaskowiec kwarcowo-łyszczykowy na kontakcie z mułowcem/iłowcem kwarcowo-ilasto-łyszczykowym. Spoiwo kwarcowe regeneracyjne z pirytem na obrzeżach ziaren (czarne kuliste punkty). W przestrzeniach międzyziarnowych pakiety łyszczykowo-ilaste (strzałka 1) i cement węglanowy. W mułowcu widoczne są czarne pasemka węglisto-ilaste przemieszane z uwodnionymi tlenkami żelaza, drobne ziarna kwarcu i cienkie blaszki łyszczyków (strzałka 2). Minerale nieprzezroczyste (czarne plamki): ilmenit, anataz, leukoksen. Formacja białopolska, głęb. 2940,4 m, XP, $\times 40$; **E** – różnziarnisty piaskowiec z łyszczykami detrytycznymi (strzałka 1). Bimodalność uziarnienia ziaren kwarcu, obtoczenie ziaren kwarcu zróżnicowane. Niektóre ziarna kwarcu mają obrzeża skorodowane (strzałka 2). Spoiwo ilasto-węglanowe z niewielką domieszką minerałów żelazistych. Formacja białopolska, głęb. 2949,2 m, PL, $\times 60$; **F** – piaskowiec kwarcowo-skaleńowo-łyszczykowy. Illityzacja i sercytyzacja skałeni (strzałki). Spoiwo kwarcowo-ilasto-żelaziste z blaszkami detrytycznymi i neogenicznymi łyszczykami i niewielką ilością węglanów. Formacja białopolska, głęb. 2947,9 m, XP, $\times 40$

Photomicrographs of Ediacaran clastic deposits (XP – crossed polars, PL – plane-polarized light)

A – claystone/siltstone and very fine-grained quartz arenite, intercalations. Deposits are horizontally laminated, object is shifted to better show regenerated grain contact in arenite (arrow). Matrix is composed of clay minerals mixed with iron compounds. Opaque minerals (black dots): pyrite, leucoxenite. Łopiennik Formation, depth 2847.3 m, XP, $\times 40$; **B** – claystone/siltstone and very fine-grained, strongly cemented sandstone, intercalations. Directional arrangement of mica packets (biotite – arrow) in sandstone. Net-shaped accumulations of medium-grained and poorly rounded grain debris within siltstone. Opaque minerals (black dots): pyrite, leucoxenite. Łopiennik Formation, depth 2896.5 m, PL, $\times 60$; **C** – fine-grained subarkosic quartz sandstone. Quartz grains are well sorted and poorly rounded. K-feldspar (arrow 1), partly sericited. Clayey-carbonate matrix with detrital micaceous blasts (arrow 2). Opaque minerals (black dots): ilmenite, anatase, leucoxenite. Białopole Formation, depth 2922.4 m, XP, $\times 60$; **D** – contact zone of quartz-micaceous sandstone with quartz-clayey-micaceous siltstone/claystone. Regenerated quartz matrix in sandstone. Micaceous-clayey batches (arrow 1) and carbonate cement fill the intergranular space in sandstone. Black carbonic streaks mixed with clayey materials and ferric compounds, tiny quartz grains and mica blasts (arrow 2) are visible in siltstone. Opaque minerals (black dots): ilmenite, anatase, leucoxenite. Białopole Formation, depth 2940.4 m, XP, $\times 40$; **E** – various-grained sandstone with detrital micas (arrow 1). Bimodality of granulation and variously rounded quartz grains are observed. Some of quartz grain edges are corroded (arrow 2). Clayey-carbonate matrix with a small admixture of iron compounds. Białopole Formation, depth 2949.2 m, PL, $\times 60$; **F** – quartz-feldspar-micaceous sandstone. Illitization and sericitization of feldspars (arrows). Quartz-clayey and ferric matrix with detrital and neogenic micas blasts and small amounts of carbonates. Białopole Formation, depth 2947.9 m, PL, $\times 40$

kwarcowego), rozmieszczonego bezładnie w tle skalnym lub warstwowanego frakcjonalnie, zawierającego smugi łyszczyków, pakiety minerałów ilastych i impregnacje minerałami maficznymi. Obtoczenie i wysortowanie materiału detrytycznego jest zmienne, umiarkowanie dobre, chociaż lokalnie pojawiają się laminy z gorzej obtoczonym i źle wysortowanym materiałem okruchowym (fig. 6C–F).

Utwory formacji białopolskiej w środkowej części profilu mikrofacjalnego w interwale głębokościowym 2941,8–2944,8 m zawierają w spoiwie minerale ilaste (22,2–37,6%), minerale akcesoryczne (hematyt i ilmenit, leukoksen anataz; 1,7–2,9%) i na ogół niewielkie ilości minerałów węglanowych (0,9–1,2%) – tab. 2. Cienkie laminy mułowców zbudowane są ze słabo obtoczonych ziaren kwarcu frakcji pyłowej (ϕ 0,025 mm), skale-

Tabela 2

Skład mineralny piaskowców i mułowców formacji białopolskiej (Juskowiakowa, 1978a)

Mineral composition of sandstones and mudstones from the Białopole Formation (Juskowiakowa, 1978a)

Głębokość [m]	Kwarc	Skaleń potasowy	Łyszczyki detrytyczne	Minerale ilaste	Węglany	Minerale akcesoryczne
	[%]					
2919,3	46,4	8,9	–	38,7	3,8	0,9
2922,8	67,8	1,3	–	27,1	3,2	0,6
2929,0	77,4	–	–	17,4	3,6	1,4
2937,6	78,0	0,3	–	19,4	1,7	0,3
2941,8	54,2	5,2	–	37,6	0,9	1,7
2944,8	71,6	2,1	–	22,2	1,2	2,9
2946,9	59,1	5,2	2,1	26,2	5,6	1,1
2951,6	77,8	0,3	–	17,5	3,4	1,0
2955,9	32,8	14,2	–	52,2	0,4	0,4

nia potasowego (często zsercytyzowanego), zrekrytalizowanych łyszczyków detrytycznych, reprezentowanych pierwotnie przez biotyt. Materiał detrytyczny (głównie kwarcowy) jest niezbyt dobrze obtoczony i wysortowany (fig. 6E). W tle skalnym pojawiają się niewielkie ilości węglanów, które tworzą cement porowy lub poikilitowy. Wydaje się, że węglany nie tylko stanowią wypełnienie przestrzeni międzyziarnowych, ale również aktywnie uczestniczą w procesie rozpuszczania i częściowego zastępowania ziaren kwarcu (fig. 6C).

W najwyższej części profilu facjalnego, na głębokości 2922,4–2940,4 m, wysortowanie ziaren ulega polepszeniu (fig. 6C), a w strefie bliskiej stropowi formacji białopolskiej pojawiają się liczniejsze przewarstwienia różnoziarnistych piaskowców (z przewagą piaskowców drobnoziarnistych, często silnie zrekrytalizowanych) z pakietami osadów iłowcowo-mułowcowych i ze stosunkowo równomiernie rozproszonym materiałem ilasto-żelazistym (nadającym tym osadom barwę brunatnopomarańczową) oraz z czarnymi pasemkami substancji węglisto-ilastej (fig. 6D). Materiał ilasty (illit – kaolinit – chloryt) jest głównym składnikiem mułowców i iłowców. Zdecydowana większość materiału ilastego jest pochodzenia detrytycznego (Wichrowska 1978, 1982). W obrębie frakcji ilastej (o średnicy cząstek $<3,9\ \mu\text{m}$), wydzielonej z iłowców i poddanej analizie dyfraktometrycznej, obok podstawowej asocjacji mineralnej illitu, kaolinitu i chlorytu stwierdzono podwyższone ilości minerałów ilastych o strukturze mieszanopakietowej.

Piaskowce w tej części profilu mają miejscami charakter arenitów kwarcowych, są zbudowane głównie ze zwięzłych, zrekrytalizowanych ziaren kwarcu, posiadających dość dobre wysortowanie i wzajemne kontakty typu zazębającego (fig. 6D). W przestrzeniach międzyziarnowych arenitów występują blasty łyszczykowe (najczęściej biotytowe), chlorytowe? (prawie izotropowe, wykształcone w postaci drobnych łusek), skałenie potasowe (1,3–8,9%) i węglany ($>3\%$, tab. 2, fig. 6C, D).

Kryształy minerałów ciężkich (głównie ilmenit i anataz) są bezładnie rozsiane w tle skalnym i tylko lokalnie tworzą zwarte agregaty, rozłokowane zgodnie z uwarstwieniem. Piryty pojawia się w formie pigmentu rozsianego na obrzeżach ziaren kwarcu (fig. 6D).

Formacja łopiennicka

Utwory formacji łopiennickiej występują na głębokości 2842,8 m–2920,9 m i zalegają bezpośrednio na utworach formacji białopolskiej (fig. 5).

W początkowym stadium depozycji osadów formacji łopiennickiej, bezpośrednio tuż nad formacją białopolską (2896,5 m), zauważa się nierównomierny rozkład facji piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. W obrębie mułowców/iłowców pojawiają się nieregularnie rozłokowane gniazda okruców średnioziarnistych piaskowców i pojedyncze, izolowane drobnoziarniste i średnioziarniste, słabo obtoczone ziarna kwarcu. Łyszczyki detrytyczne występują tu w formie pakietów, częściowo przeobrażonych (gęsto usianych leukoksenem). Minerale ilaste i drobne ziarna kwarcu frakcji pyłowej stanowią

główny budulec mineralny skał iłowcowo-mułowcowych tej formacji (fig. 6B).

W najwyższej części formacji łopiennickiej, na kontakcie z formacją włodawską, obserwuje się zespoły heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych poziomo laminowanych (fig. 6A). Są one reprezentowane przez zwięzłe piaskowce drobnoziarniste typu arenitów kwarcowych, przewarstwianych przez cienkie wkładki i laminy mułowca i iłowca (0,03–0,3 mm miąższości), zawierające znaczne ilości minerałów żelazistych (wodorotlenków i tlenków Fe). Obserwuje się miejscami czarne przemaży związków żelaza (pirytu, ilmenitu i hematytu) i pasemka węglistej substancji organicznej. Lokalnie, w obrębie wkładek mułowcowo-iłowcowych obserwuje się zwiększoną zawartość ziaren kwarcu frakcji drobnoziarnistej. Obtoczenie i wysortowanie ziaren kwarcu w piaskowcu o charakterze arenitu kwarcowego jest jednolite i prawie niezmiennie.

Skład mineralny w omawianych osadach uległ znacznym zmianom w odniesieniu do składu pierwotnego, ze względu na liczne procesy wtórne. Szczegółowe badania frakcji ilastej w iłowcach i mułowcach formacji łopiennickiej wykazały, że minerały ilaste są w przeważającej ilości pochodzenia detrytycznego, chociaż nie jest wykluczone, że niewielka ilość minerałów ilastych (illit, kaolinit) powstała w wyniku przeobrażenia łyszczyków i skałeni w trakcie procesów diagenetycznych w obrębie zbiornika morskiego (Wichrowska, 1978).

Formacja włodawska

Granica osadów ediakaru i kambru dolnego została ustalona w obrębie formacji włodawskiej na głębokości 2814,0 m. Dolna część tej formacji na głębokości 2840,8–2847,3 m stanowi nieprzerwaną sukcesję osadów heterolitycznych, iłowcowo-mułowcowych, podobnych do osadów formacji łopiennickiej, przechodząc stopniowo ku stropowi serii we frakcję piaskowców drobno- i średnioziarnistych kambru dolnego (fig. 6A). Piaskowce formacji włodawskiej pod względem składu mineralnego odpowiadają arenitom i wakom kwarcowym, lokalnie reprezentują mikrolitofację subarkozową. Skały te charakteryzują się słabym wysortowaniem i zmiennym obtoczeniem materiału okrucowego. Głównym składnikiem frakcji detrytycznej jest kwarc. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu wynosi 0,06 mm (w partiach niższych profilu), wzrastając następnie do wartości 0,5–0,6 mm w wyższych odcinkach profilu. Skałenie reprezentuje typowo zbliżniaczony mikroklin i skałen potasowy o pokroju ortoklazu, najczęściej skaolinityzowany; łyszczyki detrytyczne są rzadko obserwowane (Juskowiakowa, 1978b). Pospolitym składnikiem jest glaukonit, tworzący najczęściej ziarna owalne, barwy oliwkowej, co świadczy o ich odwodnieniu. W obrębie ziaren glaukonitu dochodzi do wtórnych przeobrażeń, najczęściej w hydrołyszczyki, rzadziej w chloryty. Częste są w tych piaskowcach minerały fosforanowe, które występują w formie otoczek na ziarnach kwarcu, skałeni i minerałów ciężkich (Sikorska, 1998). Spoiwo ma charakter porowy, głównie jest to ma-

triks ilaste wypełniające pory między ziarnami, illit ulega często serycytucji.

Spoiwo węglanowe ma najczęściej charakter poikilitowy, ale równie często występuje w postaci drobnych skupień, wypełniając pory międzyziarnowe.

Środowisko paleofacjalne utworów górnego ediakaru na podstawie badań mikroskopowych

W utworach formacji białopolskiej dominują drobnoziarniste piaskowce i pyłowce kwarcowe oraz mułowce, zawierające laminy źle wysortowanego materiału okrucowego, pochodzącego z kwaśnych skał podłoża krystalicznego. Skały te przewarstwiają się lokalnie z iłowcami, zbudowanymi głównie z materiału ilastego impregnowanego rozproszoną substancją żelazistą (tlenki i wodorotlenki żelaza), co nadaje tym osadom pomarańczowobrunatne zabarwienie; obecność znacznej ilości ilmenitu, leukoksenu i substancji organicznej powoduje, że osad jest miejscami ciemnoszary lub czarny. Wyżej leżące piaskowce mają zmienne uziarnienie, ale rysuje się tendencja wyraźnej poprawy wysortowania i obtoczenia ziaren kwarcu w kierunku stropowej części profilu formacji (fig. 5).

Wyższa część osadów formacji białopolskiej w otworze Białopole IG 1 ma typowe wykształcenie dla tego typu utworów opisywanych dla południowo-wschodniej Lubelszczyzny ze strefy Terebina. Reprezentują je drobnoziarniste piaskow-

ce, o wieźbie zwężłej, przewarstwiane laminami mułowców i iłowców, zmniejsza się ilość skałeni, wzrasta udział węglanów w spoiwie, pojawiają się łyszczki neogeniczne. Wskazuje to na sedymentację morską w płytkim zbiorniku, o zróżnicowanej energii hydrodynamicznej wód.

W osadach formacji łopiennickiej zdecydowanie maleje udział materiału detrytycznego, zwiększa się ilość składników ilastych, co świadczy o bardziej spokojnej sedymentacji morskiej w pogłębionym zbiorniku, w rejonie oddalonym od obszarów alimentacyjnych. Obserwuje się bowiem zubożenie osadu w materiał odporny na transport (kwarc, kwaśne skałenie); jednocześnie panowały tu sprzyjające warunki do tworzenia się węglanów.

W niższych partiach formacji włodawskiej obserwuje się dość dużą zawartość materiału ilastego (fig. 5), co może wskazywać na spokojną sedymentację osadów, będącą kontynuacją depozycji osadów formacji łopiennickiej, odbywającej się przy nieznacznej zmienności parametrów głębokościowych i hydrodynamicznych zbiornika. W górnej części profilu, w pobliżu granicy z osadami kambru dolnego, pojawiają się znowu piaskowce różnoziarniste z wyraźnie zmiennymi parametrami uziarnienia, z częściowo przeobrażonym glaukonitem i diagenetycznie zmienionymi skałeniami alkalicznymi. Przypuszczalnie w okresie formowania się tych osadów warunki płytkomorskiego środowiska sedymentacji uległy zmianie na wyżej energetyczne, ale niewykluczone, że mógł być to też wynik okresowych sztormów i pływów.

Ewa KRZEMIŃSKA

LITOLOGIA I SKŁAD MINERALNY SKAŁ WULKANICZNYCH

Skały wulkaniczne występują w spagowej części profilu litologicznego otworu Białopole IG 1, od głębokości 2958,8 do 3017,6 m. Ponieważ sekwencja bazaltów nie została przewiercona, rozpoznane 58,8 m rdzenia stanowi fragment niewątpliwie większego kompleksu utworów wulkanogenicznych.

Potoki lawowe wraz z pokrywami materiału piroklastycznego występują na obszarze wschodniej Polski, a ich litologiczne odpowiedniki można odnaleźć na Wołyniu, w zachodniej Ukrainie. Stanowią one niezmetamorfizowaną wulkanogeniczno-osadową formację sławatycką, w basenie lubelsko-podlaskim.

Wydobyty w otworze Białopole IG 1 materiał dokumentuje ostatnią, najmłodszą (stropową) część pokryw bazaltowych. W sąsiednich otworach wiertniczych, jak Busówno IG 1 czy Krowie Bagno IG 1, obok śladów erupcji w postaci potoków lawowych o zróżnicowanym składzie występują powszechnie warstwy utworów piroklastycznych oraz aglomeraty tufowo-lawowe, o łącznej miąższości produktów wulkanogenicznych rzędu kilkuset metrów (ok. 300 m). Podobnych utworów można się spodziewać w profilu Białopole IG 1 poniżej głębokości 3017,6 m.

Materiał rdzeniowy do bezpośrednich badań jest wyrwkowy i prawdopodobnie nie może być uznany za wystar-

czająco reprezentatywny. Niemniej jednak na tym krótkim odcinku udało się wyróżnić kilka typów teksturalnych, od bazaltów subafirowych (ok. 2978 m), migdałowcowych (ok. 2983 m) do lokalnie porfirowych (ok. 2988 m) – figura 7.

Różnice teksturalne mogą oznaczać, że bazalty stanowią fragmenty co najmniej czterech odrębnych potoków lawowych. Dominujące pokrywy migdałowcowe, makroskopowo barwy wiśniowoszarej, niekiedy rdzawej, charakteryzują się dużym udziałem składników lotnych, stąd znacząca zawartość pęcherzy pogazowych, przy czym ich nagromadzenie bywa jednak zmienne. Aktualnie przestrzenie amygdyl wypełniane są przez chloryty, krzemionkę oraz skałenie potasowe. Bazalty migdałowcowe pod mikroskopem wykazują z reguły strukturę intersertalną do apohyaloofitowej i charakterystyczną teksturę migdałowcową. W cieście skalnym dominują beładnie ułożone listewki skałeni o składzie bardziej alkalicznym (fig. 7B).

Bazalty afanitowe notowane są pomiędzy różnymi partiami migdałowcowymi. Wykazują z reguły teksturę zbity, barwę ciemnoszarą, niekiedy brunatną, co związane jest z lokalnym nagromadzeniem brunatnych tlenków i wodorotlenków żelaza. Pod mikroskopem obserwuje się najczęściej teksturę intersertalną. W składzie mineralnym dominują listew-

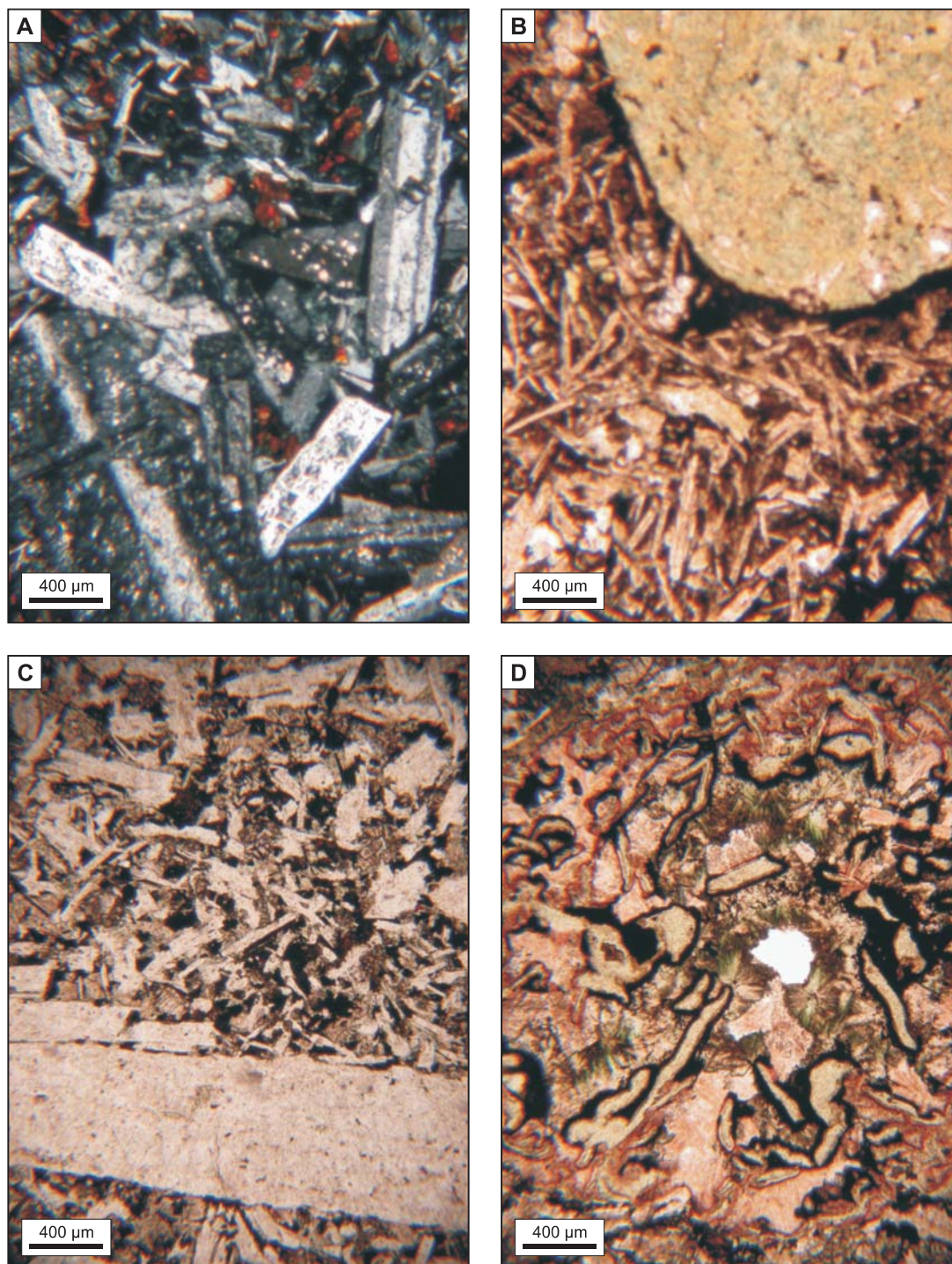


Fig. 7. Typy bazaltów w profilu Białopole IG 1 (mikrofotografie, światło przechodzące)

A – bazalt subafirowy, głęb. 2978,2 m; **B** – bazalt migdałowcowy (amygdaloidalny), głęb. 2983,0 m; **C** – bazalt porfirowy, głęb. 2988,0 m; **D** – bazalt ze znacznym udziałem szkliwa, częściowo zwitryfikowanego, głęb. 3010,3 m

Basalt types from the Białopole IG 1 section (transmitted light microphotographs)

A – subaphiric basalt, depth 2978.2 m; **B** – amygdaloidal basalt, depth 2983.0 m; **C** – porphyritic basalt, depth 2988.0 m; **D** – basalt with considerable proportion of glass, partially devitrificated, depth 3010.3 m

kowato wykształcone skalenie, obecne w tle skalnym oraz jako nieliczne fenokryształy. Pojawiają się także drobne ziarna klinopiroksenów. Szkliwo wypełniające interstycje w opisywanych bazaltach często uległo przeobrażeniom.

Bazalty porfirowe, podrzędnie występujące w profilu, najczęściej pomiędzy pokrywami bazaltów migdałowcowych i afanitowych, przechodzą od odmian subafirowych do typowych porfirowych. Z nimi związane jest występowanie dwóch generacji minerałów, czyli fenokryształów, obok drobnokryształicznego tła skalnego (fig. 7C). Jako starsza generacja (fenokryształy) spotykane są tylko plagioklasy tworzące tabliczki, najczęściej o słabo zasadowym składzie andezynu.

Podobne zróżnicowanie teksturalne w obrębie jednego profilu i obecność odmian afirowych przez subafirowe do typowych porfirowych, a także odmian amygdaloidalnych jest opisywane z pokryw bazaltowych rozpoznanych w innych wierceńiach w basenie lubelsko-podlaskim.

Podstawową, charakterystyczną cechą bazaltów w profilu Białopole jest obecność głównie plagioklazów > klinopiroksenów jako składników pierwotnych, w różnych proporcjach, oraz akcesorycznie magnetytu i ciemnego tytanitu, a także dość często znaczące fragmenty szkliwa zdewitryfikowanego do palagonitu.

Taki skład mineralny ma ścisły związek ze składem chemicznym law, wynikającym z wysokiego stopnia dyferencjacji, reprezentujących pokrywę na tym obszarze aktywności wulkanicznej. Cechy teksturalne mają związek z lokalnymi warunkami erupcji oraz samego stygnięcia (krystalizacji).

Charakterystyka i klasyfikacja geochemiczna

Charakterystyka geochemiczna została sporządzona na podstawie archiwalnych analiz pierwiastków głównych zaledwie dwóch próbek, które zostały wybrane spośród względnie mało zwietrzałych bazaltów masywnych o teksturze afirowej. Pochodzą one z interwałów 2988–2999 oraz 2999–3017 m. W niektórych diagramach i opisach, dla pokazania szerszego tła regionalnego, zacytowane są także dane geochemiczne, odnoszące się do pozostałych bazaltów formacji sławatyckiej (Juskowiakowa, 1971; Krzemińska, 2005) oraz bazaltów wołyńskich (Shumlyansky, Andréasson, 2004).

W przeanalizowanych dwóch próbkach bazaltów straty prażenia nie przekraczają 4% wag. (tab. 3). Ponadto zawartości pierwiastków głównych mieszczą się w przedziałach: SiO₂ 51,60–53,06% wag., TiO₂ 0,81–0,85% wag., Al₂O₃ 14,15–15,10% wag., CaO 5,08–7,22% wag., Fe₂O₃ 8,90–9,16% wag. oraz FeO 2,91–3,31% wag. (Fe₂O_{3całk.} 12,36–12,55% wag.), Na₂O 5,98–6,74% wag., K₂O 0,42–0,54% wag.

Współczynnik magnezowy Mg# przyjmuje wartość od 39 do 34,8 przy udziale MgO od 2,83 do 3,39% wag.

Na podstawie składu chemicznego na poziomie pierwiastków głównych przeliczono na udziały minerałów normatywnych i klasyfikację CIPW. Skład próbek oscyluje wokół równowagi i/lub nieznacznego niedoboru krzemionki, co ilustruje ilość kwarcu normatywnego – 0 lub 0,65. Poziom normatywnego oliwinu nie przekracza 0,15%, bez obecności norma-

Tabela 3

Wyniki analiz chemicznych i przeliczenia zawartości minerałów normatywnych CIPW w bazaltach

Results of chemical analysis and CIPW normative minerals recalculation in basalts

Minerał [% wag.]	Głębokość pobrania próbki [m]	
	2988–2999	2999–3017
SiO ₂	51,60	53,03
TiO ₂	0,81	0,85
Al ₂ O ₃	15,10	14,15
Fe ₂ O ₃	9,16	8,91
FeO	2,91	3,31
MnO	0,15	0,18
MgO	2,83	3,39
CaO	7,22	5,08
Na ₂ O	5,98	6,74
K ₂ O	0,42	0,54
P ₂ O ₅	0,16	0,10
Suma	96,34	96,28
CIPW minerały normatywne [%]		
Kwarc	0,65	0,00
Plagioklaz	66,13	66,27
Ortoklaz	2,60	3,31
Diopsyd	15,80	14,40
Hipersten	0,00	1,88
Wollastonit	0,91	0,00
Oliwin	0,00	0,15
Ilmenit	1,60	1,67
Magnetyt	7,82	9,16
Hematyt	4,12	2,94
Apatyt	0,39	0,23
Suma	100,02	100,01
An	13,58	7,03
Ab	52,55	59,23

tywnego nefelinu i hiperstenu. Relacje między normatywnym albitem a normatywnym anortytem są dość jednolite: Ab (52,55–59,23%) znacznie dominuje nad An (7,03–13,58%). Z uwagi na powszechny niedobór krzemionki i hiperstenu bazalty formacji sławatyckiej opisywano dotychczas jako toleity kwarcowe lub oliwinowe (Juskowiakowa, 1971). Opierając się na kryteriach CIPW (Best, Christiansen, 2001) ana-

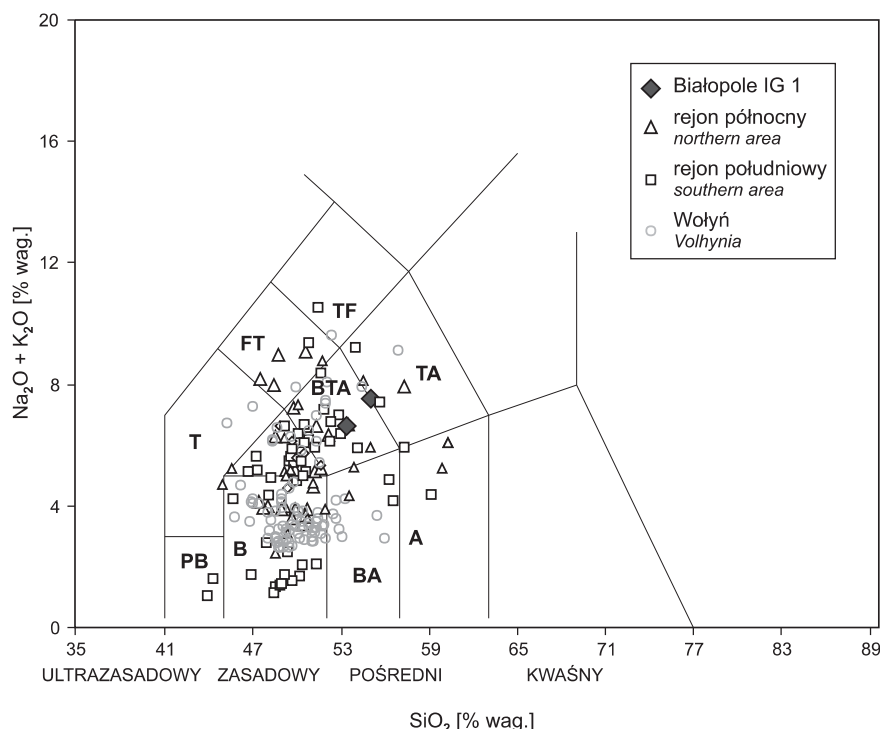


Fig. 8. Pozycja wulkanitów z profilu Białopole IG 1 na diagramie klasyfikacyjnym uwzględniającym sumę alkaliów i krzemionkę TAS (Le Maitre i in., 1989) na tle danych o cechach pokryw lawowych formacji sławatyckiej (rejon północny i południowy) i wołyńskiej. Dane: Krzemińska (2005), Shumlyanskyy i Andreasson (2004)

Pola klasyfikacyjne: PB – pikrobazalty, B – bazalty, BA – bazaltowe andezyty, A – andezyty, TB – trachybazalty, BTA – bazaltowe trachyandezyty, TA – trachyandezyty, FT – fonotefryty, TF – tefryfonolity

Total alkalis vs silica (TAS) classification diagram (Le Maitre *et al.*, 1989) for the Białopole IG 1 section basalts in the context of data related to the features of the Sławatycze Formation lava floods (northern area, southern area) and Volhynian lava floods.

Data from Krzemińska (2005), Shumlyanskyy and Andreasson (2004)

Classification fields: PB – picobasalts, B – basalts, BA – basaltic andesite, A – andesite, TB – trachybasalts, BTA – basaltic trachyandesites, TA – trachyandesites, FT – fonotephrites, TF – tefryphonolites

lizowane skały z profilu Białopole IG 1 należałoby określić jako bazalty alkaliczne.

Umiarkowanie alkaliczny charakter bazaltów potwierdza także klasyfikacja TAS (Total Alkali-Silica). Ilość krzemionki (SiO_2) w tych pojedynczych analizach po znormalizowaniu do 100%, (z pominięciem strat prażenia) osiąga odpowiednio wartości 51,6% wag. i 53,03% wag. Suma alkaliów przekracza 5% wag. i wynosi 6,62% wag. i 7,55% wag., co dowodzi alkalicznego i pośredniego charakteru analizowanych pokryw ze stropowej części serii wulkanogenicznej. Projekcje składu chemicznego na diagramie TAS obejmują pole bazaltowych trachyandezytów BTA (fig. 8). Na tle pozostałych skał wulkanicznych z kilku innych otworów formacji sławatyckiej w rejonie lubelsko-podlaskim, które metodą TAS zostały sklasyfikowane głównie jako bazalty czy trachybazalty, położenie bazaltowych trachyandezytów z profilu Białopole IG 1 wskazuje na ich względnie bardziej alkaliczny oraz kwaśny charakter.

Skały wulkaniczne składające się na formację sławatycką w basenie lubelsko-podlaskim różnią się stopniem dyferencjacji. Wszystkie zestawienia geochemiczne potwierdzają przynależność do jednej serii komagmowej, w której także mieszczą się bazaltowe trachyandezyty z profilu Białopole IG 1.

Podstawowy obraz tej formacji ilustruje zestaw diagramów zawartości tlenków pierwiastków głównych w funkcji MgO jako wskaźnika stopnia zdyferencjowania magmy (fig. 9). Pozycja punktów z profilu Białopole IG 1 z $\text{MgO} < 3,4\%$ wag. na projekcjach MgO vs SiO_2 i MgO vs K_2O świadczy o ich wyższym stopniu dyferencjacji niż większości zbadanych law z basenu lubelsko-podlaskiego i nieco wyższej zawartości krzemionki. Jednocześnie udział potasu jest dość niski. Stąd należy wnioskować, że alkaliczne cechy wynikają najbardziej z podwyższonego udziału sodu. Relacje FeO_{tot} czy $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ do MgO świadczą o toleitowym charakterze pokryw bazaltowych. Pokrywy z Białopola są względnie bogatsze w Fe całkowite niż przeważająca liczba badanych law z formacji sławatyckiej.

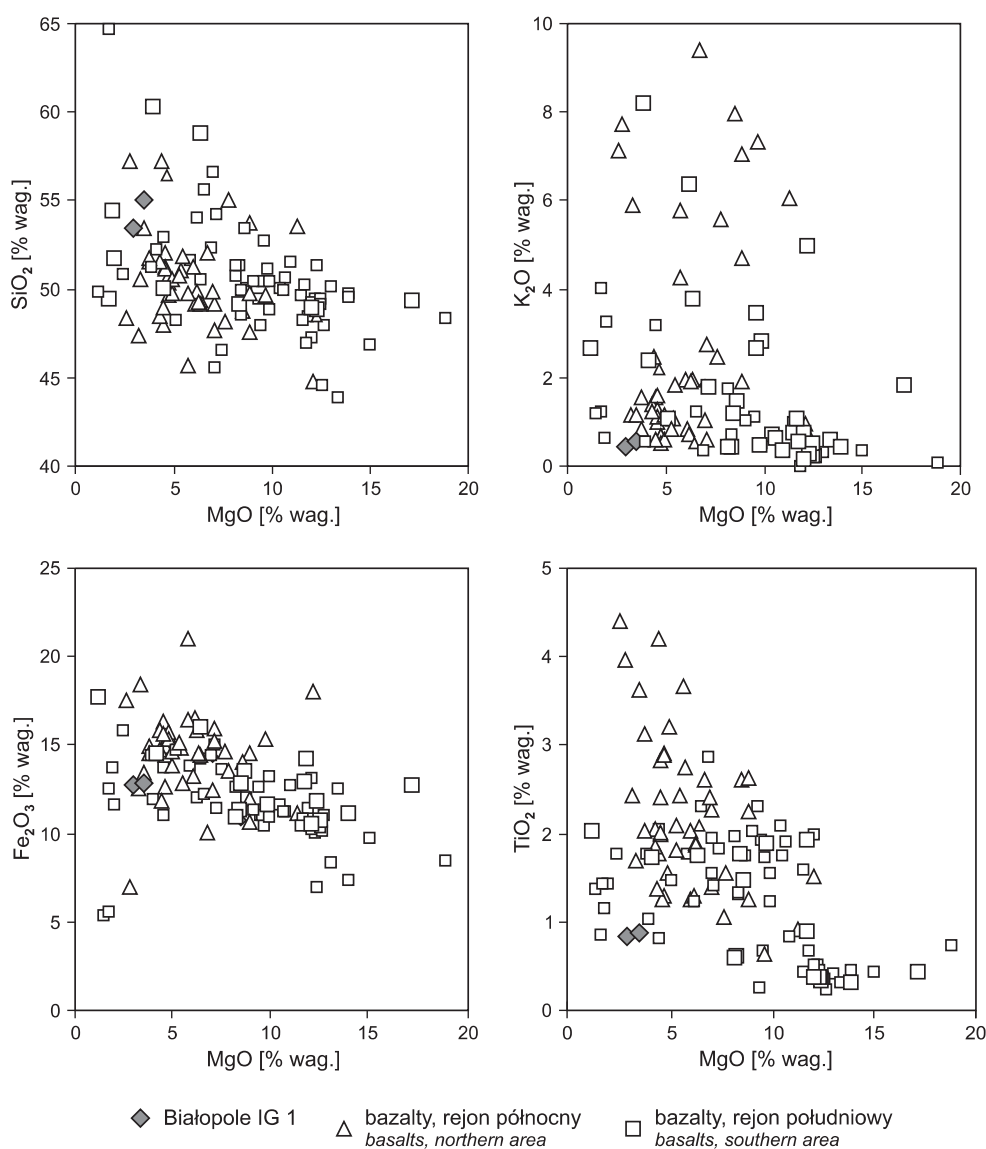
O toleitowym charakterze decyduje wysoki stosunek FeO/MgO (ok. 3,38 i 3,93), przy odpowiedniej zawartości krzemionki (53,4–55,0% wag. SiO_2), co między innymi pokazuje diagram Miyashiro (1974). Rozróżnia on ponadto serię alkaliczną, która jak się okazuje także jest reprezentowana w formacji sławatyckiej, szczególnie przez niektóre pokrywy z południowej części basenu lubelsko-podlaskiego. Projekcje składu wulkanitów z profilu Białopole IG 1 na diagramie klasyfikacyjnym pojawiają się wyraźnie jednak w polu toleito-

Analizując zawartość TiO_2 w wulkanitach formacji sławatyckiej tu zaprezentowanych w układzie regionalnym: jako wulkanity północne (~Podlasie od okolic Białegostoku; do profilu Mielnika i Terespoła) i południowe (~Lubelszczyzna; profile otworów wiertniczych: Wisznice, Kaplonosy, Busówno, Krowie Bagno, Terebin, Łopiennik, Roskosz i Białopole), można zauważyć większą częstość niższych zawartości tytanu w pokrywach lawowych z południowej części basenu lubelsko-

Wulkanity sławatyckie próbuje się podzielić na trzy grupy (Krzemińska, 2005):

- Oprócz ULT, pozostałe dwie podgrupy geochemiczne są notowane także wśród bazaltów wołyńskich i podobnie zostały tam wyróżnione (Shumlyansky, Andréasson, 2004):

- ultraniskotytanowe, wysokomagnezowe pikryty (ULTi),



Selected variation diagrams of major oxides with MgO for the Sławatycze Formation volcanites (Juskowiakowa, 1971; Krzemińska, 2005)

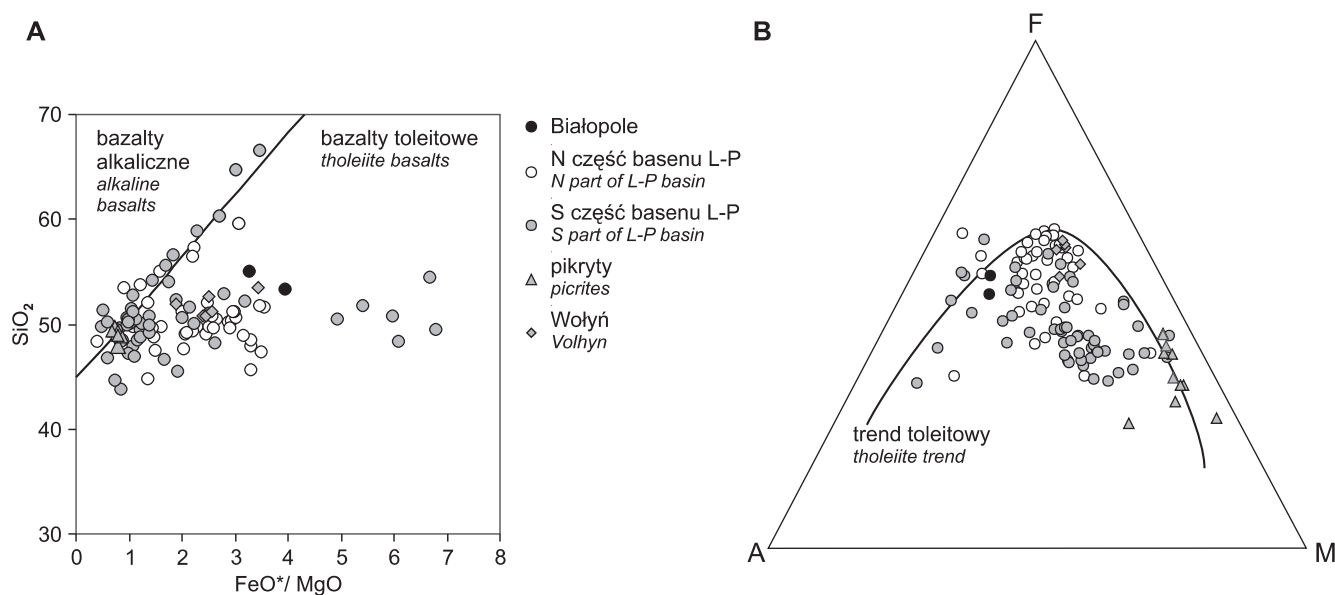


Fig. 10. Diagram klasyfikacyjny SiO_2 vs FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974) oraz diagram $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}^*$ (AFM) prezentujące toleitytowy charakter skał wulkanicznych w profilu Białopole IG 1 na tle cech geochemicznych pozostałych wulkanitów formacji sławatyckiej (Juskowiakowa, 1971; Krzemińska, 2005)

FeO^* jako FeO całkowite, trend toleitytowy według Irvine, Baragar (1971)

Geochemical classification diagram SiO_2 vs FeO^*/MgO (after Miyashiro, 1974) and $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}^*$ (AFM) showing tholeiitic nature of volcanic rocks from Białopole IG 1 section in the context of all Sławatyckie Formation data (Juskowiakowa, 1971; Krzemińska, 2005)

FeO^* as total FeO , tholeiite trend-line after Irvine, Baragar (1971)

– bazalty niskotytanowe, średnio- i niskomagnezowe (LTi);
– bazalty wysokotytanowe (do trachybazaltów i trachyan-dezytów), o zmiennej zawartości wapnia i magnezu (HTi).

Geochemicznie pokrywy lawowe z profilu Białopole (rozpoznane 58 m miąższości) wykazują największe pokrewieństwo z bazaltami opisywanymi w Łopienniku (analogiczny udział Si, Ti, wahania M). W południowej części basenu lubelsko-podlaskiego skały o udziale tytanu na poziomie 0,8–1,0% wag. TiO_2 występują w pokrywach lawowych z Białopola, jak i w rejonie profili Łopiennik, Busówno i Roskosz.

Uwzględniając najprostszy sposób dokonania klasyfikacji TiO_2 vs MgO , na diagramach (fig. 9) można obserwować ciekawą pozycję skał z Białopola z ich wyraźną przynależnością do grupy skał niskotytanowych.

Bazalty z profilu Białopole IG 1 jako przykład niskotytanowych kontynentalnych pokryw bazaltowych

Obecność wśród bazaltów wschodniej Polski toleitytów niskotytanowych, notowanych także w profilu Białopole IG 1, może mieć bardziej istotne znaczenie petrogenetyczne w skali całej serii wulkanicznej (formacji sławatyckiej). W wielu wulkanicznych prowincjach kontynentalnych pokryw bazaltowych CFB określenie genezy law niskotytanowych wydaje się być kluczowym zagadnieniem przy rozpoznaniu wszystkich procesów petrogenetycznych i złożonych zjawisk towarzyszących tworzeniu się magm CFB.

Można przypuszczać, że podobnie jak przy syberyjskich toleitytach wyróżnienie także w formacji sławatyckiej dwóch/trzech subtypów bazaltów o różnej zawartości Ti nie musi oznaczać dwóch oddzielnych źródeł. Pozycja law niskotytanowych w sekwencji skał wulkanicznych często bywa skomplikowana i nie zawsze diagnostyczna.

W najprostszy sposób obecność dwóch odmiennych pod względem zawartości Ti typów toleitytów tłumaczona jest różną miąższością litosfery oraz równoczesnym wpływem pióropusza płaszcza. Przy dużej miąższości litosfery topienie pióropusza może zachodzić przy wysokim ciśnieniu i ze stosunkowo niskim stopniem parcjalnego topienia. Te warunki (duża głębokość, wysokie ciśnienie) prowadziły do powstania pierwotnych magm dla bazaltów bogatych w tytan i potas (Ti–K). W miejscach cienkiej litosfery pióropusz mógł osiągać płytsze poziomy i w rezultacie stopień parcjalnego topienia był większy. Magmy zawierają wówczas mało umiarkowanie i silnie niedopasowanych pierwiastków i mogą być pierwotne dla bazaltów ubogich w Ti–K (Wooden i in., 1993). Mimo braku szerszych danych geochemicznych, wiadomo, że pokrywy wulkaniczne z profilu Białopole IG 1 należą do typu niskotytanowych i ubogich w potas (fig. 9).

Szczegółowe analizy w poszczególnych prowincjach CFB coraz częściej pokazują, że problem petrogenetyczny związany z LTi i HTi jest o wiele bardziej złożony. Jak się przypuszcza, obecność w prowincji CFB równocześnie dwóch typów law LTB i HTB może być wywołana:

– różnym stopniem parcjalnego topienia przez podnoszący się pióropusz płaszcza (np. Campbell, Griffiths, 1990; Arndt

i in., 1993) lub płaszcza litosferycznego ze zmiennym udziałem komponentu astenosferycznego (np. Piccirillo i in., 1989; Hawkesworth i in., 1993) i zachodzącej potem kontaminacji materiałem skorupowym (Hawkesworth i in., 1988);

– bezwodnym topieniem (*dehydration melting*) heterogenicznego litosferycznego płaszcza, wywołanym przez silny strumień cieplny unoszący się ponad pióropuszem płaszcza (Gallagher, Hawkesworth, 1994);

– mieszaniem się stopu pikrytowego, pochodzącego z pióropusza, z wysokopotasowym stopem o składzie zbliżonym do lamproitowego, np. stopy wysokotytanowe (Ellam, Cox, 1991);

– mieszaniem się stopów toleitowych pikrytów o składzie zbliżonym do MORB z pióropusza płaszcza z wysoko- i niskotytanowymi, potasowymi stopami pochodzącymi z subkontynentalnego płaszcza litosferycznego, z zachodzącą dalej kontaminacją skorupową (Gibson i in., 1995).

Graficzne porównanie bazaltów o niskiej zawartości tytanu, wybranych ze znanych prowincji z kontynentalnymi pokrywami bazaltowymi CFB, jak Parana, Ferrar i Syberia (fig. 11), doskonale ilustruje specyfikę skał niskotytanowych z profilu wschodniej Polski, w tym law z profilu Białopole. Na

diagramie zestawiono udziały tytanu w zależności od stopnia zdyferencjowania (MgO). Wszystkie diagramy kończą się na zakresie 2% wag. TiO_2 .

W bazach danych analiz geochemicznych bazaltów CFB skały o analogicznej, bardzo niskiej zawartości TiO_2 (ok. 0,3–0,4% wag.), jak UTi, a przy tym bogate w MgO, są rzadkością. Częściej notowane są relacje z zawartością $\text{TiO}_2 < 1\%$ oraz 1,0–1,5% wag., jak LTi. Najbardziej zbliżone podstawowe cechy geochemiczne można odnaleźć wśród bazaltów w prowincji Ferrar.

W przypadku prowincji Ferrar (bazalty gondwańskie) charakterystyczne cechy geochemiczne bazaltów były odziedziczone z niezwyklego źródła regionalnego, które było zmodyfikowane przez zachodzący wcześniej proces subdukcji, a w mniejszym stopniu przez kontaminację w trakcie wędrówki magmy przez skorupę (Hergt i in., 1991).

Ogólna hipoteza dotycząca bazaltów gondwańskich (Gibson i in., 1999) podkreśla, że kluczowym procesem w tworzeniu się dwóch typów magm może być mieszanie się komponentu astenosferycznego i litosferycznego.

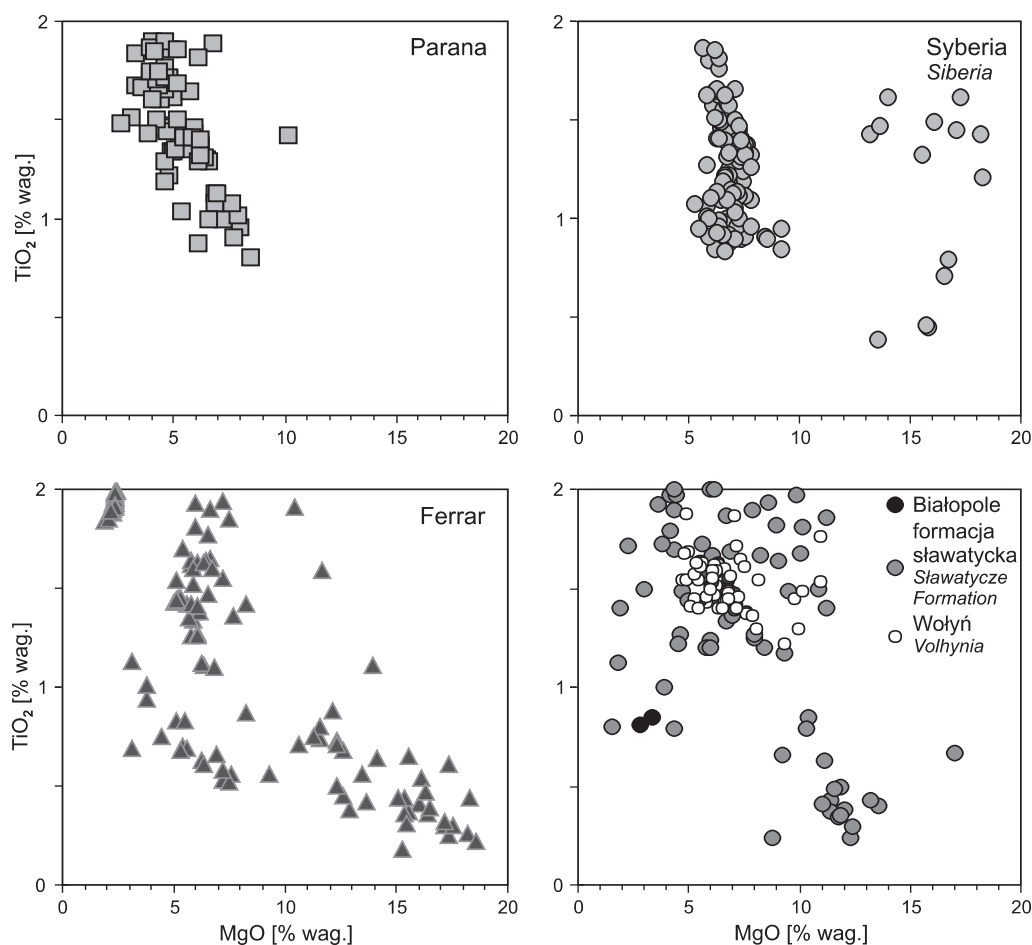


Fig. 11. Diagramy zmienności TiO_2 vs MgO. Porównanie bazaltów o niskiej zawartości tytanu (LTi), wybranych ze znanych prowincji, z kontynentalnymi pokrywami bazaltowymi CFB, jak Parana, Ferrar i Syberia

Variation diagrams of TiO_2 vs MgO. Comparison between low Ti (LTi) basalts selected from continental flood basalt (CFB) provinces of Parana, Ferrar and Siberia

Kontekst geologiczny

Potoki lawowe o składzie bazaltowych trachyandezytów (klasyfikacja TAS) nawiercone w Białopolu wraz z innymi geochemicznymi typami bazaltów i utworami piroklastycznymi z innych otworów wiertniczych w obrębie basenu lubelsko-podlaskiego składają się na znaną wulkaniczną formację sławatycką, której litologiczne odpowiedniki można odnaleźć na Wołyniu w zachodniej Ukrainie.

Wiek skał wulkanogenicznych formacji sławatyckiej, czy też wołyńskiej, był przedmiotem dociekań już od początku lat sześćdziesiątych XX wieku. Zastosowanie metody K–Ar pozwoliło określić wstępnie wiek bezwzględny bazaltów wołyńskich w zakresie 566–517 mln lat (Naliwkin i in., 1963). Najczęściej cytowane są jednak późniejsze badania geochronologiczne formacji sławatyckiej, przeprowadzone na cyrkonach ze stropowej wkładki tufów z sekwencji wulkanogenicznej profilu Kaplonosy, zlokalizowanego w rejonie lubelskim. Analizy izotopowe U–Pb automorficznych ziarn cyr-

konów wskazały wiek ich krystalizacji na około 551 ± 4 mln lat (Compston i in., 1995).

W podobnym czasie zjawiska magmowe i epizody aktywności tektonicznej i wulkanicznej odbywały się w różnych rejonach Rodinii (Bogdanova i in., 2008; Li i in., 2008). Był to etap defragmentacji tego neoproterozoicznego superkontynentu i stopniowego oddzielania się bloków Amazonii, Baltiki i Laurentii oraz otwierania się oceanu Iapetus. Z tymi wydarzeniami ściśle łączą się różne przejawy magmatyzmu ryftogenicznego, notowane na dość znacznym obszarze w obrębie bloków związanych z Rodinią. Prezentowane często modele rozwoju tektonicznego zachodniej części Baltiki wskazują na występowanie dwóch głównych etapów wydarzeń ryftowych. Na skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego pokrywy lawowe, w tym występujące w profilu Białopole IG 1, pojawiają się najpóźniej. Dokumentują one synryftowy etap w historii (ryftowego) basenu lubelsko-podlaskiego oraz wzmoczoną subsydencję od późnego neoproterozoiku do wczesnego paleozoiku (Poprawa, Paczeńska, 2002).

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Białopole IG 1 przypuszczalny strop sukcesji kambryjskiej określono na podstawie pomiarów geofizycznych na głębokości 2239,5 m. Jej spąg wyznaczono według próbek rdzeniowych na głębokości 2814,0 m. Głębokości występowania osadów reprezentujących poszczególne jednostki chronostratygraficzne (oddziały) kambru określono na podstawie próbek rdzeniowych, czemu sprzyjał bardzo wysoki uzysk rdzenia w kambryjskim odcinku profilu, sięgający 96,37%.

Kambr dolny (~terenew + (~) oddział 2)

Według rdzenia kambr dolny obejmuje odcinek profilu na głębokości 2351,1–2814,0 m i miąższości 462,9 m. Różnica 1,6 m wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych względem miary wiertniczej według marszów rdzeniowych.

Utwory kambru dolnego w najniższej części sukcesji dolnokambryjskiej są reprezentowane przez górną część formacji włodawskiej. Są to piaskowce drobnoziarniste z bardzo licznym glaukonitem i nieregularnymi przewarstwieniami czarnych iłowców. W piaskowcach licznie występują beładnie ułożone klasty mułowców i iłowców. Piaskowce są przekątnie warstwowane w dużej skali. Znaczącą część interwału dolnokambryjskiej części formacji włodawskiej stanowią czarne iłowce z nieregularnymi przewarstwieniami piaskowców z bardzo licznymi ziarnami glaukonitu.

W utworach formacji włodawskiej licznie występują skamieniałości śladowe, do których należą: *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites beverleyensis* (Billings), *P. montanus*

Richter i *Treptichnus* isp. W najniższej części profilu dolnokambryjskiej części formacji włodawskiej stwierdzono występowanie ichnogatunku *Trichophycus pedum* (Seilacher), który jest ichnogatunkiem wskaźnikowym dla spągu kambru dolnego. Jednocześnie wskazuje on na granicę między systemem kambryjskim i ediakarskim w profilu Białopole IG 1, przebiegającą na głębokości 2814,0 m.

Charakterystycznym kompleksem litologicznym kambru dolnego są pakiety ciemnoszarych mułowców i iłowców w dolnej części sukcesji dolnokambryjskiej. Osiągają one miąższość przekraczającą 15 m. Mułowce przewarstwiają się z szarymi piaskowcami drobnoziarnistymi. Przewarstwienia piaskowca drobnoziarnistego mają miąższość od 4 do 20 cm. W grubszych warstwach piaskowca występuje przekątna laminacja riplemarkowa, laminacja smużyta i soczewkowa. Typowym składnikiem litologicznym jest glaukonit i drobne kongregacje pirytowe. Bardzo częste są klasty mułowca fosforytowego. W odcinkach przewarstwień piaskowcowo-mułowcowych pojawiają się liczne skamieniałości śladowe, głównie ślady żerowania organizmów: *Planolites beverleyensis* (Billings), *P. montanus* Richter, *Teichichnus rectus* Seilacher, *T. isp.*, *Bergaueria* isp. i *Cochlichnus* isp.

W profilu kambru dolnego najczęstszym typem litologicznym są pakiety nieregularnie przewarstwiających się piaskowców, mułowców i iłowców. Osiągają one miąższość przekraczającą 18 m. Miąższość przewarstwień piaskowcowych i mułowcowych jest bardzo zróżnicowana, najczęściej od 20 do 50 cm. We wspomnianych pakietach występują bardzo liczne skamieniałości śladowe: *Teichichnus rectus* Seilacher,

Planolites montanus Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Palaeophycus* isp., *Monocraterion* isp., *Bergaueria major* Palij, *Bilinichnus simplex* Fedonkin et Palij, *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Treptichnus bifurcus* Miller i *Skolithos bulbosus* Alpert.

W profilu kambru dolnego otworu Białopole IG 1, podobnie jak w innych profilach dolnokambryjskich regionu lubelskiego, występują pakiety piaskowców przewarstwiających się z mułowcami, w których osad jest całkowicie przerobiony przez organizmy. Występują tu bardzo liczne skamieniałości śladowe. Zespół ten cechuje monotony skład ichnotaksonomiczny i etologiczny. Są to domichnia filtratorów: *Diplocraterion parallelum* Torell, *Monocraterion* isp., *Skolithos linearis* Haldeman. Ponad pakietami piaskowcowo-mułowcowymi o charakterystycznie zmienionej przez organizmy strukturze zazwyczaj występują bardzo zwarte, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste o dużej miąższości. Są one przekątnie warstwowane w dużej skali lub warstwowane poziomo, ze sporadycznie występującymi wkładkami mułowców i iłowców.

Utwory kambru dolnego w otworze Białopole IG 1 nie mają dobrej dokumentacji biostratygraficznej opartej na faunie trylobitowej. Lendzion (1993) stwierdziła obecność w kambryjskiej sukcesji profilu Białopole IG 1 trylobita *Ellipsocephalus* sp., który ze względu na bardzo zły stan zachowania mogła z przybliżeniem oznaczyć jako *Ellipsocephalus* cf. *gripi* (Kautsky). Z sukcesji dolnokambryjskiej opisała również trylobity z rodzaju *Olenellus*. Na podstawie fauny trylobitowej autorka ta z przybliżeniem zaliczyła utwory ze wspomnianą fauną do kambru dolnego i poziomów *Holmia* i *Protolenus* (Lendzion, 1993).

W spągowej części dolnokambryjskiego profilu Białopole IG 1 występuje również charakterystyczny dla kambru dolnego (terenowy i oddział 2) zespół skamieniałości śladowych. Należą do niego przede wszystkim ichnogatunki *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Treptichnus triplex* Palij i *T. lublinensis* Paczeńska oraz *Trichophycus pedum* (Seilacher). Ostatni z wymienionych ichnogatunków oraz zespół skamieniałości śladowych

wymienionych wcześniej jest wskaźnikowy dla spągu najniższego kambru dolnego w całym lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (Paczeńska, 1996).

Kambr środkowy (~oddział 3)

Kambr środkowy (oddział 3) obejmuje odcinek profilu od głębokości 2239,5 do 2351,5 m. Jego przypuszczalna miąższość wynosi 112,0 m. Według próbek rdzeniowych spąg sukcesji środkowokambryjskiej znajduje się na głębokości 2351,1 m.

Dominującym typem litologicznym w środkowokambryjskim profilu otworu Białopole IG 1 są jasnoszare piaskowce drobnoziarniste przewarstwiające się z cienkimi warstwami iłowca lub mułowca. Występują w nich liczne skamieniałości śladowe: *Bergaueria major* Palij, *B.* isp., *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Teichichnus rectus* Seilacher, *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Skolithos* isp., *Monocraterion* isp. i *Rusophycus* isp. W piaskowcu drobnoziarnistym występują liczne drobne konkretne piryty oraz pojedyncze ziarna kwarcu.

W środkowokambryjskim odcinku profilu występują również monotonne, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste ze sporadycznymi przewarstwieniami ciemnoszarego mułowca lub iłowca. Spotykane są w nich liczne konkretne piryty oraz nagromadzenia blaszek łuszczyków. Skamieniałości śladowe są sporadyczne, reprezentowane głównie przez jamki mieszkalne filtratorów *Bergaueria* isp. i *Monocraterion* isp.

Z powodu braku dokumentacji biostratygraficznej górną granicę kambru środkowego wyznaczono na podstawie pomiarów geofizyki otworowej, przy wykorzystaniu korelacji geofizycznej z innymi, reperowymi otworami wiertniczymi obszaru lubelskiego, w których granica ta ma odpowiednią dokumentację biostratygraficzną (Lendzion, 1993). Dolna granica kambru środkowego jest tożsama z wyznaczoną biostratygraficznie górną granicą kambru dolnego (Lendzion, 1993).

Magdalena SIKORSKA

PETROGRAFIA

Kambr dolny

Utwory dolnokambryjskie są reprezentowane przez osady terygeniczne o zmiennym wykształceniu litologicznym. Głównie są to warstwy piaskowców o dużej miąższości, z nieregularnie rozmieszczonymi przeławieniami, niekiedy kilkumetrowymi seriami iłowcowo-mułowcowymi, które dodatkowo zawierają cienkie wkładki piaskowcowe. Osady piaszczyste w dolnej części profilu mają barwy szare, a w samym spągu wyraźnie zielone od dużego nagromadzenia glaukonitu. Utwory mułowcowo-iłowcowe są szaroczarne. Wyżej piaskowce są szarozielone i pojawiają się w nich cienkie wkładki ilaste, zielone, niekiedy wiśniowe. Od ok. 2570 m do stropu kambru dolnego osady piaszczyste ponownie mają barwy szare,

mułowce ciemnoszare, a iłowce tylko czarne. W całym profilu licznie występują ślady niespokojnej sedymentacji i bioturbacje.

Mikroskopowe badania petrograficzne wykazały, że zgodnie ze zmodyfikowaną klasyfikacją Dotta (Pettijohn i in., 1972) piaskowce reprezentowane są głównie przez drobno- i bardzo drobnoziarniste arenity kwarcowe (w tym ortokwarcyty), sporadycznie przez waki kwarcowe i w jednym przypadku przez subarkozę. Ponadto stwierdzono obecność pyłowców ilastych i wapnistych oraz iłowców pylistych (fig. 12). Uziarnienie piaskowców określono na podstawie pomiaru średnicy maksymalnego ($d_{\max}$) i najczęstszego (d_{mf}) ziarna kwarcu. Wzajemny stosunek obu wielkości ($d_{\max}/d_{mf}$) świadczy o stopniu wysortowania materiału detrytycznego.

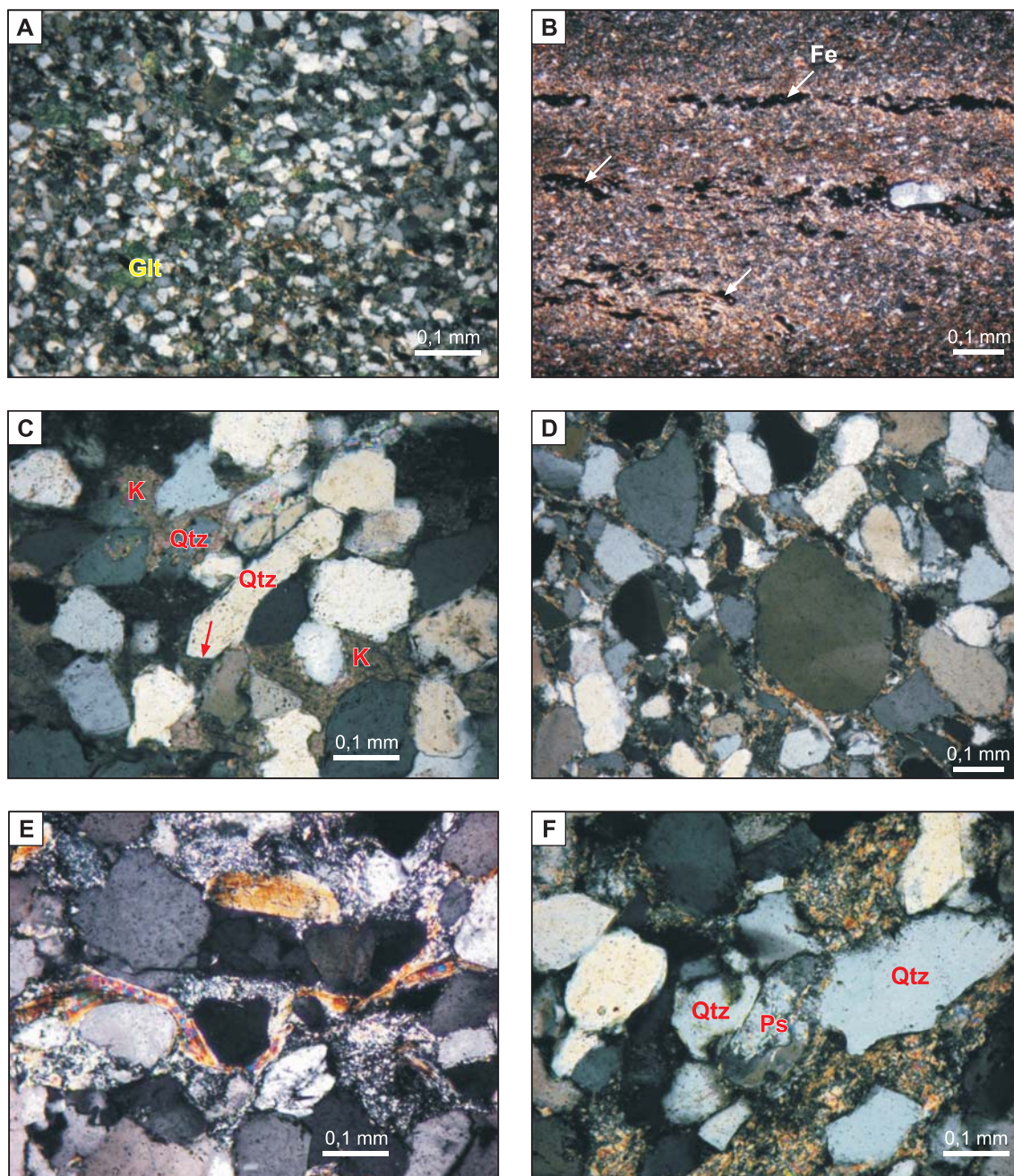


Fig. 12. Kambr dolny

A – pyłowiec ilasty, liczne zielone ziarna glaukonitu (Glt), głęb. 2380,0 m, PL, XP; **B** – ilowiec żelazisty, widoczne laminy wodorotlenków żelaza (Fe), głęb. 2717,7 m, PL, XP; **C** – arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty z cementem węglanowym (K) zastępującym ziarna kwarcu (Qtz), w centrum ziarno kwarcu z obwódką regeneracyjną o prostych ścianach (strzałka), głęb. 2354,7 m, PL, XP; **D** – arenit kwarcowy drobnoziarnisty, materiał detrytyczny obtoczony i źle wysortowany – inwersja teksturalna, głęb. 2687,3 m, PL, XP; **E** – waka kwarcowa drobnoziarnista, kompakcyjnie powyginane blaszki muskowitu, głęb. 2721,0 m, PL, XP; **F** – waka kwarcowa drobnoziarnista, w centrum, pomiędzy ziarnami kwarcu (Qtz), pseudomorfoza kwarcowa po skaleniu (Ps), głęb. 2721,0 m, PL, XP

Lower Cambrian

A – clayey siltstone, numerous green glauconite grains (Glt), depth 2380.0 m, PL, XP; **B** – ferruginous claystone, laminae of iron hydroxides (Fe) are visible, depth 2717.7 m PL, XP; **C** – very fine-grained quartz arenite with carbonate cement (K) replacing quartz grains (Qtz), in the centre: authigenic quartz overgrowth with straight edges (arrow), depth 2354.7 m, PL, XP; **D** – fine-grained quartz arenite, rounded and poorly sorted detrital material – textural inversion, depth 2687.3 m, PL, XP; **E** – fine-grained quartz wacke, muscovite flakes deformed due to compaction, depth 2721.0 m, PL, XP; **F** – fine-grained quartz wacke, in the centre: quartz pseudomorph after feldspar (Ps) between quartz grains (Qtz), depth 2721.0 m, PL, XP

Piaskowce są dojrzałe teksturalnie i mineralogicznie. Należą do czystych piaskowców o obtoczonych i półobtoczonych ziarnach i na ogół dobrze wysortowanym materiale okruchowym (średnia wartość stosunku $d_{\max}/d_{\min} = 3,8$). W kilku przypadkach stwierdzono inwersję teksturalną typu drugiego (*sensu* Folk, 1968), przejawiającą się dobrym obtoczeniem i jednocześnie złym wysortowaniem materiału okruchowego (fig. 12D). W piaskowcach średnia wielkość maksymalnego ziarna kwarcu w płytce cienkiej wynosi 0,58 mm, a najczęstsze 0,15 mm (tab. 4).

Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, którego średnia zawartość wynosi 83,0% obj. (maks. 99,7%). Skalenie występują w niewielkich ilościach, średnio 0,8% obj. (maks. 6,0%). Pierwotnie zawartość skaleni była większa, lecz część z nich została zsylikowana i obecna jest w postaci kwarcowych pseudomorfoz (fig. 12F). Łyszczyki w formie grubych pakietów, często powyginanych kompakcyjnie, występują w niewielkiej ilości (średnio 0,9% obj.) i są reprezentowane przez muskowit, rzadziej biotyt. W wapnistym arenicie kwarcowym (głęb. 2573,7 m) biotyt jest obecny w podwyższonej ilości (4,7% obj.). Zawartość okruchów skalnych jest śladowa, stwierdzono wśród nich czerty i kwarcyty. W wielu próbkach występuje rozproszony pirit.

Glaukonit jest obecny w przystopowym i przyspagowym odcinku profilu. Tworzy w skałach oddzielne, trawiastozielone ziarna, laminy, a niekiedy spoiwo. W części przyspagowej, wzbogaconej w fosforany, pojedyncze ziarna glaukonitu są sfosfatyzowane.

Spoiwo ilaste składa się głównie z detrytycznego illitu, a także z chlorytu i serycytu. Jego zawartość dochodzi w wachach do 37,4% obj. skały, w piaskowcach średnio wynosi 10,3% obj.

Cement w piaskowcach ma głównie postać regeneracyjnych obwódek kwarcowych wokół detrytycznych ziaren i w mniejszej lub większej ilości jest obecny we wszystkich arenitach. Węglany natomiast występują bardzo nierównomiernie. Ich zawartość waha się od zera do 34,4% obj. skały (średnio 3,0%).

Skład mineralny wyseparowanej frakcji ciężkiej (0,2–0,06 mm) badała pod mikroskopem optycznym Rydzewska (1974). Z prezentowanych danych liczbowych wynika, że frakcja ta zawiera dużo minerałów autigenicznych nieprzezroczystych, głównie piryty i wodorotlenków żelaza. Zawartość allogenicznego ilmenitu i magnetytu jest zwykle rzędu kilku procent, a w niektórych próbkach ich suma przekracza 10% obj. Wśród przezroczystych minerałów allogenicznych dominują cyrkon i rutyl, których średni udział we frakcji ciężkiej wynosi odpowiednio: 31,6 i 20,0% obj. W niewielkiej ilości występuje rutyl oraz śladowo korund, andaluzyt, spinel, tytanit. Obecny w znacznych ilościach anataz (maks. 16,6% obj.) jest produktem przeobrażeń minerałów Fe–Ti. Baryt również należy do składników autigenicznych.

Skały drobnoziarniste typu pyłowców i iłowców pylastych zawierają podobne jakościowo składniki jak piaskowce, lecz w odmiennych proporcjach. W dolnej części profilu, gdzie pojawiają się wkładki iłowców barwy wiśniowej, stwierdzono znaczne ilości wodorotlenków żelaza, których skupie-

nia rozkładają się zgodnie z laminacją iłowców (fig. 12B). Zielone zabarwienie w iłowcach może pochodzić od obecności rozdrobnionego biotytu i glaukonitu.

Kambr środkowy

Utwory środkowokambryjskie występują w profilu na głębokości 2239,5–2351,1 m. Są to osady terygeniczne, zdominowane przez jasnoszare piaskowce z licznymi nierównymi powierzchniami typu stylolitowego, pokrytymi ciemnym materiałem ilastym. Piaskowce są bardzo zwięzłe, z dużą liczbą spękań. W dolnej części profilu pojawiają się wkładki ciemnoszarych utworów mułowcowo-iłowcowych z bioturbacjami.

Mikroskopowe badania petrograficzne wykazały, że piaskowce reprezentowane są głównie przez drobno- i bardzo drobnoziarniste arenity kwarcowe (często typu ortokwarcytów), a sporadycznie przez bardzo drobnoziarniste waki kwarcowe (zmodyfikowana klasyfikacja Dotta; Pettijohn i in., 1972). Badane piaskowce charakteryzuje wysoki stopień dojrzałości mineralogicznej i teksturalnej. W profilu stwierdzono ponadto obecność pyłowców ilastych i ilasto-wapnistych.

Uziarnienie piaskowców kambru środkowego jest tylko nieco drobniejsze niż w opisanych piaskowcach dolnokambryjskich. Średnie wielkości najczęstszego ziarna kwarcu ($d_{\min}$) są identyczne: 0,15 mm, natomiast mniejsza jest średnia wielkość maksymalnego ziarna ($d_{\max}$) i wynosi 0,50 mm (maks. 1,08 mm). Ponadto piaskowce te charakteryzują się trochę lepszym wysortowaniem: średnia wartość stosunku $d_{\max}/d_{\min} = 3,3$ (tab. 5). Większość ziaren jest bardzo dobrze obtoczona. Na głębokości 2278–2288 m obserwuje się złe lub bimodalne wysortowanie, co w połączeniu z bardzo dobrym obtoczeniem świadczy o inwersji teksturalnej (*sensu* Folk, 1968), typowej dla środowisk sedimentacji o wyjątkowo wysokiej energii wód.

Piaskowce środkowokambryjskie reprezentowane są głównie przez drobnoziarniste arenity kwarcowe, rzadziej średnio- lub bardzo drobnoziarniste. Skały te, z uwagi na zawartość kwarcu dochodzącą do 100% obj. (ziarna plus cement kwarcowy), często należą do ortokwarcytów (tab. 5). Średni udział kwarcu w badanych arenitach wynosi 96,0% obj. skały. Tylko w jednej próbce stwierdzono śladowe ilości skaleni. Niewiele więcej występuje łyszczyków, minerałów akcesorycznych czy okruchów skalnych. Zwraca uwagę zupełny brak glaukonitu. Wyróżniająca się próbka pochodząca ze spagu kambru środkowego (głęb. 2350,8 m) zawiera 10,9% obj. fosfoklastów. Są to tocznie fosforytowe i fosforytowo-ilaste.

Rolę spoiwa spełniają cement kwarcowy w postaci regeneracyjnych obwódek na ziarnach kwarcu (fig. 13C, D) oraz, w mniejszym stopniu, węglany w formie poikilitowych skupień (fig. 13E), a także minerały ilaste (średnia zawartość w piaskowcach 1,1% obj.). Część minerałów ilastych jest pochodzenia detrytycznego, a część diagenetycznego. W szczelinach oraz porach obserwuje się nagromadzenia autigenicznego kaolinitu (fig. 13C, D). Badania w skaningowym mikroskopie elektronowym ujawniły obecność diagenetycznego illitu w postaci bardzo cienkich włókien tworzących

Tabela 4

Uziarnienie i skład mineralny skał kambru dolnego (% obj.)
Grain size and mineral composition of Lower Cambrian rocks (% vol.)

Głębokość [m]	Nr próbki	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno kwarcu d_{max} [mm]	Największe ziarno kwarcu d_{mf} [mm]	d_{mf}	Kwarc	Skalenie	Łyszczyki	Min. akcesoryczne	Glaukonit	Min. ilaste	Uwodnione tlenki Fe	Węglany	Siarczany	Fosforany	Subst. organiczna	Okrucy skał
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
2351,2	30/57	pyłowiec ilasty	0,28	0,06	5,6												
2354,7	31/58	arenit kwarcowy b.dr.	0,52	0,12	4,3	77,7	0,0	2,0	0,7	0,0	8,3	0,0	11,3	0,0	0,0	0,0	+
2358,0	32/61	arenit kwarcowy dr.	0,32	0,13	2,5												
2361,0	33/65	arenit kwarcowy dr.	0,28	0,14	2,0												
2365,0	34/66	waka kwarcowa b.dr.	0,22	0,08	2,8	71,1	3,2	1,9	1,3	0,6	21,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,3
2368,5	35/68	arenit kwarcowy b.dr.	0,22	0,06	3,7	86,7	0,7	0,7	1,3	0,3	4,0	0,0	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0
2377,0	36/69	arenit kwarcowy b.dr.	0,58	0,12	4,8												
2380,0	37/70	pyłowiec ilasty	0,30	0,05	6,0	56,0	1,0	1,3	2,3	8,7	30,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
2386,0	38/71	pyłowiec ilasty	0,15	0,03	5,0												
2393,0	39/73	pyłowiec ilasty	0,10	0,03	3,3												
2398,1	40/76	skarbonatyzowany pyłowiec	0,10	0,04	2,5	42,0	0,3	2,3	1,7	2,0	15,7	0,0	36,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2403,4	41/79	iłowiec pylasty	0,17	0,04	4,2												
2408,1	42/82	pyłowiec ilasty	0,18	0,05	3,6												
2414,0	43/84	iłowiec pylasty	0,17	0,05	3,4	36,7	2,7	3,0	2,3	1,3	53,4	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0
2417,7	44/86	iłowiec pylasty	0,17	0,05	3,4												
2423,6	45/88	pyłowiec ilasty	0,67	0,05	13,4												
2430,5	46/89	iłowiec pylasty	0,35	0,04	8,8												
2433,0	47/92	iłowiec pylasty	0,22	0,04	5,5												
2435,4	48/93	wapnisty pyłowiec kwarcowy	0,15	0,05	3,0	69,7	1,0	1,0	2,3	0,3	13,7	0,0	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2439,7	49/94	arenit kwarcowy b.dr.	0,30	0,08	3,8												
2445,3	50/97	subarkoza b.dr.	0,17	0,08	2,1	80,6	6,0	0,7	0,3	0,0	9,7	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0
2452,2	51/99	pyłowiec ilasty	0,15	0,05	3,0												
2455,4	52/103	pyłowiec ilasty	0,30	0,04	7,5	39,0	3,7	4,0	4,3	0,3	48,1	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0

Tabela 4 cd.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	2462,4	53/104	pyłowiec ilasty	0,08	0,04	2,0												
	2466,8	54/106	pyłowiec ilasty	0,10	0,05	2,0												
	2470,8	55/109	pyłowiec ilasty	0,10	0,05	2,0	67,0	4,3	2,3	0,7	0,0	9,0	0,0	16,7	0,0	0,0	0,0	0,0
	2484,4	57/114	arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,80	0,20	4,0												
	2488,6	58/116	arenit kwarcowy śr. (ortokw.)	0,05	0,25	2,6	98,4	0,0	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	2493,8	59/119	arenit kwarcowy śr. (ortokw.)	2,20	0,28	7,8	99,7	0,0	0,0	0,3	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	2503,1	61/124	arenit kwarcowy b.dr.	0,48	0,10	4,5	87,7	0,0	2,0	0,3	0,0	9,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	2510,1	62/125	arenit kwarcowy b.dr.	0,42	0,10	4,2												
	2515,8	63/126	arenit kwarcowy b.dr.	0,25	0,08	3,1	84,5	1,0	2,3	0,3	0,3	11,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	2520,0	64/130	arenit kwarcowy dr.	0,57	0,16	3,6												
	2527,0	65/136	arenit kwarcowy śr.	0,52	0,25	2,1	87,7	0,0	0,7	0,3	0,0	11,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+
	2532,2	66/140	arenit kwarcowy dr.	0,73	0,18	4,1												
	2539,0	67/142	arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	3,52	0,22	16,0	99,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	2544,2	68/145	arenit kwarcowy b.dr.	0,75	0,12	6,2												
	2550,2	69/149	arenit kwarcowy b.dr.	0,45	0,11	4,1	94,0	0,0	0,3	0,7	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	2555,0	70/152	arenit kwarcowy b.dr.	0,38	0,11	3,4												
	2558,5	71/156	arenit kwarcowy b.dr.	0,38	0,10	3,8												
	2564,5	72/157	arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,87	0,13	6,7	98,4	0,0	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	+
	2569,9	73/161	arenit kwarcowy b.dr.	0,20	0,09	2,2												
	2573,7	74/165	wapnisty arenit kwarcowy b.dr.	0,20	0,07	2,8	63,0	1,3	4,7	1,3	0,0	12,0	0,0	17,7	0,0	0,0	0,0	0,0
	2581,8	75/167	arenit kwarcowy b.dr.	0,45	0,12	3,8												
	2588,3	76/171	waka kwarцова b.dr.	0,32	0,10	3,2	80,0	0,3	0,7	0,7	0,7	16,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,3
	2593,3	77/173	arenit kwarcowy b.dr.	0,20	0,06	3,3												
	2596,1	78/175	ilowiec pyłasty	0,13	0,05	2,6												
	2601,1	79/179	waka kwarцова b.dr.	0,32	0,10	3,2	77,7	0,3	1,0	0,3	0,0	20,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	2605,5	80/181	arenit kwarcowy b.dr.	0,25	0,11	2,3												
	2610,5	81/182	arenit kwarcowy b.dr. (ortokw.)	0,35	0,07	5,0	96,4	1,0	0,3	0,7	0,0	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3
	2616,4	82/185	arenit kwarcowy b.dr.	0,23	0,07	3,3												
	2619,4	83/188	arenit kwarcowy b.dr.	0,48	0,12	4,0												

Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
2623,5	84/190	arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,45	0,13	3,5	98,1	0,3	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
2627,4	85/193	waka kwarcowa b.dr.	0,45	0,11	4,1	69,0	0,3	2,0	1,7	0,0	26,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
2634,5	86/196	waka kwarcowa b.dr.	0,30	0,10	3,0												
2638,6	87/201	arenit kwarcowy b.dr.	0,28	0,09	3,1	90,7	0,3	0,3	0,7	0,0	7,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7
2645,3	88/204	arenit kwarcowy dr.	0,45	0,17	2,6												
2654,8	90/210	waka kwarcowa b.dr.	0,27	0,09	3,0	54,0	2,3	2,7	1,7	0,0	37,4	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0
2664,3	92/214	arenit kwarcowy dr.	0,45	0,16	2,8												
2668,6	93/216	arenit kwarcowy dr.	0,50	0,15	3,3	90,4	0,3	0,3	0,3	0,0	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
2673,2	94/218	arenit kwarcowy dr.	0,50	0,15	3,3												
2679,9	95/220	pyłowiec ilasty	0,25	0,05	5,0	49,3	3,7	3,0	1,0	0,3	42,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2683,2	96/222	arenit kwarcowy dr.	0,50	0,14	3,6												
2687,3	97/224	arenit kwarcowy dr.	0,93	0,17	5,5												
2692,3	98/225	arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,90	0,22	4,1	98,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
2697,8	99/227	waka kwarcowa b.dr.	0,32	0,09	3,6	59,3	0,7	1,0	3,0	0,0	36,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+
2702,4	100/230	arenit kwarcowy dr.	0,70	0,15	4,7												
2707,7	101/232	arenit kwarcowy dr. (ortokw.)	0,62	0,22	2,8	98,7	0,0	+	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
2713,0	102/234	waka kwarcowa dr.	0,70	0,17	4,1												
2717,7	103/247	ilowiec żelazisty	0,30	0,01	30,0												
2721,0	104/244	waka kwarcowa dr.	0,50	0,13	3,8	65,3	0,7	2,7	1,3	0,0	29,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7
2726,1	105/247	arenit kwarcowy śr. (ortokw.)	0,58	0,25	2,3												
2730,8	106/251	arenit kwarcowy śr.	0,75	0,25	3,0												
2736,0	107/254	arenit kwarcowy dr.	0,52	0,20	2,6	88,3	2,7	0,7	1,0	0,3	4,3	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	+
2742,0	108/256	pyłowiec ilasty	0,17	0,03	5,7												
2792,5	114/262	skarbonatyzowany arenit kwarcowy śr.	1,10	0,30	3,7	56,0	0,3	0,0	0,7	7,3	0,0	0,0	34,4	0,3	0,7	0,0	0,3
2804,6	116/265	arenit kwarcowy śr.	0,75	0,25	3,0	71,6	+	0,0	2,0	10,7	11,7	0,0	2,7	0,3	0,7	0,0	0,3
2808,6	117/267	arenit kwarcowy dr.	1,18	0,20	5,9												
2812,0	118/268	arenit kwarcowy śr.	0,62	0,25	2,5	84,3	0,0	0,3	0,7	7,0	4,0	0,0	3,7	0,0	+	0,0	0,0

b.dr. – bardzo drobnopiezarnisty, dr. – drobnopiezarnisty, śr. – średniopiezarnisty, ortokw. – ortokwarcyt
very fine-grained, fine-grained, medium-grained, orthoquartzite

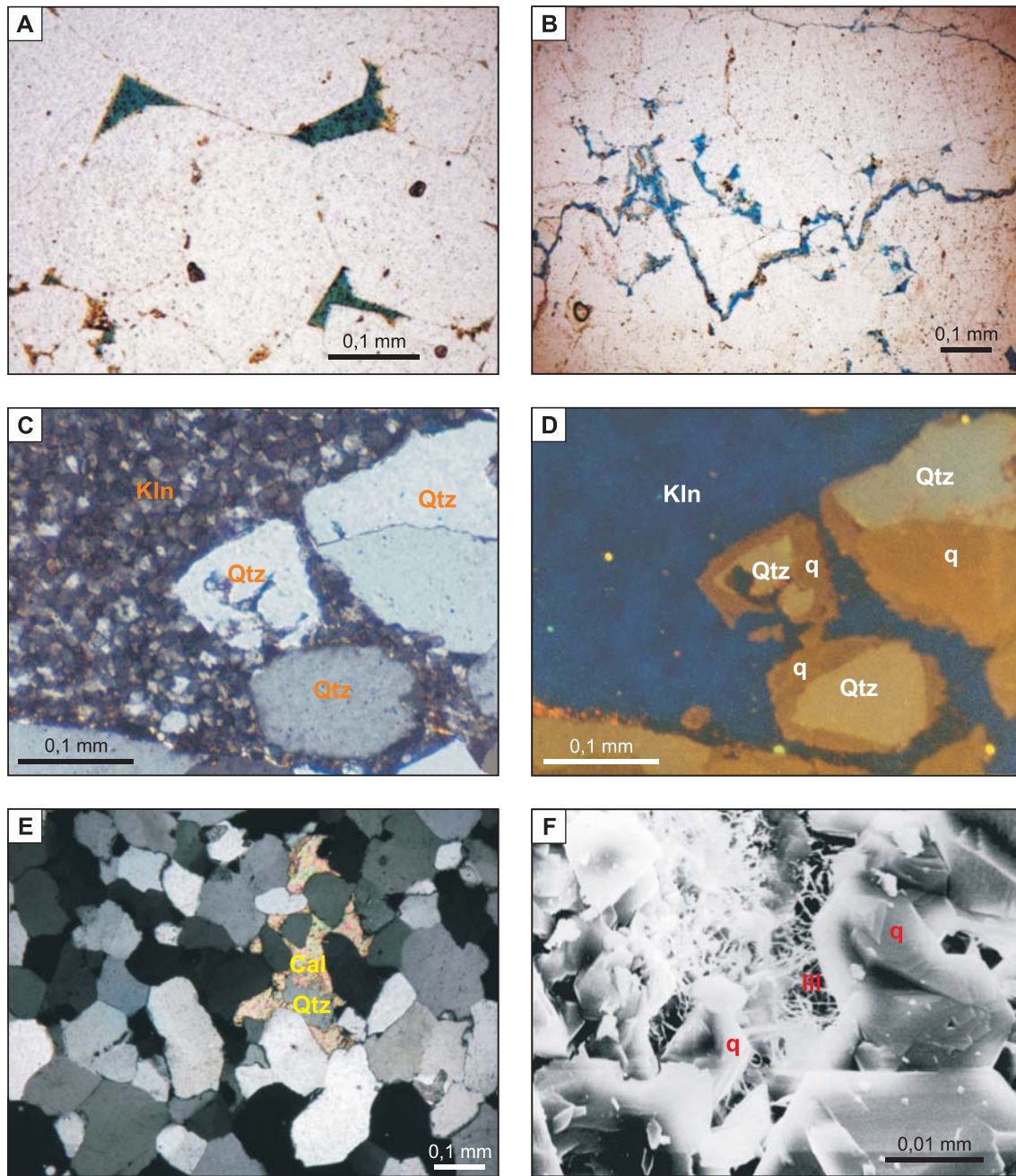


Fig. 13. Kambr środkowy

A – arenit kwarcowy drobnziarnisty (ortokwarcyt), pory (niebieska barwa żywicy) o prostych ścianach utworzonych w wyniku niecałkowitego wypełnienia przestrzeni międzyziarnowych regeneracyjnym kwarcem, głęb. 2292,9 m, PL; B – arenit kwarcowy drobnziarnisty (ortokwarcyt), szew mikrostylolitowy, spękania i pory wypełnione niebieską żywicą, głęb. 2292,9 m, PL; C, D – arenit kwarcowy drobnziarnisty (ortokwarcyt), szczelina wypełniona kaolinitem (Kln), głęb. 2292,9 m. W katodoluminescencji kaolinit ma niebieską barwę, na detrytycznych ziarnach kwarcu (Qtz) widoczne są regeneracyjne obwódki (q). C – PL, XP, D – CL; E – arenit kwarcowy średnioziarnisty (ortokwarcyt), poikilitowe skupienie cementu kalcytowego (Cal), w centrum ziarno kwarcu (Qtz) częściowo zastąpione kalcytem, głęb. 2249,0 m, PL, XP; F – arenit kwarcowy drobnziarnisty (ortokwarcyt), illit autigeniczny (Ill) i cement kwarcowy (q) w przestrzeni międzyziarnowej, głęb. 2316,2 m, SEM

Middle Cambrian

A – fine-grained quartz arenite (orthoquartzite), angular pores (filled with blue epoxy) formed due to the incomplete filling of intergranular space with quartz overgrowths, depth 2292.9 m, PL; B – fine-grained quartz arenite (orthoquartzite), microstylolite suture, fractures and pores filled with blue epoxy, depth 2292.9 m, PL; C, D – fine-grained quartz arenite (orthoquartzite), fracture filled with kaolinite (Kln), depth 2292.9 m. CL image (D): kaolinite shows blue luminescence colour and quartz overgrowths (q) are visible on detrital quartz grains (Qtz). C – PL, XP, D – CL; E – medium-grained quartz arenite (orthoquartzite), poikilitic calcite cement (Cal), quartz grain (Qtz) partly replaced by calcite is visible in the centre, depth 2249.0 m, PL, XP; F – fine-grained quartz arenite (orthoquartzite), authigenic illite (Ill) and quartz cement (q) within intergranular space, depth 2316.2 m, SEM

składniki ziarnowe skały (glaukonit, kwarc, skalenie). Część ziaren kwarcu ma charakterystyczne, skorodowane brzegi (fig. 12C, 13E). Cementacja węglanowa jest późniejsza od kwarcowej, co widać, gdy proste ściany autigenicznych obwódek kwarcowych otoczone są kalcytem (fig. 12C).

Cement pirytowy pojawia się sporadycznie, ale bywa, że tworzy poikilitowe skupienia o kulistym kształcie, z zamkniętymi wewnątrz ziarnami kwarcu. Wśród minerałów au-

tigenicznych istotny udział ma glaukonit, który tworzy odrębne ziarna, czasem laminy, a nawet spoiwo skały. Kaolinit pochodzenia diagenetycznego wypełnia mikroszczeliny, drobne pory oraz często towarzyszy szwom mikrostylolitowym. Ponadto obserwuje się, głównie w dolnej części profilu, procesy diagenetyczne takie jak: chlorytacja, serycytacja i fosfatyacja.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W omawianym otworze wiertniczym utwory ordowiku według pomiarów geofizyki otworowej wyróżniono w interwale głębokościowym 2126,5–2239,5 m. Ich miąższość wynosi 113,0 m. Utwory te zostały odwiercone jedynie z fragmentarycznym poborem prób rdzeniowych i z tego powodu głębokości występowania utworów poszczególnych jednostek stratygraficznych można było określić jedynie pośrednio, na podstawie interpretacji pomiarów geofizyki otworowej.

Zakresem rdzeniowania objęto w sumie fragment profilu o łącznej długości 28,6 m, który stanowił około 23% całkowitej miąższości sekwencji ordowickiej. Z odcinków profilu zgłębnionych pełnordzeniowo dysponowano łącznie 24,1 m rdzenia. Próbkę rdzeniową pobrano głównie z utworów tremadoku w liczbie 6 marszy rdzeniowych z interwałów 2213,7–2216,3; 2217,7–2218,6 i 2222,7–2240,4 m; natomiast z utworów potremadockich (karadok) skalny materiał rdzeniowy uzyskano tylko z jednego odcinka rdzeniowanego (głęb. 2174,7–2180,7 m).

W profilu ordowiku reprezentowane są tu utwory od dolnego tremadoku po dolny aszgil (kat) (Cymerman i in., 2008).

Tremadok (tremadok)

Do tremadoku zaliczono kompleks utworów silikoklastycznych występujący w interwale głębokości 2210,0–2239,5 m. Zalega on zapewne, podobnie jak w innych profilach tego regionu, niezgodnie na piaskowcowo-ilastych utworach kambru środkowego (Lendzion i in., 1979; Modliński, Szymański, 2007, 2008, 2010).

Zapis litologiczny tremadoku tworzy jakościowo dwudzielna sekwencja skał silikoklastycznych (Szymański, 1990) o różnej kategorii wielkościowej ziaren. Są to: w dolnej części sekwencji mułowce i ilowce bitumiczne, szare i ciemnoszare, natomiast w części górnej – oligomiktyczne piaskowce kwarcowe. Jakościowe spektrum skał grupy piaskowców jest reprezentowane przez piaskowce kwarcowe drobno- i średnioziarniste o charakterze arenitów kwarcowych i odmian przejś-

ciowych do grupy wak. Zdecydowana ich większość to skały o zwartym szkielecie ziarnowym, dojrzałe mineralogicznie i teksturalnie, częściowo o spoiwie krzemionkowym, zwarte, szare i jasnoszare ze sporadycznymi nieregularnymi skupieniami pirytu o średnicy 1–2 mm.

Z korelacji litologicznej i geofizycznej z profilami sąsiednich otworów wiertniczych oraz profilami strefy Biłgoraj–Narol można wnioskować, że są to utwory dolnego tremadoku, odpowiadającego regionalnemu piętru bałtyckiemu pakerort. W strefie Biłgoraj–Narol ekwiwalentem litostratygraficznym omawianego kompleksu jest formacja piaskowców i ilowców z Biłgoraja (Modliński, Szymański, 2005), przy czym obecne są tu ekwiwalenty zarówno jej dolnej części (ogniwo piaskowców z Frampola), jak i górnej (ogniwo ilowców i mułowców z Goraja).

Flo-daping (arenig)

Na podstawie korelacji geofizycznej z innymi profilami regionu lubelskiego utwory arenigu w profilu Białopole IG 1 można wyróżnić na głębokości 2206,0–2210,0 m. Są to utwory niższej części formacji wapieni Uherki (Modliński, 1984). W dole tego interwału (głęb. 2208,0–2210,0 m) na wykresach pomiarów geofizycznych zaznacza się charakterystyczna, wąska anomalia wysokiego natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG). Odpowiada ona zapewne pakietowi glaukonitytu, przechodzącego ku górze w wapienie z glaukonitem. Człon glaukonitowo-węglanowy profilu można odnieść do arenigu dolnego, odpowiadającego regionalnemu piętru bałtyckiemu latorp. Wyżej, na głębokości 2206,0–2208,0 m według pomiarów geofizycznych i próbek okruszowych występują brunatnoczerwone wapienie i wapienie margliste, odpowiadające arenigowi górnemu, równowiekowemu regionalnemu piętru bałtyckiemu volkhov.

Utwory arenigu w profilu Białopole IG 1, podobnie jak w innych profilach regionu lubelskiego (Modliński, Szymański, 2007, 2008, 2010), zalegają zapewne z wyraźną niezgodnością i hiatusem stratygraficznym na utworach tremadoku dolnego.

Darriwil (lanwirn)

Utwory lanwiru zostały wyróżnione w interwale głębokościowym 2191,5–2206,0 m, a więc osiągają miąższość 14,5 m i są reprezentowane przez środkową część osadów formacji wapieni Uherki, wykształconą głównie w postaci wapieni organodetrytycznych. Korelacja geofizyczna z innymi profilami tego regionu sugeruje, że utwory z głębokości 2198,0–2206,0 m odpowiadają bałtyckim piętrům od kunda po lasnamägi, natomiast wapienie z głębokości 2191,5–2198,0 m prawdopodobnie można odnieść do piętra uhaku.

Niższy sandb–kat (karadok)

Utwory karadoku wyróżniono na głębokości 2131,5–2191,5 m, a ich sekwencja obejmuje najwyższą część formacji wapieni Uherki (głęb. 2188,5–2191,5 m) oraz formację iłowców Udała (głęb. 2131,5–2188,5 m).

Najwyższa część formacji wapieni Uherki jest korelowana z najniższym karadokiem, odpowiadającym bałtyckiemu piętru kukruse, a reprezentowana jest przez wapienie organodetrytyczne i margliste z przerostami iłowców.

Formację iłowców Udała budują iłowce ciemnoszare i szare, z nielicznymi wkładkami mułowców, margli i wapieni marglistych.

tych. Z utworów tej formacji na głębokości 2174,7–2180,7 m pobrano próbki rdzeniowe, w których stwierdzono następujący zespół fauny: *Paterula bohémica* Barrande, *P. cf. portlocki* (Geinitz), *Howellites cf. wesenbergensis* (Alikhova), *Sowerbyella* sp., *Pseudolingula* sp., *Hisingerella* (?) sp., *Rafiniquina* sp., *Tretaspis* sp., *Climacograptus* sp. i *Dendrograptus* sp. Zespół ten nie zawiera form przewodnich, ale wskazuje na obecność części karadoku, odpowiadającej bałtyckim piętrům oandu–rakvere.

Wyższy kat (aszgil)

Najwyższa część profilu ordowiku jest reprezentowana przez utwory formacji wapieni z Kodeńca, występujących według pomiarów geofizycznych na głębokości 2126,5–2131,5 m. Na wykresach pomiarów geofizycznych utwory tej jednostki charakteryzują się wyraźnie niższym natężeniem naturalnego promieniowania gamma niż utwory niżej leżącej formacji iłowców Udała czy występujących wyżej utworów ilastych syluru. Formacja wapieni z Kodeńca jest zaliczana w zasadzie do aszgilu dolnego, równowiekowego z bałtyckim piętrēm pirgu (Modliński, 1984), a wykształcona w postaci szarych i brunatnoczerwonych wapieni marglistych i organodetrytycznych z wkładkami margli i iłowców.

SYLUR

Henryk TOMCZYK, **Teresa PODHALAŃSKA**

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Podstawowym źródłem informacji dotyczących utworów syluru w profilu otworu wiertniczego Białopole IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny oraz opracowanie syluru przedstawione w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1971). Zaproponowana wówczas stratygrafia syluru nie uległa do tej pory dokładnej rewizji. W niniejszym opracowaniu przedstawiono wydzielenia ?litostratygraficzne wraz z ich chronostratygraficzną interpretacją, zaproponowane przez Tomczyka (1971). Podkreślono ich nieformalny charakter. Jednostki te („warstwy”) nie mają jasnych i jednoznacznych kryteriów, na których podstawie zostały wydzielone. Istnieje konieczność wykorzystania nowych wyników badań dla ustalenia formalnej litostratygrafii syluru na obszarze Podlasia i Lubelszczyzny. Propozycję nowego podziału litostratygraficznego syluru obszaru podlaskiego i lubelskiego przedstawili w formie opracowania archiwalnego Modliński, Podhalańska i Szymański (2009).

Nieformalny podział syluru był stosowany przez H. Tomczyka konsekwentnie w licznych opracowywanych przez niego profilach wiercen nie tylko obszaru lubelskiego, ale obniżenia podlaskiego i obniżenia bałtyckiego. Wiek jednostek litostratygraficznych i głębokości granic jednostek chronostratygraficznych należy uznać za umowne i przybliżone ze względu na niewielki zakres rdzeniowania oraz częsty brak dokumentacji paleontologicznej.

Wprowadzono zmiany w chronostratygrafii polegające na rezygnacji z wydzielonego przez H. Tomczyka nieformalnego piętra podlasie. Wydzielenie i rozdzielenie niektórych formalnych jednostek chronostratygraficznych w randze pięter nie było możliwe ze względu na niewielki stopień rdzeniowania otworu i niewystarczającą dokumentację paleontologiczną.

W profilu otworu Białopole IG 1 w ciągłości sedimentacyjnej z najniższym dewonem występują utwory sylurskie o miąższości 539,0 m. Profil syluru jest tu reprezentowany przez utwory głównie ilaste rzadziej mułowcowe z podrzędnymi wkładkami wapieni. Udokumentowano utwory wenloku, ludlowu i przydolu. Dolny sylur, landower, nie jest tu reprezentowany. Utwory wenloku kontaktują z górnym ordowikiem. Na sylurze górnym (przydolu) leżą natomiast utwory dewonu dolnego. Zakres rdzeniowania syluru był niewielki i wyniósł 10%. Spowodowało to braki w dokumentacji paleontologicznej opartej na graptolitach i niemożność ustalenia dokładniej biostratygrafii oraz pewnych granic jednostek chronostratygraficznych.

Wenlok

Utwory wenloku występują bezpośrednio na utworach górnego ordowiku. Według rdzenia spąg wenloku i syluru występuje na głębokości 2131,5 m. Górna granica wenloku jest przybliżona; przyjęto ją umownie na głębokości 2089,1 m, powyżej utworów zawierających górnovenlockiego graptolita *Gothograptus nassa* (Holm). Wenlok wykształcony jest jako iłowce szare laminowane i łupkowate, zawierające liczne wkładki wapieni. Dominującą grupą skamieniałości w nielicznych odcinkach rdzeniowanych są graptolity. W próbkach rdzeniowych z głębokości 2128,0–2131,5 m (łącznie 2 m rdzenia) H. Tomczyk stwierdził obecność licznych zespołów graptolitów, wskaźnikowych i charakterystycznych dla niższego wenloku. W ciemnoszarych iłowcach autor ten stwierdził następujący zespół: *Cyrtograptus* sp., *Cyrtograptus* cf. *murchisoni bohemicus* Bouček, *Monoclimacis vomerina* (Nicholson), *Monograptus priodon* (Bronn) oraz fragmenty retiolitów, dokumentując poziom *Cyrtograptus murchisoni* niższego sheinwoodu. W stropie wspomnianego marszu H. Tomczyk stwierdził liczne *Monograptus riccartonensis* Lapworth, *Streptograptus antennularius* (Meneghini) i *Monograptus cultellus* Törnquist. Graptolity te wskazują na poziomy *riccartonensis* i ?*antennularius* sheinwoodu.

Wyższa część profilu od głębokości 2115,0 do 2128,0 m nie była rdzeniowana. Na podstawie próbek okruszowych i pomiarów geofizycznych występują tu iłowce margliste z wkładkami wapieni marglistych. W próbkach okruszowych występują drobne pokruszone szczątki graptolitów. Utwory te uznane zostały przez H. Tomczyka za dolnowenlockie.

Niewątpliwe utwory wenloku zostały udokumentowane w częściowo rdzeniowanym odcinku profilu na głębokości 2092,5–2095,3 m. Stwierdzono tu występowanie licznych graptolitów: *Monograptus flemingi* (Salter), *Monoclimacis hemipristis* (Meneghini), *Pristiograptus* sp. oraz *Gothograptus* cf. *nassa* (Holm), typowych dla stropu „górných warstw pasłęckich, tj. dla stropu wenloku” (Tomczyk, 1971). Wymienione graptolity, poza *Gothograptus nassa* (Holm), wskaźnikowym dla poziomu *Gothograptus nassa* wyższego homeru, mają szerszy zasięg stratygraficzny. Oprócz graptolitów występują tu trylobity i ramienionogi.

Ludlow

Według dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1971) granica między wenlokiem i ludlowem została wyznaczona na głębokości 2092,5 m w obrębie rdzeniowanego fragmentu profilu w dolnej części utworów z *Gothograptus* cf. *nassa* (Holm). Obecnie jednak granicę wenlok/ludlow wyznacza

spąg poziomu *Neodiversograptus nilssoni* (Koreń i in., 1996, Urbanek, Teller, 1997; Melchin i in., 2004). Utwory ludlowu są tu dość dobrze udokumentowane i występują na głębokości ?1830,0–?2089,1 m.

Tomczyk (1971) wyróżnił od dołu:

- ludlow dolny na głębokości 2020,0–2092,5 m, w którym wydzielił „warstwy mielnickie dolne” (głęb. 2058,0–2092,5 m) oraz „warstwy mielnickie górne” (głęb. ok. 2020,0–2058,0 m);
- ludlow górny na głębokości 1830,0–2020,0 m, w których wydzielił „warstwy siedleckie dolne” (głęb. 1969,5–2020,0 m) „warstwy siedleckie środkowe” (głęb. 1948,0–1969,5 m) „warstwy siedleckie górne” (głęb. 1830,0–1948,0 m).

Ludlow w profilu Białopole IG 1 wykształcony jest głównie jako iłowce szare, miejscami margliste, z podrzędnymi wkładkami wapieni marglistych. W osadach tych licznie występuje fauna graptolitów. Ze względu jednak na niewielki procent rdzeniowania profilu dokumentacja paleontologiczna ludlowu jest uboga.

W najmłodszych osadach ludlowu („ludlow górny”, „warstwy siedleckie górne” wg H. Tomczyka), w najwyższym rdzeniowanym odcinku profilu na głębokości 1895,9–1902,2 m wspomniany autor oznaczył *Monograptus formosus* Bouček, wskaźnikowy gatunek najmłodszego poziomu ludfordu i jednocześnie ludlowu (Koreń i in., 1996). W tym samym, 6-metrowym rdzeniowanym odcinku profilu cytowane są między innymi *Linograptus posthumus* (Richter) oraz *Pristiograptus* cf. *dubius* (Suess).

Przydol

Powyżej „warstw siedleckich górnych”, których wiek H. Tomczyk określał na górny ludlow, na głębokości 1592,0–?1830,0 m autor ten wydzielił jednostkę stratygraficzną „podlasie”. Podobnie, jak w przypadku innych wydzieleni jest to nieformalna, lokalna jednostka. W jej obrębie wyróżnił on „warstwy podlaskie górne” oraz „warstwy podlaskie dolne”. Są to nieformalne jednostki (?litostratygraficzne). W niższej części wspomnianego interwału głębokościowego („warstwy podlaskie dolne” sensu H. Tomczyk) występują iłowce szare, słabo margliste, z fauną graptolitów, głowonogów i nielicznych małży. W wyższej części („warstwy podlaskie górne”), także w iłowcach szarych, słabo marglistych H. Tomczyk cytuje obecność fauny bentosowej: małży *Modiolopsis* sp., *Lunulicardium* sp., *Nuculites* sp., trylobitów *Acastella* sp., a także wielkoraków i ryb pancernych. Utwory te ze względu na charakter i skład fauny reprezentują przydol. Powyżej utworów zaliczanych do przydolu występują utwory dewonu dolnego.

DEWON

Lech MIŁACZEWSKI

LITOSTRATYGRAFIA

W otworze Białopole IG 1 przewiercono jedynie dolny oddział systemu dewońskiego. Utwory dewonu środkowego i górnego uległy całkowicie przedwizeńskiej erozji. Także znaczna część profilu dewonu dolnego została zerodowana. W rezultacie na pstrych, terygenicznych utworach dewonu leżą bezpośrednio utwory wizenu. Podobny profil posiada również pobliski, położony na zachód, otwór Łopiennik IG 1 oraz otwór Górnictwa Naftowego – Małochwiej 1, a także nieco odleglejsze otwory: Małochwiej 2 i Izbica IG 1. Natomiast w nieodległym, położonym na północ, otworze Chełm IG 1 przewiercono pod wizenem niewielki fragment profilu najniższego dewonu, spoczywający zgodnie na sylurze. Najniższy dewon dolny w tym otworze został pierwotnie, zgodnie z ówczesnymi standardami granicy sylur/dewon, zaliczony do syluru (Teller, 1960), co później zostało poddane rewizji (Teller, 1997).

Utwory dewonu środkowego pod karbonem nawiercono w otworze Ruskie Piaski IG 2, położonym na południe od Zamścia.

Dewon górny pod karbonem napotkano w otworach Terebin IG 5, Hrubieszów IG 1 i IG 2 oraz Strzelce IG 1 i IG 2, położonych w pobliżu Hrubieszowa, a także w wielu innych otworach usytuowanych na południe od Hrubieszowa.

W profilu utworów dolnodewońskich w otworze Białopole IG 1 wyróżniają się trzy kompleksy litologiczne, stanowiące podstawowe jednostki podziału litostratygraficznego dewonu dolnego na obszarze radomsko-lubelskim – wydzielone na całym tym obszarze i skorelowane ze sobą za pomocą metod geofizyki otworowej. Są to jednostki formalne (Miłaczewski, 1981). Od dołu ku górze profilu występują:

- formacja sycyńska – poprzednia nazwa nieformalna: seria ilasta najniższa;
- formacja czarnoleska – poprzednia nazwa nieformalna: seria mułowcowo-piaszczysta szara;
- formacja zwoleńska – poprzednia nazwa nazwa nieformalna: seria old redu.

Formacja sycyńska

Formację stanowią głównie ciemnoszare iłowce, niekiedy margliste lub dolomityczne, zawierające cienie (od 1 do 0,5 m), soczewkowate przewarstwienia wapieni organodetrytycznych (biorudyty i bioarenity) i wapieni mikrytowych. W formacji występuje obfita fauna, zarówno bentoniczna, jak planktoniczna i nektoniczna. Formacja swym habitusem litologicznym i paleontologicznym przypomina utwory poziomów borszczowskiego, czortkowskiego i iwaniewskiego z Podola (tab. 6), aczkolwiek udział iłowców jest w niej większy. Zawartość iłowców zwiększa się od NE ku SE. Wspomniane

poziomy, a także opisywane z nich skamieniałości, przez długie lata były zaliczane do syluru i dopiero uchwały kongresów geologicznych z drugiej połowy XX wieku usytuowały je w dewonie.

Według pomiarów geofizycznych dolna granica formacji przebiega w spągu warstwy wapieni na głębokości 1592,5 m i zaznacza się na wykresach SO, PNG i PG. W pobliżu tej warstwy przebiega biostratygraficzna granica między sylurem (przydołem) a dewonem (lochkowem). Spąg formacji sycyńskiej nie jest tożsamy ze spągiem dewonu w sensie chronostratygraficznym. Biostratygraficzna granica sylur/dewon przebiega między poziomami graptolitowymi *transgrediens* a *uniformis* i zdefiniowana została na podstawach paleontologicznych (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003). W przypadku niepełnego rdzeniowania, jak w profilu otworu Białopole IG 1, wyznaczona granica sylur/dewon ma charakter przybliżony. Szerzej temat tej granicy jest potraktowany przy opisie utworów dewonu w profilu otworu Busówno IG 1 (Miłaczewski, 2007).

Górna granica formacji prowadzona jest w miejscu pojawienia się pierwszych, grubszych przewarstwień piaskowcowych wśród iłowców i jest jednocześnie dolną granicą formacji czarnoleskiej. Granica ta jest dość wyraźna na wykresach geofizyki otworowej i zaznacza się wzrostem ku górze pozornych oporów właściwych, spadkiem natężenia naturalnego promieniowania gamma i wzrostem natężenia promieniowania gamma wzbudzonego neutronami (PNG). Mniej więcej w połowie profilu formacji sycyńskiej przebiega geofizyczny poziom korelacyjny „w1” odpowiadający warstwie wapienia lub marglu wśród iłowców. Poziom ten w profilu Białopole IG 1 przebiega na głębokości 1422,5–1426,5 m, otworu Łopiennik IG 1 na 2775–2799 m, Busówno IG 1 na 1855 m, Małochwiej 1 na 2924 m, Strzelce IG 2 na 1566–1568 m (fig. 14).

Mięszość formacji sycyńskiej w otworze Białopole IG 1 wynosi 291,5 m. Mięszość formacji maleje ku NE i E i w otworze Strzelce IG 2 wynosi tylko 159 m. W stronę osi rowu mazowiecko-lubelskiego, ku NW, mięszość formacji rośnie i w otworze Trawniki 1 niepełna (z powodu nieosiągnięcia spągu profilu) mięszość formacji wynosi 452 m. W profilu pionowym formacji można zaobserwować stopniowe spłykanie się morskiego zbiornika sedimentacyjnego, zaznaczające się w charakterze osadów i zespole fauny: iłowce z fauną głównie planktoniczną i nektoniczną zostają ku górze zastąpione przez iłowce z obfitym bentosem i przewarstwieniami wapieni organodetrytycznych, a te – przez iłowce pylaste z przewarstwieniami piaszczystymi i fauną brakiczną. Odpowiadający temu zjawisku, zapisany na krzywych geofizycznych, trend typu wzrostu frakcji uziarnienia ku górze jest w profilu Białopole IG 1 dość wyraźny.

Tabela 6

**Porównanie profilu utworów dolnodewońskich w otworze Białopole IG 1
i odsłonięć na Podolu nad Dniestrem (Ukraina)**

Comparison of the Lower Devonian sections from the Białopole IG 1 borehole and the Dniestr River valley outcrops from Podole (Ukraine)

Stratygrafia	Białopole IG 1		Odsłonięcia nad Dniestrem (Pomjanowska, 1974)		
Ems – prag – wyższy lochkow	formacja zwoleńska (127,5 m)	iłowce pylaste i mułowce pstre, czerwone i zielone, piaskowce i waki kwarcowe jasnoszare i szare	iłowce pylaste, iłowce, mułowce i piaskowce pstre, czerwone i zielone. Fauna: <i>Belgicaspis crouchi</i> i in., szczątki flory	seria dniestrzańska ok. 350 m	pododdział środkowy i górny dewonu dolnego
Lochkow dolny	formacja czarnoleska (143,5 m)	iłowce pylaste ciemnoszare z bioturbacjami, piaskowce kwarcowe szare	szare wapienie, iłowce, mułowce z przewarstwieniami czerwonych mułowców i iłowców. Fauna: <i>Alternatus inconditis</i> , <i>Prolationus</i> <i>praelongus</i> , <i>Ukrainites spatiosus</i> , masowe <i>Leperditia</i> sp. i inne	poziom iwaniewski ok. 125 m	pododdział dolny dewonu dolnego
	formacja sycyńska (289 m)	iłowce ciemnoszare z soczewkami wapieni. Fauna: <i>Parahomalonotus</i> <i>forbesi</i> (Rouault), <i>Podolites</i> sp., <i>Podolites</i> cf. <i>rugulosus</i> (Alth), <i>Acastava</i> n. sp. (Tomczykowa), <i>Wendorfia</i> (= <i>Digonus</i>) <i>vialai</i> (Gosselet), <i>Paracryphaeus</i> sp., małżoraczki oraz brachiopody <i>Isorthis</i> (<i>Isorthis</i>) cf. <i>szajnochai</i> (Kozłowski), <i>Protathyris praecursor</i> (Kozłowski), małże, liliowce i inne	iłowce i wapienie szare. Fauna: <i>Tentaculites ornatus</i> , <i>Cytherellina</i> <i>oleskoiensis</i> , <i>Richina kozłowski</i> , ramienionogi, trylobity, małże i inne	poziom czortkowski ok. 135 m	
			iłowce z przewarstwieniami wapieni i margli. Fauna: <i>Monograptus</i> <i>uniformis</i> , <i>Warburgella</i> sp. sp., <i>Acastella</i> sp. sp., <i>Scyphocrinites</i> <i>elegans</i> , <i>Richina propria</i> , <i>Cytherellina oleskoiensis</i> i inne	poziom borszczowski ok. 240 m	
Sylur (przydol)		iłowce c.szare z soczewkami wapieni. Fauna: <i>Scyphocrinites</i> <i>elegans</i> , <i>Pristiograptus</i> sp.	wapienie gruzłowe i margle	warstwy dżwinogrodzkie	sylur

Formacja czarnoleska

Formacja ta reprezentowana jest przez ciemnoszare iłowce pylaste i mułowce przewarstwione rytmicznie szarymi piaskowcami kwarcowymi. Cechą charakterystyczną tej formacji jest duża ilość zaburzeń sedymentacyjnych typu pogrązków i konwolucji, rozmyć syndementacyjnych, spływów i zsuwów kohezyjnych oraz bioturbacji. Iłowce są często subtelnie równolegle laminowane. Charakterystyka mikrofacjalna formacji jest przedstawiona w tym tomie przez K. Radlicza.

Dolna granica formacji czarnoleskiej jest jednocześnie górną granicą formacji sycyńskiej (fm).

Górna granica formacji czarnoleskiej (fm) stawiana jest w miejscu pojawienia się pierwszych grubszych przewarstwień wiśniowych iłowców pylastych lub mułowców i w pełnych profilach jest jednocześnie dolną granicą formacji zwoleńskiej (Miłaczewski, 1981).

Mięszość formacji rośnie z NE ku SW, zgodnie z kierunkiem upadu regionalnego. W otworze Łopiennik IG 1 wynosi ona 187,5 m, lecz jest prawdopodobnie zmniejszona przez uskoki, ponieważ w pobliskim otworze Małochwiej 1 wynosi 320 m. Prawdopodobnie w tym ostatnim otworze jest ona z kolei zwiększona przez uskok odwrócony. W opisywanym otworze Białopole IG 1 mięszość formacji wynosi 143,5 m, w otworze Terebin IG 5 – 172,5 m,

w otworze Strzelce IG 2 – 43,5 m, a w otworze Trawniki 1 – około 150 m.

Prawdopodobnie obie granice formacji są heterochroniczne, uwarunkowane niejednoczesną w różnych miejscach basenu zmianą warunków sedymentacji.

Formacja zwoleńska

Utwory tej formacji są szeroko rozprzestrzenione na całym obszarze radomsko-lubelskim, jak również na Wołyniu i Podolu na Ukrainie, gdzie noszą nazwę serii dniestrzańskiej. Są to pstre, wiśniowe, brunatne, zielonawe, plamiste, rzadziej szare, iłowce pylaste (makroskopowo trudne do odróżnienia od mułowców), rzadziej mułowce i mułowce piaszczyste, zawierające charakterystyczne, różnokształtne konkrety węglanowe, często dolomitowe. Iłowce przewarstwione są jasnoszarymi piaskowcami (arenitami) kwarcowymi, niekiedy wnikami kwarcowymi i kwarcowo-łyszczkowymi. Utwory formacji zwoleńskiej nie zawierają skamieniałości przewodnich oprócz nielicznych miospor. Makroskamieniałości ograniczone są do fragmentów ryb i *Agnatha*, wielkoraków, lingul i flory psylofitowej. Skład litologiczny formacji (z uwagi na jej kontynentalny charakter) jest bardzo zmienny w pionie i poziomie, stąd bardziej szczegółowa korelacja tej formacji, na-

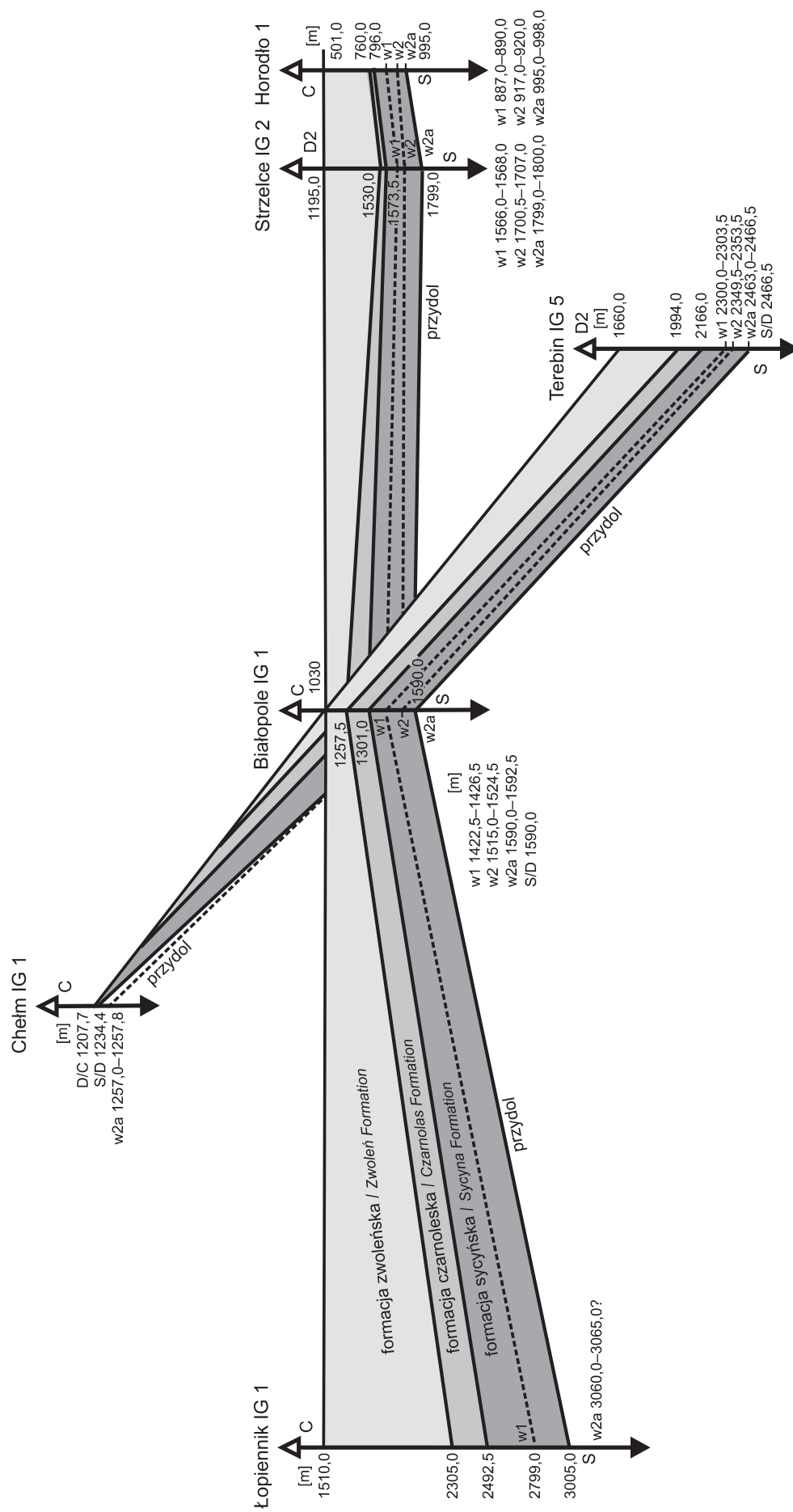


Fig. 14. Diagram korelacyjny

w1, w2 – geofizyczne poziomy korelacyjne, D/C – granica sylur/dewon, C – karbon, D2 – dewon środkowy, S – sylur

Correlation diagram

w1, w2 – geophysical correlation levels, D/C – Devonian/Carboniferous boundary, S/D – Silurian/Devonian boundary, C – Carboniferous, D2 – Middle Devonian, S – Silurian

wet blisko położonych profilów, napotyka na trudności. Cechą charakterystyczną formacji jest rytmiczne ułożenie litotypów budujących cykle różnej rangi, z charakterystycznym dla osadów rzecznych następstwem litofacji, z frakcją uziarnienia malejącą ku stropowi cyklu.

Dolna granica formacji zwoleńskiej jest jednocześnie górną granicą formacji czarnoleskiej. Górna granica formacji w profilu otworów Białopole IG 1, Łopiennik IG 1, Izbica IG 1, Trawniki 1, Małochwiej 1 i Małochwiej 2 jest granicą erozyjną spowodowaną erozją epigenetyczną. Dopiero w rejonie Ruskich Piasków i Komarowa oraz Hrubieszowa (otwory Strzelce i Terebin) można obserwować zaleganie utworów terygeniczo-węglanowych dewonu środkowego (lub

emsu górnego) na utworach formacji zwoleńskiej, aczkolwiek prawdopodobnie i w tych profilach między formacją zwoleńską a leżącymi wyżej utworami emsu i/lub eiflu istnieje luka stratygraficzna.

W profilu otworu Białopole IG 1 miąższość formacji zwoleńskiej według pomiarów geofizycznych wynosi 125,66 m, podczas gdy w otworze Łopiennik IG 1 wynosi 795 m, w otworze Małochwiej 1 – 860 m, w otworze Trawniki 1 – około 940 m. Pełna miąższość pierwotna formacji w otworze Strzelce IG 2 wynosi 335 m. Miąższość formacji rośnie z NE ku SW i w otworze Ciepiałów IG 1 koło Radomia niepełna jej miąższość (uwarunkowana erozją epigenetyczną) wynosi 851 m, a w otworze Zakrzew IG 3 aż 1200 m.

Lech MIŁACZEWSKI

CHRONOSTRATYGRAFIA

Granica z sylurem

Odcinek profilu otworu Białopole IG 1, w którym przebiega granica sylur/dewon, nie był rdzeniowany, stąd przeprowadzić ją można drogą pośredniej korelacji z innymi profilami i również tylko pośrednio można oprzeć się na danych paleontologicznych pochodzących z innych profilów. Postawienie tej granicy na głębokości 1592,5 m w stropie wapienia wydzielonego geofizycznie jako poziom „w2a” ma swoje podstawy w pobliskim profilu otworu Chełm IG 1, gdzie wyznaczona biostratygraficznie na podstawie graptolitów granica sylur/dewon przebiega na głębokości 1234,4 m (fig. 14), nieco powyżej warstw wapieni marglistych z konodontami poziomu *eosteiornensis* najwyższego syluru, leżących na głębokości 1257,0–1257,8 m. Analogia tych wapieni z wapieniami poziomu „w2a” w profilu Białopole IG 1 jest bardzo wyraźna. Stąd ilarowce, niegdyś uważane za sylur, występujące w profilu Chełm IG 1 ponad wapieniami od głębokości 1257,0 m do spągu wizenu można uznać za formację sycyńską dolnego lochkowu. Stratygrafię podkarbońskiego odcinka profilu otworu Chełm IG 1 opracował na nowo Teller (1997). Dyskusja granicy sylur/dewon została przedstawiona w publikacji Miłaczewskiego i Pajchlowej (2003).

Dewon dolny

Dokumentacja paleontologiczna dewonu z otworu Białopole IG 1 jest skąpa i ograniczona do formacji sycyńskiej, stąd biostratygraficzny podział profilu został oparty na danych pochodzących z innych otworów, zwłaszcza otworu Busówno IG 1, w którym w czasie jego głębienia specjalnie powiększono zakres rdzeniowania tej formacji w celu lepszego rozpoznania biostratygrafii (Miłaczewski, 2007). Dane paleontologiczne pochodzą również z profilu otworu Małochwiej 1, w którym E. Tomczykowa znalazła dolnodewońskie trylobity: głęb. 2995 m – *Wenndorfia* (= *Digonus*) *vialai* (Gosselet), 2938 m – *Wenndorfia* (= *Digonus*) *elegans* Tomczykowa, 2937–2939 m oraz 2736–2738 m – *Wenndorfia* (= *Trimerus*)

novus Tomczykowa (Pajchlowa, Miłaczewski, 2003; Miłaczewski, 2007). Trylobity te zostały również znalezione w otworze Strzelce IG 2 wśród osadów zaliczanych ówczśnie do zigeny dolnego (Tomczykowa, 1976). Trylobity *Wenndorfia* (= *Digonus*) *vialai* (Gosselet) zostały znalezione przez E. Tomczykową także w profilu otworu Białopole IG 1 (1401,8–1412,7 m), a inne skamieniałości z formacji sycyńskiej z opisywanego profilu występują również w profilach otworów Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2 (Tomczykowa, 1976).

Formacja sycyńska w otworze Białopole IG 1 zawiera liczne mikroskamieniałości: małżoraczki (por. Nehring-Lefeld, ten tom), tentakulity, konodonty, miospory oraz chitinozoa. Ta ostatnia grupa skamieniałości była przedmiotem pionierskich badań paleontologicznych Wrony (1980), który opublikował obszerne opracowanie chitinozoa z syluru i dewonu dolnego z otworów Białopole IG 1, Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2 oraz Ciepiałów IG 1. Autor ten za przewodnie dla dewonu dolnego uważał taksony: *Ancyrochitina tomentosa* Taugourdeau et Jekhowsky (Białopole IG 1, głęb. 1337 m), *Angochitina filosa* Eisenack, *Hoegisphaera glabra* Staplin (głęb. 1337 m), *H. velata* sp. n., które znaczą swą obecność w najniższym lochkowie, podczas gdy *Ancyrochitina* cf. *longicollis* Eisenack i *Eisenackitina cupellata* sp. n. (głęb. 1520 m) oraz *Angochitina longispina* sp. n. (głęb. 1520 m) występują w wyższych poziomach dolnego lochkowu.

Gatunki *Gotlandochitina lublinensis* sp. n. (głęb. 1462 m) i masowo występujące *Eisenackitina pilosa* sp. n. (głęb. 1337–1463 m), *E. lacrimabilis* sp. n. (głęb. 1337–1520 m), i *Anthochitina superba* Eisenack (głęb. 1337–1412 m) są charakterystyczne dla wyższych (lecz nie najwyższych) poziomów dolnego lochkowu. Wspomniany gatunek *A. superba* był również znajdowany w narzutowych wapieniach beyrichiowych z wybrzeża Bałtyku oraz z utworów poziomu borszczowskiego na Podolu. W górnej części profilu formacji sycyńskiej, uważanej ówczśnie za zigen (prag), Wrona (1980) znalazł gatunki charakterystyczne dla zigeny: *Ancyrochitina aurita* sp. n., *A. cf. aurita* sp. n., *Eisenackitina barbatula* sp. n., *E. crassa* sp. n., *E. fimbriata* sp. n. (ograniczone do dolnego zigeny) oraz gatunki charakterystyczne dla całego zigeny: *An-*

thochitina radiata sp. n. (głęb. 1337–1412 m), *Eisenackitina cepicia* sp. n. (głęb. 1337 m) i *Margachitina gratiosa* sp. n. (głęb. 1337–1412 m). Według tego autora chitinozoa miały szansę stać się skamieniałościami przydatnymi dla rozpoznawania litologicznie monotonnych utworów, zwłaszcza że występują w skałach masowo. Obecnie, z perspektywy czasu, wydaje się jednak, że chitinozoa nie stały się narzędziem precyzyjnych podziałów i korelacji.

Od czasu opracowania dokumentacji wynikowych otworów Łopiennik IG 1 i Białopole IG 1 oraz opracowania profili otworów Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2 (Miłaczewski, 1976) poglądy na wiek utworów dewońskich, zwłaszcza najstarszych, uległy zmianie i podział bio- i chronostratygraficzny dewonu podany w cytowanych opracowaniach jest już nieaktualny. Na podstawie rewizji zasięgów skamieniałości znalezionych w formacji sycyńskiej – małżoraczków i tentakuloidów (Nehring-Lefeld, 2008; Nehring-Lefeld, Hajłasz, 2008) oraz trylobitów (Miłaczewski, 2007, 2008) i ramienionogów (Studencka, 2007 oraz ten tom) – okazało się, że formacja sy-

cyńska należy do dolnego lochkowu i nie reprezentuje wyższego lochkowu (zwanego ówczynie górnym żedynem) ani tym bardziej pragu (nazywanego ówczynie zigenem). Najprawdopodobniej do dolnego lochkowu należy również formacja czarnoleska. Formacji zwoleńskiej należy przypisać wiek: późny lochkow–prag–ems (Turnau i in., 2005).

W zonacji miosporowej formacji sycyńska i czarnoleska należą do poziomu: MN (*micronatus*–*newportensis* – podpoziomy R i M), zaś formacja zwoleńska do poziomów: MN (podpoziomy Si i G), *Breconisporites breconensis*–*Emphanisporites zavallatus* (BZ), *Verrucosisporites polygonalis*–*Diabolisporites wetteldorfensis* (PoW, podpoziomy Po, W, Pa, Su), *Emphanisporites annulatus*–*Brochotriletes bellatulus* (AB) oraz poziomu miosporowego FD (Turnau i in., 2005). Taki wiek ma formacja zwoleńska w profilach bardziej pełnych stratygraficznie. W przypadku profilu Białopole IG 1, z racji głębokiego zasięgu erozji epigenetycznej, formacja zwoleńska reprezentuje w tym otworze zapewne jedynie podpoziomy Si i G poziomu MN.

Lech MIŁACZEWSKI

ZARYS SEDYMENTACJI UTWORÓW DEWOŃSKICH I PALEOGEOGRAFIA

U schyłku syluru w rejonie otworu Białopole IG 1 rozciągał się zbiornik morski, w którym odbywała się sedymentacja terygenicznego materiału ilowego. Z początkiem lochkowu warunki sedymentacji nie zmieniły się. W dalszym ciągu panowało otwarte morze, które rozciągało się (sądząc po dzisiejszym rozmieszczeniu utworów lochkowskich i charakterze fauny) na całym obszarze lubelsko-radomskim, na południowym wschodzie sięgało co najmniej do Dniestru, obejmowało region Łysogórski Gór Świętokrzyskich w Polsce centralnej i miało połączenie z morzami na obszarze dzisiejszych Reńskich Gór Łupkowych, Ardenów, Bretanii, południowo-zachodniej Walii i Maroka. Połączenie lubelsko-radomskiego zbiornika sedymentacyjnego z basenem na obszarze obniżenia bałtyckiego nie jest jeszcze dostatecznie zbadane. Zbiornik w obniżeniu bałtyckim miał zupełnie inny charakter; była to płytka część szelfu, w której odbywała się sedymentacja osadów piaszczystych i mułowcowych w warunkach zwiększonego zasolenia wód (Kursz, 1975). Być może, była to strefa przybrzeżna jednego basenu morskiego, którego częścią środkową był basen radomsko-lubelski. Jak wykazały badania Radlicza (2008), morze lochkowskie w rejonie otworu Białopole IG 1 było stosunkowo głębokie: dno znajdowało się poniżej podstawy falowania, w niezdiagnozowanym osadzie panowały warunki redukcyjne, o czym świadczy ciemna barwa skał i obecność w nich piritu. Okresowo przy dnie panowały warunki wybitnie niesprzyjające rozwojowi bentosu; obserwuje się zachowanie delikatnej laminacji osadu, brak szczątków fauny, występują jedynie szczątki nektonu i planktonu. Okresowo warunki tlenowe przy dnie były bardziej sprzyjające życiu bentosu, dno było wtedy zasiedlane przez cienkoskorupowe małże i ramienionogi. W depozycji osadów, jak podaje Radlicz (2008), mogły

mieć również udział prądy zawiesinowe. Pewnym tego potwierdzeniem jest obserwowane niekiedy współwystępowanie szczątków małży i ramienionogów cienkoskorupowych, zasiedlających strefę bardziej głęboką, ze szczątkami małży i ramienionogów gruboskorupowych, pochodzących z bardziej płytkowodnej części zbiornika, a wymieszanych razem przez prąd zawiesinowy.

Rozwój wczesnodewońskiego zbiornika sedymentacyjnego był wyraźnie ukierunkowany w czasie i przestrzeni. Akumulacja osadów zaczęła stopniowo przeważać nad subsydencją dna zbiornika, zbiornik zaczął wypełniać się osadami i spłycać się, a jego powierzchnia uległa zmniejszeniu. Stan taki miał miejsce u schyłku wczesnego lochkowu. Zapis tego zjawiska w osadach objawia się w postaci zwiększonego udziału kwarcu detrytycznego w wyższej części profilu formacji sycyńskiej, a także pojawienia się ławiczek bioklastycznych złożonych ze szczątków bentosu, utworzonych w wyniku działalności sztormów w spływającym się morzu. W profilu otworu Białopole IG 1 ławiczki i warstewki wapieni bioklastycznych są cienkie i niezbyt liczne, natomiast w rejonie otworów Busówno IG 1 i Łopiennik IG 1, gdzie morze było płytsze, ławice wapieni bioklastycznych są grubsze, liczniejsze i zaznaczają się na wykresach SO i PNG, dając charakterystyczny, grzebieniasty wygląd krzywych geofizycznych.

W czasie depozycji osadów formacji czarnoleskiej do zbiornika zaczął się dostawać (po raz pierwszy w większej ilości) materiał terygeniczny frakcji piaszczystej. Było to wywołane spłyceniem morza i zwiększeniem intensywności erozji na lądzie. Zmiana charakteru fauny bentonicznej, ograniczonej do ryb, wielkoraków i nielicznych małżoraczków, świadczy o zmniejszonym zasoleniu wód. Energia środowiska, jak wykazały badania K. Radlicza, była okresowo duża –

tworzyły się dojrzałe arenity kwarcowe. W okresach spokojniejszej sedimentacji tworzyły się iłowce pylaste, zawierające niekiedy przyniesiony z daleka materiał tufogeniczny.

Proces pływienia zbiornika nasilał się z upływem czasu, w okresie tworzenia się formacji zwoleńskiej (późny lochkow–prag–ems) doszło do akumulacji osadów na lądzie, w rzekach i zastoiskach (Miłaczewski, 1981; Radlicz, 2008). Sedymencja osadów lądowych odbywała się z licznymi przerwami, o czym świadczą liczne powierzchnie rozmyć śródformacyjnych w profilu formacji. Jednocześnie depozycji towarzyszyła stała subsydencja dna basenu osadowego, co umożliwiło akumulację miększych mas osadów. Przyjmując głębokość, na której tworzyła się formacja zwoleńska na około 0 m nad poziom morza, obszar w rejonie otworu Białopole IG 1 od początku sedimentacji tej formacji do początku dewonu środkowego pograżył się o ponad 800 m, przy czym dno zbiornika pozostawało cały czas na głębokości około 0 m n.p.m. Przyjmując okres trwania sedimentacji tej formacji na 15 mln lat, otrzymujemy tempo subsydencji wynoszące ponad 53 m/mln lat. Tempo to było niewątpliwie większe, ponieważ formacja zwoleńska w profilu opisywanego otworu nie zachowa-

wała się w całości. Dla porównania, w rejonie otworu Strzelce IG 2, w którym formacja zwoleńska liczy 335 m miąższości (miąższość pełna), tempo subsydencji wynosiło jedynie 22 m/mln lat. Różnica w subsydencji rejonu otworów Białopole IG 1 i Strzelce IG 2 wynika z położenia pierwszego otworu w strefie labilnego rowu lubelskiego, a drugiego w strefie stabilnej, podniesionej platformy prekambryjskiej.

Historia rejonu otworu Białopole IG 1 po osadzeniu się formacji zwoleńskiej była zapewne zbliżona do rejonu otworów IG 1 i Strzelce IG 2 (por. Miłaczewski, 1976). W czasie dewonu środkowego trwała tu sedimentacja osadów lagunowo-kontynentalnych eiflu i żywetu, a następnie morskich utworów franu i famenu. W okresie wczesnego karbonu (po późny wizen) w rejonie tym przeważała erozja, szczególnie intensywna w rejonie otworu Białopole IG 1, bowiem usunęła ona osady dewonu górnego i środkowego oraz kilkaset metrów dewonu dolnego. Jeszcze głębszy stratygraficznie zasięg miała przedwizemska erozja w rejonie Chełma, gdzie obecnie wizen spoczywa na szczątkowym dolnym lochkowie, czy w rejonie otworu Roskosz 1 (rejon Chełma), gdzie wizen leży na kambrze.

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA UTWORÓW DEWONU DOLNEGO

Przedmiotem opracowania jest zespół małżoraczków i konodontów wyizolowanych z mułowcowo-ilastych osadów formacji sycyńskiej (Miłaczewski, 1981; Miłaczewski i in., 1983), napotkanych w otworze wiertniczym Białopole IG 1. Formacja ta została skorelowana z dolnym lochkowem, stanowiącym najniższe piętro dewonu dolnego. Osady formacji sycyńskiej są wykształcone w postaci ciemnoszarych mułowców i ilowców, zawierających cienie przewarstwienia i soczewki wapieni ilastych i organodetrytycznych. Występuje w nich bogaty zespół bezkręgowców, reprezentowany przez ramienionogi, małże, tentakulity, ortocerasy, trylobity, małżoraczki, wielkoraki, liliowce, konodonty i skolekodonty.

W mułowcowo-ilastych utworach formacji sycyńskiej (dolny lochkow) małżoraczki występują bardzo licznie, jednakże ich stan zachowania jest wyraźnie uzależniony od tego, z jakiej strefy batymetrycznej pochodzą zawierające je utwory. Najliczniej i najlepiej zachowane okazy znaleziono w próbkach litologicznych pochodzących z rdzeni wiertniczych usytuowanych we wschodniej części obszaru radomsko-lubelskiego (otw. Krowie Bagno IG 1, Busówno IG 1, Białopole IG 1).

W otworze Białopole IG 1 uzysk rdzenia był niewielki, jednak tam, gdzie rdzeniowanie było pełne, skała jest przepelniona małżoraczkami, co pozwala przypuszczać, że występują one w całym profilu utworów formacji sycyńskiej napotkanych w tym otworze. Najliczniejszy zespół tych mikroskamieniałości występuje w interwale głębokości 1401,8–1412,7 m i 1459,1–1465,7 m (tab. 7). Małżoraczki znalezione na głębo-

kości 1333,9–1340,5 m są nieliczne i źle zachowane. Są to zazwyczaj ośrodkie pancerzyki lub też ich zarysy. Skorupki są często zniszczone. Stan zachowania okazów wyizolowanych z głębokości 1401,8–1523,1 m jest bardzo dobry.

Analizowany zespół małżoraczków jest blisko związany z zespołami tych mikroskamieniałości reprezentujących morskie utwory dewonu dolnego facji reńskiej, dla których najbardziej charakterystyczny jest rozwój beyrichidów, pośród których w otworze Białopole IG 1 zidentyfikowano obecność przedstawicieli rodziny Kloedeniidae Ulrich et Basler (rodzaj *Carinokloedenia* Abushik) oraz rodziny Kloedenellidae Ulrich et Basler (rodzaj *Poloniella* Gürich). Występujące w badanym zespole gatunki zaliczone do rodzaju *Poloniella* są szczególnie ważne dla stratygrafii dewonu dolnego. Opisano je z utworów dewonu dolnego obszaru Artois, Ardenów, Reńskich Gór Łupkowych, Wołynia i Podola. Pojawienie się ich w Europie jest ściśle związane z początkiem sedimentacji morskich osadów dewonu. Jak wynika z analizy porównawczej zasięgów stratygraficznych *Poloniella richteri* (de Koninck) oraz *Carinokloedenia alata* Abushik i *Carinokloedenia spinosa* (Fuchs), *Poloniella* z reguły w profilu stratygraficznym dewonu dolnego pojawia się najwcześniej (w najniższym lochkowie), natomiast gatunki z rodzaju *Carinokloedenia* Abushik występują wyraźnie później. Spostrzeżenie to dotyczy również utworów tego wieku napotkanych w otworze Białopole IG 1 (tab. 7). Zwraca uwagę uderzające podobieństwo analizowanej asocjacji małżoraczków do zespołu tych mikroskamieniałości występujących maso-

Tabela 7

**Rozprzestrzenienie małżoraczków i tentakulitów w utworach dewonu dolnego (lochkow);
formacja sycyńska, otwór Białopole IG 1**

Distribution of ostracods and tentaculitids in the Lower Devonian deposits (Lochkovian);
Sycyna Formation, Białopole IG 1 borehole

Fauna	Interwał głębokości [m]	Uwagi
<i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevich, <i>Carinokloedenia alata</i> Abushik, <i>Carinokloedenia spinosa</i> (Fuchs), <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Kloedenella retangularis</i> Ulrich et Bassler, <i>Kloedenella</i> sp. A, <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Healdianella</i> sp. div., nieoznaczalne szczątki skorupki tentakulitów	1333,9–1340,5	tentakulity znalezione w osadach dolnego lochkowu zostały oznaczone przez B. Hajłasz
<i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevich, <i>Aechmina spinoarcuata</i> Nehring, <i>Richina kozlowskyi</i> Krandijevsky, <i>Richina propria</i> Abushik, <i>Aparchites chuchlensis</i> Přibyl, <i>Opisthoplax biarcuatus</i> Nehring, <i>Opisthoplax gyratus</i> Abushik, <i>Opisthoplax subcompressa</i> , <i>Leptoprimitia</i> sp. A, <i>Poloniella confluens</i> (Priestersbach), <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Cavellina oviformis</i> (Jones), <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Cytherellina ? submagna</i> (Krandijevsky), <i>Healdianella angustata</i> Krandijevsky, <i>Healdianella</i> sp. div. Konodonty: <i>Ozarkodina remscheidensis remscheidensis</i> (Ziegler) – element Pb = <i>Ozarkodina typica denckmanni</i> Ziegler Tentakulity: <i>Longulatus menneri</i> Ljaschenko	1401,8–1412,7	konodonty zidentyfikowane w osadach lochkowu oznaczono zgodnie z zasadami taksonomii naturalnej
<i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevich, <i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin, <i>Ulrichia (Ulrichia) pluripuncta</i> Swartz, <i>Richina biconica</i> Abushik, <i>Richina kozlowskyi</i> Krandijevsky, <i>Lublinella jugaloidea</i> (Wilson), <i>Opisthoplax gyratus</i> Abushik, <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>Krausella</i> sp. A, <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Healdianella mutica</i> Abushik, <i>Healdianella</i> sp. div. Konodonty: <i>Ozarkodina remscheidensis remscheidensis</i> (Ziegler) – element Pa – <i>Spathognathodus steinhornensis remscheidensis</i> Ziegler, element Pb – <i>Ozarkodina denckmanni</i> Ziegler, element Sc – <i>Hindeodella priscilla</i> Stauffer	1459,1–1465,7	
<i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin, <i>Richina</i> sp. A, <i>Silenis mawii</i> (Jones)	1516,5–1523,1	

wo w równowiekowych osadach Wołynia i Podola (Nehring-Lefeld, 1985).

W badanych utworach napotkanych w otworze Białopole IG 1, w interwale głębokości 1333,0–1465,7 m występują dość liczne szczątki skorupki tentakulitów. Ich stan zachowania uniemożliwia ustalenie ich przynależności gatunkowej, a nawet rodzajowej. Jedynie na głębokości 1401,8–1406,1 m B. Hajłasz stwierdziła obecność *Longulatus menneri* Ljaschenko. Jest to gatunek charakterystyczny dla utworów dewonu dolnego Syberii. Na głębokości 1459,1–1465,7 m autorka ta znalazła skorupki tentakulitów nowego, dotychczas jeszcze nieoznaczonego gatunku.

W interwale głębokości 1401,8–1465,7 m została stwierdzona obecność konodontów. Te szczątki organiczne w porównaniu z przedstawicielami innych grup faunistycznych są bardzo nieliczne. Zostały one oznaczone zgodnie z zasadami taksonomii naturalnej. Zidentyfikowano w nich obecność wieloelementowego gatunku *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegler), do którego należą formalne gatunki: *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* Ziegler (element Pa), *Ozarkodina denckmanni* Ziegler (element Pb) i *Hindeodella priscilla* Stauffer. *Ozarkodina denckmanni* Ziegler pojawia się już w najwyższym przydolu, jednakże w badanych osadach występują formy typowe dla dolnego lochko-

wu. Charakteryzują się one specyficznymi proporcjami; ich gałęzie przednia i tylna w stosunku do długości okazu są niskie i lekko wygięte. Pośród wyizolowanych konodontów występujących w osadach formacji sycyńskiej, bardzo zresztą nielicznie, obserwuje się wyraźną dominację ozarkodinidów i spathognathodidów. *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegler) ma bardzo szerokie rozprzestrzenienie geograficzne, a jej zasięg stratygraficzny jest ściśle związany z dolnym żedynem (podział reński) i lochkowem dolnym (podział czeski przyjęty jako stratotypowy). Opisano ją z Barrandienu z profilu Klonk, uznawanego za stratotyp granicy górny przydol/dolny lochkow. Podobną pozycję stratygraficzną omawianego gatunku zaobserwowano w profilu utworów pogranicza syluru i dewonu w Alpach Karnijskich, w Hiszpanii (Aragonia oraz wschodnia część Sierra de Guadarrama) oraz na Wołyniu i Podolu. Obecność *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegler) odnotowano w osadach najniższego heldebergianu Ameryki Północnej (centralna Newada, Yukon Territory).

Przedstawiona analiza zasięgów stratygraficznych i rozprzestrzenienia geograficznego małżoraczków i konodontów znalezionych w otworze Białopole IG 1 na głębokości 1301,0–1523,1 m upoważnia do skorelowania tych osadów z dolnym lochkowem.

Jolanta STUDENCKA

RAMIENIONOGI Z UTWORÓW DEWONU

Badania ramienionogów z utworów dewońskich otworu Białopole IG 1 prowadzono w latach 1987–1988 w ramach realizowanych przez PIG prac planowych jako podtemat „Ramienionogi dewonu dolnego z wierceń wschodniej Lubelszczyzny” (Studencka, 1988). Badany materiał obejmował próbki pochodzące z przedziału głębokości 1333,9–1465,7 m z ciemnoszarych iłowców, miejscami wapnistych. Przebadano 4 próbki, z których oznaczono tylko 15 mniej lub bardziej kompletnych okazów (tab. 8). Tak mała ilość materiału badawczego, zwłaszcza w porównaniu z innymi badanymi otworami (np. Busówno IG 1, Krowie Bagno IG 1), była spowodowana głównie stanem zachowania rdzenia przechowywanego w nieodpowiednich warunkach i w momencie pobierania przez autorkę próbek (1987 r.) bardzo już zniszczonego.

Stan zachowania fauny można określić jako zły, zwłaszcza dotyczy to szczątków pochodzących z bardziej ilastych części rdzenia. Skorupki ramienionogów były bardzo zniszczone, przy czym część z nich uległa deformacji zapewne już w trakcie diagenety osadu. Zły stan zachowania i kruchość okazów stwarzały trudności przy próbach oznaczenia, toteż większości diagnoz dokonano na podstawie cech budowy zewnętrznej okazów. Pewnych oznaczeń dokonano także na podstawie laktosowych odcisków negatywów skoruppek. Z tego względu wartość stratygraficzną badanego zespołu ramienionogów można określić jako problematyczną, chociaż dającą się skorelować z występowaniem ramienionogów i dokonanymi na tej podstawie określeniami wieku utworów dewońskich w innych badanych otworach wiertniczych z opisywanego obszaru.

W zespole z otworu Białopole IG 1 wszystkie znalezione szczątki ramienionogów należą do gromady Articulata, w tym: dwa taksony zaliczono do ortidów, jeden – do strofomenidów i jeden – do athyrididów. Oprócz tego znaleziono bliżej nieoznaczalne szczątki należące do spiriferidów.

Najbardziej znaczącą przesłanką dotyczącą wieku badanych utworów była obecność *Isorthis* (*Protocortezorthis*)

fornicatimcurvata (Fuchs) – taksonu znanego z utworów opisywanych jako żedyńskie z obszaru północnej Francji, Niemiec i Belgii, a także z żedyńskiej formacji Stonenhouse w Nowej Szkocji (Johnson, Talent, 1967). Z obszaru Polski gatunek ten znany był do 1988 r. z żedynu w otworach wiertniczych Bachus 1 (Rubel, Teller, 1978), Ciepiałów IG 1 (Tomczykowa, 1974; Studencka, 1986) i Zakrzew IG 3 (Studencka, 1986). W badanym materiale znaleziono osiem okazów tego gatunku występujących w przedziale głębokości 1406,1–1412,7 m.

Drugim przedstawicielem ortidów był *Isorthis* (*Isorthis*) cf. *szajnochai* (Kozłowski). Badane okazy różniły się nieznacznie od opisanych i zilustrowanych przez innych autorów (Kozłowski, 1929; Nikiforova, 1954), głównie obecnością nieco szerszej i głębszej zatoki w obrębie skorupki nóżkowej. Wobec zróżnicowanych opinii na temat tego gatunku w literaturze dotyczącej ortidów i przy małej ilości badanego materiału (trzy okazy) poprzestano na oznaczeniu ich jako „conformis”. Szczątki te znaleziono w przedziale głębokości 1333,9–1340,5 m.

Ponadto znaleziono dwa okazy zaliczone do gatunku *Mesodouvillina subinterstitialis* (Kozłowski). Tutaj także znikoma ilość materiału nie pozwoliła odnieść się szczegółowo do wydzielanych kiedyś w obrębie tego gatunku odmian „subinterstitialis” względnie „seretensis”, którym przypisywano różną wartość stratygraficzną. Według autorki (Studencka, 1988), nieznaczne różnice w budowie tych dwóch odmian mieszczą się w obrębie szeroko pojętej zmienności gatunkowej. Okazy pochodziły z przedziałów głębokości 1459,1–1465,7 m oraz 1406,1–1412,0 m.

Jedyny przedstawiciel athyrididów został oznaczony jako *Protathyris praecursor* Kozłowski – gatunek znany z utworów żedynu północnej Francji (Barrois i in., 1920) oraz Podola (Kozłowski, 1929; Nikiforova, 1954). Dwa okazy tego gatunku pochodziły z przedziału głębokości 1333,9–1340,5 m.

Tabela 8

Występowanie oznaczonych taksonów ramienionogów w badanych przedziałach głębokości

Occurrence of identified brachiopod taxa in the individual depth intervals

Nazwa taksonu	Liczba okazów	Przedział głębokości [m]		
		1333,9–1340,5	1406,1–1412,7	1459,1–1465,7
<i>Isorthis</i> (<i>Protocortezorthis</i>) <i>fornicatimcurvata</i> (Fuchs, 1919)	8		+	
<i>Isorthis</i> (<i>Isorthis</i>) cf. <i>szajnochai</i> (Kozłowski, 1929)	3	+		
<i>Mesodouvillina subinterstitialis</i> (Kozłowski, 1929)	2		+	+
<i>Protathyris praecursor</i> Kozłowski, 1929	2	+		
Spiriferida ind.	?	+		

Podsumowując, w przedziale głębokości 1333,9–1465,7 m profilu otworu wiertniczego Białopole IG 1 stwierdzono występowanie niezbyt licznych zespołów szczątków ramienionogów. Przy wszystkich powyższych zastrzeżeniach dotyczących ilości i stanu zachowania okazów obecność *Isorthis* (*Proto-*

cortesorthis) *fornicatimcurvata* (Fuchs) i *Protathyris praecursor* Kozłowski pozwala przyjąć wiek badanych utworów jako ograniczony w obecnym ujęciu stratygraficznym do lochkowu.

Krzysztof RADLICZ

CHARAKTERYSTYKA MIKROFACJALNO-PETROGRAFICZNA UTWORÓW DEWONU

Utwory dewonu z otworu wiertniczego Białopole IG 1, reprezentują trzy formacje litostratygraficzne dewonu dolnego (od góry): zwoleńska (1031,84–1157,5 m), czarnolesska (1157,5–1301,0 m) i sycyńska (1301,0–1592,5 m) – [figury 15–17](#).

Cały kompleks osadów był rdzeniowany fragmentarycznie i wydobyty w 10 odcinkach rdzeniowanych.

Charakterystykę petrograficzną, mineralogiczną i mikrofacjalną osadów przedstawiono w [tabelach 9–13](#).

Udział składników w płytkach cienkich określono za pomocą wzorców (Tanaka, Katada, 1966). Grupy taksonów organicznych w płytkach cienkich określono na podstawie atlasów i artykułów z fotografiami płytek (Cayeux, 1935; Majewskie, 1969; Horowitz, Potter, 1971). Środowisko sedymentacji i zasolenia wód określono na podstawie cech wyróżnionych w pracach: Heckel (1972), Elf-Aquitaine (1977), Gradziński i in. (1986). Na podstawie określonych cech frakcji materiału bioklastycznego i okrucowego zawartego w materiale drobniej ziarnistym (ilastym lub pylasto-drobnopiaszczystym) wyróżniono osady bruku sztormowego (Brenner, Davies, 1973; Radlicz w: Miłaczewski i in., 1983). Cechy mikrofacjalne i energii środowiska depozycji osadów przyjęto według Folka (1962, 1963) z modyfikacjami polegającymi na równym traktowaniu allochemów i materiału terygenicznego. Przeliczenie analiz chemicznych na skład mineralny wykonano według metodyki opracowanej przez Radlicza (1974).

Formacja sycyńska

Formacja sycyńska jest reprezentowana przez szare i ciemnoszare łupkowate ilowce oraz margle ilaste, zawierające drobne przewarstwienia wapieni bioklastycznych, przy spągu formacji – mikrytowych. Utwory formacji scharakteryzowano na podstawie badań 10 próbek. Cechy mikrofacjalne tych osadów zestawiono w [tabeli 9](#).

Margle drugiej grupy mikrofacjalno-energetycznej różnią się od ilowców i margli ilastych głównie większym udziałem bioklastów. Wapień marglisty reprezentowany jest przez cienkie przewarstwienia osadów grubobioklastycznych, często przekrystalizowanych, zawartych w szarym marglu.

Formacja czarnolesska

Formacja czarnolesska jest reprezentowana przez dwa odcinki rdzeni z głębokości 1191,1–1196,1 m oraz 1268,6–1275,2 m, z których zbadano 8 próbek. Wśród osadów wyróżniono pias-

kowce kwarcowe i łyszczykowo-kwarcowe, piaszkowce kwarcowo-ilaste i łyszczykowo-kwarcowo-ilaste oraz ilowce piaszczyste. Cechy mikrofacjalne utworów formacji zestawiono w [tabeli 10](#).

Piaszkowce kwarcowe są drobnoziarniste, barwy jasnoszarej, często porowate, miejscami równoległe lub falisto laminowane łyszczykami. Piaszkowce kwarcowo-ilaste są szare lub ciemnoszare, zwężłe, twarde, miejscami zawierają soczewkowate intraklasty ilowców pylastych. Piaszkowce łyszczykowo-kwarcowo-ilaste odznaczają się teksturą laminowaną równoległą lub skośnie, lokalnie falisto lub konwolucyjnie zaburzona. Osady te są drobnowarstwowe, złożone z drobnoziarnistych piaszkowców, pyłowców oraz ilowców piaszczystych i pylastych grubości 1–30 cm. Iłowce piaszczyste jest ciemnoszare, z rozproszonym muskowitem i biotytem.

Formacja zwoleńska

Osady formacji zwoleńskiej zbadano w trzech odcinkach rdzeniowanych: 1031,7–1036,2 m, 1036,2–1038,2 m oraz 1094,0–1100,0 m, z których zanalizowano 8 płytek cienkich. Wśród osadów stwierdzono piaszkowce drobnoziarniste, kwarcowo-ilaste i kwarcowo-łyszczykowo-ilaste oraz ilowce pylaste i piaszczyste. Cechy mikrofacjalne tych utworów zestawiono w [tabeli 11](#).

Piaszkowce kwarcowe i łyszczykowo-kwarcowe są szarozielonawe, kruche. W górnej części profilu formacji zawierają nieregularne konkrecje pirytowe. Miejscami występują piaszkowce drobnoziarniste, jasnoszare, czasem skośnie laminowane łyszczykami. Opisane piaszkowce zaklasyfikowano do grupy kwarcowo-ilastych. Zostały one złożone w środowisku o słabej energii hydraulicznej.

Iłowce pylaste i piaszczyste są brunatnoczerwaste lub szarozielonawe, czasem rdzawo- lub zielonawoplamiste, przeważnie kruche, rzadziej twarde i zwarte. Osady te zostały zdeponowane w środowisku wód prawie stojących, rytmicznie spławialnych, o słabej energii hydrodynamicznej na równi aluwialnej.

Analiza minerałów ciężkich

Analizie minerałów ciężkich poddano 4 próbki piaszkowców drobnoziarnistych formacji czarnolesskiej. Próbki rozdrobniono w łamaczu szczękowym i trawiono w 10% HCl. Po przemyciu wodą osad przesłamowano na sitach 0,06

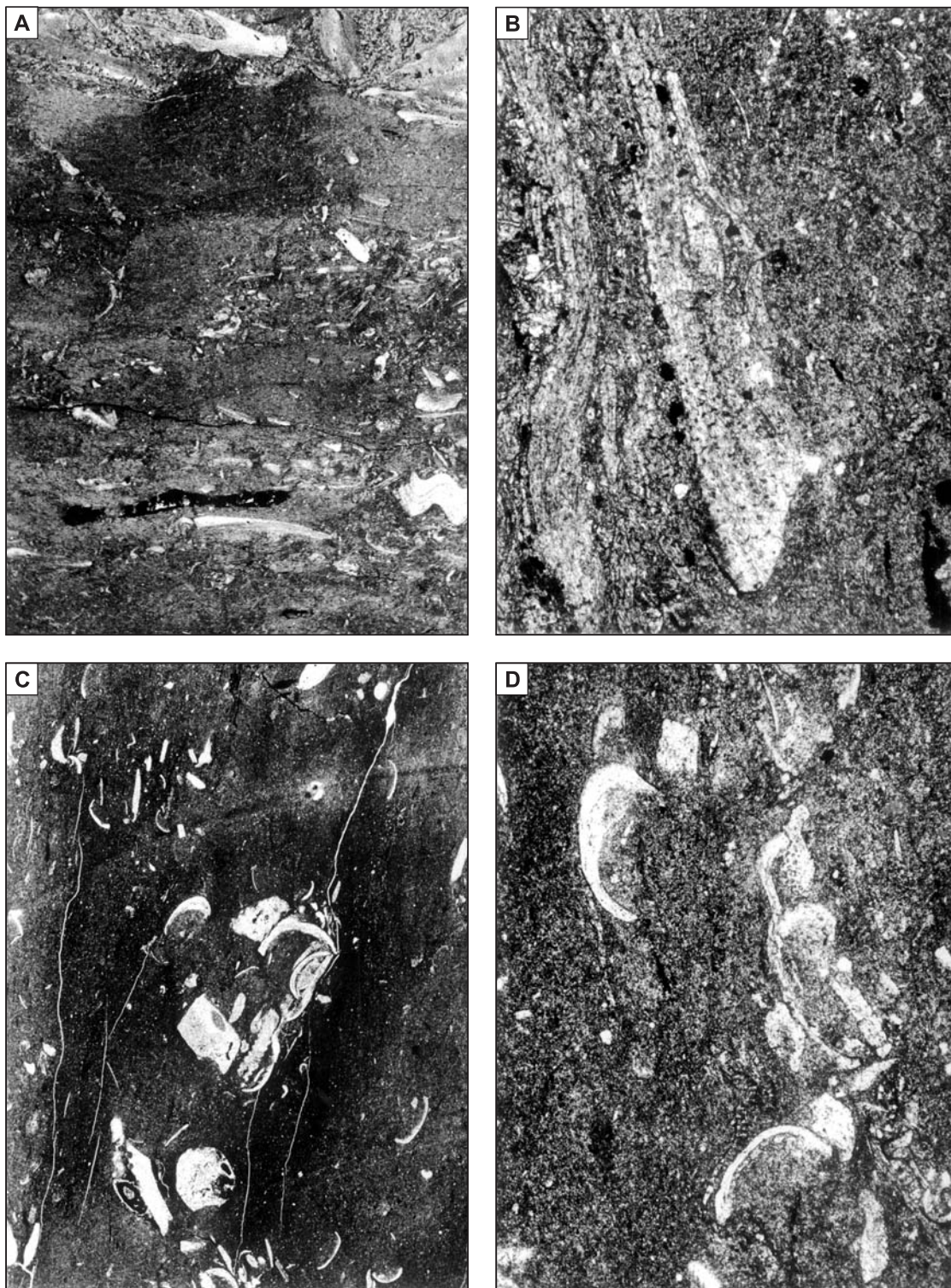


Fig. 15. **A.** Hłowiec z laminami wzbogaconymi w silnie rozkruszone bioklasty tentakulitów, trylobitów, ramienionogów, lingul i konodontów. Formacja sycyńska, głęb. 1401,8 + 2,5 m, próbka 18, XP, $\times 9$. **B.** Hłowiec z bioklastem skorupy ramienionoga, konodonta i pojedynczymi ziarnami kwarcu oraz kulkami bakteryjnymi pirytu. Formacja sycyńska, głęb. 1401,8 + 2,5 m, próbka 18, PL, $\times 50$. **C.** Hłowiec z bioklastami małżoraczków, tentakulitów, liliowców i szczątków nieoznaczalnych. Formacja sycyńska, głęb. 1459,1 + 3,2 m, próbka 21, PL, $\times 9$. **D.** Hłowiec z bioklastami małżoraczków, trylobitów, tentakulitów oraz z pojedynczymi ziarnami kwarcu i łuskami muskowitu. Formacja sycyńska, głęb. 1459,1 + 3,2 m, próbka 21, PL, $\times 50$

A. Claystone with laminae enriched with strongly crushed bioclasts of tentaculitids, trilobites, brachiopods, *Lingula* and conodonts. Sycyna Formation, depth 1401.8 + 2.5 m, sample 18, XP, $\times 9$. **B.** Claystone with bioklastem skorupy ramienionoga, konodonta as well as single quartz grains and bacterial spherules of pyrite. Sycyna Formation, depth 1401.8 + 2.5 m, sample 18, PL, $\times 50$. **C.** Claystone with bioclasts of ostracods, tentaculitids, crinoids and indeterminate remains. Sycyna Formation, depth 1459.1 + 3.2 m, sample 21, PL, $\times 9$. **D.** Claystone with bioclasts of ostracods, trilobites and tentaculitids as well as single quartz grains and muscovite flakes. Sycyna Formation, depth 1459.1 + 3.2 m, sample 21, PL, $\times 50$

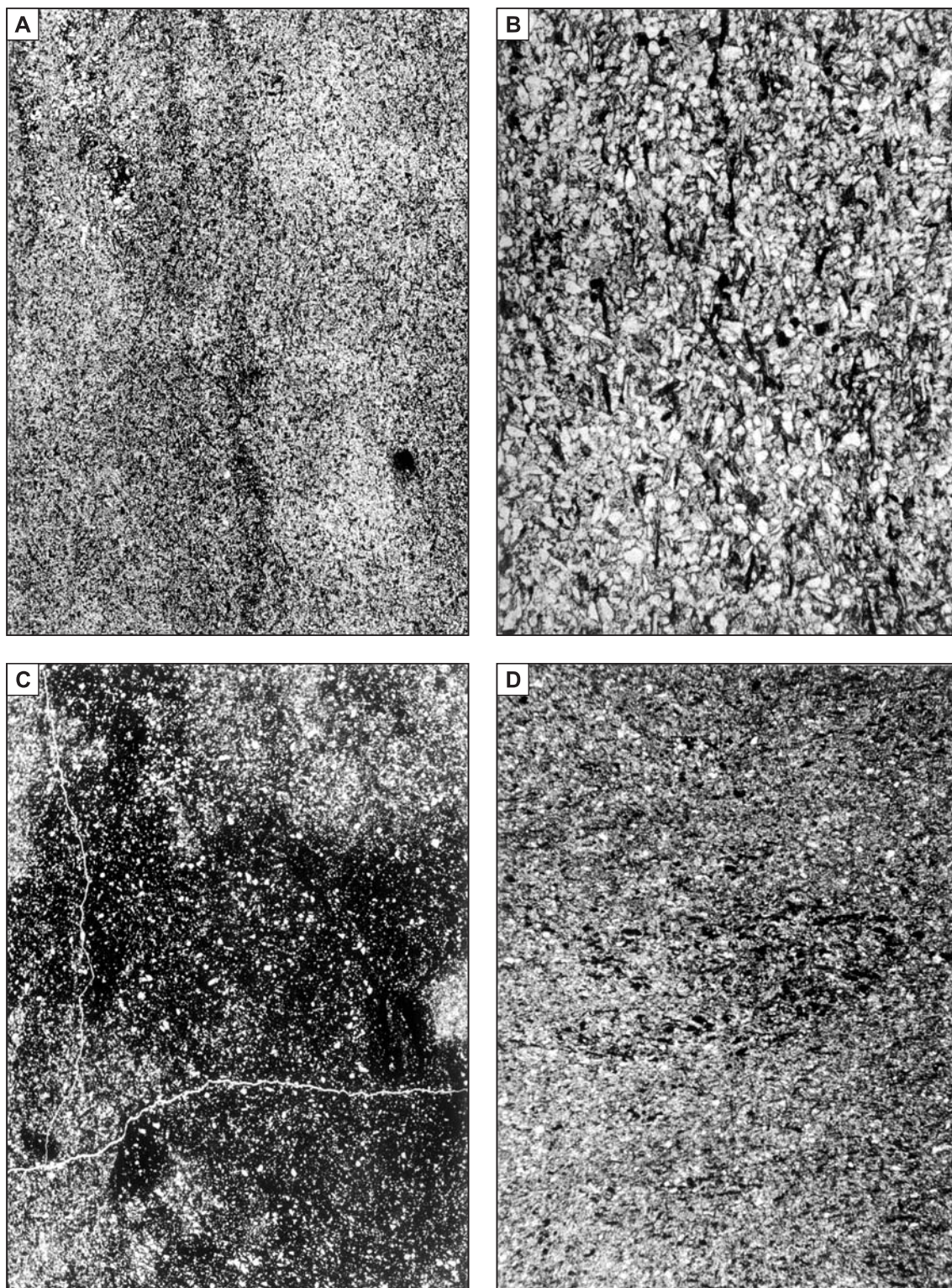


Fig. 16. **A.** Pyłowiec piaszczysty kwarcowo-łyszczkowy z laminami biotytowo-chlorytowymi. Formacja zwoleńska, głęb. 1031,7 + 2,5 m, próbka 4, PL, $\times 9$. **B.** Pyłowiec piaszczysty kwarcowo-łyszczkowy z laminami wzbogaconymi w biotyt i chloryt. Formacja zwoleńska, głęb. 1031,7 + 2,5 m, próbka 4, PL, $\times 50$. **C.** Łowiec piaszczysty, smużysto impregnowany getytem. Formacja zwoleńska, głęb. 1094,0 + 4,5 m, próbka 9, PL, $\times 9$. **D.** Łowiec pylasty ze smużysto rozmieszczoną zwęgloną sieczką roślinną. Karbon, wizen, głęb. 1025,7 + 4,7 m, próbka porównawcza, PL, $\times 50$

A. Quartz-micaceous sandy siltstone with biotite-chlorite laminae. Zwoleń Formation, depth 1031.7 + 2.5 m, sample 4, PL, $\times 9$. **B.** Quartz-micaceous sandy siltstone with laminae enriched with biotite and chlorite. Zwoleń Formation, depth 1031.7 + 2.5 m, sample 4, PL, $\times 50$. **C.** Sandy claystone, streaks of goethite impregnation. Zwoleń Formation, depth 1094.0 + 4.5 m, sample 9, PL, $\times 9$. **D.** Silty claystone with streaks of coalified plant detritus. Carboniferous, Viséan, depth 1025.7 + 4.7 m, comparative sample, PL, $\times 50$

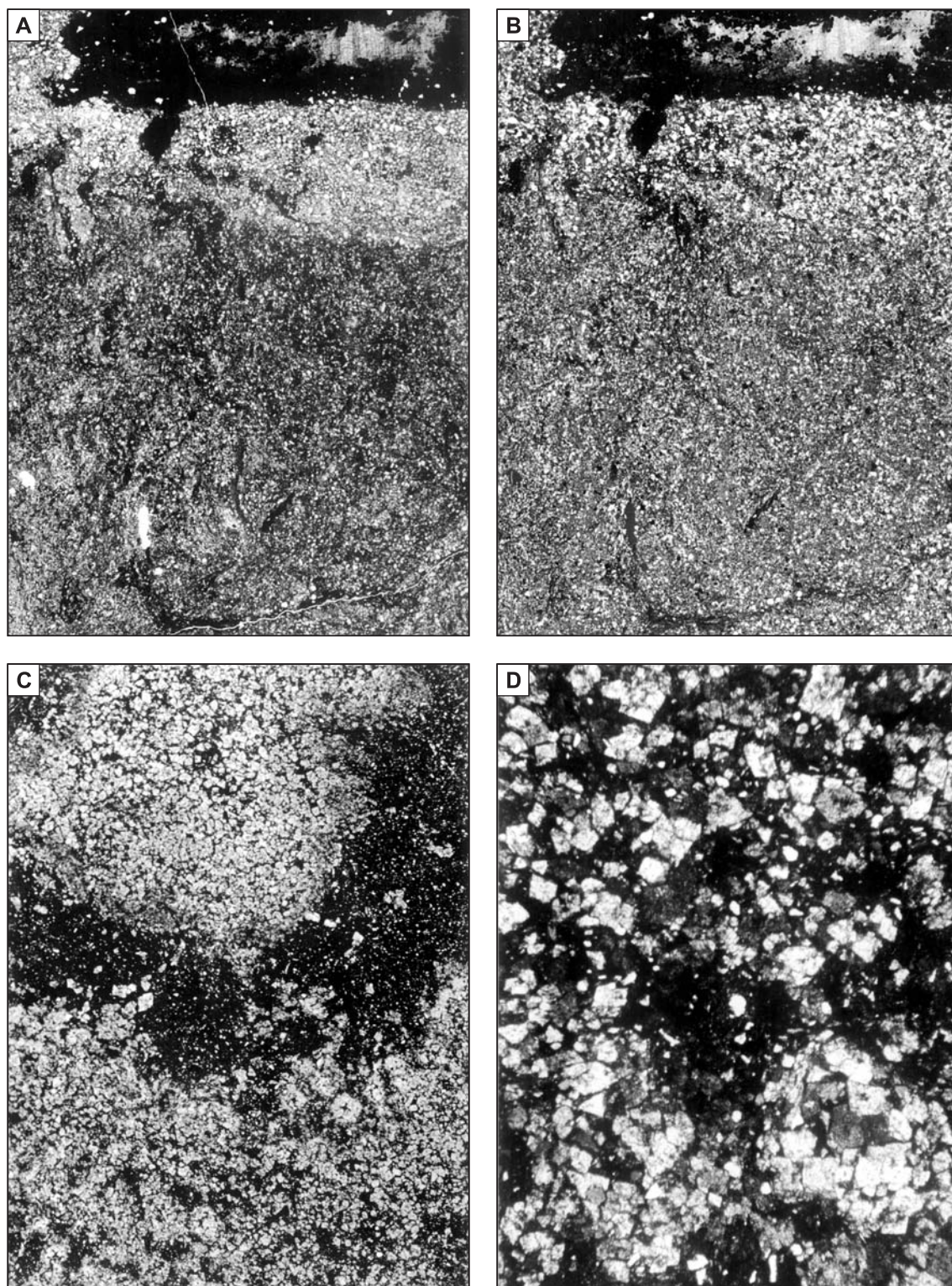


Fig. 17. **A.** Iłowiec piaszczysty z pionową norką mieszkalną domichnia wypełnioną pirytem i syderytem. Formacja zwoleńska, głęb. 1031,5 + 0,5 m, próbka 2, PL, $\times 9$. **B.** Iłowiec piaszczysty jw., XP. **C.** Iłowiec pylasty impregnowany getytem z konkrecjami cementacyjnymi dolosparytowymi. Formacja zwoleńska, głęb. 1036,2 + 1,0 m, próbka 6, PL, $\times 9$. **D.** Iłowiec pylasty jw., romboedry dolosparytu w konkrecji cementacyjnej. PL, $\times 50$

A. Sandy claystone with a vertical Domichnia burrow filled with pyrite and siderite. Zwoleń Formation, depth 1031.5 + 0.5 m, sample 2, PL, $\times 9$. **B.** Sandy claystone as above, XP. **C.** Silty claystone impregnated with goethite, with dolosparite cementation concretions. Zwoleń Formation, depth 1036.2 + 1.0 m, sample 6, PL, $\times 9$. **D.** Silty claystone as above, dolosparite rhombohedrons in a cementation concretion. PL, $\times 50$

Tabela 9

Cechy mikrofacjalne utworów formacji sycyńskiej
Microfacies features of the Sycyna Formation deposits

Nr pr.	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Uwagi
Iłowce i margle ilaste							
16	1333,9 + 0,3	laminowana równoległe	kwarc	do 2	0,005–0,12	0,01–0,06	illitowa i/lub illitowo-chlorytowa masa podstawowa jest w laminach przekształcona, przeważnie przekracza 20% osadu. Występują w niej żyłkowate skupienia perytowe równoległe do lamin i grudki perytu bakteryjnego (fig. 15B). Towarzyszą im skupienia substancji biogenicznej. Węgla tych osadów pochodzą głównie z bioklastów i osobników doloparytu (tab. 13)
17	1333,9 + 5,5		muskowit	2–5	0,02–0,2		
19	1406,1 + 2,5		bioklasty: ramienionogi zawiasowe i bezzawiasowe (fig. 15A), małże, małżoraczki (fig. 15D), konodonty, mszywioly, trylobity, tentakulity (fig. 15C), ryby, otwornice, <i>Problematica</i> , doloparyt	do 5	0,05–15,0		
20	1459,1 + 1,5						
22	1516,5 + 0,5						
23	1516,5 + 3,5						
24	1516,5 + 3,5						
Margle i margle ilaste II grupy mikrofacjalno-energetycznej							
21	1459,1 + 3,2	laminowana równoległe	bioklasty: ramienionogi zawiasowe, małże, liliowce, małżoraczki, konodonty, mszywioly, trylobity, tentakulity, zęby ryb, otwornice, <i>Problematica</i> , doloparyt	5–35	0,06–7,5	0,5–1,0	liczne grudki perytu bakteryjnego oraz skupienia żyłkowe. Towarzyszą im skupienia substancji biogenicznej
			kwarc	pojed.	0,01–0,1	0,02–0,04	
Wapienie margliste – flotony bioklastyczne							
16a	1333,9 + 1,4	równoległa	bioklasty, w tym:	70	0,4–7,0	2,0–3,0	mikrofacja ramienionogowo-mszywiolowa typu flotonu sztormowego. Spoiwo kalcyparytowo-ilaste silnie przekształcone wraz z niektórymi bioklastami
			ramienionogi zawiasowe, liliowce, małżoraczki	ok. 15			
			konodonty	ok. 25			
			mszywioly	ok. 30			
			trylobity, zęby i łuski ryb, małże				
			kwarc, muskowit	spod.			

i 0,2 mm. Z każdej próbki pobrano 10-gramową naważkę, z której w bromoformie wyodrębniono minerały ciężkie. Preparaty zatopiono w balsamie kanadyjskim i poddano analizie mikroskopowej. Wyniki analiz przedstawiono w tabeli 12.

W zespole minerałów ciężkich stwierdzono wyraźną ilościową zmienność mineralną. Dotyczy ona udziału leukoksenu oraz niektórych minerałów przezroczystych: cyrkonu (4,15–12,48%), granatu (0,17–5,13%), turmalinu (8,02–20,11%), rutylu (1,94–4,80%) oraz biotyty i chlorytu (10,54–34,03%). Z tego zespołu naistotniejszą rolę odgrywają minerały typomorficzne, metamorficzne, do których należą: dysten, staurolit, sylimanit, hornblenda, epidot i tytanit.

Paragenetyczne stosunki minerałów wskazują, że materiał terygeniczny pochodzi głównie z okruszków granitów i skał metamorficznych podległych procesom pneumatolizy, które do osadów formacji czarnoleskiej dostały się w wyniku wielokrotnej erozji i depozycji starszych piaskowców. Stan zachowania minerałów jest zły. Cechy morfologiczne minerałów są

niewyraźne ze względu na rozkruszenie i obtoczenie ziaren. Najbardziej charakterystyczne i najlepiej zachowane minerały to: cyrkon, turmalin i rutyl. Minerały te występują najczęściej w postaci ziaren obtoczonych, rzadziej idiomorficznych kryształów. Wśród idiomorficznych ziaren cyrkonu przeważają ziarna krótkopryzmatyczne, przeważnie z dobrze wykształconymi ścianami słupa pierwszego rzędu (110) i drugiego rzędu (100), bezbarwne lub różowe. W ziarnach tych często tkwią inkluzje płynne lub gazowe albo wrostki magnetytu. W niektórych ziarnach zachowały się ściany bipiramidy (112) oraz budowa regeneracyjna. Wśród zbadanych ziaren cyrkonu występują głównie kryształy o elongacji L/B = 1,3–2, rzadziej 2,5–3, a sporadycznie nawet 7, a więc pochodzące ze skał metamorficznych – gnejsów, rzadziej ze skał magmowych – granitów. Z porównań morfologicznych kryształów z krystaliniku Wołynia (Łazarenko i in., 1960) wynika, że analizowane minerały są najbardziej podobne do cyrkonów z kompleksów skał żytomiersko-kirowogradzkiego i metamorficznego.

Tabela 10

Cechy mikrofacjalne utworów formacji czarnoleskiej
 Microfacies features of the Czarnolas Formation deposits

Nr pr.	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Spoiwo	Udział [%]	Uwagi
Piaszkowce									
13	1269,6 + 0,7	równoległa	kwarc	70	0,008–0,40	0,25	illitowo-chlorytowe	5	piaskowce średnioziarniste
			skalenie	1	0,08–0,30		kwarcowe	20	
			chloryt + muskowit	2	0,12–0,50		kalcydolo-sparytowe	ok. 2	
14	1268,6 + 2,6	równoległa	kwarc	68–70	0,04–0,25	0,12	illitowe	10	piaskowce drobnoziarniste
15a	1268,6 + 5,3		skalenie	do 2	0,04–0,20		kwarcowe regeneracyjne	18–20	
			muskowit + chloryt + biotyt	2–3	0,04–0,55		kalcysparyt	do 2	
11	1191,1 + 3,3	laminowana równoległa	kwarc	60	0,02–0,25	0,10	illitowe	17	w piaszkowcu łyszczykowo-kwarcowym udział biotytu + chlorytu wynosi ok. 10%. Mikrofacjalnie i składem mineralnym podobny do pyłowca piaszczystego formacji zwolenńskiej (fig. 16A, B)
			mikroklin	2	0,06–0,20		kwarcowe	10	
			biotyt + chloryt + muskowit	11	0,06–0,50	0,20	regeneracyjne		
			minerały ciężkie	poj.	0,02–0,10				
Piaszkowce kwarcowo-ilaste i łyszczykowo-kwarcowo-ilaste									
11a	1191,1 + 1,3	równoległa	kwarc	60	0,02–0,28	0,08–0,10	illitowe właściwe i gniazdowe	20	ziarna przeważnie ostrokrawędziste; osad złożony w strefie słabej aktywności wód
			mikroklin	2	0,06–0,25		kalcydolo-sparytowe poikiloklastyczne	18	
			chloryt + muskowit + biotyt	poj.	0,06–0,50				
			minerały ciężkie (tab. 12)	poj.	0,03–0,15				
10	1191,1 + 0,3	równoległa	kwarc	40–70	0,03–0,25	0,08–0,12	illitowe	15–28	grupa energetyczno-mikrofacjalna wód
Iłowce piaszczyste									
15	1268,6 + 3,5	smużysta	kwarc	30	0,02–0,25	0,10	illitowo-chlorytowe	68	w illicie liczne drobne i nieregularne grudki pirytu. Osad złożony w środowisku okresowej słabej aktywności wód
			mikroklin	poj.	0,06–0,20				
			muskowit + biotyt	2	0,06–0,40				
			minerały ciężkie	sporad.	0,02–0,06				

Tabela 11

Cechy mikrofacjalne utworów formacji zwoleńskiej
Microfacies features of the Zwoleń Formation deposits

Nr pr.	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Spoiwo	Udział [%]	Uwagi
Piaskowce kwarcowe i łyszczykowo-kwarcowe oraz pyłowce									
4	1031,7 + 2,5	laminowana równoległa	kwarc	35	0,01–0,20	0,06	ilaste	20	pyłowiec piaszczysty (fig. 16A, B)
			muskowit	30	0,08–0,50	0,20	kwarcowe regeneracyjne	8	
			chloryt + biotyt	7	0,06–0,40				
			minerały ciężkie	poj.	0,02–0,06				
5	1036,2 + 0,5	równoległa	kwarc	50	0,02–0,30	0,10	illitowe kwarcowe	28	piaskowiec z przerostami ilasto-chlorytowymi
			muskowit	10	0,06–0,55	0,15		10	
			chloryt + biotyt	2	0,06–0,40	0,15			
			minerały ciężkie	poj.					
8	1094,0 + 1,5	smużysta	kwarc	50	0,01–0,25	0,12	illitowe właściwe i gniazdowe	43	gniazda dolosparytowe z osobnikami średnicy 0,04–0,35 mm konkrecji cementacyjnych poikiloklastycznych
			mikroclin + albit	5	0,04–0,30				
			muskowit + biotyt + chloryt	2	0,06–0,40	0,20			
			minerały ciężkie	poj.					
Iłowce pylaste i piaszczyste									
2	1031,7 + 0,5	laminowana konwolutnie	kwarc	25	0,02–0,30	0,06–0,10	illitowe z licznymi grudkami pirytu	65	laminacja zaburzona konwolutnie, przecięta żyłką piaskowca kwarcowego oraz jamką domichnia wypełnioną kalcysyderosparytem (fig. 17A, B)
			mikroclin	poj.					
			muskowit chloryt + biotyt	10	0,06–0,50				
3 7	1031,7 + 1,5 1094,0 + 0,2	beżładna lub równoległa	kwarc	25	0,02–0,35	0,08–0,15	illitowo-getytowe	65–70	ziarna ostrokrawędziste; w pr. 7 występują konkrecyjne skupienia dolosparytowe (fig. 16D, 17C, D)
muskowit	5–10	0,06–0,50							
9	1094,0 + 4,5	równoległa	kwarc	30	0,01–0,30	0,10	illitowe impregnowane getytem i hematytem (fig. 16C)	68	lokalnie występują fragmenty płaskich onkoidów ilasto-hematytowych
			mikroclin	poj.	0,06–0,25				
			muskowit	2	0,06–0,25				
			zwęglone szczątki roślin	poj.					
6	1036,2 + 1,0	beżładna	kwarc	10	0,01–0,15	0,05	illitowo-getytowe	85	cementacyjne konkrecje dolosparytowe poikiloklastyczne z dolosparem 0,02–0,05 mm
			muskowit	5	0,04–0,30	0,15			
1	1025,7 + 4,7	laminowana soczewkowo	kwarc	3	0,0005–0,10	0,01	illitowe	ok. 80	pojedyncze grudki i skupienia pirytu średnicy 0,01–0,4 mm
			muskowit	15	0,02–0,10	0,06			
			zwęglona sieczka roślinna	2	0,02–0,45				

Tabela 12

Wyniki analiz minerałów ciężkich z piaskowców formacji czarnoleskiej

Results of heavy minerals analysis of the Czarnolas Formation sandstones

Nr pr./głęb. [m]	10/1191,1 + 0,3	11a/1191,1 + 1,3	14/1268,6 + 2,6	15a/1268,6 + 5,3
% wag. min. ciężkich w próbce	0,20	0,20	0,20	0,20
Minerały:	Udział minerałów ciężkich [%]			
Magnetyt	5,06	2,34	2,01	2,91
Ilmenit + leukoksen	30,16	38,58	38,57	34,26
Piryt + tlenki Fe	5,12	4,09	4,36	8,60
Σ minerałów nieprzezroc.	40,34	45,01	44,94	45,77
Cyrkon	11,50	4,15	7,85	12,48
Granat	1,91	2,75	0,17	5,13
Turmalin	8,02	9,98	12,39	20,11
Rutyl	2,95	1,94	4,80	4,16
Dysten	–	0,07	–	–
Staurolit	–	–	0,09	0,14
Sylimanit	0,26	0,54	0,45	–
Epidot	0,39	0,33	0,17	0,55
Hornblenda	0,53	0,60	1,05	0,42
Tytanit	0,13	0,33	0,26	0,42
Anataz	0,46	0,20	0,09	–
Brukite	–	0,07	0,17	0,14
Apatyt	–	–	–	0,14
Chloryt + biotyt	33,51	34,03	27,57	10,54

Analiza mikrofacjalna osadów

Analizę mikrofacjalną osadów rozpatrzono łącznie pod względem składu petrograficznego osadów jak i pod względem stosunku ilościowego allochemów i materiału terygenicznego (terallochemów) do mikrytu i sparytu. Zgodnie z indeksem energetycznym osadów zaproponowanym przez Foka (1962, 1968), określającym klasy energetyczne osadów węglanowych oraz uwzględniającym odpowiedniki osadów terygeniczych, wyróżniono klasy i subklasy mikrofacjalno-energetyczne.

Subklasy M1A i M1B mikrytów i mikrytów terallochemowych (do 10% terallochemów) odpowiadają pod względem energetycznym środowisku wód stojących.

Subklasy 2A i 2B, określone jako grupa TAM (terallochemomikryty), zawierające 10–25% terallochemów zostały złożone w wodach okresowo aktywnych w środowisku wód spokojnych.

Klasa mikrofacjalno-energetyczna osadów niedojrzałych IMR zawiera powyżej 50% terallochemów oraz 15–50% mikrytu lub materiału ilastego. W przypadku osadów terygeniczych mieści się w grupie wak.

Subklasa IMR 3B zawiera 5–15% mikrytu, reszta spoiwa jest sparytowa. Granicę między subklasami 3A i 3B postawiono, zgodnie z propozycją Pettijohna i in. (1972), na granicy arenitów i wak – 15% spoiwa o średnicy poniżej 30 mikronów. Subklasy IMR 3A i IMR 3B odpowiadają pod względem energetycznym środowiskom wód słaboaktywnych, uniemożliwiających wypłukanie mikrytu lub ilu.

Subklasy osadów prawie dojrzałych SBMR 4A i 4B zawierają poniżej 5% mikrytu i ilu. W przypadku osadów terygeniczych reprezentują prawie dojrzałe arenity. Osady prawie dojrzałe były deponowane w środowisku wód umiarkowanie aktywnych.

Osady 5. klasy – grup energetycznych osadów dojrzałych MR i superdojrzałych SMR nie były stwierdzone w rdzeniach wiertniczych otworu Białopole IG 1.

Krzysztof RADLICZ**UWAGI O SEDYMENTACJI I DIAGENEZIE UTWORÓW DEWONU**

Kompleks osadów ilastych illitowo-chlorytowych formacji sycyńskiej reprezentowany jest przez mikrofacje mikrytowe i mikrytowo-bioklastyczne, osadzone w środowisku wód spokojnych poniżej podstawy falowania. W kompleksie tym znajdują się drobne wkładki wzbogacone w grubsze bioklasty, powstałe w wyniku działania słabych prądów okresowo aktywnych wód w strefie wód spokojnych. Coraz liczniejsze wkładki allochemowe, bogate w grubsze fragmenty szczątków fauny, pojawiają się w górnej części formacji sycyńskiej prawdopodobnie jako wynik działania sztormów w coraz płytszym i ograniczonym zbiorniku morskim, stanowiąc tzw. bruk sztormowy (Brenner, Davies, 1973; Dżułyński, Kubicz, 1975; Radlicz w: Miłaczewski i in., 1983). Wkładki typu osadów mszywiolowych – flotstonów lub rudstonów utworzyły się w wyniku działalności sztormowej. Osad ten, mimo udziału

ilu, zaliczono do grupy mikrofacji osadów inwersji strukturalnej, powstały w krótkotrwałym sztormowym epizodzie działania silnej energii hydrodynamicznej.

W osadach formacji czarnoleskiej zaznaczył się intensywny dopływ materiału terygenicznego do basenu sedymentacyjnego. Dlatego w osadach przeważają piaskowce kwarcowe i łyszczykowo-kwarcowe, należące do wak grupy IMR 3A, arenitów IMR 3B oraz SBMR 4A. W niższym odcinku profilu formacji przeważają tekstury równoległe, w wyższym – laminowane równoległe lub skośnie, niekiedy riplemarkowe małej skali. Zmiany teksturalne są wynikiem migracji stref środowiskowych w zbiorniku morskim w stronę prodelty, w której zaznaczył się dopływ materiału okrucowego z lądu, deponowanego następnie w środowisku słabej, rzadziej umiarkowanej energii wód, o czym świadczy udział łatwo spławialnych

Tabela 13

Zestawienie mineralogicznych przeliczeń analiz chemicznych węglanów [%] w osadach dewonu

A chart showing mineral recalculations of chemical analyses of carbonates [%] in the Devonian deposits

Nr pr.	Głębokość [m]	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	CaSO ₄	MgO niewęg.	CaO w węgl.	MgO w węgl.	MgO/CaO	dd	Suma węgl.	Dolomit
1	1025,7 + 4,7	—	—	1,53	—	2,10	—	—	—	—	1,53	—
2	1031,7 + 0,5	—	—	1,71	—	0,52	—	—	—	—	1,71	—
3	1031,7 + 1,5	—	—	1,63	—	0,66	—	—	—	—	1,63	—
4	1031,7 + 2,5	—	—	1,42	—	1,25	—	—	—	—	1,42	—
5	1036,2 + 0,5	—	—	1,40	—	1,70	—	—	—	—	1,40	—
6	1036,2 + 1,0	3,05	2,57	0,59	—	2,15	1,71	1,23	0,719	1000	6,20	5,62
7	1094,0 + 0,2	1,14	0,96	1,87	—	1,77	0,64	0,46	0,719	1000	3,97	2,10
8	1094,0 + 1,5	0,23	0,21	—	0,66	1,05	0,13	0,10	0,719	1000	0,44	0,44
9	1094,0 + 4,5	0,43	0,36	0,42	—	1,42	0,24	0,24	0,719	1000	1,21	0,79
10	1191,1 + 0,3	0,55	0,43	1,18	—	0,97	0,31	0,23	0,719	1000	2,20	1,02
11	1191,1 + 1,3	0,55	0,47	0,26	—	0,97	0,31	0,23	0,719	1000	1,28	1,02
12	1191,1 + 4,8	0,48	0,41	1,37	—	1,20	0,27	0,20	0,719	1000	2,26	0,89
13	1268,6 + 0,7	0,98	0,83	0,37	—	0,16	0,55	0,40	0,719	1000	2,18	1,81
14	1268,6 + 2,6	0,46	0,39	0,34	—	0,05	0,26	0,19	0,719	1000	1,19	0,85
15	1268,6 + 3,5	0,25	0,21	1,97	—	2,52	0,14	0,10	0,719	1000	2,43	0,46
16	1333,9 + 0,3	11,16	5,50	—	—	2,31	6,25	2,63	0,421	586	16,66	12,03
17	1333,9 + 5,5	4,48	3,70	—	—	2,48	2,51	1,77	0,705	981	8,18	8,09
18	1401,8 + 2,5	37,39	3,49	—	—	0,15	20,95	1,69	0,081	113	40,88	7,63
19	1406,1 + 2,5	5,87	1,99	—	—	2,20	3,29	0,95	0,289	402	7,86	4,35
20	1459,1 + 1,5	11,60	3,22	—	—	1,75	6,50	1,54	0,237	330	14,82	7,04
21	1459,1 + 3,2	17,06	3,72	—	—	1,47	9,56	1,78	0,186	259	20,78	6,14
22	1516,5 + 0,5	16,02	4,58	—	—	1,56	9,37	2,19	0,234	325	21,30	10,02
23	1516,5 + 3,5	28,00	3,60	—	—	1,27	15,69	1,72	0,110	1,53	31,60	7,87
24	1516,5 + 5,5	15,72	3,33	—	—	1,34	5,81	1,59	0,180	250	19,05	7,29

łyszczaków. Analizy minerałów ciężkich wskazują na dopływ materiału terygenicznego z obszaru Wołynia (Łazarenko i in., 1960).

Osady formacji zwoleńskiej (zbadane w trzech odcinkach rdzeniowych) złożone są (w zachowanym odcinku profilu formacji) głównie z iłowców pylastych i piaszczystych, podrzędnie z piaskowców i pyłowców piaszczystych, kwarcowych i łyszczakowo-kwarcowych. Powstały one w środowisku lądowym w facji korytowej (piaskowce i waki) oraz w facjach pozakorytowych bagnistych równi aluwialnych (iłowce pylaste i piaszczyste). Występowanie związków żelaza w postaci uwodnionych tlenków oraz pirytu wiąże się ze zmiennością środowiska oksydacyjno-reduk-

cyjnego. Problem ten został omówiony w artykule autora na temat mikrofacji i sedymentacji osadów dewonu z otworu wiertniczego Tomaszów Lubelski IG 1 (Radlicz, 1975). Występowanie pirytu w stropowych osadach formacji zwoleńskiej w otworze wiertniczym Białopole IG 1 związane jest ze zmianą środowiska sedymentacyjnego na zastoiskowe i środowiska redoks w osadzie na redukcyjne. Sposób występowania pirytu w postaci ziemistych przerostów oraz bakterialnych agregatowych kuleczek, a obok nich czarnych, nieregularnych skupień związków manganu sugeruje, że piryt w osadzie wytworzył się w osadzie wtórnie, pod wpływem bakterii beztlenowych, z rozproszonych w osadzie tlenków żelaza.

Duża pionowa zmienność litologiczna osadów formacji zwolenńskiej i cechy facjalno-depozycyjne oraz mineralogiczne przemawiają za interpretacją środowiska depozycyjnego formacji jako delty z siecią kanałów rozprowadzających, jezior przepływowych i zamkniętych, równi aluwialnych i bagien czasowo zalewanych wodą morską poprzez pływy lub napływ wód morskich do rzek w czasie cofki sztormowej.

Konkrecje węglanowe różnych typów występujące licznie w profilu formacji podobne są do konkrecji wydzielonych przez Wyrwickiego i Maliszewską (1977). Wiążą się one genetycznie z diagenetyczną dyferencjacją krystalizacji węglanów w osadzie, pierwotnie rozpuszczonych w bogatych w związki wapnia i magnezu wodach porowych, które z czasem reagowały ze związkami żelaza podczas ewaporacji tych wód.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, SEDYMENTOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil otworu wiertniczego Białopole IG 1 jest zlokalizowany we wschodniej części lubelskiego, karbońskiego basenu sedymentacyjnego, w podłożu którego występuje kraton wschodnioeuropejski (fig. 18). Otwór jest usytuowany w obrębie zrębowego podniesienia kumowskiego, ograniczonego uskokiemi Gdoli i Święcicy oraz włodziemskim, w jego wschodniej części zwanej blokiem Dubienki (Żelichowski, 1972). Porzycki (1988) nazwał to podniesienie antykliną Rejowca. Opisujący profil otworu dowiązано do oddalonego o 26 km ku południowi profilu otworu Terebin IG 4. Utwory karbonu w profilu Białopole IG 1 występują w interwale 515,0–1030,0 m według pomiarów geofizycznych i mają miąższość 515,0 m. Według miary wiertniczej strop znajduje się na głębokości 515,4 m, natomiast spąg – 1031,84 m, przy miąższości wynoszącej 516,44 m. W podłożu karbonu występują utwory dewonu dolnego, natomiast w nadkładzie – jury górnej.

Litologia

Litologię utworów karbonu scharakteryzowano na podstawie opisu makroskopowego i analizy litofacjalnej rdzeni wiertniczych, analizy pomiarów geofizycznych wykonanych przez autorkę (Waksmundzka, 2010b) oraz archiwalnego opisu rdzeni znajdującego się w dokumentacji wynikowej tego otworu (Żelichowski, 1971). Profil karbonu był rdzeniowany w niewielkim stopniu, obejmującym ok. 8% jego miąższości (ok. 40 m rdzenia), z tego też względu poniższa charakterystyka w większym stopniu opiera się na danych geofizyki otworowej, a w mniejszym na danych z rdzeni wiertniczych.

W profilu występują wapienie, margle, iłowce, mułowce, piaskowce, gleby stigmariowe, iłowce i mułowce węgliste oraz węgiel. Miąższościowo dominują iłowce i mułowce, dość duży udział mają również skały węglanowe. Wapienie i rzadziej margle występują w ławicach o miąższości 0,2–12,5 m. W niższej części profilu są one dość liczne i grubsze, natomiast w wyższej spotykane są rzadziej. Wapienie są brązowoszare, organodetrytyczne, masywne, zwężłe, czasami z nieregularnie rozmieszczonymi laminami ilastymi (fig. 19D). Zaobserwowano w nich trochity, okruch muszli *Gigantoproductus* sp. oraz detryt fauny. Margle są ciemnoszare i zawierają detryt fauny, konkrecje sydereytowe oraz czasami spirytyzowane bioturbacje (fig. 19A–C).

Iłowce występują w warstwach o miąższości 0,5–10,0 m. W rdzeniach wiertniczych wydzielono trzy grupy tych skał. Do pierwszej włączono ciemnoszare, rzadziej czarne lub szare iłowce, które charakteryzują się strukturą masywną lub laminacją poziomą (fig. 20A), obecnością fauny morskiej, lamin sydereytowych i czasami bioturbacji. W drugiej grupie występują szare lub jasnoszare iłowce o strukturze masywnej, w których spotykana jest zwęglona sieczka roślinna i konkrecje sydereytowe (fig. 20B). Do trzeciej grupy włączono iłowce jasnoszare, szare lub ciemnoszare, miejscami z brązowymi i ciemnoczerwonymi plamami, miąższości 0,6–2,0 m, które charakteryzują się strukturą gruzłową i obecnością zlustrowań kompacyjnych, nadających im cechy tzw. gleby stigmariowej (fig. 20C). Występuje w nich liczna zwęglona flora, tj. sieczka roślinna, stigmarije (fig. 20D), apendiksy, czasami drobne sferolity oraz konkrecje sydereytowe wielkości około 3×5 cm.

W profilu duży udział mają mułowce i mułowce piaszczyste, występujące w warstwach o miąższości 0,2–24,0 m. Mają one jasno- lub ciemnoszarą barwę i charakteryzują się strukturą masywną (fig. 21C) lub laminacjami: poziomą (fig. 21A), soczewkową i falistą. Na powierzchni lamin występują bardzo drobne łuski jasnych łyszczyków, sporadycznie zwęglona sieczka roślinna, konkrecje sydereytowe, sferolity, łuski ryb, małżoraczki i brachiopody *Lingula* sp. Czasami mułowce są silnie zaburzone bioturbacyjnie, a w miejscu bioturbacji występuje sydereyt (fig. 21B).

Piaskowce czasami występują w postaci warstw o miąższości 0,1–16,5 m. Rdzenie pobrano tylko z dwóch warstw piaskowców z niższej części profilu. Są to piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare i szare, kwarcowe, silnie zaburzone bioturbacyjnie (fig. 21E). W miejscu bioturbacji występuje sydereyt i czasami pirit. Blisko spagu karbonu spotykane są piaskowce gruboziarniste, brązowe, z widocznymi białymi ziarnami zwięzłych skał, masywne, zwężłe, wykazujące reakcję z kwasem solnym (fig. 21C, D).

W profilu występuje kilka warstw węgla o miąższości ok. 1 m, które zinterpretowano na podstawie analizy krzywych geofizyki otworowej. W rdzeniu występuje tylko jedna, cienka warstwa węgla humusowego o miąższości 0,05 m (fig. 20E). Spotykane są też czarne iłowce i mułowce węgliste, masywne zawierające bardzo liczne zwęglone fragmenty flory (fig. 20F).

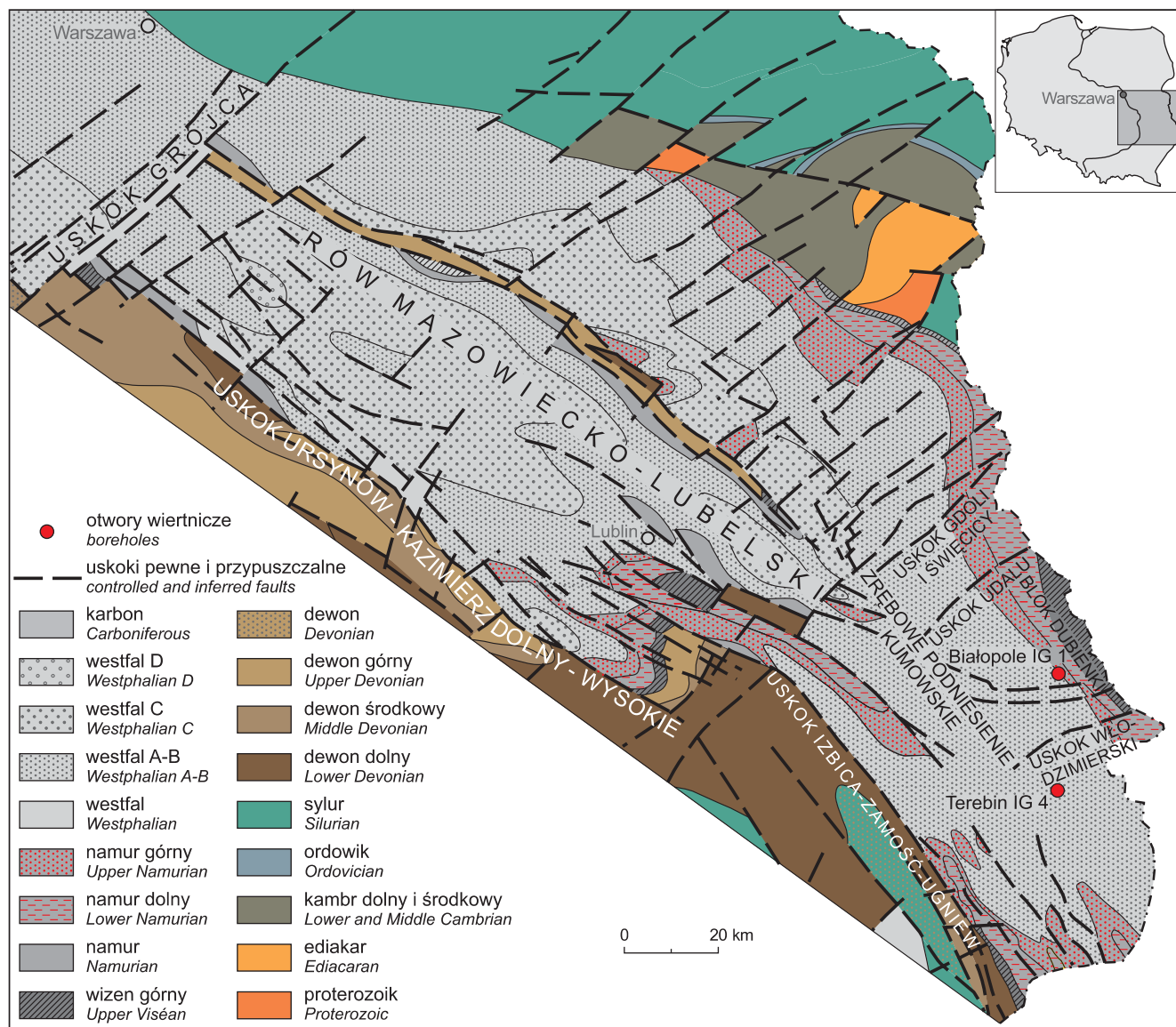


Fig. 18. Fragment mapy strukturalno-geologicznej basenu lubelskiego, bez utworów młodszych od karbonu (wg Żelichowskiego, Porzyckiego, 1983, zmienione)

Part of the structural-geological map of the Lublin Basin, without strata younger than Carboniferous (after Żelichowski, Porzycki, 1983, modified)

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Starszy, znajdujący się w dokumentacji wynikowej, podział utworów karbonu w profilu otworu Białopole IG 1 wprowadził Żelichowski (1971) na podstawie przesłanek litologicznych oraz nielicznych oznaczeń mikrofaunistycznych, których wyniki znajdują się w tym tomie. Wyróżnił on:

- silez, na głęb. 515,0–808,0 m (293,0 m);
- namur BC, na głęb. 515,0–596,5 m (81,5 m);
- namur A, na głęb. 596,5–808,0 m (211,5 m);
- dinant, na głęb. 808,0–1030,0 m (222,0 m);
- wizen górny, na głęb. 808,0–1030,0 m (222,0 m).

Granice chronostratygraficzne zaproponowane w tym tomie opracowano na podstawie metodologii stratygrafii sek-

wencyjnej, opierającej się na korelacji z sąsiednim reperym profilem Terebin IG 4 (Waksmundzka, 2010b) oraz z globalnym i zachodnioeuropejskim podziałem karbonu (fig. 22, 23). Metodyka tych badań została szczegółowo scharakteryzowana we wcześniejszych pracach autorki (Waksmundzka, 2006, 2010a). Korelacja pozwoliła na uszczegółowienie wcześniejszego podziału stratygrafii sekwencyjnej, który stworzono na podstawie dowiązania do profilu Łopienik IG 1 (Waksmundzka, 2008b *vide* fig. 42), co praktycznie polegało na wydzieleniu dodatkowej sekwencji.

Profile litologiczno-facjalne karbonu otworów Białopole IG 1 i Terebin IG 4 zostały zinterpretowane na podstawie analizy litofacjalnej rdzeni wiertniczych oraz analiz profili geofizyki otworowej. Następnie wykonano ich korelację litologicz-

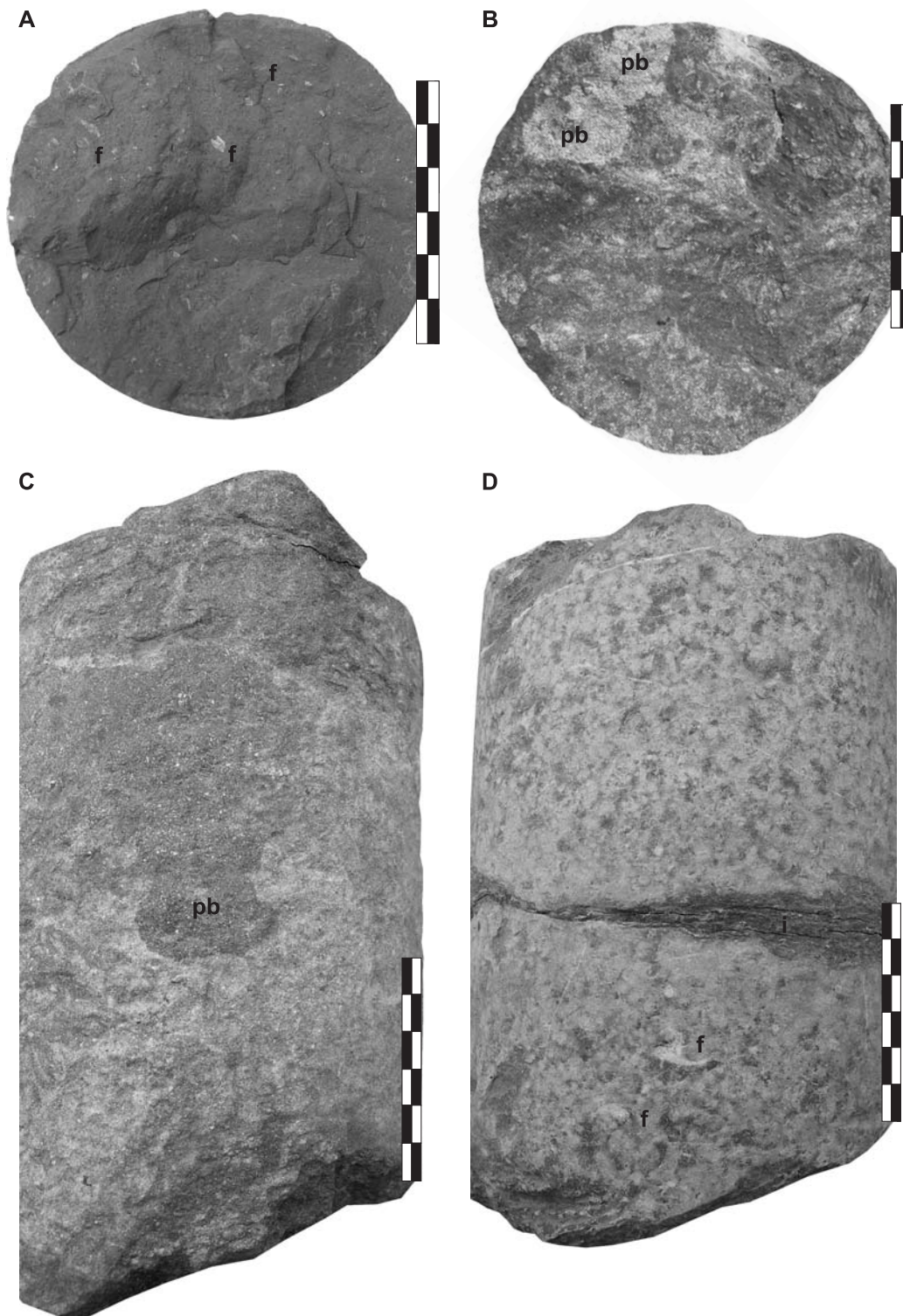


Fig. 19. **A.** Margiel ciemnoszary, widoczny brązowy detryt fauny (f), głęb. 772,9 m. **B.** Margiel ciemnoszary, widoczny biały detryt fauny i spirytyzowane bioturbacje (pb), głęb. 1020,6 m. **C.** Margiel ciemnoszary, widoczny biały detryt fauny i spirytyzowane bioturbacje (pb), głęb. 1020,6–1020,8 m. **D.** Wapień organodetrytyczny ciemnoszary, widoczny biały detryt fauny (f) i czarne smugi substancji ilastej (i), głęb. 945,6–945,8 m

A. Dark grey marl, brown fauna detritus (f) is visible, depth 772.9 m. **B.** Dark grey marl, white fauna detritus and pyritised bioturbation (pb) are visible, depth 1020.6 m. **C.** Dark grey marl, white fauna detritus and pyritised bioturbation (pb) are visible, depth 1020.6–1020.8 m. **D.** Dark grey organodetritic limestone, white fauna detritus (f) and black clayey streaks (i) are visible, depth 945.6–945.8 m

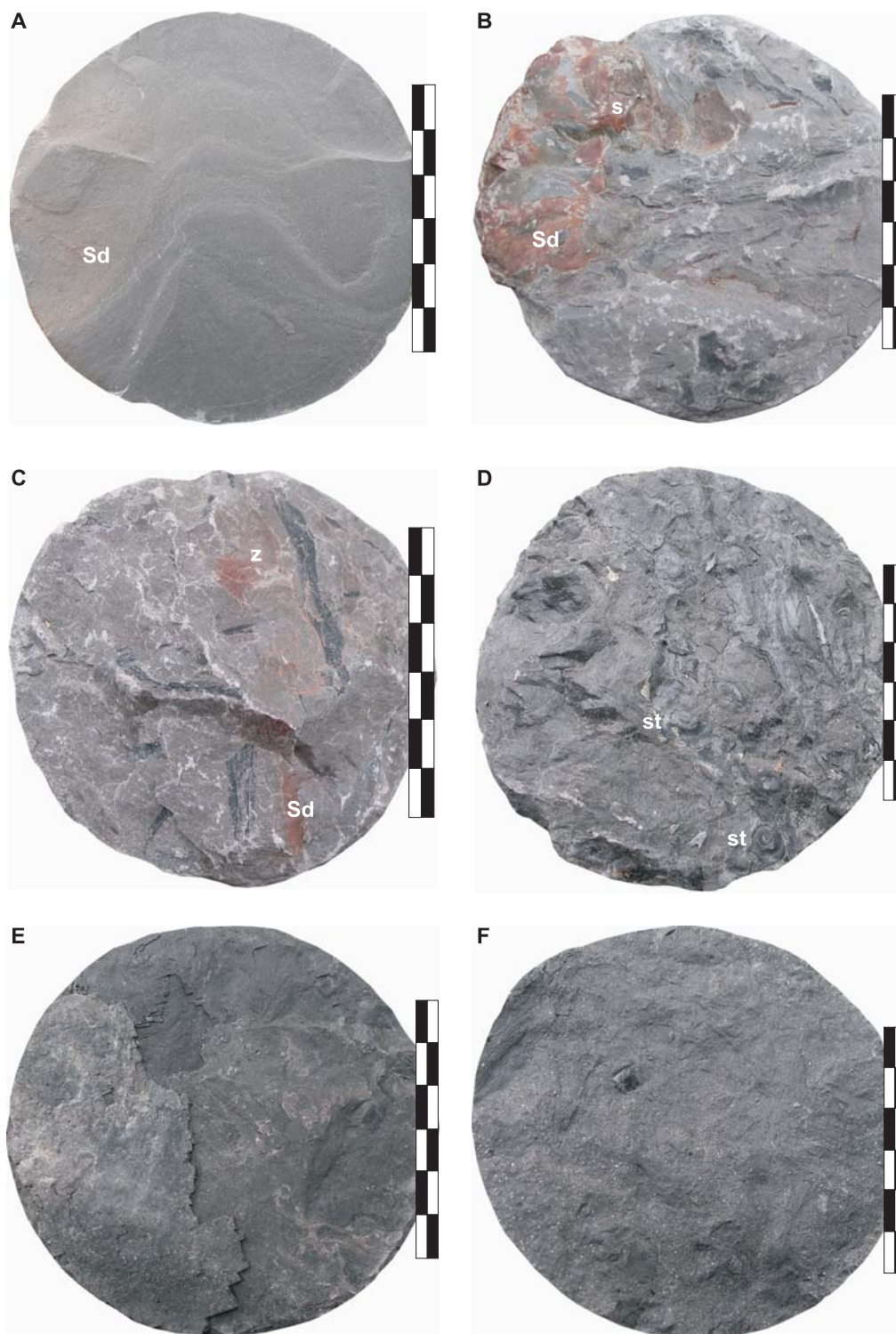


Fig. 20. **A.** Iłowiec szary, laminowany poziomo, widoczny intersekcyjny obraz lamin po przecięciu płaszczyzną rdzenia i brązowa lamina syderytu (Sd), głęb. 533,6 m. **B.** Iłowiec masywny szary, widoczna czarna zwęglona sieczka roślinna i brązowe przerosty syderytu (Sd), głęb. 524,6 m. **C.** Iłowiec o charakterze gleby stigmariowej, szary, widoczne zlustrowania kompakcyjne podkreślone brązowym syderitem (Sd) i czarna zwęglona sieczka roślinna, głęb. 522,7 m. **D.** Iłowiec o charakterze gleby stigmariowej, ciemnoszary, widoczna struktura gruzłowa, bardzo liczna czarna, zwęglona sieczka roślinna i stigmarię (st), głęb. 689,0 m. **E.** Węgiel humusowy czarny, głęb. 688,0 m. **F.** Mułowiec węglisty czarny, głęb. 688,2 m

A. Grey horizontally laminated claystone, intersective view of laminae after cutting of core surface, and brown siderite laminae (Sd) are visible, depth 533.6 m. **B.** Grey massive claystone, black coalified plant detritus and brown overgrowths of siderite (Sd) are visible, depth 524.6 m. **C.** Grey claystone of Stigmara soil type, slickensides related to compaction accentuated by brown siderite (Sd) and black coalified plant detritus are visible, depth 522.7 m. **D.** Dark gray claystone of Stigmara soil type, nodular structure, very numerous black coalified plant detritus and Stigmara (st) are visible, depth 689.0 m; **E.** Black humic coal, depth 688.0 m. **F.** Black carbonaceous mudstone, depth 688.2 m

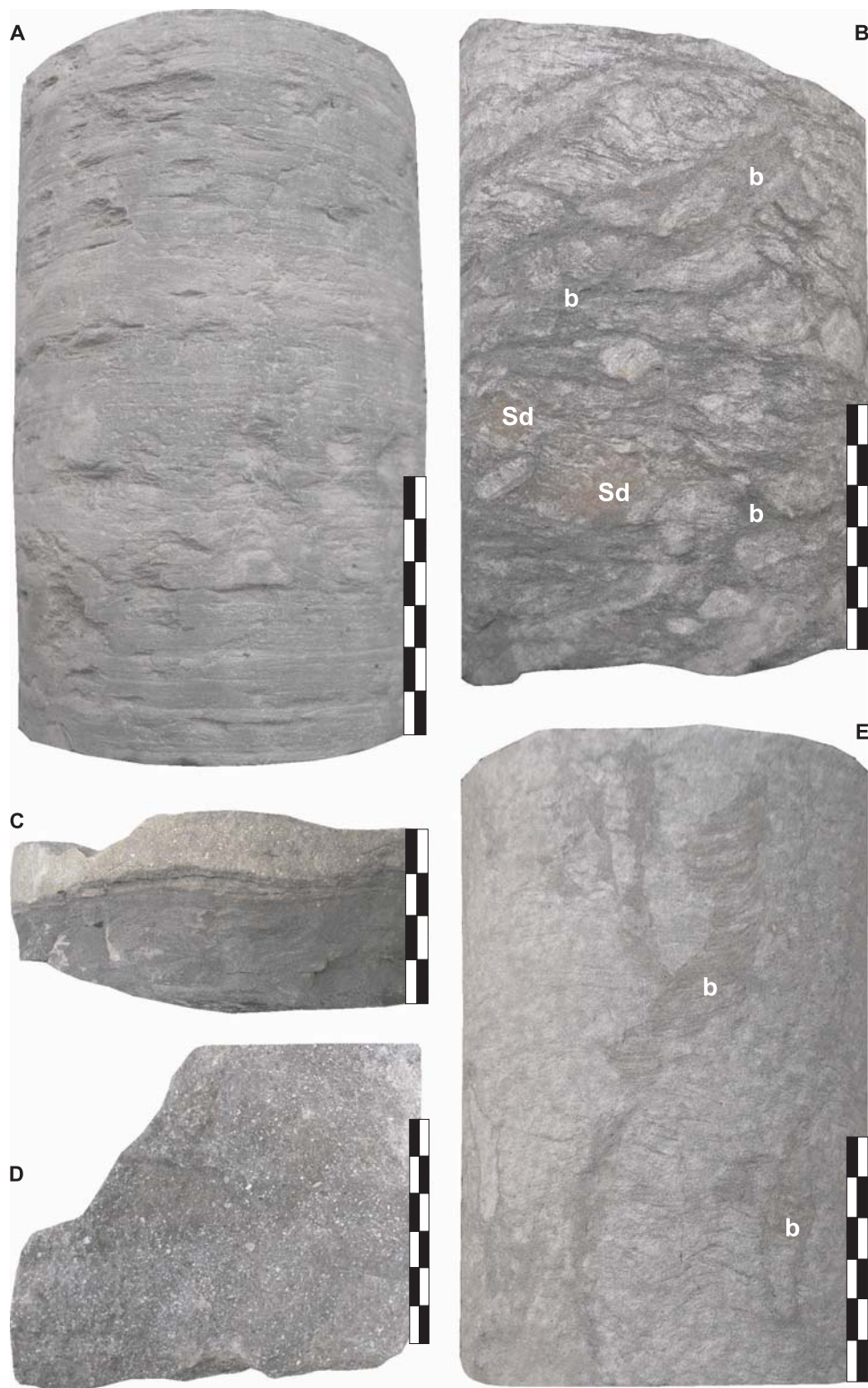


Fig. 21. **A.** Mułowiec szary, laminowany poziomo, głęb. 532,2–532,4 m. **B.** Mułowiec piaszczysty szary, zaburzony, widoczne bioturbacje (b) i brązowe przerosty syderytu (Sd), głęb. 852,15–852,30 m. **C.** Piaskowiec gruboziarnisty, masywny, brązowy z widocznymi białymi ziarnami skaleni, w spągu kontaktuje z czarnym mułowcem masywnym, głęb. 1028,89–1029,93 m. **D.** Piaskowiec gruboziarnisty, masywny, brązowy z widocznymi białymi ziarnami skaleni, głęb. 1028,80–1028,88 m. **E.** Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, zaburzony, widoczne bioturbacje (b), głęb. 848,2–848,4 m

A. Grey horizontally laminated mudstone, depth 532.2–532.4 m. **B.** Deformed grey sandy siltstone, bioturbation (b) and brown overgrowths of siderite (Sd) are visible, depth 852.15–852.30 m. **C.** Brown massive coarse-grained sandstone with visible white feldspar grains upon black massive mudstone, depth 1028.89–1029.93 m. **D.** Brown massive coarse-grained sandstone with visible white feldspar grains, depth 1028.80–1028.88 m. **E.** Deformed light grey fine-grained sandstone, bioturbation (b) is visible, depth 848.2–848.4 m

PODZIAŁ GLOBALNY			PODZIAŁY REGIONALNE																		
SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	PIĘTRO		PODPIĘTRO		STRATYG. SEKWENCJI LITOSTR. MODEL BIAŁOPOLE IG 1														
			Europa Zachodnia				Lubelszczyzna														
KARBON	MISISIPPIAN	MOSKOW	W E S T F A L	D	asturian	22															
				C	bolsovian	21						20									
						B	duckmantian					19		18		17		16			
				MFS								15		14		13					
				A	langsettian							13		12		11		10			
												B	kinderscoutian	9		8		7		6	
														A	arnsbergian	6		5		4	
						C	yeardonian					MFS 12				MFS 12		11		10	
				B	marsdenian							11		10		9		8			
						A	alportian					8		7		6					
												chokierian	7		6		5				
						V _{3c}	brigantian						5		4		3		2		
				V _{3b}	asbian							3		2		1					
		V _{3a}	holkerian ?			1															
				V _{2b}																	
		WIZ. SR.?																			
						</															

no-facjalną, która była podstawą do wydzielenia granic sekwencji depozycyjnych, powierzchni maksimum zalewu oraz ciągów systemowych (fig. 22). W niższej części profilu karbonu ze względu na sporadyczne występowanie piaskowców korytowych oraz ich małą rozciągłość lateralną przebieg granic sekwencji jest bardziej hipotetyczny niż w części wyższej.

Korelację dowiązano do wcześniejszego modelu opracowanego dla basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2008a, 2010a), a następnie do podziałów chronostratygraficznych. W analizowanych profilach ze względu na fragmentaryczne rdzenio-owanie nie zostały opisane dobrze datowane paleontologicznie izochroniczne horyzonty makrofaunistyczne, tj. np. *Posidonia* I i *Posidonia* II, znane z wielu pełnordzeniowych profili leżących w różnych częściach basenu lubelskiego (Musiał, Tabor, 1988). Jednakże analiza krzywych karotażowych wskazuje na ich obecność, czego podstawą jest występowanie dwóch sąsiadujących ze sobą maksimów na krzywej profilowania gamma, stwierdzanych również w innych profilach w podobnej pozycji stratygraficznej. Maksima te odpowiadają powierzchniom maksymalnego zalewu sekwencji 7 oraz 8 (Waksmundzka, 2010a). Znany z literatury wiek wymienionych horyzontów faunistycznych i odpowiadających im maksimów umożliwił dowiązanie schematu stratygrafii sekwencyjnej do podziałów chronostratygraficznych i wyznaczenia granic oddziałów i pięter globalnych oraz zachodnioeuropejskich.

Charakterystyka litofacjalna profilu stratygraficznego

Poniżej zamieszczono charakterystykę litofacjalną profilu w odniesieniu do poszczególnych jednostek globalnego podziału karbonu, jak również starszego, ale nadal stosowanego w praktyce geologicznej, podziału zachodnioeuropejskiego (fig. 23).

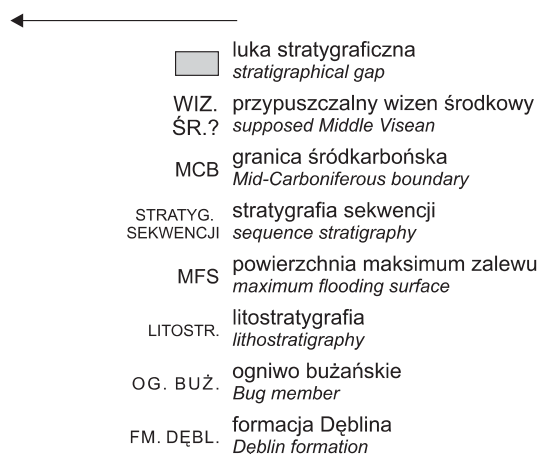


Fig. 23. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu Białopole IG 1

Chronostratigraphy, sequence stratigraphy and lithostratigraphy of the Carboniferous succession in the Białopole IG 1 borehole

Missisip i niższa część pensylwanu (podział globalny)

Wizen (podział globalny). Piętro wizeńskie podziału odpowiada opisanemu niżej piętru zachodnioeuropejskiemu wizenowi górnemu.

Wizen górny (podział zachodnioeuropejski). Wyższa część sekwencji 1 oraz sekwencje 2–5 odpowiadają górnemu wizenowi. Spąg tych utworów pokrywa się ze spagiem karbonu i sekwencji 1. Strop wizenu górnego wyznacza górna niezgodność sekwencji 5. W profilu występują głównie mułowce i czasem iłowce, reprezentujące środowisko delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, jak również liczne wapienie powstałe na obszarze płytkiego szelfu wapiennego. Większość tych utworów wchodzi w skład ciągów transgresywnych i wysokiego stanu, czyli powstałych w czasie podnoszenia względnego poziomu morza (WPM) oraz w czasie wysokiego stanu WPM.

Serpuchow i niższy baszkir (podział globalny). Utwory sekwencji 6–7 odpowiadają serpuhowi, a jego strop pokrywa się z górną niezgodnością sekwencji 7. Niezgodność ta jest tożsama z granicą śródkarbońską, oddzielającą missisip i pensylwan.

Niższa część baszkiru obejmuje sekwencje 8–13. W jej obrębie przypuszczalnie występuje luka stratygraficzna, spotykana również na pozostałym obszarze basenu lubelskiego (Waksmundzka, 1998, 2008a, 2010a), która obejmuje podpiętra zachodnioeuropejskie, tj. wyższy alportian i kinderscoutian (fig. 23).

Namur A, B, C i najniższy westfal A (podział zachodnioeuropejski). W profilu przeważają mułowce i iłowce powstałe w środowisku delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego. Warunki te rozwijały się w czasie podnoszenia się i wysokiego stanu WPM, dlatego też utwory te wchodziły w skład ciągów transgresywnych i wysokiego stanu. Wapienie powstałe na obszarze płytkiego szelfu węglanowego występują sporadycznie. Ostatnia w profilu ławica wapienna, charakteryzująca się dużą miąższością (9 m), jest zlokalizowana w sekwencji 6 (niższy namur A).

W przyspągowych partiach sekwencji 6, 7, 11 i 13 występują cienkie, kilkumetrowej miąższości piaskowce powstałe w środowisku koryt rzecznych, które rozwinęły się w czasie niskich stanów WPM. Zwykle powyżej piaskowców leżą mułowce lub iłowce gleby stigmarioide powstałe na rzecznych równiach zalewowych u schyłku niskiego stanu WPM. W stropie tych utworów przebiegają granice między ciągami niskiego stanu i transgresywnymi. Podobnej genezy jest jedyna grubsza ławica piaskowców o miąższości około 37 m spotykana w sekwencji 12, powyżej której leżą mułowce i iłowce węgliste.

Litostratygrafia

W profilu karbonu otworu Białopole IG 1 pierwszy nieformalny podział litostratygraficzny stworzył Żelichowski (1971) w nawiązaniu do wcześniejszego podziału swojego autorstwa (Żelichowski, 1969). Wyróżnił on jednostki:

- seria Bystrzyca, na głęb. 515,0–570,0 m (55,0 m),
- seria Komarowa, na głęb. 570,0–780,0 m (210,0 m),

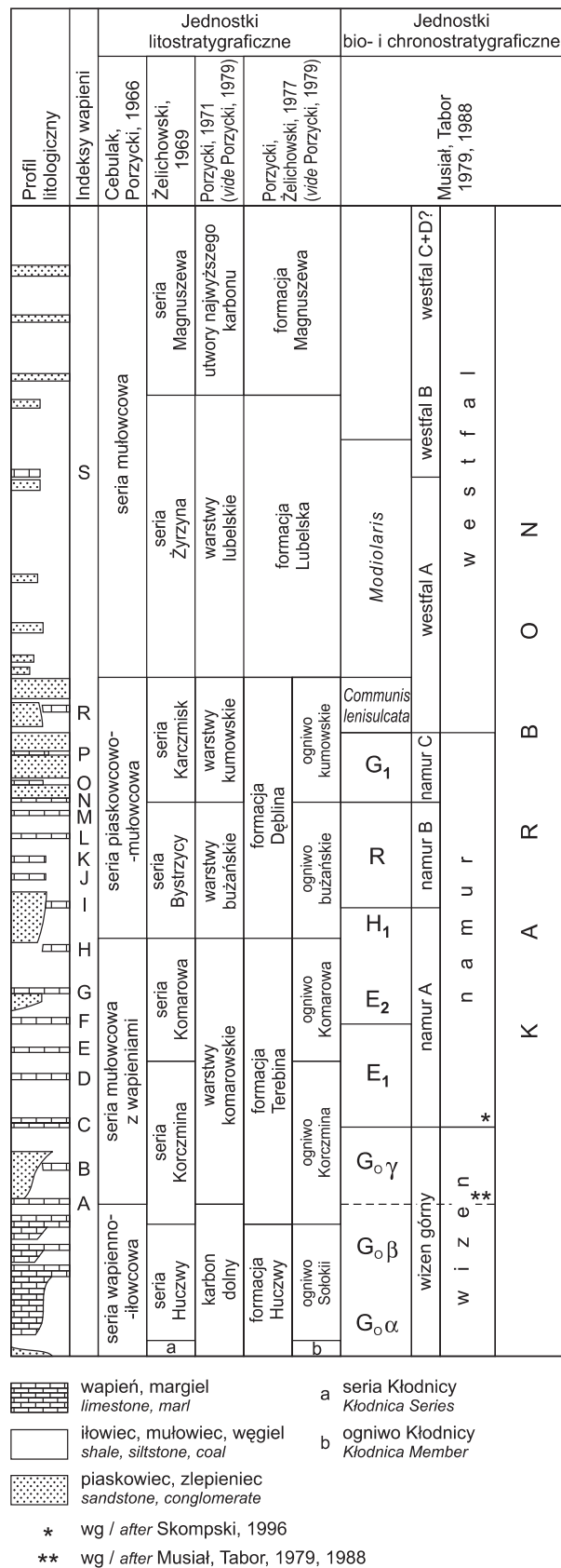


Fig. 24. Podziały lito-, bio- i chronostratygraficzne karbonu basenu lubelskiego

Litho-, bio- and chronostratigraphic divisions of the Carboniferous succession in the Lublin Basin

- seria Korczmina, na głęb. 780,0–940,0 m (160,0 m),
- seria Huczwy, na głęb. 940,0–1030,0 m (90,0 m).

Częściej stosowany w praktyce geologicznej jest późniejszy, również nieformalny, podział Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 *vide* Porzycki, 1979), dlatego dla potrzeb niniejszej pracy autorka wprowadziła ten podział (fig. 23, 24). Praktycznie polegało to na zmianie nazw odpowiadających sobie jednostek, co było możliwe ze względu na tożsamość granic w obu podziałach. W profilu wyróżniono jednostki:

- formacja Dęblina, na głęb. 515,4–570,0 m (54,6 m),
- ogniwo bużańskie, na głęb. 515,4–570,0 m (54,6 m),
- formacja Terebina, na głęb. 570,0–940,0 m (370,0 m),
- ogniwo Komarowa, na głęb. 570,0–780,0 m (210,0 m),
- ogniwo Korczmina, na głęb. 780,0–940,0 m (160,0 m),
- formacja Huczwy, na głęb. 940,0–1031,84 m (91,84 m).

Dowiązanie granic jednostek litostratygraficznych do modelu stratygrafii sekwencyjnej dla utworów karbonu basenu lubelskiego umożliwiło określenie ich rozpiętości czasowej (fig. 23). Utwory formacji Huczwy odpowiadają niższej części wizen górnego, formacji Terebina – wyższej części wizen górnego, namurowi A i B, natomiast formacji Dęblina – namurowi C i najniższemu westfalowi A.

Rozpiętość czasowa wymienionych jednostek litostratygraficznych znacznie odbiega od zasięgów przyjmowanych w literaturze. Różnice te stwierdzono również w wielu innych profilach karbonu w basenie lubelskim (Waksmundzka, 2007a, b, 2008a, b, 2011a). Potwierdza to diachronizm granic jednostek litostratygraficznych wykreowanych w literaturze jako izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977 *vide* Porzycki, 1979).

Stanisława WOSZCZYŃSKA

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW KARBONU

Badania mikrofaunistyczne zostały wykonane w 1971 r. na podstawie 14 próbek pochodzących z rdzeni wiertniczych z interwału głębokości 522,0–943,0 m (tab. 14). W próbkach

z głębokości 528,5–772,0 i 944,0–1031,0 m mikrofauny nie stwierdzono.

Tabela 14

Wykaz mikroskamieniałości oznaczonych w utworach karbonu
The listing of Carboniferous microfossils

Głębokość [m]	Mikrofauna	Frekwencja
522,0	<i>Hyperammina</i> sp. <i>?Ammodiscus</i> sp. zęby ryb	15 5 3
528,5	brak	
539,0	brak	
688,5	brak	
772,0	brak	
773,0	<i>Archaediscus krestovnikovi</i> Rauser <i>Tetrataxis</i> sp. <i>Cribroconcha costata</i> Cooper <i>Bythocyproidea ukrainica</i> Gurevitsch <i>Maciolatus strigosus</i> Gorak <i>Scrobicula scrobiculata</i> (Jones, Kirkby et Brady)	5 2 8 12 1 3
774,0	<i>Archaediscus krestovnikovi</i> Rauser <i>Eostaffella</i> sp.	20 4

Głębokość [m]	Mikrofauna	Frekwencja
943,0	<i>Monoceratina furcula</i> Croneis et Gale <i>Scrobicula scrobiculata</i> (Jones, Kirkby et Brady) <i>Amphiswites mosquensis</i> Posner <i>Bairdia brevis</i> var. <i>jonesi</i> Posner <i>Kellettina bituberculata</i> (McCoy)	1 4 1 5 4
944,0	brak	
945,0	brak	
946,0	brak	
1025,0	brak	
1026,0	brak	
1031,0	brak	

Aleksandra KOZŁOWSKA

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA UTWORÓW KARBONU

Badane utwory karbonu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne, sporadycznie przez węglanowe, wieku od wizenu do westfalu (Waksmundzka, 2011b). Charakterystykę skał oparto na analizie 25 próbek, z których 10 reprezentuje utworu wizenu, a 15 – namuru. W pracy wykorzystano następujące metody badawcze:

- badania w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), które obejmowały standardową analizę mikroskopową płytek cienkich, analizę barwnikową i analizę porowatości oraz analizę katodoluminescencyjną (CL),

- badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS.

W obrębie osadów wizenu występują piaskowce oraz mułowce z wkładkami iłowców i wapieni. W części przyspagowej, na głębokości poniżej 1020,0 m wyróżniono piaskowce wulkanoklastyczne. Osady namuru reprezentowane są przez mułowce z wkładkami piaskowców, iłowców oraz wapieni.

Piaskowce

Piaskowce reprezentują waki subarkozowe i arkozowe oraz arenity sublityczne wieku wizeńskiego, a także wakę kwarcową wieku namurskiego (tab. 15, fig. 25). Próbką z głęb. 849,5 m jest arenitem sublitycznym, bardzo drobnoziarnistym o teksturze bezładnej. Próbkę z głęb. 848,1 i 851,0 m reprezentują waki arkozowe, bardzo drobnoziarniste o teksturze lekko kierunkowej podkreślonej ułożeniem materii organicznej, syderytu oraz blaszek łyszczyków. Materiał detrytyczny w piaskowcach najczęściej jest półobtoczony i na ogół dobrze wysortowany. W dolnej części profilu stwierdzono obecność piaskowców wulkanoklastycznych (fig. 26A–C). Wśród nich wyróżniono waki subarkozowe i arenit sublityczny. Cechą charakterystyczną tych piaskowców jest słabe wysortowanie materiału detrytycznego, który najczęściej jest nieobtoczony. Waki subarkozowe mają strukturę drobnoziarnistą i teksturę bezładną, arenit sublityczny – strukturę średnioziarnistą i teksturę bezładną. W arenitach kontakty między ziarnami są przeważnie punktowe, rzadziej proste i wkłęsło-wypukłe. Natomiast w wakach przeważają kontakty punktowe lub ich nie ma.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, którego zawartość waha się od 29,7 do 65,7% obj., przeciętnie około 46% obj. skały. Kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym, którego zawartość w piaskowcach najczęściej wynosi około 10% obj. Do grupy ziarn kwarcu polikrystalicznego zaliczono także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Ponadto w piaskowcach wulkanoklastycznych powszechnie obserwowano kwarc piroklastyczny z charakterystycznymi zatokami korozyjnymi (fig. 26C). Skalenie reprezentowane są przez plagioklasy oraz skaleni potasowe. Zawartość ich wynosi od 1,7% (namur) do 15,0% obj. skały (wizen). Ziarna plagioklazów badane w katodolumine-

scencji wykazują świecenie w barwach zielonych, a skaleni potasowych – w niebieskich. Ziarna skaleni bardzo często dotknięte są działaniem procesów rozpuszczania, przeobrażania oraz zastępowania przez minerały wtórne (fig. 26C). Blaszkę łyszczyków, głównie muskowitu i biotyту, oraz chloryty, będące produktem przeobrażenia biotyту, stanowią od 0 do 6,7% obj. skały. Bardzo często blaszki łyszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompaktacji mechanicznej w skale. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich, głównie cyrkonu, rutylu oraz apatyту.

Ważnym składnikiem szkieletu ziarnowego są litoklasty, o zawartości od 0,3% (namur) do 11,9% obj. skały (wizen). Wśród litoklastów dominują skały wulkaniczne, w obrębie których widoczne są okruchy riolitów oraz fragmenty szkliska wulkanicznego. W mniejszej ilości występują okruchy skał głębinowych, typu granitoidów. Powszechne są skały metamorficzne, przeważnie łupki kwarcowo-łyszczykowe. Sporadycznie obserwowano fragmenty skał osadowych (iłowce, mułowce i piaskowce).

W arenitach spoiwo o charakterze porowym i/lub kontaktowym tworzą cementy, które przeważają ilościowo nad matriksem. W wakach występuje spoiwo porowo-kontaktowe, głównie matriks i w mniejszej ilości cementy. Matriks tworzą detrytyczne minerały ilaste często wymieszane z pyłem kwarcowym, substancją żelazistą oraz materią organiczną. W analizowanych piaskowcach karbońskich zawartość matriksu dochodzi do 34,0% obj. skały. Cementy reprezentowane są przez minerały diagenetyczne, wśród których wyróżniono: węglany, autigeniczne minerały ilaste, kwarc autigeniczny oraz pirit. Cementy węglanowe reprezentowane są głównie przez kalcyt, ankeryt i syderyt. Występowanie ich stwierdzono tylko w piaskowcach wizenu, w których tworzą spoiwo typu porowego.

Kalcyt występuje w piaskowcach wulkanoklastycznych, stanowiąc maksymalnie 8,7% obj. skały. Mineral ten traktowany roztworem Evamy'ego barwi się na czerwono. W katodoluminescencji kalcyt charakteryzuje się świeceniem w barwach pomarańczowych oraz żółtych (fig. 26A, B), w zależności od zawartości żelaza i manganu. Skład chemiczny kalcytu w piaskowcu z głęb. 1028,2 m przedstawia się następująco: punkt 1 – 94,2% mol. CaCO_3 , 1,6% mol. FeCO_3 , 0,4% mol. MgCO_3 , i 3,8% mol. MnCO_3 , punkt 2 – 92,9% mol. CaCO_3 , 2,4% mol. FeCO_3 , 1,2% mol. MgCO_3 , i 3,5% mol. MnCO_3 (fig. 26B). Wskazuje to na występowanie kalcytu manganowo-żelazistego (Mn/Fe kalcyt). Kalcyt najczęściej tworzy cement porowy, wypełniając przestrzenie porowe międzyziarnowe i wewnątrzziarnowe. Kalcyt zastępuje ziarna skaleni (fig. 26C), litoklastów i kwarcu.

Dolomit żelazisty (Fe-dolomit) i ankeryt są cementami węglanowymi, których zawartość waha się od 0 do 13,7% obj. skały. Minerały te w reakcji z roztworem Evamy'ego barwią się na niebiesko. Fe-dolomit i ankeryt w badaniach CL nie wykazują świecenia ze względu na znaczną zawartość Fe^{2+} . Najczęściej występują one w postaci izolowanych, euhedralnych kryształów romboedrycznych lub tworzą cement sparowy. Po-

Tabela 15

Wyniki analiz planimetrycznych piaskowców karbonu [% obj.]

Results of modal analyses in the Carboniferous sandstones [% vol.]

Głębokość [m]		688,9	848,1	849,5	851,0	1020,6	1025,0	1028,2
Typ piaskowca		wa k	wa a	ar sl	wa a	wa sa wlk	wa sa wlk	ar sl wlk
Kwarc	suma	46,7	36,0	45,4	29,7	51,7	47,3	65,7
	monokrystaliczny	40,4	26,3	27,7	19,7	48,0	43,3	52,3
	polikrystaliczny	6,3	9,7	17,7	10,0	3,7	4,0	13,4
Skalenie		1,7	15,0	9,7	12,7	5,3	9,3	3,3
Litoklasty	suma	0,3	5,7	11,9	5,4	1,0	2,0	7,3
	osadowe	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	metamorficzne	0,3	2,0	7,0	2,7	0,0	0,0	0,0
	głębinowe	0,0	1,0	3,3	0,7	0,0	0,3	0,3
	wylewne	0,0	2,7	1,3	2,0	1,0	1,7	7,0
Łyszczyki		7,6	5,7	1,0	6,7	0,3	0,0	0,0
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Zrn 0,3
Matriks	suma	28,0	22,7	12,6	34,0	29,7	26,7	6,7
	ilasty	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	ilasto-żelazisty	14,7	18,7	12,3	29,3	28,3	24,0	5,4
	mułkowy	13,3	4,0	0,3	4,7	1,4	2,7	1,3
Kaolinit autigeniczny		3,0	2,3	3,3	0,3	2,3	5,3	10,4
Minerały ilaste autigeniczne inne		0,0	Chl 1,0	0,0	Chl 0,3	0,0	0,0	0,0
Węglany	suma	0,0	8,6	13,7	8,3	8,7	6,0	5,3
	kalcyt	0,0	0,0	0,0	0,0	8,7	6,0	5,3
	dolomit/ankeryt	0,0	4,6	13,7	1,0	0,0	0,0	0,0
	syderyt	0,0	4,0	0,0	7,3	0,0	0,0	0,0
Kwarc autigeniczny		0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	1,0
Piryty / hematyt		Py 0,7	0,0	0,0	Py 0,6	Py 1,0	Py 3,4	0,0
Materia organiczna		12,0	3,0	0,7	2,0	0,0	0,0	0,0
Inne		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma [%]		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory (wartości liczone >300 punktów)		n.o.	n.o.	0,0	n.o.	n.o.	n.o.	0,6
Wyniki w przeliczeniu na 100%	kwarc	95,9	63,5	67,8	62,1	89,2	80,7	86,1
	skaleń	3,5	26,4	14,5	26,6	9,1	15,9	4,3
	litoklasty	0,6	10,1	17,7	11,3	1,7	3,4	9,6

wa k – waka kwarcowa, wa a – waka arkozowa, ar sl – arenit sublityczny, wa sa – waka subarkozowa, wlk – wulkanoklastyczny,
quartzwacke, arkosic wacke, sublithic arenite, subarkosic wacke, volcanoclastic,

Zrn – cyrkon, Chl – chloryty, Py – piryt, n.o. – nie oznaczono
zircon, chlorite, pyrite, no data

nadto Fe-dolomit i ankeryt są produktami wtórnych procesów zastępowania ziaren: skaleni, kwarcu i litoklastów oraz składników cementu: kwarcu autigenicznego, syderytu i kaolinitu.

Syderyt stwierdzono w piaskowcach zawierających Fe-dolomit/ankeryt. Jego zawartość wynosi od 4,0 do 7,3% obj. skały. Mineral ten reprezentuje wczesną generację syderytu

(Kozłowska, 1997, 2001, 2004). Tworzy on bardzo drobno-krystaliczne ziarna rozsiane lub skupione. Z badań Kozłowskiej (2004, 2009) wynika, że wczesna generacja syderytu jest reprezentowana przez syderyt oraz syderoplesyt. Bardzo drobno-krystaliczny syderyt wypełnia pierwotną przestrzeń porową w skale, a miejscami zastępuje ziarna skaleni, litoklastów oraz

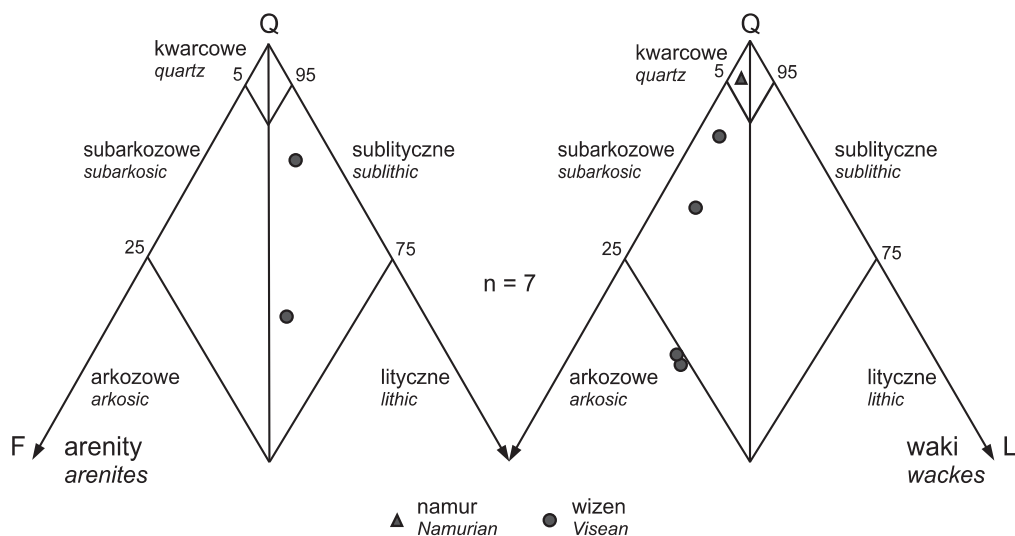


Fig. 25. Piaskowce karbonu na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

The Carboniferous sandstones classified according to the classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

łyszczków. Wśród autigenicznych minerałów ilastych powszechnie występuje kaolinit, natomiast chloryty czy illit występują w mniejszej ilości.

Zawartość kaolinitu waha się od 0,3 do 10,4% obj., przeciętnie wynosi około 3,0% obj. skały. Autigeniczne kryształy kaolinitu są dobrze widoczne w płytkach cienkich. W katodoluminescencji kaolinit wykazuje świecenie w barwie ciemnoniebieskiej (fig. 26A, B). W obrazie elektronowego mikroskopu skaningowego kaolinit występuje w formie płytkowych agregatów, które są widoczne jako pseudoheksagonalne kryształy tworzące charakterystyczne formy książeczkowe. Na podstawie wykształcenia morfologicznego wyróżniono kaolinit robakowaty (Kozłowska, 2004, 2011). Obserwacje mikroskopowe wskazują na tworzenie się kaolinitu w procesie przeobrażania skałeni oraz muskowitu.

Chloryty autigeniczne wypełniają przestrzeń porową piaskowca. W obrazie mikroskopu elektronowego widoczne są jako kryształy pseudoheksagonalne. Skład chemiczny chlorytów badanych w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS charakteryzuje się wysoką zawartością żelaza i znacznie niższą magnezu (fig. 27).

Illit autigeniczny zaobserwowano w obrazie SEM w próbce piaskowca z głęb. 849,5 m. Kryształy illitu w formie drobnych włókien narastają na illicie blaszkowym i zarastają przestrzeń porową w piaskowcu, zmniejszając jego przepuszczalność (fig. 26D).

Cement kwarcowy tworzy obwódki syntaksjalne na ziarnach kwarcu, a jego zawartość przeciętnie wynosi około 1% obj. skały. Obserwacje w katodoluminescencji wskazują na występowanie jednej generacji obwódek kwarcowych. W obrazie CL kwarc autigeniczny charakteryzuje się brakiem świecenia, odróżniając się wyraźnie od ziaren kwarcu, które wykazują luminescencję barwy brązowej (fig. 26B). Miejscami obwódki kwarcu autigenicznego są rozpuszczane oraz zastępowane przez węglany.

Zawartość pirytu waha się od 0 do 3,4% obj. skały. Przeważnie wypełnia on przestrzeń porową i często towarzyszy materii organicznej.

W płytkach cienkich wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą zmierzono procentowy udział pustych porów, który wynosi poniżej 1% obj. skały. Próbkę z głęb. 1028,8 m charakteryzuje się porowatością efektywną 2,58% i przepuszczalnością 1 mD (Miłaczewski, 1971). W arenitach występuje głównie porowatość wtórna, powstała w wyniku rozpuszczania ziaren, przeważnie skałeni i litoklastów, oraz mikroporowatość pomiędzy kryształami ilastymi.

Mułowce

Wśród mułowców wyróżniono mułowce i mułowce piaszczyste. Skały te charakteryzują się strukturą aleurytową i teksturą przeważnie kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczków, którym często towarzyszą materia organiczna i drobnokrystaliczny syderyt oraz lokalnie piryt. Skład mineralny mułowców jest analogiczny do składu piaskowców. Materiał detrytyczny jest przeważnie nieobtoczony. Z łyszczków występują muskowit i biotyt, który powszechnie jest przeobrażany w chloryt. Masa podstawowa złożona jest z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego oraz węglanów – syderytu oraz ankerytu. Syderyt wykształcony jest w formie bardzo drobnokrystalicznych skupień, często ułożonych liniowo, lub sferolitów. Sferolity narastające promieniście charakteryzują się przeciętną wielkością około 0,25 mm (fig. 26E). Lokalnie obserwowano syderytującą skały.

Iłowce

Wśród iłowców wyróżniono iłowce i iłowce mułkowe. Skały te charakteryzują się strukturą pelitową i widoczną miejscami teksturą lekko kierunkową, podkreśloną ułożeniem

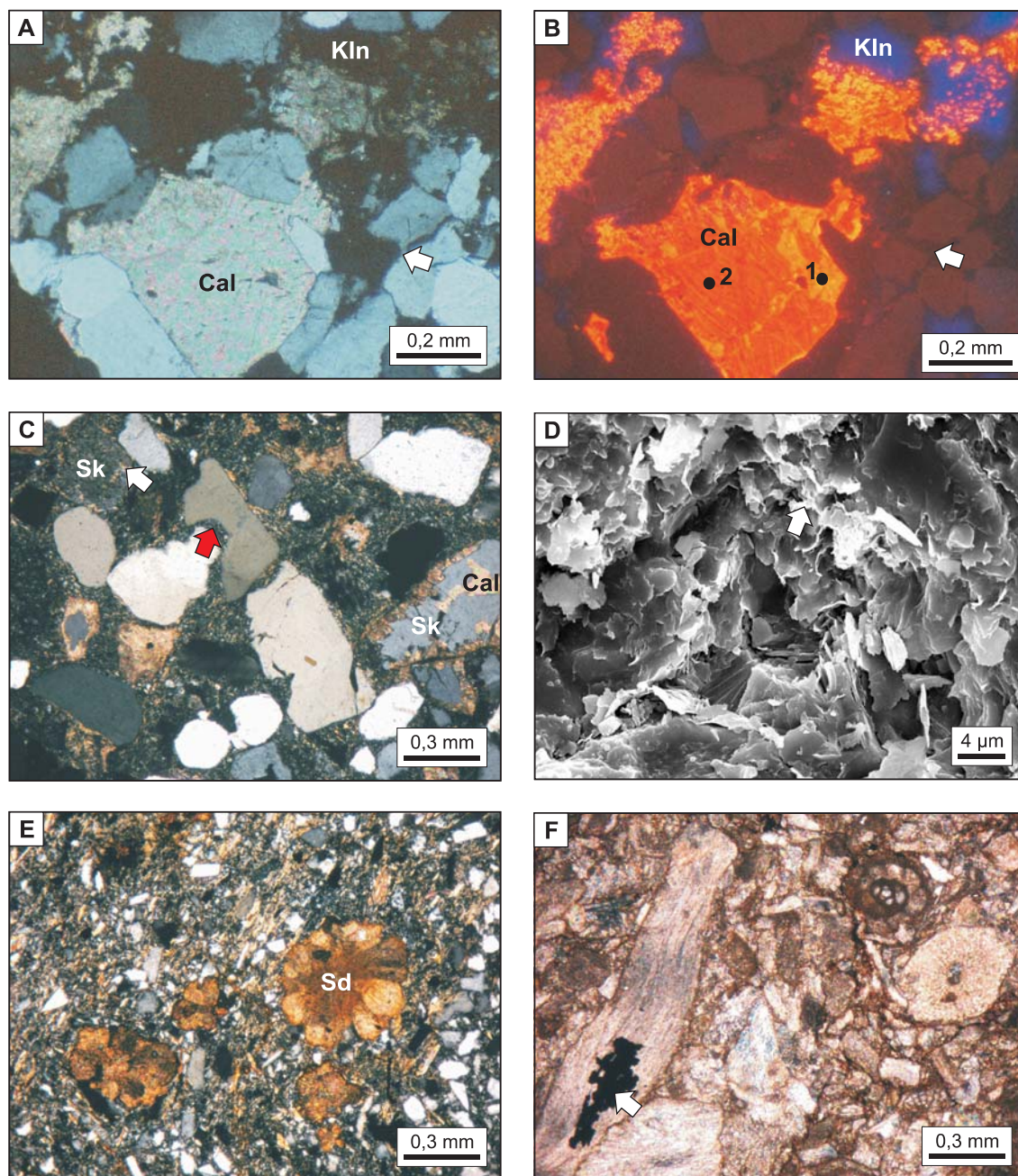


Fig. 26. **A.** Piaskowiec wulkanoklastyczny, arenit sublityczny; cementy: kalcyt (Cal), kaolinit (Kln) i kwarc (strzałka); głęb. 1028,2 m, PL, XP. **B.** Obraz w CL próbki z fot. A: cement kalcytowy (Cal) wykazuje luminescencję w barwach żółtych i pomarańczowych, kaolinit (Kln) w ciemnoniebieskiej, ziarna kwarcu detrytycznego wykazują luminescencję brązową, a obwódki kwarcu autogenicznego nie świecą (strzałka); punkty 1 i 2 – miejsca analiz chemicznych EDS. **C.** Ziarna skaleni (Sk) zastępowane kalcytem (Cal) oraz przeobrażane w serycyt (biała strzałka) w piaskowcu wulkanoklastycznym, wace subarkozowej; zatoki korozyjne w kwarcu piroklastycznym (czerwona strzałka); głęb. 1025,0 m, PL, XP. **D.** Illit włóknisty (strzałka) narastający na illicie blaszkowym; głęb. 849,5 m, obraz SEM. **E.** Sferolity syderytowe (Sd) w mułowcu; głęb. 529,3 m, PL, XP. **F.** Wapień zawierający liczne fragmenty bioklastów (wakston otwornicowo-liliowcowy); kalcyt w skorupce zastępowany przez pirit (strzałka); głęb. 774,1m, PL, XP

A. Volcanoclastic sandstone, sublithic arenite; cements: calcite (Cal), kaolinite (Kln) and quartz (arrow); depth 1028.2 m, PL, XP. **B.** CL image of sample shown in photo A: yellow and orange luminescence of calcite cements (Cal) and dark blue of kaolinite (Kln), brown luminescence of quartz grains and non-luminescence of authigenic quartz overgrowths (arrow); points 1 and 2 – EDS chemical analysis marked. **C.** Potassium feldspar grains (Sk) replaced by calcite (Cal) and altered to sericite (white arrow) in volcanoclastic sandstone, subarkosic wake; embayments in pyroclastic quartz (red arrow); depth 1025.0 m, PL, XP. **D.** Fibrous illite (arrow) growing on platy illite; depth 849.5 m, SEM image. **E.** Siderite spherulites (Sd) in mudstone; depth 529.3 m, PL, XP. **F.** Limestone containing abundant bioclast fragments; calcite is replaced by pyrite in the shell (arrow); depth 774.1 m, PL, XP

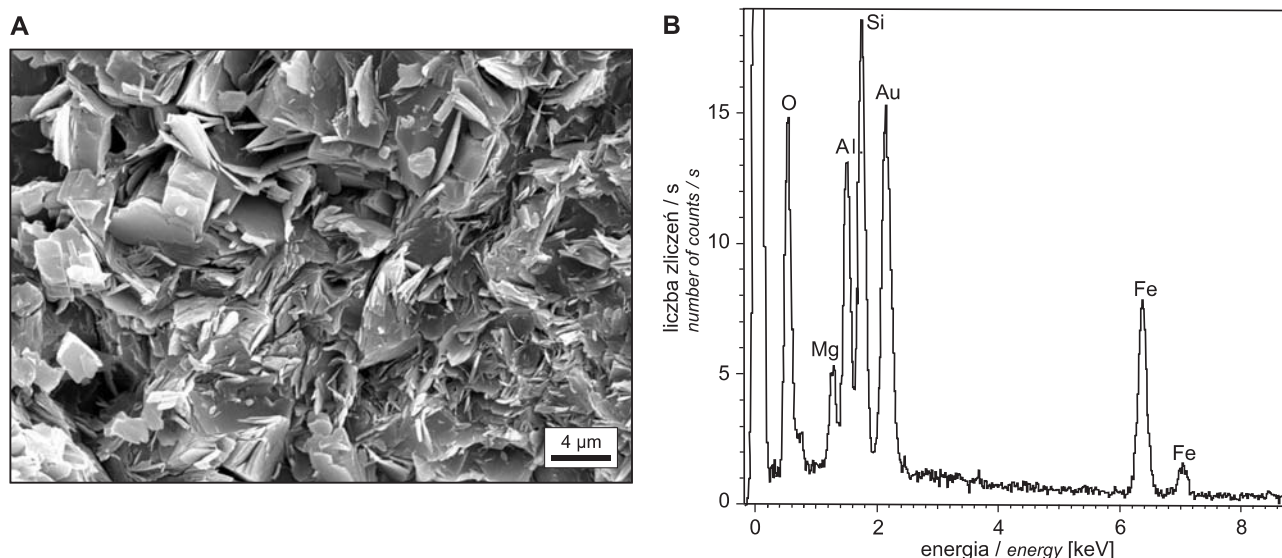


Fig. 27. A. Autigeniczny Fe-chloryt, głęb. 1028,2 m, obraz SEM. **B.** Widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego Fe-chlorytu

A. Authigenic Fe-chlorite, depth 1028.2 m, SEM image. **B.** X-ray spectra (EDS) of chemical composition of Fe-chlorite

łuseczek minerałów ilastych, łyszczyków, chlorytów oraz smug materii organicznej. Iłowce zbudowane są z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego oraz syderytu bardzo drobnokrystalicznego lub w formie sferolitów promienistych. Wśród ziarn detrytycznych wyróżniono kwarc oraz blaszki łyszczyków.

Wapienie

Skały węglanowe w osadach karbonu reprezentują głównie wapienie organodetrytyczne. Według klasyfikacji Dunham (Jaworowski, 1987) należą one do greinstonów, pakstonów i wakstonów (fig. 26F). Wapienie złożone są głównie z bioklastów i z cementu o składzie kalcytu, wielkości mikrytu i mikrosparytu. W próbkach z głęb. 773,4 i 774,1 m zawartość bioklastów wynosi odpowiednio: około 60% i około 80% obj. skały, natomiast w próbce z głęb. 945,8 m – około 40% obj. skały. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące głównie do otwornic, szkarłupni, brachiopodów, małży, glonów oraz rzadziej do mszywiolów i koralowców. Okruchy fauny miejscami są spirytyzowane (fig. 26F). Domieszki terygeniczne w wapieniach są nieliczne, zwykle to minerały ilaste, materia organiczna i wodorotlenki żelaza. Wapień z głęb. 945,8 m jest zrekrytalizowany, a miejscami obserwujemy początkowy efekt sylikfikacji skały. Próbką z głęb. 530,7 m reprezentuje wapień piaszczysty. Składa się on z mikrytowego i mikrosparytowego cementu kalcytowego, sferolitów syderytowych o przeciętnej wielkości około 0,2 mm oraz materiału detrytycznego. Materiał detrytyczny jest nieobtoczony i półobtoczony, stanowi około 30% obj. skały. Głównym jego składnikiem jest kwarc o najczęstszej średnicy ziarna 0,06 mm i największej – 0,14 mm. W mniejszej ilości występują blaszki muskowitu i chlorytów oraz ziarna skaleni.

Podsumowanie

Utwory karbonu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne, najczęściej mułowce, piaskowce i iłowce. Miejscami występują skały węglanowe, głównie typu greinstonów, pakstonów i wakstonów organodetrytycznych.

Piaskowce są reprezentowane przez waki subarkozowe i arkozowe, a także arenity sublityczne wieku wizeńskiego oraz wakę kwarcową wieku namurskiego. W dolnej części profilu otworu stwierdzono obecność piaskowców wulkanoklastycznych.

Wśród cementów do najważniejszych należą węglany, minerały ilaste i kwarc. Lokalnie obserwowano piryt. Cementy węglanowe reprezentowane są przez: Mn/Fe-kalcyt, Fe-dolomit/ankeryt oraz syderyt i syderoplesyt. Wśród autigenicznych minerałów ilastych dominuje kaolinit, natomiast chloryty żelaziste i illit występują w mniejszej ilości. Cement kwarcowy tworzy obwódki syntaksjalne na ziarnach kwarcu.

Porowatość piaskowców karbonu najczęściej wynosi około 1% obj. skały. Wyróżniono porowatość wtórną, powstałą w wyniku rozpuszczania ziaren, głównie skaleni i litoklastów, oraz mikroporowatość pomiędzy krystalitami ilastymi.

Mułowce i iłowce często charakteryzują się teksturą kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych, łyszczyków i materii organicznej. W skałach tych powszechnie występuje syderyt, wykształcony w formie bardzo drobnokrystalicznej lub sferolitów.

W wapieniach organodetrytycznych wśród bioklastów wyróżniono fragmenty należące do otwornic, szkarłupni, brachiopodów, małży i glonów. Okruchy fauny miejscami są spirytyzowane lub zsylikfikowane.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA JURY GÓRNEJ

Otwór wiertniczy Białopole IG 1 położony jest na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny, na skraju współczesnego zasięgu utworów jurajskich. Jura jest reprezentowana w tym wierceniu jedynie przez utwory jury górnej. Stwierdzone zostały one na głębokości 479,0–515,4 m, bezpośrednio powyżej skał karbońskich (westfal). Luka stratygraficzna obejmuje więc najwyższy karbon, perm, trias oraz jurę dolną i środkową. W sumie jest to przedział czasowy obejmujący około 150 mln lat.

Jura górna jest reprezentowana jedynie przez utwory oksfordu i być może najniższego kimerydu, a dokładnie przez formację zakrzewską i jasieniecką, o łącznej miąższości 36,4 m. Utwory te są w pełni rdzeniowane, ale uzysk rdzenia wynosi 5–66%.

Formacja zakrzewska ma 25,4 m miąższości i występuje na głębokości 490,0–515,4 m. Tworzą ją mułowce piaszczyste barwy szarej, w górnym odcinku wapniste, w dolnym bezwapniste, w których stwierdzono otwornice, igły gąbek oraz elementy szkieletowe szkarłupni i kolce jeżowców. W profilu mniej licznie występują również wkładki piaskowców kwarcowych, drobnoziarnistych, szarych, z detrytem węglonej flory.

W rdzeniu z najniższego odcinka profilu (głęb. 515,1–515,4 m) T. Marcinkiewicz (orzeczenie archiwalne; Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981) stwierdziła obecność megaspory *Horstisporites harrisi* (Murray) Potonié. Megaspory ta notowana jest w Polsce w jurze dolnej i środkowej. Jednak Niemczycka i Marcinkiewicz (1981) udowodniły na podstawie współwystępowania tej megaspory z otwornicami oksfordu, że na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny może się ona pojawiać również w dolnym i środkowym oksfordzie.

Tuż powyżej miejsca występowania wspomnianej megaspory, na głęb. rdzeniowej 509,1–509,8 m, z utworów mułowcowych W. Bielecka (orzeczenie archiwalne; Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981) oznaczyła otwornice *Paalzowella feifeli seiboldi* Lutze, *Spirillina tenuissima* Gümbel i *Lenticulina tumida* Mjatluk. Według Smoleń (2000) dwie pierwsze otwornice pojawiają się w najniższym dolnym oksfordzie (poziom *mariae*) i występują przez cały oksford. Natomiast *Lenticulina tumida* Mjatluk występuje głównie w kellowej, jednak jest spotykana także w najniższym dolnym oksfordzie (poziom *mariae*). Współwystępowanie wymienionych gatunków otwornic jednoznacznie wskazuje, że sedymentacja osadów formacji zakrzewskiej trwała od najwcześniejszej jury górnej.

W wyższych odcinkach formacji stwierdzono jedynie pojedyncze otwornice *Lenticulina muensteri* Roemer i *Spirillina*

sp., niemające znaczenia stratygraficznego. Przypuszczalnie wyższy odcinek formacji zakrzewskiej reprezentuje oksford środkowy, a być może również najniższy oksford górny. Taki wiek wynika z analiz przeprowadzonych przez Niemczycką i Marcinkiewicz (1981), a ponadto z datowania utworów węglanowych reprezentujących położoną powyżej formację jasieniecką.

Formacja jasieniecka, o miąższości 11 m, występuje na głębokości 479,0–490,0 m. Według rdzenia strop formacji występuje na głęb. 480 m. W najniższym odcinku są to wapienie onkolitowe lub organodetrytyczne, barwy szarej lub szarobiałej, ze szczątkami koralii, ślimaków, małży oraz onkoidami. Wyżej naprzemian pojawiają się wapienie mikrytowe, wapienie drobnoziarniste oraz wapienie margliste. Ponadto stwierdzono dwie 0,2 m wkładki mułowców ilastych barwy szarej, a na głęb. 482,5 m – zlepieniec wapienny śródwartowy, gruboziarnisty, o spoiwie marglistym.

W najniższym odcinku profilu (głęb. 486,7–488,4 m) W. Bielecka (orzeczenie archiwalne; Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981) oznaczyła otwornice: *Haplophragmoides canui* Cushman, *Mesoendothyra* cf. *izjumiana* Dain, *Quinqueloculina jurassica* Bielecka et Styk, *Spirillina infima* Strickland, *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski. Według Bieleckiej (1980) *Haplophragmoides canui* Cushman występuje w górnym oksfordzie i dolnym kimerydzie, *Quinqueloculina jurassica* Bielecka et Styk – w najwyższym górnym oksfordzie i najniższym dolnym kimerydzie, a *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski w najwyższym górnym oksfordzie, kimerydzie i najniższym tytonie. Olszewska (2010) notuje występowanie *Mesoendothyra* cf. *izjumiana* Dain w górnym oksfordzie i kimerydzie. Współwystępowanie wymienionych otwornic w otworze Białopole IG 1 jednoznacznie wskazuje, że początek sedymentacji wapieni formacji jasienieckiej należy wiązać z najwyższym oksfordem lub najniższym kimerydem.

Niemczycka (1976) sugerowała wiek formacji jasienieckiej jako środkowy oksford. Według Olszewskiej (2010) otwornice datują ją na górny oksford. Taki wiek potwierdzałyby również badania geologów ukraińskich, którzy utwory przykrywające formację Rudki (odpowiednik formacji jasienieckiej w Polsce), tzw. horyzont pstry (= formacja jarczowska i tyszowiecka), datują na dolny kimeryd (Gutowski i in., 2005).

W profilu Białopole IG 1 wapienie oksfordu są przykryte w stropie bezpośrednio przez utwory kredy górnej.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI, Aleksandra KRASSOWSKA

WĘGLANOWA SEKWENCJA KREDY

Kreda w otworze Białopole IG 1 ma miąższość 478,5 m i jest reprezentowana przez alb górny oraz wszystkie piętra kredy górnej od cenomanu po mastrycht górny. Rdzenie kontrolne pobrano tylko w dolnej części profilu w turonie i cenomanie. Z pierwszych metrów kredy do badań wykorzystano próbki uzyskane przy kopaniu płytkiej studni. Granice stratygraficzne oraz litologię określono na podstawie analizy rdzeni oraz interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej i badań próbek okruchowych w porównaniu z najbliższym, częściowo rdzeniowanym otworem Kumów IG 1 (Krassowska, 1969) oraz otworami Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2 (Krassowska, 1976), z uwzględnieniem wyników badań zespołów otwornicowych i nielicznej makrofauny. Miąższość utworów kredy i wydzielonych interwałów chronostratygraficznych przedstawia tabela 16. Lokalizacja tych otworów na tle mapy strukturalnej spągu kredy pokazana jest na figurze 28. Badania mikrofaunistyczne przeprowadziła E. Witwicka, natomiast makrofaunę oznaczył A. Błaszkiwicz, z tym że przewodniej makrofauny w kredzie tego otworu nie znaleziono. Przyjęte granice chronostratygraficzne są orientacyjne.

Z odcinków rdzeniowanych wykonano 10 analiz chemicznych na zawartość CaCO_3 i 2 analizy na zawartość P_2O_5 (tab. 17). Badania wykonano w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Warszawie.

Kreda dolna reprezentowana jest prawdopodobnie przez cienką warstwę (1,0 m) piaskowców marglistych z konglomeratami fosforytów, zaliczoną do albu górnego. Skały te leżą na zdenudowanej powierzchni górnajurajskiej.

Tabela 16

Miąższość utworów kredy w wybranych otworach wiertniczych

Thickness of the Cretaceous deposits in the selected boreholes

Stratygrafia	Białopole IG 1	Kumów IG 1	Strzelce IG 1*	Strzelce IG 2*
Mastrycht	138,5	163,0	40,5	52,5
Kampan	107,5	99,0	98,5	97,0
Santon	49,5	49,0	50,0	75,5
Koniak środkowy–górny	30,0	31,0	31,0	
Turon–koniak dolny	145,0	146,5	121,5	122,0
Cenoman	7,0	7,0	6,0	4,0
Alb górny	1,0	1,0	–	–
Kreda	478,5	496,5	347,5	351,0

* wg Jaskowiak-Schoeneichowej i Krassowskiej (1988)

Cenoman o miąższości 7,0 m jest reprezentowany od dołu przez margle, wapienie i 1-m warstwę kredy piszącej w stropie. W spągu występują margle piaszczyste z licznymi konglomeratami fosforytowymi. Przejście od utworów marglistych do typowych dla środkowej części cenomanu szarych i twardych wapieni z fauną *Inoceramus* jest stopniowe. Wapienie te osiągają w otworze Białopole IG 1 miąższość zaledwie kilku metrów. W skałach tych znaleziono jedynie *Syncyclonema* cf. *orbiculare* (Sowerby). W stropie cenomanu występuje kreda pisząca z cienką warstwą marglu ilastego (2 cm). Na cenoman wskazuje charakterystyczny zespół otwornic opisany przez E. Gawor-Biedową w tym tomie. Ku stropowi profilu następuje wzrost zawartości CaCO_3 (tab. 17). Na krzywych profilowań geofizycznych odcinek odpowiadający cenomanowi charakteryzuje zwiększone natężenie promieniowania gamma oraz wysoka oporność skał.

Interwał wyinterpretowany na podstawie profilowania geofizycznego i wydzielony jako turon–koniak dolny ma miąższość 145,0 m. Interwał ten jest w całości reprezentowany przez kredę piszącą, twardą szczególnie w dolnej części. Zawartość węgla wapnia wynosi około 93–96%. Występują tu prawdopodobnie dwa poziomy z krzemieniami.

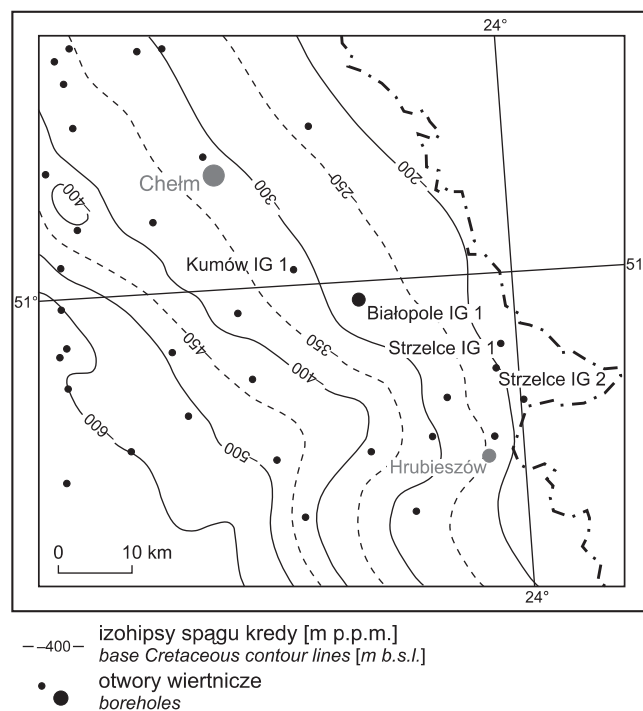


Fig. 28. Mapa strukturalna kredy w rejonie Chełm–Hrubieszów

Structural map of the base of the Cretaceous in the Chełm–Hrubieszów region

Tabela 17

Analizy chemiczne z utworów kredy

Chemical analysis of the Cretaceous deposits

Stratygrafia	Głębokość [m]	CaCO ₃ [%]	P ₂ O ₅ [%]
Mastrycht górny	2,0	84,34	
Koniak–turon	450,0	95,78	
	464,0	94,80	
	471,0	94,98	
Cenoman	473,5	93,62	
	474,5	92,64	
	475,7	95,32	
	478,0	92,02	
	478,7	88,13	1,47
	479,6	42,29	5,93

Interwał odpowiadający przypuszczalnie środkowemu i górnemu koniakowi, wydzielony na podstawie korelacji z otworami Kumów IG 1, Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2, ma miąższość 30,0 m. Dominującym typem litologicznym są tu prawdopodobnie wapienie margliste, kredopodobne, białe.

Odcinek profilu przypisywany santonowi, miąższości 49,5 m, również jest zbudowany z wapieni marglistych, kredopodobnych.

Na obecność kampanu na tym obszarze wskazuje mikrofauna znaleziona w próbkach z otworu Kumów IG 1 (Witwicka, 1968). Prawdopodobnie występuje tu kampan dolny i górny. W otworze Białopole IG 1 kampan jest wykształcony w postaci kredy piszącej marglistej oraz wapieni kredopodobnych i ma miąższość 107,5 m.

Mastrycht jest reprezentowany najprawdopodobniej zarówno przez dolne, jak i górne podpiętro. Na obecność mastrychtu górnego wskazuje zespół otwornicowy znaleziony w próbkach z najwyższych części profilu i opisany przez E. Gawor-Biedową w tym tomie. Na podstawie regionalnych badań mikrofaunistycznych i wykształcenia litologicznego A. Krassowska sugeruje, że występujące tu osady mastrychtu górnego należą do poziomu z *Belemnitella junior*. Mastrycht w otworze Białopole IG 1 buduje kreda pisząca marglista, w dolnej części z wapieniami kredopodobnymi.

W otworze Białopole IG 1 stwierdzono zatem pełny profil kredy górnej, litologicznie typowy dla regionu Chełm–Hrubieszów. Jedynie najwyższa część mastrychtu uległa tu zerodowaniu. Całość profilu świadczy o spokojnej, morskiej sedymentacji węglanowej w basenie epikontynentalnym o niewielkim i stabilnym tempie subsydencji, z dominującymi facjami kredy piszącej i wapieni kredopodobnych. Rejon otworu Białopole jest obszarem, na którym facje kredy piszącej pojawiają się bardzo wcześnie, bo najprawdopodobniej już w najmłodszym cenomanie. Należy też podkreślić, że w profilu kredy górnej nie stwierdzono czystej kredy piszącej o niemal 100% zawartości CaCO₃. Przeważa tu kreda pisząca marglista.

W profilu kredy otworu Białopole IG 1 Krassowska wyróżniła następujące kompleksy geofizyczne (fig. 29):

	głęb. [m]
kompleks geofizyczny V	0,5–112,5
podkompleksy geofizyczne VA i VB	0,5–112,5
kompleks geofizyczny IV	112,5–147,5
część wyższa IVb	112,5–139,0
część niższa IVa	139,0–147,5
kompleks geofizyczny III	147,5–326,0
podkompleks geofizyczny IIIB	147,5–246,5
podkompleks geofizyczny IIIA	246,5–326,0
kompleks geofizyczny II	326,0–477,0
podkompleks geofizyczny IIB	326,0–472,0
poziom geofizyczny 3	326,0–395,0
poziom geofizyczny 2	395,0–423,0
poziom geofizyczny 1	423,0–472,0
podkompleks geofizyczny IIA	472,0–477,0
kompleks geofizyczny I	477,0–479,0
podkompleks geofizyczny IB	477,0–479,0

W kredzie Niżu Polskiego na materiale z wielu wiercen prowadzone były badania cykliczności sedymentacji (Leszczyński, 1997, 2002, 2010), uwzględniające w dużej mierze korelacje pomiarów geofizyki wiertniczej. W szczególności jednak akcent położono na analizę poziomów twardych den, przerw sedymentacyjnych i wszelkich innych przejawów cykliczności sedymentacji, w tym również następstwa facji. W wielu profilach wiertniczych udało się stwierdzić przerwy sedymentacyjne na podstawie badań makro- i mikrofaunistycznych w połączeniu z interpretacją karotaży. Umożliwiło

Stratygrafia		Cykliczność sedymentacji (Leszczyński, 1997, 2010)	Kompleksy geofizyczne (wg Krassowskiej)		
Mastrycht	górny	K4-V i K4-IV	V	A i B	
	dolny		IV		b 139,0–147,5
Kampan		K4-III		B	a 147,5–246,5
Santon		K4-II	III		
Koniak	górny i środkowy	K4-I		A	
	dolny				
Turon	górny	K3-IV	II	B	3 395,0–423,0
	środkowy i dolny				2 423,0–472,0
Cenoman		K3-II i K3-III		A	1 472,0–477,0
Alb	górny	K3-I	I	B	

Fig. 29. Chronostratygrafia, cykliczność sedymentacji i kompleksy geofizyczne w kredzie górnej (z albem górnym)

Chronostratigraphy, cyclicity and geophysical complexes in the Upper Cretaceous (including Upper Albion)

to logiczne korelacje odpowiadających sobie kompleksów litologicznych. Dokładna analiza dostępnych danych wiertniczych i zastosowanie elementów metodyki stratygrafii sekwencyjnej pozwoliły na skorelowanie poszczególnych sekwencji depozycyjnych w skali regionalnej basenu późnokredowego Niżu Polskiego pomiędzy poszczególnymi otworami (kompleksy geofizyczne odpowiadające kompleksom litologicznym). W wyniku tych korelacji możliwe było określenie cykliczności w sukcesji albu górnego–paleocenu dolnego oraz identyfikacja granic pomiędzy cyklami transgresywno-regresywnymi.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA, Emilia WITWICKA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

Pierwszego podziału biostratygraficznego utworów z odcinka profilu 1,0–479,0 m w otworze Białopole IG 1 dokonały autorki w 1974 r. Na podstawie oznaczenia gatunków otwornic występujących w analizowanym odcinku profilu oraz porównaniu z gatunkami otwornic występującymi w utworach górnego albu i kredy górnej Niżu Polskiego (Gawor-Biedowa, 1969, 1972, 1987, 1992a, b; Witwicka, 1958, 1961) uściślono wiek skał z odcinka profilu w otworze Białopole. Do badań mikropaleontologicznych pobrano 15 próbek rdzeniowych z niższej części profilu i 4 próbki okruskowe z jego wyższej części.

Cenoman

Próbka z głębokości 479,0 m pochodzi z najniżej leżących utworów omawianej części profilu. Stwierdzono w niej zespół otwornic w składzie: *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa, *G. cenomanica* (Brotzen), *G. kaptarenkae* (Plotnikova), *Lingulogavelinella orbiculata* (Kuznezova), *Orithostella formosa* (Brotzen), *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova), *Margulinella aequivoca* Reuss, *Dorothia trochus* (d'Orbigny), *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. infracretacea* (Glaessner), *H. simplicissima* (Magne et Sigal), które są reprezentowane przez pojedyncze osobniki. W tym składzie występują one w najstarszych utworach cenomanu, w podpoziomie *Gavelinella varsoviensis* poziomu *Rotalipora appenninica* (tab. 18). Podpoziom ten odpowiada amonitowemu poziomowi *Mantelliceras mantelli* (Gawor-Biedowa, 1984). Otwornicom towarzyszą tu liczne włókna inoceramów, nieliczne zęby ryb, koprolity najczęściej glaukonitowe oraz nieliczne kolce jeżowców.

Minimalną ilość mikroszczałków stwierdzono w skałach z głęb. 478,0 m. Z otwornic zanotowano tu jedynie *Orithostella formosa* (Brotzen). Nie przeczy to cenomańskiemu wiekowi omawianych utworów. Znaleziono również pojedyncze koprolity z drobnych ziarn piasku i zęby ryb. Podstawę reziduum stanowią włókna inoceramów. W warstwach z głęb. 475,7 m, obok gatunków stwierdzonych już w spągu omawianych utworów, odnotowano: *Gavelinella baltica* Brotzen, *G. spinosa* (Plotnikova), *Vaginulina procera* Albers,

W otworze Białopole IG 1 podjęto próbę określenia cykliczności zgodnie ze schematem zaproponowanym we wcześniejszych pracach przez Leszczyńskiego (1997, 2002, 2010). W wyniku takiej analizy można wysunąć przypuszczenie, że wydzielone przez Krassowską kompleksy geofizyczne dość dobrze korelują się z cyklami transgresywno-regresywnymi zaproponowanymi przez Leszczyńskiego (1997, 2002, 2010). Granica pomiędzy cyklem K3-IV a K4-I pokrywa się najprawdopodobniej z granicą pomiędzy poziomami geofizycznymi KGIIB2 i KGIIB3 i znajduje się na głębokości 395,0 m (fig. 29).

reprezentowane przez pojedyncze osobniki oraz dość liczne małżoraczki, nieliczne zęby ryb, koprolity i bardzo liczne włókna inoceramów, stanowiące 30% reziduum. Mamy tu w dalszym ciągu do czynienia z osadami podpoziomu *Gavelinella varsoviensis* poziomu *Rotalipora appenninica*. W skałach tych z nienotowanych jeszcze gatunków stwierdzono *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Tritaxia plummerae* Cushman oraz *Globigerinelloides* sp. i *Lenticulina* sp., bliżej nieokreślone z powodu złego stanu zachowania. Wzrastająca ilość taksonów otwornic planktonicznych w utworach z głęb. 474,5 m jest zapowiedzią zmiany poziomu otwornicowego. Podpoziom *Gavelinella varsoviensis* obejmuje warstwy z odcinka profilu 474,5–479,0 m.

Cenomańskiego wieku są również skały z głęb. 471,0–473,5 m, o czym świadczy inwentarz faunistyczny. Trudność polega na określeniu, do którego poziomu otwornicowego należą te utwory. Liczne gatunki, których nie notowano w niższej części profilu, stwierdzone w warstwach z głęb. 473,5 m w składzie: *Eponides beloruissensis* Akimez, *Guembelitra cenomana* Keller, *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Tappanina eouvigeriniformis* (Keller), *Eggerellina mariae* Ten Dam, *Lingulogavelinella arachnoides* Gawor-Biedowa, *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Neobulimina minima* Tappan, *Gubkinella evexa* (Loeblich et Tappan), *Tritaxia macfadyeni* Cushman nie rozstrzygają tego problemu. Mogą one bowiem występować tak w podpoziomie *Cibicides gorbenkoi* poziomu *Rotalipora appenninica*, jak i w poziomie rozkwitu taksonu rodzaju *Rotalipora*. Wymieniony podpoziom odpowiada makrofaunistycznemu poziomowi *Acanthoceras rhotomagense*, a poziom rozkwitu poziomowi *Callycoceras naviculare*. Omawiane utwory mogą więc należeć do środkowego lub górnego cenomanu.

Turon

Mikrofaunistyczna granica między cenomanem a turo-nem jest granicą najbardziej wyraźną w całym systemie kredowym. W bardzo krótkim odcinku czasu, około 2 mln lat (van Hinte, 1976), to jest w okresie dolnego turo-nu w ujęciu

Rozprzestrzenienie otwornic

Distribution of foraminifera

Głębokość [m]	Otwornice i mikroszczątki
1,00	<i>Hedbergella planispira</i> (Tappan)
2,00	<i>Hedbergella infractacea</i> (Glaessner)
10,0–15,0	<i>Gavelinella kaptarenkae</i> (Plotnikova)
35,0–40,0	<i>Gavelinella varsoviensis</i> Gawor-Biedowa
248,00	<i>Lingulogavelinella orbiculata</i> (Kuznecova)
450,00	<i>Orithostella formosa</i> (Brotzen)
451,00	<i>Hedbergella simplicissima</i> (Magne et Sigal)
457,00	<i>Gavelinella cenomanica</i> (Brotzen)
464,00	<i>Gyroidinoides infractacea</i> (Morozova)
471,00	<i>Margulinella aequivooca</i> Reuss
473,50	<i>Dorothia trochus</i> (d'Orbigny)
474,50	<i>Gavelinella ballica</i> Brotzen
475,70	<i>Gavelinella spinosa</i> (Plotnikova)
478,00	<i>Vaginulina procera</i> Albers
479,60	<i>Whiteinella brittonensis</i> (Loeblich et Tappan)
	<i>Gavelinella lodziensis</i> Gawor-Biedowa
	<i>Praeglobotruncana stephani</i> (Gandolfi)
	<i>Tritaxia plummerae</i> Cushman
	<i>Globigerinelloides</i> sp.
	<i>Lenticulina</i> sp. sp.
	<i>Eponides beloruensis</i> Akimez
	<i>Guebeltina cenomana</i> Keller
	<i>Tritaxia pyramidata</i> Reuss
	<i>Tappanina eouigeriniformis</i> (Keller)
	<i>Eggerellina mariae</i> Ten Dam
	<i>Lingulogavelinella arachnoides</i> Gawor-Biedowa
	<i>Rotalipora cushmani</i> (Morrow)
	<i>Neobulimina minima</i> Tappan
	<i>Gubkinella evexa</i> (Loeblich et Tappan)
	<i>Tritaxia macfadyeni</i> Cushman
	<i>Dicarinella imbricata</i> (Mornod)
	<i>Dicarinella renzi</i> (Gandolfi)
	<i>Gavelinella berthelini</i> (Keller)
	<i>Heterohelix striata</i> (Ehrenberg)
	<i>Lenticulina rotulata</i> (Lamarck)
	<i>Lingulogavelinella globosa</i> (Brotzen)
	<i>Arenobulimina preslii</i> (Reuss)
	<i>Globorotalites hangensis</i> Vassilenko
	<i>Heterohelix moremani</i> (Cushman)
	<i>Gavelinella moniliformis</i> (Reuss)
	<i>Pyramitina pseudospinulosa</i> (Brotzen)
	<i>Cibicides involutus</i> (Reuss)
	<i>Cibicides bembix</i> (Marsson)
	<i>Cibicides voltzianus</i> (d'Orbigny)
	<i>Spiroplectamina rosula</i> (Ehrenberg)
	<i>Gavelinella gankinoensis</i> (Neckaja)
	<i>Gyroidinoides globosus</i> (Hagenow)
	<i>Gavelinella umbilicata</i> (Vassilenko et Mjatluk)
	<i>Bolivina incrassata</i> Reuss
	<i>Bolivoides sidestrandsis</i> Barr
	<i>Gavelinella lellingensis</i> Brotzen
	<i>Orbignyina inflata</i> (Reuss)
	<i>Gaudryna pyramidata</i> (Cushman)
	<i>Osangulana cordieriana</i> (d'Orbigny)
	<i>Cibicides beaumontianus</i> (d'Orbigny)
	<i>Praebulimina laevis</i> (Beissel)
	<i>Gyroidinoides turgidus</i> (Hagenow)
	<i>Pullenia cretacea</i> Cushman

polskim (Błaszkiwicz, Szymakowska, 1984) rozwinął się zespół otwornic odmienny od cenomanu i zupełnie inny od górnoturońskiego (tab. 18). Do gatunków przewodnich dla dolnego turonu, stwierdzonych w utworach z głęb. 457,0 i 464,0 m, należą *Dicarinella imbricata* (Mornod) i *D. renzi* (Gandolfi). Obok nich z nieznanymi w cenomanie stwierdzono *Gavelinella berthelini* (Keller) i *Globorotalites hangensis* Vassilenko. Szersze zasięgi występowania mają natomiast *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), nie występująca jednak w górnym turonie z wyjątkiem jego najstarszych warstw, oraz *Heterohelix striata* (Ehrenberg), *Lenticulina rotulata* (Lamarck) i *Arenobulimina preslii* (Reuss) o szerokich zasięgach występowania. Z notowanych już w niżej leżących utworach kontynuują swój rozwój: *Gyroidinoides infractacea* (Morozova), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Neobulimina minima* Tappan. Wszystkie te gatunki nie zawsze w jednakowym i pełnym składzie są obecne w utworach otwornicowego podpoziomu *Praeglobotruncana oraviensis* poziomu *Helvetoglobotruncana helvetica*. Wymieniony podpoziom odpowiada makrofaunistycznym poziomom *Inoceramus labiatus* i *Inoceramus lamarcki*. W omawianych utworach otwornic towarzyszą liczne małżoraczki, nieliczne zęby ryb, koprolity oraz liczne włókna inoceramów.

W utworach z głęb. 450,0–451,0 m kontynuują swój rozwój *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen) i *Globorotalites*

hangensis Vassilenko. Brak w nich gatunków przewodnich dla dolnego turonu, a obecność przewodniej dla turonu górnego *Gavelinella moniliformis* (Reuss) pozwalają zaliczyć te warstwy do podpoziomu *Helvetoglobotruncana helvetica* poziomu o tej samej nazwie. Odpowiada on najniższej części makrofaunistycznego poziomu *Inoceramus costellatus*, a więc najstarszym warstwom turonu górnego. Przy opracowywaniu skał z otworów wiertniczych rzadko udaje się, z różnych powodów, pobrać próbki z warstw granicznych między piętrami czy też poziomami, co jest sukcesem w przypadku omawianego otworu. Przeprowadzone badania wskazują na to, że granica między cenomanem a turonem przebiega pomiędzy głębokością 464,0 a 471,0 m.

Maastricht–kampan–santon

Utwory maastrichtu–kampanu–santonu stwierdzono na głęb. 0,5–248,5 m. Zawierają one bogaty zespół otwornic. Jest on jednak znacznie uboższy niż w skałach z innych obszarów Lubelszczyzny. Różni się nie tylko brakiem licznych nowych taksonów opisanych z kredy lubelskiej, lecz również niższą frekwencją otwornic planktonicznych (Gawor-Biedowa, 1992b). Jedyna próbka rdzeniowa ze skał z omawianego odcinka profilu pochodzi z głębokości 248,0 m. Pozostałe to próbki z gryzera. Próbką z głębokości 248,0 m zawiera mikrofaunę znajdującą się *in situ*, co pozwala na ścisłe określenie

w utworach kredy
in the Cretaceous deposits

wieku utworów, z których pochodzi. Część z nich to gatunki długowieczne, pojawiające się nawet w górnym turonie, jak np. *Spiroplectamina rosula* (Ehrenberg), *Marginotruncana bulloides* (Vögler), *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny), *Eouvigerina serrata* (Chapman), a nawet starsze jak *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg), czy też młodsze jak *Gavelinella umbilicatulula* (Vassilenko et Mjatluk). Pozostałe to gatunki pojawiające się sukcesywnie w utworach kampanu i mastrychtu, zgodnie z rozwojem filogenetycznym. W mastrychcie górnym rozpoczynają swój rozwój: *Cibicidoides involutus* (Reuss), *C. voltzianus* (d'Orbigny), *C. bembix* (Marsson), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Orbignyna inflata* (Reuss), *Gaudryina pyramidata* (Cushman), *Praebulimina laevis* (Beissel), *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *Pullenia cretacea* Cushman, *Pyramidina triangularis* (Cushman et Parker), *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Valvulineria laevis* Brotzen, *Globotruncana rugosa* (Marie), *Globigerinelloides abberantus* (Neckaja), *Bolivinoides sidestrandensis* Barr. U schyłku kampanu pojawia się *Bolivina incrassata* Reuss. Gatunkami przewodnimi dla mastrychtu w tym zespole są *Bolivinoides peterssoni* Brotzen i *Pseudouvigerina cristata* (Marsson). *Osangularia navarroana* (Cushman) występuje w całym mastrychcie i paleocenie. Na górny mastrycht wskazują *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja), *Osangularia peracuta* (Plotnikova), *Pyramidina minuta* (Marsson), *Gavelinella lellingensis* Brotzen, *Spiroplectamina navarroana* Cushman. Utwory z głęb. 248,5 m reprezentują podpoziom *Gavelinella*

Z odcinka profilu 10,0–40,0 m pochodzą dwie próbki gryzeryowe, pobrane z przemieszczanych osadów pięciometrowej miąższości: z głęb. 35,0–40,0 m i 10,0–15,0 m. Żadna z nich nie zawiera zanieczyszczeń osadami nadległymi. Świadcza o tym zespoły otwornic wzbogacone o gatunki pojawiające się w coraz młodszych utworach mastrychtu, zgodnie z ich rozwojem filogenetycznym. Do najważniejszych z nich, na głęb. 35,0–40,0 m należy *Bolivinoides giganteus* Hiltermann et Koch, a na głęb. 10,0–15,0 m *Karrerria fallax* Rzehak. Pierwszy tworzy podpoziom *Bolivinoides giganteus* poziomu *Anomalinoides pinguis* obejmujący najmłodsze warstwy mastrychtu, odpowiadające makrofaunistycznemu poziomowi *Hoploscaphites constrictus crassus*. *Karrerria fallax* Rzehak jest gatunkiem charakterystycznym dla tego podpoziomu. W kredzie lubelskiej pojawia się równocześnie z gatunkiem, od którego pochodzi nazwa najwyższego podpoziomu mastrychtu, a optimum rozwoju osiąga w paleocenie (Gawor-Biedowa, 1992b). Podobnie jak stwierdzone w badanych skałach *Gavelinella acuta* (Plummer) i *G. danica* (Brotzen) przetrwały kataklizm z pogranicza kredy i paleogenu. W osadach z wymienionych głębokości stwierdzono liczne gatunki otwornic zlepieńcowatych. Są to *Orbignyina sacheri* (Reuss), *O. ovata* Hagenow, *Spiroplectamina baudouiniana* (d'Orbigny), *Dorothia irregularis* (Marsson), *Arenobulimina obesa*

(Reuss), *Plectina lenis* (Grzybowski). Ostatni z wymienionych gatunków oraz zanotowana w skałach z głęb. 10,0–15,0 m *Goesella rugosa* (Hanzlikova) są przybyszami ze strefy geosynklinalnej, gdzie są licznie reprezentowane (Gawor-Biedowa i in., 1984).

W miarę zbliżania się ku stropowi utworów kredowych obserwujemy wzrost liczby gatunków w zespołach. Na głęb. 15,0–30,0 m, obok już wymienionych, spotykane są otwornice: *Eponides biconvexus* Marie, *Arenobulimina cuneata* Wołoschyna, *Heterostomella rugosa* (d'Orbigny), *Arenobulimina sphaerica* Marie i *Telatynella clavata* Gawor-Biedowa. Ostatni wymieniony gatunek został opisany pierwszy raz z utworów górnego mastrychtu kredy lubelskiej, z otworu Telatyn

IG 1 (Gawor-Biedowa, 1987). Ma on jednak duży zasięg pionowy, gdyż został stwierdzony w licznych otworach wiertniczych z obszaru Lubelszczyzny, jak również w otworze Stalniki IG 1, w skałach kampanu i mastrychtu. Wśród licznych mikroszczątków towarzyszących otwornicom w skałach omawianej części profilu zanotowano zwęglone fragmenty roślin.

W stropowej części utworów kredowych omawianego profilu pojawiają się jeszcze na głębokości 2,0 m *Plectina ruthe-nica* (Reuss), *Pullenia jarvisi* Cushman, *Bolivinoides pustulatus* Reuss, znane z najmłodszych utworów górnokredowych na Niżu Polskim. W wychodzących niemal na powierzchnię utworach z głębokości 1,0 m, w zubożałym już zespole otwornic, pojawia się *Anomalinoides pinguis* (Jennings).